ВОЕННО-ИНЖЕНЕРНАЯ ОРДЕНА ЛЕНИНА КРАСНОЗНАМЕННАЯ
АКАДЕМИЯ имени В. В. КУЙБЫШЕВА

МЕТОДИЧЕСКИЕ УКАЗАНИЯ ПО КОМПЛЕКСНЫМ СЕЙСМОГЕОЛОГИЧЕСКИМ И ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИМ ИССЛЕДОВАНИЯМ С ПРИМЕНЕНИЕМ ПОРТАТИВНЫХ СЕЙСМОРАЗВЕДОЧНЫХ УСТАНОВОК

ИЗДАНИЕ ВИА
Москва — 1969

gost.e-ecolog.ru

ВОЕННО-ИНЖЕНЕРНАЯ ОРДЕНА ЛЕНИНА КРАСНОЗНАМЕННАЯ
АКАДЕМИЯ имени В. В. КУЙБЫШЕВА

Кандидат технических наук Г. Н. НАЗАРОВ

МЕТОДИЧЕСКИЕ УКАЗАНИЯ ПО КОМПЛЕКСНЫМ СЕЙСМОГЕОЛОГИЧЕСКИМ И ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИМ ИССЛЕДОВАНИЯМ С ПРИМЕНЕНИЕМ ПОРТАТИВНЫХ СЕЙСМОРАЗВЕДОЧНЫХ УСТАНОВОК

Под редакцией доктора технических наук
профессора А. К. СЫЧЕВА

ИЗДАНИЕ ВИА
Москва — 1969

В работе излагаются нетрудоемкие методы полевых исследований и приемы их камеральной обработки, используемые с целью получения данных о сейсмогеологических и инженерно-геологических условиях на площадках строительства. Для этого предусматривается комплексирование сейсморазведочных исследований (с применением портативных установок типа ОСУ-1 и ударных способов возбуждения колебаний) с инженерно-геологическими, а также с электроразведкой и ландшафтными методами.

Работа рассчитана как на техников и инженеров-изыскателей, осваивающих инженерную сейсморазведку и принципы комплексирования, так и на инженеров-геофизиков, выполняющих специальную обработку материалов по оценке сейсмических и инженерно-геологических условий.

ВВЕДЕНИЕ

В работе излагается методика сейсмогеологических и инженерно-геологических исследований с портативными сейсморазведочными установками в комплексе с различными геофизическими и ландшафтными методами. В методике учтены задачи изысканий, проводящихся на участках строительства сооружений, рассчитываемых на действие динамических нагрузок.

В первых главах рассматриваются вопросы сейсмической съемки малых глубин с применением простейших средств сейсмической разведки, а также методика обработки полевых материалов и их геологической интерпретации. При этом в качестве примера рассматривается работа с одноканальной сейсмической установкой типа ОСУ-1. В сжатой форме изложены физические и геологические основы сейсморазведки. При освещении этих общих для сейсморазведки малых глубин вопросов (гл. II, III и отчасти гл. I) использованы материалы, содержащиеся в «Методических указаниях по применению сейсмических методов...» ВНИИТС [68] и в другой литературе по сейсморазведке [14, 16]. В новом аспекте изложены лишь отдельные вопросы этих глав (о скоростных характеристиках грунтов, о сейсмологических задачах, решаемых с помощью методов малоглубинной сейсморазведки, об исследованиях с использованием поперечных волн).

В главах IV—VI рассматриваются вопросы взаимосвязи различных физических параметров грунтов и принципы комплексирования сейсморазведки, включая глубинную сейсморазведку, с другими методами геологических исследований, таких как инженерно-геологические, электрометрические и ландшафтные. Такая комплексная методика позволяет получать наиболее детальные представления о сейсмогеологических и инженерно-геологических условиях района при наименьших затратах труда и времени.

Отмеченные новые методические положения разработаны на основании результатов опытно-производственных исследований, проводившихся сотрудниками М. П. Климова, часть из которых выполнена с участием ВИА им. В. В. Куйбышева. Рассматривае-

мые в «Указаниях» закономерности изменений скоростей распространения упругих волн с глубиной, способы их оценки по упругим инженерно-геологическим параметрам и некоторые вопросы сейсмического районирования излагаются впервые. На основании этих новых положений даются некоторые рекомендации по расширению роли малоглубинной сейсморазведки при получении сейсмогеологических и инженерно-геологических данных.

Решение этих вопросов позволяет более широко внедрять малоглубинную сейсморазведку с ее недорогостоящей, простой в эксплуатации портативной аппаратурой в производство. Комплексируя этот метод с другими высокопроизводительными методами инженерно-геологической разведки, представляется возможным существенно сократить значительные объемы трудоемких исследований, выполняемых с применением бурения и сейсморазведки с многоканальными станциями и взрывными способами возбуждения колебаний.

В рекомендуемом комплексе методов большое значение имеет использование данных электроразведки и ландшафтных методов. Применение электроразведки позволяет до минимума сократить основной недостаток сейсморазведки с ударным возбуждением колебаний — ее малую глубинность исследований. Применение ландшафтных методов значительно повышает возможности экстраполяции по площади данных о скоростях упругих волн и данных о других физико-механических параметрах грунтов.

Применение сейсморазведки с многоканальными станциями и взрывным способом возбуждения колебаний «Указаниями» предусматривается в сокращенных объемах и при сложной сейсмогеологической обстановке. Методика этих исследований не рассматривается, поскольку она достаточно детально описывается в «Инструкции по проведению инженерной сейсмической разведки участков строительства объектов МО» [69] и, кроме того, содержится в общеизвестных инструкциях и работах [14, 16, 37, 63, 64].

Вопросы организации комплексных сейсмологических и инженерно-геологических изысканий с применением портативных установок и требования к таким изысканиям изложены в отдельном инструктивном документе [70] и в настоящей работе рассматриваются лишь в самых общих чертах.

Работа предназначена для техников и инженеров-геофизиков, а также для геологов, участвующих в комплексных геолого-геофизических исследованиях, т. е. для специалистов различных направлений и различного уровня квалификации по сейсморазведке. Поэтому наряду с новыми методическими положениями, необходимыми для геофизиков, в ней рассматриваются основы сейсморазведки, а также простейшие приемы полевых исследований и интерпретации результатов.

Параграф 2 главы VI написан автором совместно с инженером-геоботаником Н. В. Беляевой. В обобщении материалов полевых наблюдений и техническом оформлении указаний принимал уча-

стие руководитель группы Ю. А. Козлов и другие сотрудники геологического отдела М. П. Климова.

Автор приносит глубокую благодарность профессору доктору геолого-минералогических наук В. В. Попову и доктору географических наук С. В. Викторову за рецензирование работы и ценные указания по изложению вопросов комплексирования сейсмогеологических исследований с инженерно-геологическими и ландшафтными методами, а также главному специалисту Центрального треста инженерно-строительных изысканий В. А. Шемшурину за тщательное научное редактирование предварительного варианта настоящей работы.

Глава I

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О СЕЙСМОРАЗВЕДКЕ, ЕЕ ЗАДАЧАХ И ФИЗИКО-ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ОСНОВАХ

§ 1. Общие сведения о сейсморазведке и решаемых ею задачах

Сейсмические методы разведки основаны на изучении особенностей распространения в Земле искусственно возбуждаемых упругих волн. Эти методы нашли широкое применение при поисках и разведке месторождений нефти и газа, приуроченных обычно к геологическим толщам, залегающим на больших глубинах. Для решения этих вопросов применяются смонтированные на автомашинах многоканальные сейсмические станции, сложные по устройству и требующие для обслуживания высококвалифицированного персонала. Упругие волны в исследуемом геологическом разрезе при этом возбуждаются при помощи взрывов.

Разведка малых глубин с помощью многоканальных сейсмических станций и взрывного возбуждения колебаний экономически невыгодна. Этим можно объяснить сравнительно небольшие объемы малоглубинных сейсморазведочных работ, проводящихся, в частности, для решения вопросов инженерной геологии. Такое положение в существенной степени может быть исправлено с появлением недорогой и простой в эксплуатации портативной сейсморазведочной аппаратуры.

За последние годы завод Казгеофизприбор освоил разработанную МГУ и ВСЕГИНГЕО одноканальную сейсмическую установку ОСУ-1 и приступил к ее серийному выпуску.

По сравнению с другими инженерно-геологическими и тем более сейсморазведочными методами производительность малоглубинной сейсморазведки с ОСУ-1 очень велика. Не менее заманчивой является простота полевых наблюдений и интерпретации получаемых данных. Сейсморазведка с одноканальной аппаратурой, кроме этого, является одним из дополнительных элементов комплекса методов инженерно-геологических исследований, базирующимся на динамических упруго-жесткостных параметрах грунтовых толщ. Получаемые с помощью сейсморазведки сведения об этих параметрах являются исходными для расчетов сейсмического воздействия на сооружения и позволяют оценивать несущую способность и другие важные инженерно-геологические характеристики оснований сооружений.

С помощью малоглубинной сейсморазведки представляется возможным решить следующие инженерно-геологические задачи:

а) определение геометрии верхних слоев геологического разреза с выделением кровли коренных пород под рыхлыми отложениями [2, 16];

б) расчленение толщи слоев по величине скоростей упругих волн с оценкой мощностей выделяемых слоев и прослоев и установлением характеристики их литологии с прослеживанием границ, на которых происходит возрастание скоростей упругих волн;

в) определение глубины уровня подземных вод в рыхлых отложениях и оконтуривание области распространения водоносной толщи, включая верховодку [1, 28];

г) выявление и прослеживание разрывных дислокаций и зон трещиноватости под покровом наносов с оценкой их преобладающего направления;

д) определение положения границы раздела между выветренными и неразрушенными скальными породами [37];

е) поиски и разведка месторождений строительных материалов с предварительной оценкой некоторых свойств этих материалов;

ж) выполнение быстрой оценки динамических модулей упругости и других физико-механических характеристик грунтов и месторождений строительных материалов, включая разрабатываемость и сопротивление раздавливанию [37, 59];

з) изучение сейсмогеологического строения местности с определением скоростных характеристик грунтов для сейсмического микрорайонирования [25, 29];

и) изучение оползней с выявлением поверхностей скольжения, зон переувлажнения грунтов и др.;

к) поиски погребенных русел древних рек [16];

л) выявление талых зон в многолетнемерзлых породах [7].

Комплексное применение малоглубинной сейсморазведки с другими методами, как будет показано, позволяет значительно расширить ее возможности для оценки скоростей распространения упругих волн в геологических толщах на более значительных площадях и глубинах и решать достаточно сложные вопросы сейсмического микрорайонирования [13, 25, 35].

§ 2. Сейсмические волны и особенности их распространения (с таблицей величин продольных и поперечных скоростей в различных грунтах)

Сейсмические волны. Если в какой-либо точке поверхности Земли произвести удар или взрыв, то от точки приложения такого механического импульса во все стороны начнут распространяться упругие колебания, называемые сейсмическими волнами. В зависимости от характера колебания частиц породы различают несколько типов сейсмических волн:

а) продольные объемные волны или волны сжатия — растяжения;

б) поперечные объемные волны или волны сдвига;

в) поверхностные волны, возникающие на границах разделов сред с различными упругими свойствами.

Каждый из этих типов волн обладает своей скоростью распространения, различной для разных пород. Вся совокупность волн от данного механического импульса, если они не разделены, образует так называемый цуг колебаний. Так же называется совокупность колебаний от каждого отдельного типа волн.

В малоглубинной сейсморазведке используются в основном объемные продольные, реже поперечные волны.

Поверхность, отделяющая область колебаний от области, где колебания еще не начались, называется **передним фронтом** сейсмической волны. Поверхность, отделяющая область колебаний от области, где колебательный процесс уже кончился, называется **задним фронтом** волны. Направление, перпендикулярное фронту волны, называется сейсмическим лучом. Лучи представляют собой линии, вдоль которых происходит распространение волн.

Видимым, или преобладающим периодом сейсмической волны T называется промежуток времени, разделяющий два ближних экстремума одинаковой полярности.

Видимая частота f связана с видимым периодом колебаний соотношением

$$f = \frac{1}{T} \tag{1}$$

и измеряется в герцах (*гц*), т. е. числом периодов в секунду.

Видимой, или преобладающей длиной волны λ называется произведение скорости распространения упругой волны в данной среде v на видимый период T.

$$\lambda = vT. \tag{2}$$

Поверхности, с которыми совпадает фронт волны в различные моменты времени, называются изохронами. Совокупность изохрон, принадлежащих данной волне, называется семейством изохрон. Область среды, в каждой точке которой определено время прихода волны, называется полем времен.

При одновременном распространении двух или нескольких волн в пределах одной и той же области среды имеет место наложение, или интерференция волн. При интерференции величина смещения каждой точки среды в каком-либо направлении является равнодействующей смещений, вызываемых каждой из волн в отдельности. В условиях интерференции соблюдается принцип суперпозиции: каждая из волн распространяется независимо от других.

При описании процессов распространения сейсмических волн пользуются понятиями как сейсмических фронтов, так и сейсмиче-

ских лучей. Предпочтение отдают сейсмическим лучам из-за простоты их изображения.

Возникшая при взрыве или ударе упругая волна распространяется во все стороны от пункта возбуждения O (рис. 1). Среди ее лучей есть луч, направленный вдоль дневной поверхности (OA), а также лучи, падающие на границу R под разными углами: (OB), ($OД$), (OI). Луч OA указывает направление распространения прямой волны вдоль дневной поверхности. Луч OB, падающий на границу R под углом i, дает два новых луча: BC и BL. Это означает, что падающая волна при встрече с границей преобразуется

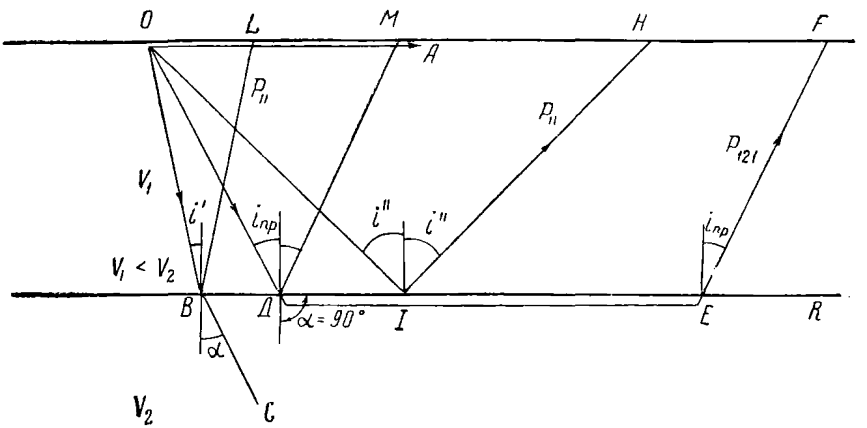


Рис. 1. Лучевая схема распространения однотипных волн в двухслойной среде

в две новые волны: проходящую и отраженную. Направление луча BC, указывающего путь проходящей волны в нижней среде, определяется известным законом преломления

$$\frac{\sin i}{\sin \alpha} = \frac{v_1}{v_2}, \tag{3}$$

где i — угол падения луча;

α — угол преломления;

v_1 и v_2 — скорость распространения упругих волн в верхней и нижней средах.

Лучи OI и IH с углами падения i'' указывают путь падающей и отраженной волн.

Луч $OД$, имеющий особо важное значение в сейсморазведке, падает на границу R под углом $i_{пр}$, называемым предельным, или критическим углом. При таком угле падения угол преломления $\alpha = 90°$ и закон преломления принимает вид

$$\sin i_{пр} = \frac{v_1}{v_2} = -\sin i_{1,2}. \tag{4}$$

В нижней среде подобная проходящая волна распространяется параллельно границе R по направлению луча $ДЕ$. Такой тип проходящей волны называется скользящей волной. Скользящая волна по мере своего распространения возбуждает в верхней среде вторичные волны, называемые преломленными (или головными) волнами.

На поверхности земли преломленная волна регистрируется, начиная с точки M, называемой начальной точкой, образуемой пересечением первого луча $ДМ$ преломленной волны с дневной поверхностью. Пространство в радиусе M от точки $О$, т. е. зона $ОМ$, для преломленной волны является мертвой зоной. На всех точках внутри нее первой регистрируется прямая волна. Она же продолжает приходить первой и еще на некотором протяжении профиля вправо от точки M, регистрируясь совместно с преломленной волной, приходящей в те же точки профиля с некоторым запаздыванием.

О волнах, приходящих в точку приема первыми, говорят, что они приходят в первых вступлениях. О волнах, приходящих вторыми и следующими, говорят, что они приходят в последующих вступлениях.

Итак, на поверхности земли наблюдаются три типа волн: прямые ($ОА$), отраженные (OBL и OIH и др.) и преломленные ($ОДЕF$ и др.). Прямые волны, распространяясь вдоль дневной поверхности, несут информацию о свойствах только верхней среды. В большинстве же случаев основной интерес представляет глубинная часть разреза. Для ее изучения могут использоваться отраженные и преломленные волны, проникающие в глубь исследуемой толщи горных пород.

В зависимости от типа используемых волн различают два основных метода сейморазведки: метод отраженных волн (МОВ) и метод преломленных волн (МПВ). Малогрубинная сейсморазведка с одноканальной аппаратурой, как правило, проводится по методу преломленных волн, так как такая аппаратура предназначена для регистрации времен первых вступлений.

Метод преломленных волн. Исследования с одноканальной сейсмической установкой обычно проводятся по следующей схеме. В заранее выбранной точке дневной поверхности, называемой пунктом возбуждения (ПВ), ударным способом возбуждаются упругие волны. Регистрируются времена пробега первых из них от ПВ до точек дневной поверхности, расположенных на заранее намеченном профиле. По значениям этих времен строится график зависимости времени пробега волн от расстояния вдоль дневной поверхности, называемый **годографом.** Годографы первых вступлений являются основным первичным материалом малоглубинной сейсмической съемки с одноканальной аппаратурой. Анализируя годографы, получают данные о строении исследуемого геологического разреза, а также о типе и состоянии слагающих его пород.

При наличии в разрезе нескольких преломляющих границ, годограф или, точнее — ветвь годографа, представляет собой ломаную линию, состоящую из отдельных отрезков (рис. 2), которые соединяются в точках, называемых точками перелома годографов (ТП).

Первый отрезок, выходящий из начала координат, является годографом прямой волны. Последующие отрезки — годографы волн преломленных на первой, второй и последующих преломляющих границах. В зависимости от мощностей слоев в исследуе-

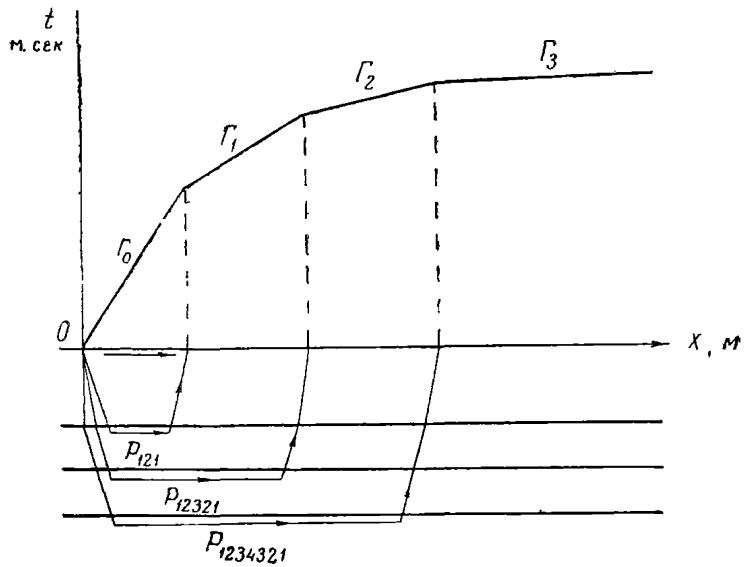


Рис. 2. Вид годографа для разреза с несколькими преломляющими границами

мом геологическом разрезе, рельефа их кровли, величин скоростей распространения в них упругих волн изменяется вид годографа: длина отдельных отрезков, их форма, наклон, положение ТП и отрезков годографов.

Скорости сейсмических волн. С годографом тесно связаны такие понятия, как граничная, кажущаяся и средняя скорости.

Граничная скорость ($v_г$) — скорость распространения скользящей волны вдоль преломляющей границы Обычно $v_г$ бывает выше скорости, измеренной поперек пласта, иначе говоря, в пласте имеет место анизотропия скоростей. Тем не менее, не делая большой ошибки, часто можно пренебречь анизотропией и рассматривать $v_г$, как скорость волны в слое, не зависящую от направления распространения волны.

Кажущаяся скорость (v^*) — скорость перемещения фронта или какой-либо фазы упругой волны вдоль дневной поверхности. Для прямой волны кажущаяся скорость, очевидно, равна

истинной. Для преломленной волны кажущаяся скорость в случае, когда преломляющая граница параллельна поверхности наблюдений, равна граничной скорости.

Между v^*, скоростью в покрывающей среде $v_к$, предельным углом i и углом наклона преломляющей границы φ имеются соотношения:

$$v^*_- = \frac{v_к}{\sin(i + \varphi)}, \tag{5}$$

$$v^*_+ = \frac{v_к}{\sin(i - \varphi)}. \tag{6}$$

Средняя скорость ($\bar{v}$) — чрезвычайно важное понятие в сейсморазведке. С целью упрощения расчетов в ряде случаев многослойную среду, покрывающую искомую преломляющую границу, можно рассматривать как однородную, характеризующуюся постоянной скоростью. Точное значение этой скорости, называемой средней скоростью, определяется формулой

$$\bar{v} = \frac{h_1 + h_2 + \cdots + h_n}{\frac{h_1}{v_1} + \frac{h_2}{v_2} + \cdots + \frac{h_n}{v_n}}; \quad \bar{v} = \frac{\sum \Delta h_i}{\sum \Delta t_i}. \tag{7}$$

Для сейсморазведки является справедливым **принцип взаимности,** согласно которому минимальное время распространения упругой волны между двумя точками среды не зависит от направления распространения, т. е. от того, какая из точек взята как ПВ.

Истинные скорости могут быть уточнены на основании сейсмокоротажных данных. С ОСУ-1 можно проводить не только наземную съемку, но и наблюдения в неглубоких скважинах — малоглубинный сейсмокаротаж. Полученный материал используется для изучения геологического строения разреза в окрестностях скважины и в качестве дополнительных параметрических характеристик для интерпретации данных, полученных методом преломленных волн.

§ 3. Геологические основы малоглубинной сейсморазведки (с таблицей величин продольных и поперечных скоростей в различных грунтах)

Одним из физических параметров горных пород является скорость распространения в них упругих колебаний. Определяя скорости распространения упругих волн в горных породах, можно получить представление об их литологии и состоянии, а также определить число, глубину и форму геологических границ, являющихся одновременно скоростными границами, проследить пло-

щадное распространение тех или иных литологических разностей. Решение этих задач, опирающееся, в конечном счете, на величины и соотношения скоростей распространения упругих волн в горных породах, составляет основное содержание сейсморазведки и, в частности, малоглубинной сейсморазведки с одноканальной аппаратурой.

В очень рыхлом почвенном слое скорость может быть значительно меньшей, чем скорость звука в воздухе. На величину пористости пород, а следовательно, и на скорость упругих волн, большое влияние оказывает давление, с ростом которого уменьшается пористость и повышается скорость упругих волн. Эта зависимость особенно отчетливо проявляется в рыхлых породах, залегающих близко к поверхности.

В водонасыщенных рыхлых породах скорость продольных упругих волн с ростом давления возрастает приблизительно в 4—5 раз медленнее, чем в сухих и влажных. Скорость продольных упругих волн в рыхлых породах в зависимости от степени их водонасыщенности может изменяться в очень широких пределах. В поверхностных слоях при переходе от сухого песка к полностью водонасыщенному скорость продольных волн в нем изменяется от 150—300 *м/сек* до 1500—1750 *м/сек* [28]. В породах скального типа(в карбонатных, метаморфических и изверженных) наиболее существенное влияние на скорость распространения упругих волн оказывает их трещиноватость и выветренность.

Если на геологической границе выполняется условие $v_i > v_к$, то она одновременно является и преломляющей границей, что позволяет применить сейсмический метод для выявления геологических границ.

Успех применения малоглубинной сейсмической съемки определяется также протяженностью (не менее 10 *м*), мощностью преломляющих горизонтов и соотношением соответствующих им скоростей распространения упругих волн. Слишком маломощный преломляющий горизонт ($H \leqslant 0{,}2\lambda$, где λ — видимая длина волны, H — мощность преломляющего горизонта) даже при выполнении условия $v_i > v_к$ на его кровле может оказаться пропущенным либо вследствие «выпадения пласта» (см. гл. III § 1), либо из-за слишком малой интенсивности образующихся на нем скользящих волн.

Методом первых вступлений при использовании одноканальных сейсмических установок достаточно уверенно выделяются границы между песками и подстилающими их глинами, между суглинками и глинами, между сухими и водонасыщенными песками, между водонасыщенными суглинками или песками и подстилающими глинами.

Скальные породы по значениям скоростей, как правило, могут быть разделены на разрушенные и монолитные.

Есть предпосылки для определения уровня грунтовых вод в трещиноватых скальных породах. В частности, УГВ может быть

определен, если без воды скорости продольных волн в них не превышают 2000—2400 *м/сек.*

Обычно очень хорошо производится картирование кровли скальных коренных пород, перекрытых чехлом четвертичных отложений. При этом можно установить относительную характеристику степени их разрушенности.

При наличии общих данных о литологии исследуемого разреза с помощью малоглубинной сейсморазведки можно уточнить положение слоев тех или иных пород в разрезе, а также проследить их развитие по площади.

По скоростям распространения упругих волн можно давать приблизительную литологическую характеристику отдельных слоев геологического разреза.

Отмечается корреляционная связь между скоростью упругих волн в горных породах и их удельным электрическим сопротивлением, поскольку оба эти параметра зависят от пористости и плотности пород. Изучив эту связь для конкретного района работ, можно успешно комплексировать электрический и сейсмический методы исследования, например экстраполировать данные сейсморазведки на глубину и по площади, вести контроль и привязку сейсмических разрезов по электрокаротажным диаграммам и т. д.

Литологическая привязка скоростных сейсмических разрезов часто затрудняется из-за существенных изменений скоростей распространения упругих волн в грунтах с глубиной (подробно этот вопрос рассматривается в главе IV), тем более, что приведенные в курсах сейсморазведки скоростные характеристики пород обычно получены для толщ, залегающих на больших глубинах.

В таблице 1 характеристики основных грунтов и пород по скоростям распространения упругих продольных v_p и поперечных v_s волн даются для глубин от 2 до 20 *м**. Эти глубины наиболее часто используются при инженерно-геологических изысканиях и сейсмическом микрорайонировании. Исследование этих глубин почти всегда может быть выполнено с ударным возбуждением колебаний.

Вследствие большого скачка в значениях скоростей распространения продольных волн при насыщении водой рыхлых и полускальных грунтов, их величины в таблице даются раздельно для не насыщенных водой и для водонасыщенных пород, расположенных ниже уровня грунтовых вод (УГВ).

Наиболее характерные пределы скоростей даны в виде минимальных (для глубин 2—5 *м*) и максимальных (для глубин 15—

---

* Здесь и ниже скорость распространения упругих продольных и поперечных волн, как это принято обычно в сейсморазведочной литературе, обозначается как v_p и v_s. Эти обозначения следует отождествлять с a_0 и b_0, принятыми в специальной литературе по вопросам сейсмического воздействия [9, 69, 70], не смешивая их со скоростями упруго-пластических волн, обозначаемыми как a_1 и b_1.

20 *м*) величин. На практике могут иметь место случаи выхода значений v_p и v_s за указанные пределы.

Из представленных данных следует, что даже в пределах указанного узкого интервала глубин характеристика грунтов по скоростям, а следовательно, и литологическая привязка сейсмометрических данных, может быть существенно уточнена за счет приведения имеющихся данных о скоростях распространения упругих волн к определенным характерным глубинам (см. гл. IV, § 1, 2). При сейсмическом микрорайонировании, например, скорости v_p выгодно приводить к глубинам 5 *м*. Эти значения в таблице даются в скобках.

Следует учитывать, что скорости распространения упругих волн, хорошо коррелируются с показателями крепости и разрабатываемости пород. Наличие этих данных позволяет резко сужать пределы значений v_p или v_s, характеризующих тот или иной грунт. В таблице грунты расположены в порядке возрастания их упругих свойств. При этом в качестве предварительной основы для расположения использовалась таблица М. М. Протодьяконова [44], в которой породы расположены по коэффициентам крепости ($f_{кр}$).

Важным физико-механическим параметром грунтов и характеристикой, облегчающей и расширяющей инженерно-геологическую интерпретацию сейсмометрических данных, является величина отношения $\frac{v_p}{v_s}$, определяющая динамический коэффициент Пуассона породы μ. Из данных, представленных в таблице 1 видно, что совместная интерпретация скоростей v_p и v_s с учетом их соотношения позволяет, например, отличить водонасыщенные рыхлые грунты от скальных и полускальных.

В целом скорости поперечных волн в рыхлых грунтах в значительной степени определяются их пористостью (см. гл. IV) и хорошо характеризуют жесткость грунтов. Скорости же продольных волн зависят не только от пористости, но и от влажности. Таким образом, по значениям v_p и v_s и их соотношениям можно также судить о жесткости, пористости и влажности грунтов.

Наиболее низкие значения коэффициента Пуассона, а следовательно, и отношения $\frac{v_p}{v_s}$ характерны для сухих пород. В сухих и слабо влажных породах значения этих характеристик не снижаются(как в водонасыщенных), а повышаются с уменьшением пористости и трещиноватости. Отношение $\frac{v_p}{v_s}$ для большинства сухих и слабо влажных рыхлых пород и полускальных пород, а также скальных пород любой увлажненности близко к двум. Как сухие (μ=0,25), так и полностью водонасыщенные ($\mu \geqslant 0{,}48$) пески

Таблица 1

Скорости распространения упругих волн и плотности грунтов на глубинах от 2 до 20 *м* (в скобках даны средние значения на глубине 5 *м*)

№ пп.	Грунты	Плотность (объемный вес), $т/м^3$	Продольные волны, *м/сек*		Поперечные волны, *м/сек*
			выше УГВ	ниже УГВ	
1	Насыпные грунты, почвенный слой, пески сыпучие, торф (выше УГВ сухие и слабо влажные, $f_{кр} \sim 0{,}5$)	1,25—1,5 (1,3—1,45)	150—400 (250—300)	1350—1650 (1450—1500)	80—200 (135—165)
2	Пески, супеси, разуплотненные лессы (выше УГВ слабо влажные, $f_{кр} \sim 0{,}6$)	1,35—1,6 (1,4—1,6)	200—500 (400—500)	1450 - 1700 (1600)	110—320 (215—250)
3	Пески и супеси плотные (выше УГВ влажные, $f_{кр} = 0{,}6$)	1,4—1,7	250—750 (450—550)	1500—1800 (1650)	160—420 (240—300)
4	Суглинки делювиальные и аллювиальные, лессы плотные (выше УГВ влажные, $f_{кр} \sim 0{,}8$)	1,5—1,8	400—900 (550—650)	1550—1850 (1700)	170—400 (240—310)
5	Сильно выветренные и разрушенные скальные породы, мелкий гравий и щебень ($f_{кр} \sim 1{,}0$)	1,6—2,0	400—1000 (600—700)	1600—1900 (1750)	200—600 (300—400)
6	Суглинки моренные, глины (выше УГВ влажные, $f_{кр} \sim 1{,}0$) . .	1,7—2,0	600—1200 (850—1000)	1650—2000 (1900)	200—500 (300—430)
7	Галечник с неплотным цементирующим заполнителем	1,8—2,1	700—1300	1700—2200 (2000)	400—650 (500—600)
8	Глины плотные (выше УГВ влажные ,$f_{кр} \sim 1{,}0$)	1,8—2,2	800—1500 (1050—1200)	1700—2100 (1950)	350—600 (400—500)

9	Аргиллиты и алевролиты, сланцы и мергели слабые ($f_{кр} \sim 1,5$) . .	2,0—2,4	900—1600 (1150—1300)	1800—2250 (2000)	400—650 (500—600)
10	Гравийно-галечные грунты плотно-сцементированные ($f_{кр} \sim 2,0$) . .	1,9—2,5	1500—2000 (1500—1800)	2100—2500 (2300)	550—1000 (800—900)
11	Ракушечники, туфы пористые, мел, трепел ($f_{кр} \sim 2,0$)	1,6—2,4	1400—2200 (1700—1900)	2250—2500 (2350)	750—1100 (900—1000)
12	Аргиллиты, алевролиты средней плотности, мергель ($f_{кр} \sim 2,0$) . .	2,1—2,5	1400—2400 (1800—2000)	2050—2500 (2400)	500—950 (700—850)
13	Отвердевший (древний) лесс, опоки, известняки, слабые песчаники ($f_{кр} \sim 2,0$—$3,0$)	2,0—2,6	1500—2600 (1900—2200)	2100—2700 (2400)	800—1400 (1000—1100)
14	Мерзлые рыхлые грунты, некрепкие сланцы, плотный мергель ($f_{кр} = 2$—3)	1,8—2,5	1800—3000 (2100—3400)	—	800—1600 (1000—1300)
15	Лед (на ледниках, $f_{кр} \sim 3,0$)	0,75—0,92	2200—3700 (2600—3000)	—	1000—1800 (1200—1500)
16	Известняки, доломиты, песчаники, конгломераты и брекчии плотные, мрамор ($f_{кр} = 6$—8)	2,4—2,8	2400—4000 (2800—3200)	—	1100—2000 (1400—1600)
17	Слюдистые, хлоритовые и другие кристаллические сланцы ($f_{кр} \sim 10$)	2,5—2,7	2600—4500 (3200—3800)	—	1300—2400 (1600—2000)
18	Ангидрит, соль каменная . . .	1,9—2,3	2700—4700 (3300—4000)	—	1400—2500 (1650—2100)
19	Граниты, гнейсы, диориты и кремнистые известняки, песчаники, сланцы слаботрещиноватые (невыветренные $f_{кр} \sim 10$—15)	2,5—2,8	3500—5500 (4000—5000)	—	1800—3100 (2500—3000)
20	Габбро, базальт и диабаз слаботрещиноватые ($f_{кр} \sim 15$—20) . . .	2,65—3,0	4000—6000 (4600—5200)	—	2100—3500 (2500—3000)
21	Кварциты слаботрещиноватые ($f_{кр} \sim 20$)	2,6—2,9	5000—6500 (5500—6000)	—	2500—4000 (2800—3600)

и глины характеризуются практически одинаковыми значениями отношений $\frac{v_p}{v_s}$. Однако выше УГВ глины вследствие своей гигроскопичности увлажнены намного сильнее, чем пески, и поэтому характеризуются обычно гораздо большими отношениями $\frac{v_p}{v_s}$.

По сравнению с приведенными в таблице 1 отмечаются [28] случаи значительного снижения скоростей v_p в водонасыщенных болотистых и песчано-глинистых грунтах. По Г. М. Ляхову [71] скорости в воде и водонасыщенных грунтах могут снижаться до 2—5 раз и более при наличии в этих средах пузырьков защемленного газа в объемах от 0,01 до 2%. Низкие значения скоростей ниже УГВ в геологических разрезах нами отмечались в пределах зон недавнего повышения УГВ. В связи с этим уровень грунтовых вод по сейсморазведочным данным нередко на 1—2,5 *м* оказывается более глубоким, чем наблюдаемый по геологическим выработкам. При наличии глинистых толщ скачок скоростей v_p довольно часто отмечается не на пьезометрическом уровне первого от поверхности водоносного горизонта, а вблизи подошвы глинистой толщи, перекрывающей этот водоносный горизонт. Отмеченные особенности необходимо учитывать как при сейсморазведочных исследованиях верхних водоносных толщ, так и при оценке скоростей v_p в них по табличным данным.

Глава II

ТЕХНИКА И МЕТОДИКА МАЛОГЛУБИННОЙ СЕЙСМИЧЕСКОЙ РАЗВЕДКИ

§ 1. Аппаратура и оборудование

В настоящее время для малоглубинной сейсморазведки в основном используется установка ОСУ-1.

Одноканальная сейсмическая установка ОСУ-1 состоит из приспособлений для возбуждения упругих волн, катушки с проводом, сейсмоприемника и регистрирующего устройства.

Возбуждение упругих волн в грунте производится в большинстве случаев ударами тампера — деревянной кувалды с контактным прерывателем на рукоятке. Разрыхление грунта под действием ударов вызывает уменьшение сейсмической эффективности удара. Для повышения эффективности удара могут применяться специальные подставки, которые должны иметь или равный с кувалдой вес или быть несколько (на 10—20%) тяжелее ее.

Электротехническим преобразователем — датчиком, регистрирующим упругие волны, является какой-либо из серийно выпускаемых нашей промышленностью сейсмоприемников (СПЭД-62, СПЭД-56, СПМ-16, СПЭД-56М и др.). Хороший механический контакт сейсмоприемника с мягким грунтом достигается с помощью штыкового наконечника. На твердых грунтах под сейсмоприемник со снятым наконечником рекомендуется помещать тонкий слой увлажненной глины или песка. Следует изолировать сейсмоприемник от сильных порывов ветра, раскачивающих его корпус и присоединенный к нему кабель, так как это создает сильные помехи. С этой целью сейсмоприемник помещают в лунку глубиной 0,2—0,4 *м*, а выводы проводов с зажимами жестко закрепляют в губчатой резиновой прокладке. Если по условиям работы сейсмоприемник должен перемещаться по профилю, то, во избежание трудоемкой работы по созданию лунок, его можно изолировать каким-либо экраном.

Сейсмическая коса, используемая для связи укрепленного на рукоятке кувалды вибрационного контактного прерывателя с регистрирующим устройством, свивается из двух проводов марки ПВР-0,35 длиной 150—250 *м*. Коса размечается метками, изготовляемыми обычно из изоляционной ленты или лейкопласты-

ря. Метки целесообразно размещать на расстояниях: 1, 2, 3, 5, 7, 10, 13, 16, 20 *м* от начала косы, далее через 5 *м* до 50 *м*, а затем через 10 *м*. При сложных разрезах количество меток может удваиваться или производится их сгущение в местах переломов годографов (ТП).

Регистрирующее устройство ОСУ-1 сконструировано по принципу однолучевого катодного осциллографа с трубкой длительного послесвечения. Устройство приспособлено для целей малоглубинной сейсмической разведки. Его основные технические характеристики даны в прилагаемой к ОСУ-1 инструкции.

В качестве электролита для разрядки аккумуляторов применяется составной электролит-раствор едкого калия ГОСТ 9285—59 марки А или В, плотности 1,19—1,21, с добавкой моногидрата лития — 20 граммов на 1 литр. На этом электролите можно работать в пределах температур от —15° до +35° С. Составной электролит обеспечивает наиболее длительный срок службы аккумуляторов (порядка 750 циклов заряд-разряд). При температуре ниже — 15° С аккумуляторы должны работать на растворе едкого калия повышенной плотности: 1,25—1,27.

При зарядке все банки аккумулятора соединяют последовательно. Заряд производят от источника постоянного тока. Нормальный ток заряда: 5,5 ампер вначале в течение 6 часов, затем 2,5—3 ампер в течение последующих 6 часов.

После зарядки необходимо проверить вольтметром напряжение на каждой из банок. При отсутствии напряжения на какой-либо из банок — подзаряжать ее еще несколько часов. Если напряжение не появится — банку необходимо заменить.

§ 2. Регистрация сейсмических колебаний при наблюдениях с ОСУ-1

При работе на установке ОСУ-1 сейсмический сигнал, регистрируемый сейсмоприемником, наблюдается в виде вертикальных отклонений луча на экране электронно-лучевой трубки с длительным послесвечением люминофора. Горизонтальная (временная) развертка этого луча с заданной скоростью начинается непосредственно в момент удара кувалды, возбуждающего упругие колебания в грунте. Для этой цели на рукоятке кувалды установлен специальный прерыватель, соединенный проводом с устройством ждущей развертки осциллоскопа.

Время прихода сигнала отсчитывается на экране на основании измерения расстояния между началом развертки луча (ударом) и изображением этого сигнала. Для этого предусмотрено специальное устройство отсчета времени в виде потенциометра со шкалой, при повороте ручки которого луч на экране осциллоскопа перемещается в точку начала координат.

Поскольку при работе с ОСУ-1 четко наблюдаются преимущественно первые вступления, то обычно регистрируются прямая и

преломленная волны. Перемещая место удара (ПВ) на различные расстояния (x) от сейсмоприемника (в соответствии с метками на сейсмической косе) и регистрируя соответствующие этим расстояниям времена первых вступлений (t), наносят соответствующие этим значениям x и t точки на график в прямоугольной системе координат на миллиметровке. По этим точкам строится годограф, первый отрезок которого характеризует скорость прямой волны в первом слое от поверхности, а последующие — скорости граничных преломленных волн от нижележащих границ слоев, на которых образуются преломленные волны. Подробное описание полевых наблюдений с ОСУ-1 дается в прилагаемой к нему инструкции по эксплуатации. Подчеркнем лишь важность строгого контроля за соблюдением полярности при подключении прибора к источнику питания, поскольку нарушение этого правила ведет к выходу прибора из строя.

Обычно сейсмоприемник (СП) устанавливается в 2—4 *м* от регистрирующего прибора, хорошо изолируется от внешних помех и в ходе съемки остается неподвижным; пункт возбуждения (ПВ) перемещается по точкам профиля. Съемку проводят оператор, вычислитель и один рабочий. Рабочий производит удары, перемещаясь по профилю. Оператор берет отсчеты по прибору и по меткам на косе, соединяющей размыкатель кувалды с прибором, следит за правильностью перемещения ПВ. Вычислитель ведет запись показаний в журнале и строит годографы. При благоприятных условиях в каждой точке профиля производится всего 1—3 удара.

§ 3. Расположение профилей и системы наблюдений

Для проведения уверенной интерпретации годографов первых вступлений необходимо, чтобы эти годографы имели достаточную протяженность. Чем длиннее годограф, тем точнее его интерпретация. В благоприятных условиях опытным операторам удается получать годографы длиной до 100—250 *м*.

Профили необходимо ориентировать по направлению горизонталей, прокладывая их на разных высотных уровнях склонов. Расположение профилей в направлении падения склона ведет к частой смене волн, годографы получаются короткими, отдельные слои небольшой мощности могут пропускаться.

Учитывая, что в изучаемом преломляющем горизонте может иметь место значительная анизотропия скоростей, профили, по которым предполагается вести сопоставление граничных скоростей в пределах участка исследований, желательно ориентировать в одном направлении, а для оценки анизотропии выполнять наблюдения на крестовых профилях.

Профили наблюдений должны располагаться, по возможности, на ровных площадках. В противных случаях годографы будут ис-

кажаться и потребуется введение поправок за рельеф, кроме того могут наблюдаться мешающие отраженные волны.

Системы наблюдений. При малоглубинной сейсмической съемке могут использоваться следующие системы:

а) точечные сейсмозондирования с получением разобщенных одиночных годографов. Расстояния между пунктами наблюдения при этом больше длины каждой из ветвей годографов. Данная система наблюдений позволяет изучать геологический разрез лишь в отдельных точках профиля и применяется чаще всего при рекогносцировочных обследованиях и при горизонтальном, или близком к горизонтальному (углы наклона меньше 5°), спокойном залегании преломляющих границ и при плавном изменении граничных скоростей в горизонтальном направлении;

б) точечные зондирования с получением в каждом пункте наблюдения двух противоположно направленных ветвей годографа. Применяются при несколько более сложном характере преломляющих границ и при необходимости большей точности и детальности наблюдений;

в) точечные зондирования с получением пар встречных годографов. Данная система используется на участках детальной съемки, для повышения точности и взаимного контроля и при наличии в исследуемом геологическом разрезе криволинейных преломляющих границ;

г) непрерывное профилирование по системе нагоняющих годографов. При этом расстояния между соседними пунктами наблюдений меньше длины каждой из ветвей годографов. Съемка по данной системе проводится в тех случаях, когда необходимы детальные сведения об изучаемом участке и когда исследуемые преломляющие границы имеют сложную криволинейную форму и требуется их непрерывное прослеживание;

д) непрерывное профилирование по системе встречных годографов. Является более трудоемкой системой наблюдений, но при картировании тех же геологических границ, что и в предыдущем случае, дает более надежные сведения;

е) непрерывное профилирование по смешанной системе встречных и нагоняющих годографов. Дает наиболее надежные результаты при исследовании сложных преломляющих границ, однако такая система является в то же время наиболее трудоемкой.

§ 4. Помехи при съемке, глубина исследований и производительность

Механические помехи (микросейсмы) вызываются: хождением людей и животных на расстоянии не менее 50—100 *м* от сейсмоприемника, работой буровых станков и движением автотранспорта в радиусе до 300 *м* и более, пролетающими самолетами, раскачиванием высокой травы и деревьев вблизи сейсмопри-

емника,ветровой вибрацией телефонных и телеграфных линий и ЛЭП и т. д.

Электрические помехи вызываются наводками на СП от проходящих вблизи профиля подземных и воздушных линий электропередачи и теллурическими токами. При малых расстояниях между ПВ и СП (до 10—25 *м*) амплитуда сигнала от удара значительно больше амплитуды помехи и регистрация колебаний производится без затруднений.

Избежать тех механических помех, устранение которых не представляется возможным, можно путем организации работ во время их отсутствия. Часто — это работа в перерывы и в вечернее время, когда останавливаются создающие помехи агрегаты и ослабевает ветер. Некоторого уменьшения влияния ветровых микросейсм на СП можно добиться, закапывая СП в лунки глубиной 20—30 *см* с кольцевой канавкой. Удобно СП размещать у пункта наблюдения, а ПВ перемещать по профилю в направлении источника помехи.

Если частота помехи в 2—3 раза отличается от частоты сигнала, то сигнал регистрируется в одном и том же месте экрана на фоне хаотично перемещающихся от удара к удару записей помехи.

Глубина исследований в значительной степени определяется уровнем помех. Имеющийся опыт эксплуатации одноканальных сейсмических установок показывает, что при использовании тампера-кувалды в качестве средства возбуждения упругих волн, при среднем уровне помех, достаточно легко удается прослеживать преломляющие границы, расположенные на глубинах до 20 *м*. Эта цифра может в 1,5—2 раза изменяться как в сторону увеличения, так и в сторону уменьшения, в зависимости от степени затухания упругих волн в горных породах, определяемой соотношением мощностей слоев в разрезе и их жесткостью, а также числом преломляющих границ, расположенных выше исследуемого преломляющего горизонта; в особо благоприятных случаях она достигает 50—80 *м*. Благоприятными условиями для повышения глубины исследований являются: однородность покрывающей толщи, отсутствие в ней резких промежуточных границ, высокая плотность пород покрывающего и преломляющего горизонтов при сохранении соотношения $v_l > v_к$, большая, по сравнению с длиной волны, мощность последнего, низкий уровень помех. Глубина исследования, превышающая отмеченные выше значения, может быть достигнута посредством применения средств возбуждения колебаний, более мощных, чем кувалда (тампер с падающим грузом).

Производительность малоглубинной сейсмической съемки определяется в соответствии со специальными нормативными документами [70], в каждом конкретном случае она корректируется по данным работ установочного этапа. При

ровной поверхности наблюдений с низким травяным покровом, с грунтом средней твердости, средним уровнем помех, съемкой по системе точечных зондирований, с получением одиночных годографов на отрезках профиля длиной по 70—100 *м* каждый и расположением пунктов наблюдения через 100 *м* — производительность составляет 5—6 точек (сейсмозондирований) в смену. В благоприятных условиях производительность может достигать 10—15 точек в смену.

§ 5. Методика наблюдений и их качественный анализ

В каждом новом районе в течение первых 1—2 дней рекогносцировочной стадии исследований следует выполнять установочные (опытные) работы. На основании установочных работ корректируется методика съемки: система наблюдений, способ съемки, шаг СП и ПВ, масштаб построения годографов, глубина исследований и т. д.

Эти работы проводятся в виде одиночных годографов и коротких непрерывных профилей из встречных годографов максимальной длины. При этом анализируется характер и особенности сейсмологического разреза и регистрации сейсмических волн. Отмечается, до каких расстояний между СП и ПВ уверенно прослеживается первое вступление и где четко регистрируется лишь более интенсивная фаза того же импульса; где происходит смена волн и какова при этом протяженность зон интерференции (зон совместного прослеживания двух волн, накладывающихся друг на друга); имеют ли место случаи и если да, то при каких расстояниях между СП и ПВ, когда волна, регистрировавшаяся в первых вступлениях, затухает до смены ее в первых вступлениях новой волной; отмечается изменение видимой частоты регистрируемого импульса.

На основании анализа этих данных определяют необходимый шаг наблюдений. Шаг сгущается в зонах интерференции и на участках, где наблюдается резкий прирост времени с расстоянием (низкие v^*), и разрежается там, где прирост времени с расстоянием незначителен (высокие v^*).

Устанавливается расстояние между СП и ПВ, начиная с которого следует переходить от регистрации вступления к регистрации фазы.

Определяется поправка за фазу при регистрации характерной фазы. Для этого в двух-трех точках профиля одновременно должны быть зарегистрированы времена пробега по первому вступлению и по фазе. Разность этих времен является поправкой за фазу. Эта поправка вводится в годографы, построенные по соответствующим фазам. Если в ходе съемки было замечено увеличение видимого периода регистрируемой волны с ростом расстояния СП—ПВ, то следует иметь в виду, что за счет «растягивания» импульса

разность времен по фазе и вступлению (поправка за фазу) будет увеличиваться с расстоянием. В связи с этим величина поправки должна корректироваться по данным об измерении видимой частоты импульса, получаемым в ходе съемки.

В случае многослойного разреза при частой смене волн, соответствующих различным преломляющим горизонтам, легко впасть в ошибку и по выходе из зоны интерференции перейти на регистрацию какой-либо фазы, приняв ее за первое вступление. Чтобы избежать этого, нужно дойти до последней точки измерений и повторить съемку в обратном направлении. Это дает возможность наблюдать прослеживаемую волну вне пределов зоны интерференции на спокойном фоне и, таким образом, проверить, правильно ли брался отсчет во время прямого хода.

При переходе от одной величины задержки развертки к другой во время съемки необходимо в 1—2 точках профиля делать перекрытия, т. е. брать отсчеты при двух значениях времен задержки.

При качественном анализе годографов обращается внимание на количество точек перелома (ТП), форму отрезков годографов, их длину, соотношение углов наклона встречных годографов. Количество точек перелома на каждой из ветвей годографов равно числу преломляющих границ в исследуемом геологическом разрезе. Прямолинейный или криволинейный характер отрезков свидетельствует, соответственно, о постоянстве или изменчивости скоростей в преломляющих горизонтах и об их прямолинейности или криволинейности. Бóльшая длина одних отрезков годографа по сравнению с другими или указывает на сравнительно бóльшую мощность соответствующих преломляющих горизонтов или на незначительное отличие скорости упругих волн в нижележащем преломляющем горизонте. Если участки двух встречных годографов совершенно идентичны, то относящиеся к ним преломляющие границы горизонтальны. Если отрезки, относящиеся к одному и тому же преломляющему горизонту, на прямом и обратном годографах имеют разный наклон, то это указывает на наличие в разрезах наклонной преломляющей границы.

Анализ первых годографов позволяет выбрать рациональную (наиболее экономичную) систему наблюдений, достаточно полно решающую поставленную задачу.

Если глубина исследований при этом оказывается недостаточной, то необходимо проанализировать целесообразность увеличения мощности средств возбуждения упругих колебаний.

Сведения о характере, времени проявления и длительности действия помех дают возможность так организовать работы, чтобы съемка проводилась во время их минимального уровня.

Данные хронометража позволяют определить производительность работ в конкретных условиях съемки.

§ 6. Запись результатов наблюдений и построение годографов

Запись результатов наблюдений в полевой журнал может выполняться по прилагаемому образцу журнала (рис. 3).

В первой графе отмечается порядковый номер наблюдаемой точки и отмечаются метки на проводе, во второй — расстояние ПВ от СП.

Опытными операторами регистрация отсчетов ведется непосредственно в миллисекундах. При записи необходимо делать отметку о положении переключателя длительности развертки и задержек, поскольку при их различных положениях между отсчетами нередко наблюдаются расхождения, существенно искажающие отдельные ветви годографа. Если такие расхождения имеют место, то целесообразно как можно реже менять развертку и задержки. При несложных условиях регистрации на одной странице журнала могут фиксироваться наблюдения двух годографов.

Начинающим исполнителям рекомендуется заполнять всю страницу, записывая все показания: деления, длительность развертки, задержки и лишь затем показания в *мсек*.

Если отсчеты берутся не по первому вступлению, а по первой или наиболее четкой фазе, в журнале записываются величины поправок за фазу. Скорректированный отсчет вычисляется в истинных временах вступления (с поправкой за фазу) и в виде осредненного показания из двух или большего количества наблюдений, если производились повторные наблюдения.

В графу «Примечания» заносятся данные о способе съемки, о помехах, о встреченных особенностях рельефа, фиксируются моменты перехода с вступления на фазу, моменты смены волн в первых вступлениях, характер изменения видимого периода регистрируемого импульса.

Построение годографов в поле ведется одновременно с записью результатов наблюдений на соседней странице журнала на миллиметровой бумаге. При построении на вертикальной оси наносятся времена пробега в миллисекундах, по горизонтальной — расстояния по профилю в метрах. Наиболее часто для построения годографов продольных волн в журнале удобны масштабы: по оси расстояний 1 : 1000, по оси времени в 1 *см* — 10 *мсек*. Однако нередко оказываются более удобными иные масштабы — кратные отмеченным.

Если в результате съемки получены одиночные разобщенные годографы, то для контроля за их качеством необходима постановка контрольных точек в объеме, не меньшем 10% от их общего количества.

Для системы из двух встречных годографов контроль осуществляется по взаимным временам, которые не должны отличаться друг от друга более чем на 2 *мсек*. Для двух противоположно направленных годографов из одного пункта наблюдения при выдержанном геологическом строении должны совпадать значения, от-

Дата 13.7.66. Погода - пасмурно, ветер - слабый.
Объект - 47.6, пл.-2, профиль - V, у скв. № 1,
азимут - сз - юв ПК - V/420.
Годограф № 46 Оператор Николаев Г.Н.

NN п.п. метки	R в м.	Отсчеты в м.сек						Отсчёты в м.сек						Примечание.
		Основные			контр	попр	скорр	Основные			контр	попр	скорр	
		1.I	2.I	3				1	2	3				
I	1.5	2	5			-3	2							Т-развертки
II	3		7			"	4							50 т.сек.
III	5		9			"	6							
	7		10			"	7							
	9	9	12			-3	9							
III	12		14.5			"	11.5							Углубление
	15	15	19.5			-4.5	15							Рельефа/м
	20	20	25			-5	20							
III	25		29			"	24							
	30		32			"	27							
	35		33			"	28							
III	40		34.5			"	29.5							
	45		37			"	32							
	50		38	II	I	"	33							Б-развертка 100 т.сек.
III	55	34	39	46	48	-5	34							Смена фазы
	60		41	48	50	(12)	36							
	70		49			"	(37)							
III	80		53			"	(41)							Бугор 1.5 м
	90		53.5			"	(41.5)							
	100	41	46	54.5	56	"	43							
III	110			57		"	(45)							
	120			59.5		"	(47.5)							
	130			61		"	(49)							Отсчет неуверенный.

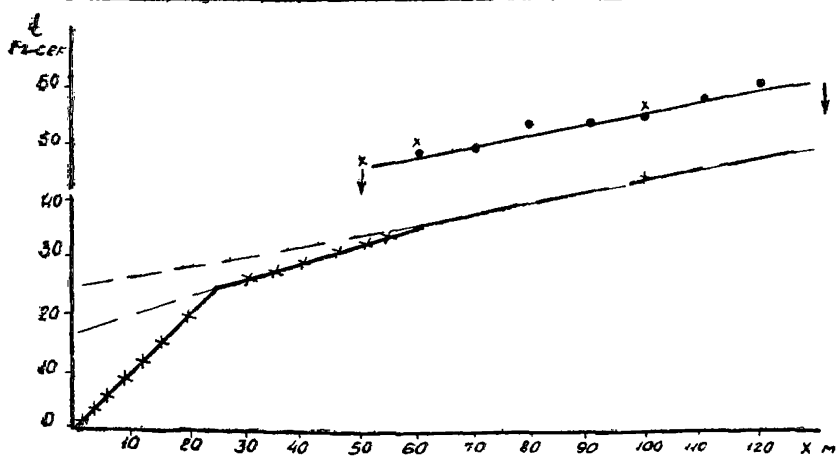


Рис. 3. Форма страницы журнала для записи полевых наблюдений и построения одиночного годографа

секаемые на общей оси времен продолжениями отрезков годографов, относящихся к одной и той же преломляющей границе.

При наличии допустимой неувязки, не превышающей указанной величины, годографы исправляются путем смещения их вдоль оси времен навстречу друг другу до совпадения взаимных времен (начальная ветвь при этом может поменять наклон).

§ 7. Оборудование и методика наблюдений поперечных волн

Наблюдения поперечных волн позволяют получить важную дополнительную информацию, уточняющую строение верхней части разреза. В частности, этим способом могут выявляться и прослеживаться границы раздела, не выделяемые с помощью продольных волн. Им может быть однозначно решен вопрос о наличии грунтовых вод. Кроме того, при сейсмогеологических исследованиях необходима сама по себе оценка скоростей распространения упругих поперечных волн v_s в грунтовых толщах. При решении вопросов инженерной геологии данные об этом параметре и скоростях продольных волн позволяют рассчитать такие параметры пород, как модуль Юнга и коэффициент Пуассона, при сейсмическом микрорайонировании — получить уточненные количественные данные о приращениях интенсивности.

При наблюдениях могут использоваться поперечные волны, поляризованные перпендикулярно (система *УУ*) и параллельно (система *ХХ*) к линии разведочного профиля. Наиболее часто наблюдаются перпендикулярно (*УУ*) направленные колебания.

Для возбуждения колебаний проходят неглубокий шурф. В стенку шурфа перпендикулярно профилю закапывается отрезок бревна длиной 1,2—1,6 *м* и диаметром 10—15 *см* с поперечными насечками на $^1/_3$ его глубины. Удары производятся по торцу бревна. Сейсмоприемники вдавливаются своими штыками в стенки специальных ямок также в горизонтальном положении, перпендикулярно профилю наблюдений, т. е. их оси оказываются параллельными оси бревна, по которому производятся удары.

При наблюдении поперечных волн с ОСУ-1 пункт возбуждения (ПВ), как правило, остается на месте, а сейсмоприемник перемещается по профилю. В остальном методика и системы полевых наблюдений, обработка и требования по точности остаются теми же, что и для продольных волн.

Поперечные волны чаще всего характеризуются приблизительно вдвое большей амплитудой колебаний, чем продольные и иной, чаще всего, меньшей частотой. Эти отличия в благоприятных случаях позволяют с ОСУ-1 регистрировать поперечные волны по той же методике возбуждения упругих колебаний, что и для наблюдения продольных волн — по характерным экстремумам в последующих вступлениях одновременно с регистрацией первых вступлений продольных волн. Это намного упрощает и ускоряет получение данных о скоростях поперечных волн. При возможности на-

блюдений поперечных волн по такой методике по специальному для них способу следует выполнять лишь установочные и контрольные наблюдения.

Интерпретация годографов поперечных волн производится тем же способом, что и для продольных волн, и отдельно описываться не будет.

Для получения уточненных данных о величинах пластовых скоростей поперечных волн, так же как и для продольных, и уточнения характера сейсмогеологического разреза выполняется сейсмический каротаж скважин с соответствующей ориентировкой осей сейсмоприемников.

§ 8. Аппаратура, оборудование и методика сейсмокаротажа малых глубин

В скважинный снаряд входят: скважинный прибор, прижимы, кабель и груз. Роль скважинного прибора выполняет обычный полевой сейсмоприемник, входящий в комплект ОСУ-1. Во время

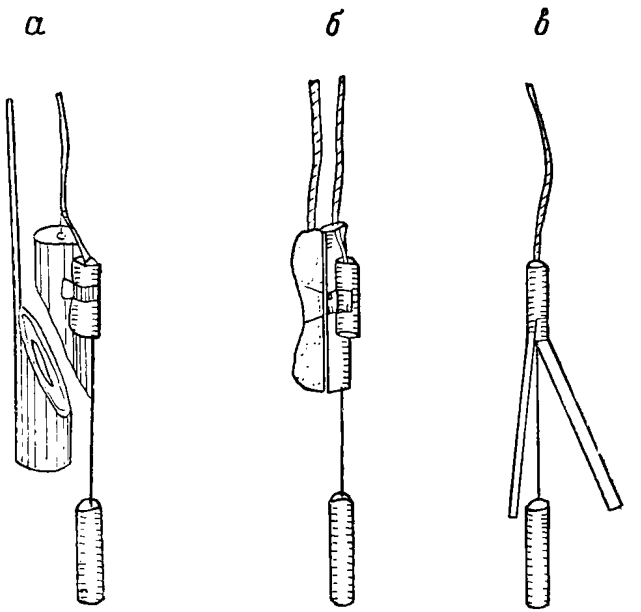


Рис. 4. Прижимные устройства для сейсмоприемников, применяемые при сейсмокаротаже с ОСУ-1

измерений сейсмоприемник должен быть плотно прижат в вертикальном положении к стенке скважины. Это достигается с помощью прижимного устройства, не входящего в комплект ОСУ-1. Оно может быть изготовлено собственными силами. Рекомендуются три разновидности прижимных устройств (рис. 4):

закрепление сейсмоприемника в скважине достигается заклиниванием снаряда при помощи клина, подвешенного на тросе (рис. 4,*а*);

закрепление сейсмоприемника производится накачиванием резиновой камеры воздухом при помощи автомобильного насоса (рис. 4,*б*);

сейсмоприемник закрепляется при помощи пружинных ножек, врезающихся в стенки скважин (рис. 4,*в*). Перед измерениями снаряд со сжатыми ножками опускается на максимальную глубину исследований, затем ножки освобождаются и упираются в стенки скважины. Наблюдения проводятся при подъеме снаряда [56].

Описанные устройства позволяют надежно закреплять снаряд в нужном месте необсаженной скважины и ослаблять натяжение кабеля во время измерений.

Роль груза выполняет обычно стальная болванка весом 5—10 *кг*, прикрепляемая к снаряду снизу. Снаряд подвешивается на кабеле, в том числе электрокаротажном, имеющем не менее двух жил для соединения сейсмоприемника с входом регистрирующей аппаратуры.

Перед началом измерений снаряд опускают на максимальную глубину исследования, закрепляют его, затем ослабляют кабель. По команде оператора вблизи устья скважины (0,3—0,5 *м*) производится удар и берется отсчет по прибору. Далее, если производится линейный сейсмокаротаж, скважинный снаряд перемещается вверх с заранее выбранным шагом в следующую точку скважины и операция повторяется. И так вдоль всей скважины, вплоть до поверхности.

Помехами глубинному сейсмокаротажу, кроме тех, которые присущи наземной съемке, являются кабельные волны, возникающие от сотрясений кабеля. Они ослабляются натяжением кабеля во время измерений или подвеской сейсмоприемника на резиновом жгуте. Кабельные волны, вызванные ударами кувалды, могут регистрироваться в первых вступлениях и, будучи приняты за полезные волны, распространяющиеся по горным породам, могут существенно искажать представление об исследуемом геологическом разрезе.

Каротаж обсаженных скважин с ОСУ-1 осуществлять практически не удается из-за наличия помех в виде трубных волн.

Глава III

ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ПОЛЕВЫХ МАТЕРИАЛОВ

При интерпретации полевых материалов сейсморазведки малых глубин используются практически те же приемы и способы, что и при интерпретации обычной сейсморазведки. Она складывается из этапа сейсмической интерпретации полученных при съемке годографов, этапа геологической интерпретации по отождествлению преломляющих границ с геологическими границами и этапа специальной обработки полученных материалов по оценке сейсмогеологических условий и определению расчетных параметров для нужд проектирования. В настоящей главе описываются преимущественно способы сейсмической и геологической интерпретации.

Наиболее простые способы сейсмической интерпретации применимы при несложном геологическом разрезе: с выдержанными плоскими границами раздела слоев, малыми углами наклона границ, постоянными скоростями упругих волн в преломляющем горизонте и покрывающей его толще. Простые способы, будучи применимы в случае сложных границ, дают недопустимо большие погрешности в определении глубин преломляющих границ и скоростей распространения упругих волн.

Ниже рассматриваются в основном относительно несложные способы интерпретации. Более сложная интерпретация используется преимущественно в стационарных камеральных условиях, поэтому ее приемы могут быть почерпнуты из соответствующей специальной литературы и руководств по сейсморазведке.

§ 1. Плоские горизонтальные преломляющие границы ($v_г$ постоянна)

а) **Двухслойная среда.** Годограф первых вступлений волны P состоит из двух прямолинейных отрезков (рис. 5) — годографа прямой волны и годографа преломленной волны.

Интерпретация годографов позволяет определить скорости распространения упругих волн в первой и второй средах и глубину преломляющей границы h.

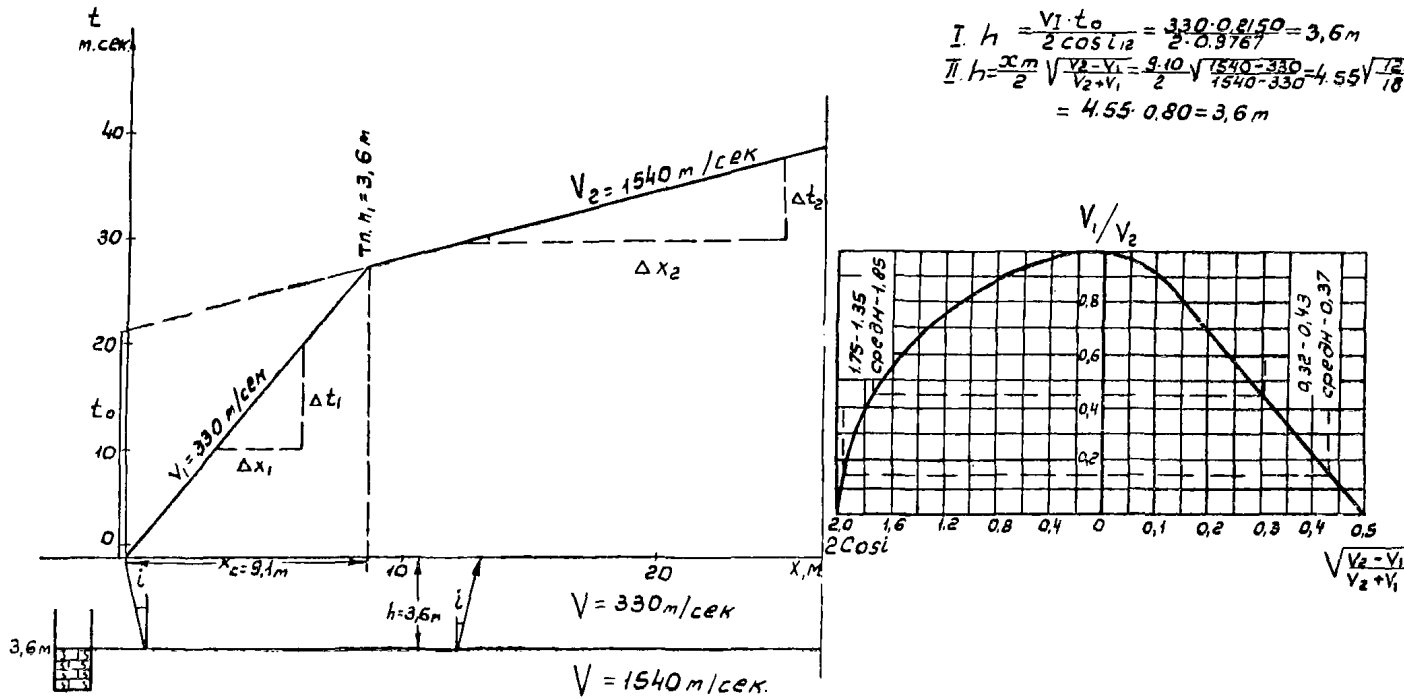


Рис. 5. Интерпретация годографа первых вступлений волны P для двухслойной среды. На врезке графики значений $2\cos i$ и $0,5\sqrt{\frac{v_2 - v_1}{v_2 + v_1}}$ в функции от v_1/v_2

Величины скоростей v_p в первой и второй средах определяют по наклону годографов с помощью формулы

$$v^* = \frac{\Delta x}{\Delta t}. \tag{8}$$

С увеличением Δt и Δx точность определения скоростей возрастает. v^*, определенная по годографу прямой волны, всегда равна скорости прямой волны. Для горизонтальных преломляющих границ кажущиеся скорости равны истинным граничным скоростям.

Глубина залегания преломляющей границы h_1 подсчитывается по формуле

$$h_1 = \frac{v_1 t_0}{2\cos i_{1,2}} \tag{9}$$

или по формуле

$$h = \frac{x_{т.п}}{2}\sqrt{\frac{v_2 - v_1}{v_1 + v_2}}, \tag{10}$$

где v_1 и v_2 — скорости упругих волн в верхней и нижней средах;

t_0 — время, отсекаемое на оси ординат продолжением годографа преломленной волны;

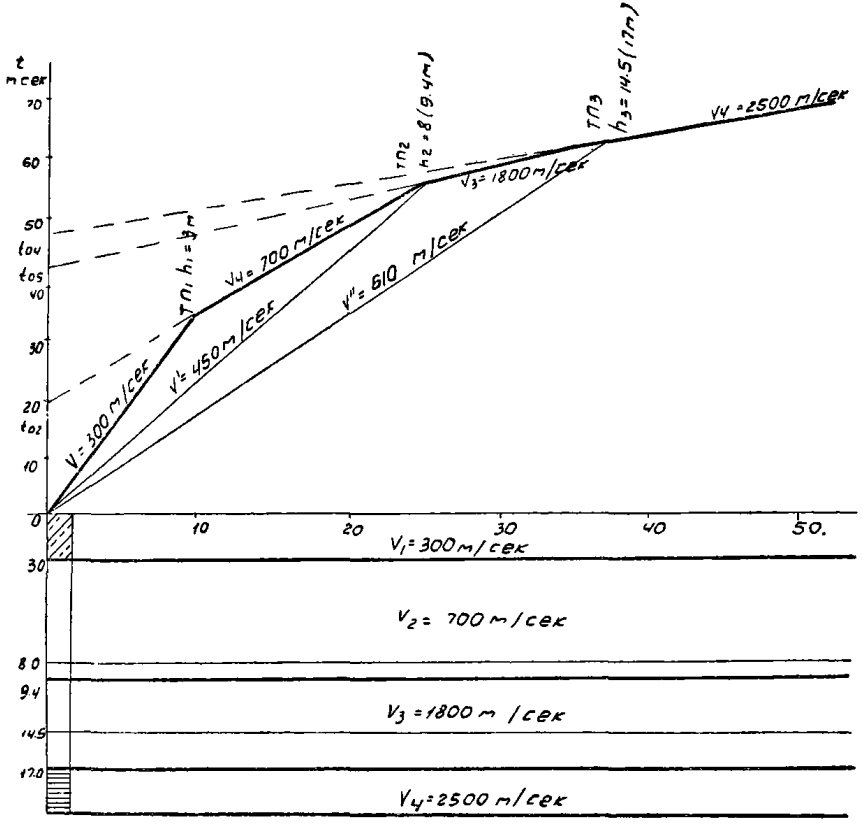
$i_{1,2}$ — предельный угол падения сейсмического луча на преломляющую границу, определяемый по формуле $\sin i_{1,2} = \frac{v_1}{v_2}$;

$x_{т.п}$ — расстояния от начала координат до проекции точки пересечения отрезков годографов на ось абсцисс, измеренное вдоль этой оси.

Пример интерпретации приведен на рис. 5. Значения $2\cos i_{1,2}$ и $\frac{1}{2}\sqrt{\frac{v_2 - v_1}{v_1 + v_2}}$, необходимые для определения глубин по формулам (9) и (10), могут сниматься с дающихся на рис. 5 графиков, где отмеченные значения построены в зависимости от отношения v_1/v_2.

За небольшим исключением эти значения лежат в пределах 1,8—1,95 и 0,32—0,43 соответственно. Верхние значения здесь характерны для случаев, когда v_2 превышает v_1 в 5 раз и более. Это позволяет определять глубины быстрым приближенным способом. Например, глубина может определяться по положению точки перегиба ($x_{т.п}$) как $h = (0{,}4 \div 0{,}33)\, x_{т.п}$. Для случая на рис. 5 ($v_2$ превышает v_1 более чем в 4 раза) $h = 0{,}4 \cdot 9{,}1\ м = 3{,}64\ м$.

б) **Многослойная среда** ($v_1 < v_2 < v_3 < \ldots\ v_i$). Годограф первых вступлений представляет собой выпуклую ломаную линию, состоящую из пересекающихся друг с другом прямолинейных отрезков (рис. 6). Число таких отрезков равно числу слоев в среде.



I Способ средних скоростей

$$h_1 \frac{V_1 t_{02}}{2\cos i_{12}} = \frac{300 \cdot 18.5}{1.84} = 3м;$$

$$h_2 = \frac{V \cdot t_{03}}{2\cos i_1^*} = \frac{450 \cdot 0.0407}{1.936} = 9.4м,$$

$$h_3 = \frac{V'' t_{04}}{2\cos i_2^*} = \frac{610\ 0.0463}{1.94} = 14.5м;$$

$$i_1^* = arc\sin \frac{V'}{V_3};$$

$$i_2^* = arc\sin \frac{V''}{V_4};$$

$$i_{12} = arc\sin \frac{V_1}{V_2},$$

II Способ пластовых скоростей

$$h_1 = H_1 = \frac{V_1 t_{02}}{2\cos i_{12}} = \frac{300 \cdot 18.5}{1.84} = 3м;$$

$$i_2 = arc\sin \frac{V_1}{V_2};$$

$$H_2 = \frac{V_2}{2\cos i_{23}} \cdot \left(t_{03} - \frac{2H_1 \cdot \cos i_{13}}{V_1}\right) =$$

$$= \frac{700}{2 \cdot 0.9215} \left(0.0407 - \frac{2 \cdot 3}{300} \cdot 0.9860\right) = 8м;$$

Р и с. 6. Интерпретация годографа первых вступлений для многослойной среды

По годографам определяются скорости распространения упругих волн во всех слоях разреза и глубины всех преломляющих границ.

Скорости v_1, v_2, v_3, ... v_l, совпадающие в случае горизонтального положения преломляющих границ с кажущимися скоростями v_1^*, v_2^*, v_3^* и v_l^*, вычисляют по формуле (8).

Глубины преломляющих границ могут определяться двумя способами: приближенным, но более быстрым способом средних скоростей и более точным, но сравнительно громоздким способом пластовых скоростей.

Способ средних скоростей (способ «t_0»). Все слои, лежащие выше искомых преломляющих границ, рассматривают как один однородный слой с постоянной скоростью распространения в нем упругих волн $\bar{v}$, называемой средней скоростью. Дальнейшее решение задачи производится таким же способом, что и в случае двухслойной среды. Скорость $\bar{v}$ определяют приближенно по наклону прямой, соединяющей начало координат с точкой начала пересечения годографа, соответствующего искомой преломляющей границе. Найденные значения $\bar{v}$ и v_l искомой преломляющей границы подставляют в формулу (9) или (10) вместо v_1 и v_2 и, таким образом, находят глубину искомой границы.

Приближенная быстрая интерпретация, в том числе по значению точки перегиба, также производится тем же способом, что и для двухслойной среды.

Способ пластовых скоростей. При этом способе мощность первого слоя определяется так же, как и в предыдущем. Мощность второго слоя H_2 находится из формулы

$$t_{03} = \frac{2H_1}{v_1}\cos i_{1,3} + \frac{2H_2}{v_2}\cos i_{2,3}, \qquad (11)$$

где $i_{1,3} = \arcsin v_1/v_3$;

$i_{2,3} = \arcsin v_2/v_3$.

Мощность третьего слоя H_3 — из формулы

$$t_{04} = \frac{2H_1}{v_1}\cos i_{1,4} + \frac{2H_2}{v_2}\cos i_{2,4} + \frac{2H_3}{v_3}\cos i_{3,4}, \qquad (12)$$

где $i_{1,4} = \arcsin v_1/v_4$;

$i_{2,4} = \arcsin v_2/v_4$;

$i_{3,4} = \arcsin v_3/v_4$,

t_{02}; t_{03}; t_{04} — времена, отсекаемые на оси времен продолжениями первого, второго и последующих годографов преломленных волн. Глубины преломляющих границ находят суммированием мощностей залегающих выше слоев.

Границы, найденные по способу пластовых скоростей, определяются более точно, чем по способу средних скоростей. На рис. 6 они занижены по сравнению с истинными на 14% и 15% из-за ошибок в определении $\bar{v}'$ и $\bar{v}''$.

Представление о возможной величине ошибок $\frac{\Delta v}{v_и}$ % в случае трехслойной горизонтально-слоистой среды в зависимости от соотношения скоростей $n=v_1/v_2$ дают графики на рис. 7.

Здесь численные значения v_1/v_3 для соответствующих кривых даны цифрами 0,1; 0,2; 0,3 и т. д. График рассчитан для $m=\frac{H_2}{H_1}$, $m=1$, где H_1 и H_2 — мощности первого (покрывающего) и второго (промежуточного) слоев.

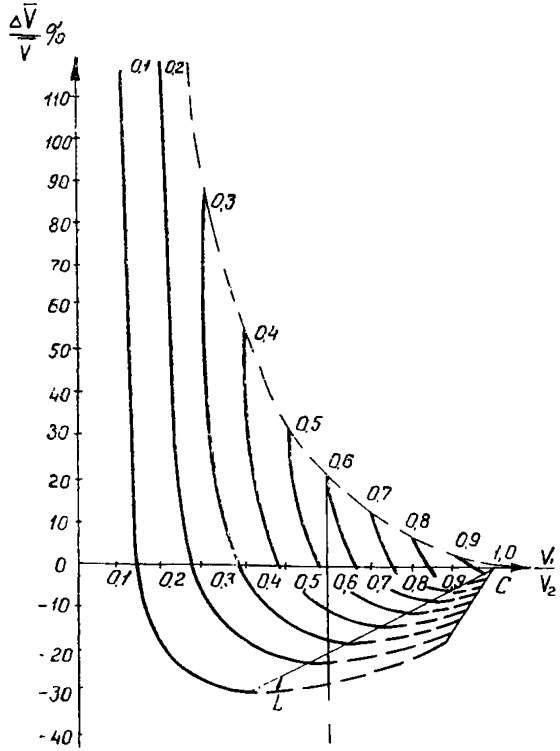


Рис. 7. График для оценки ошибок в определениях скоростей v_p и v_s для трехслойного разреза

Как видно на графике, средняя скорость, найденная по точке перелома годографа, может быть как завышенной, так и заниженной по сравнению с $\bar{v}_n$.

При резких различиях в v_2 и v_3 ошибки $\frac{\Delta \bar{v}}{\bar{v}_n}$ % отрицательны, т. е. $\bar{v}$ меньше вычисленной; при близких значениях v_2 и v_3 ошибки

положительны, причем по абсолютной величине они больше, чем значения ошибок с отрицательным знаком.

Величина ошибки существенно зависит от $m = \frac{H_2}{H_1}$. Если v_2 и v_3 постоянны, а меняется m, то абсолютное значение ошибки резко изменяется и может иметь как положительный знак, так и отрицательный. Наибольшие ошибки получаются при малой мощности второго слоя.

Используя параметры разреза, по графикам можно оценить возможную величину ошибки определения средней скорости по точке перелома годографа, а с помощью формулы (9) — относительную ошибку определения глубины преломляющей границы.

Необходимо заметить, что определение средней скорости $\bar{v}$ по точке перелома годографа является чаще всего достаточно точным и поэтому метод «t_0» широко применяется на практике.

в) **«Выпадение» пласта.** При определенных соотношениях скоростей и мощностей и одновременном выполнении условия $v_1 > v_k$ промежуточные преломляющие горизонты могут оказываться не отображенными на годографе первых вступлений. Это — так называемый случай «выпадения пласта» или «слепой зоны», когда определение глубин до ниже лежащих преломляющих границ по годографу первых вступлений возможно лишь с недопустимо большой ошибкой.

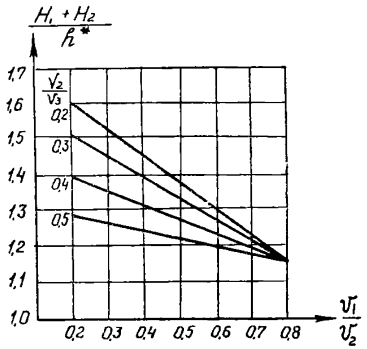


Рис. 8. Ошибка в определении глубины второй преломляющей границы при ««выпадении» пласта

«Выпадение пласта» происходит при определенных соотношениях скоростей упругих волн и мощностей слоев в геологическом разрезе, когда, например, из-за малой мощности промежуточного слоя его преломленная волна всюду регистрируется в последующих вступлениях и поэтому на годографах первых вступлений не отображается. В случае «выпадения» пласта интерпретировать годографы первых вступлений обычно не имеет смысла.

Ошибки в определении глубины до второй преломляющей границы, возникающие за счет выпадения промежуточной преломляющей границы, возрастают при уменьшении значения v_1/v_2 (рис. 8). Даже в условиях, наиболее благоприятных для сведения ошибки к минимуму (v_1, v_2 и v_3 близки по своим значениям), ошибка в определении глубины достигает 20%.

На практике нередко встречается также случай выпадения промежуточной толщи с малой скоростью. Например, в слу-

чае если разрез сверху вниз представлен слабыми суглинками, тонким (0,5—1 *м*) слоем глин средней плотности, мощным слоем слабо влажного или сухого песка и мощной толщей плотных глин. Слой песка здесь пропускается совсем, а глубина границы раздела между сухим песком и плотными глинами определяется с ошибкой (до 50%).

В случае, если выше основного преломляющего горизонта со скоростью упругих волн в нем v_3 залегает тонкий слой с большей скоростью v_2, преломленная волна на основной преломляющей

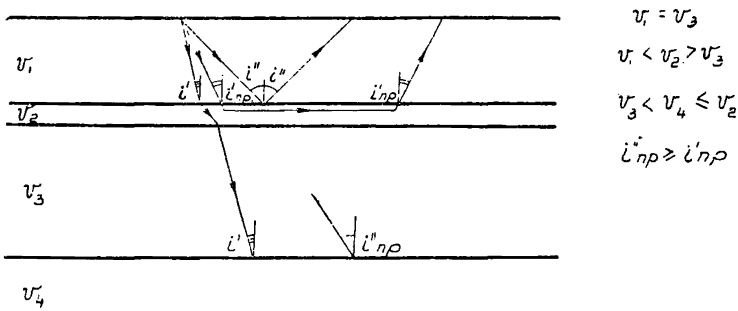


Рис. 9. Экранирование основного преломляющего горизонта тонким промежуточным пластом

границе образоваться не может (рис. 9). Таким образом, промежуточный слой выступает в роли своеобразного экрана, а основная преломляющая граница остается недоступной для метода преломленных волн.

Во избежание грубых ошибок в определении глубин преломляющих границ за счет неточного определения v, «выпадения пласта» или явления экранирования результаты сейсмической съемки должны контролироваться другими методами геофизики или опорным бурением.

§ 2. Плоские наклонные преломляющие границы ($v_г$ постоянна)

а) **Двухслойная среда.** Для проведения интерпретации при наклонных границах необходимо располагать двумя годографами, пройденными в противоположных направлениях: по восстанию и по падению границы. Это могут быть либо два встречных годографа, либо два годографа, пройденных из одного пункта наблюдения в противоположных направлениях.

По встречным годографам интерпретация может вестись способом построения разностных годографов, описываемом ниже для случая вогнутых преломляющих границ (см. § 3). Значения вре-

мен T' и T'', отсекаемые на оси времен встречными годографами преломленных волн Γ' и Γ'', должны быть равны друг другу в силу принципа взаимности (рис. 10). Это свидетельствует о высокой точности полевых наблюдений.

При интерпретации годографов, пройденных из одного пункта в противоположных направлениях (рис. 11), контролем качества является совпадение точек пересечения продолжения годографов преломленных волн Γ' и Γ'' с осью времен.

Различный наклон годографов в прямом и обратном направлении является признаком наклона границы. При этом более пологий отрезок (с большей кажущейся скоростью) направлен по восстанию границы, более крутой — по падению.

По годографам определяются скорости упругих волн в верхней и нижней средах, глубины залегания и угол наклона преломляющей границы. v_1 и h_1 находят тем же способом, что и для горизонтально залегающих границ.

При определении h входящий в формулу (9) угол i определяется по формуле

$$i = \frac{1}{2}\left(\arcsin\frac{v_1}{v^*_-} + \arcsin\frac{v_1}{v^*_+}\right) \qquad (13)$$

или по формуле (4).

При одиночных годографах полученные v_1 и кажущаяся скорость v^* подставляются в формулу (9)

$$h = \frac{v_1 t_0}{2\cos i^*}.$$

Откуда с ошибкой порядка 10% находится $i^* = \arcsin\frac{v_1}{v^*}$.

Определив глубины в нескольких точках профиля и построив по ним преломляющую границу, находят ее угол наклона (φ) с помощью транспортира. Далее, если съемка проведена в направлении падения границы, определяют граничную скорость из формулы

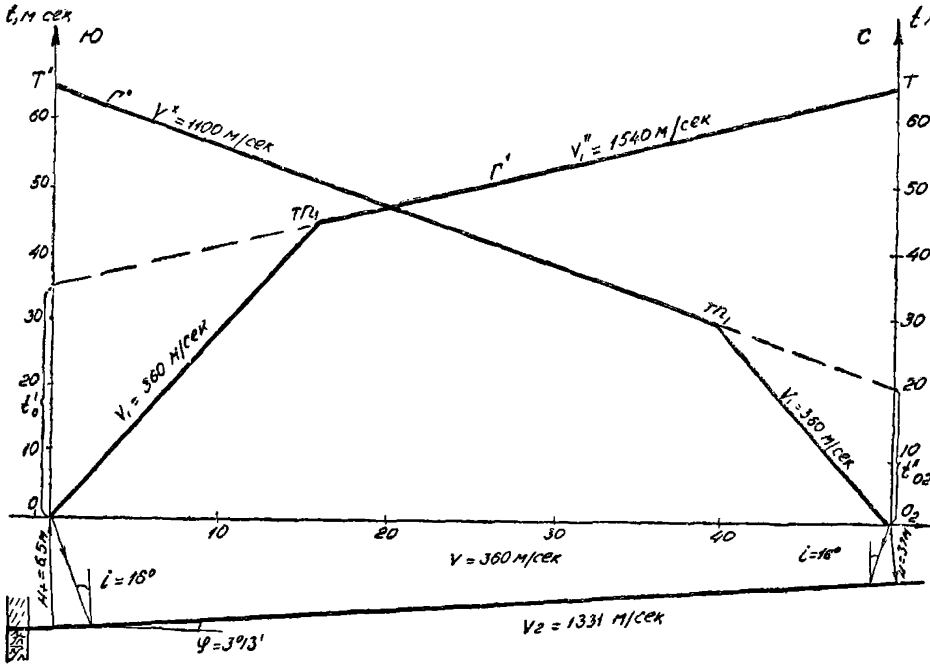
$$v^* = v_1/\sin(i + \varphi),$$

где $i = \arcsin v_1/v_2$, а если съемка проведена в направлении восстания границы, то $v_г$ определяется из формулы

$$v^* = v_1/\sin(i - \varphi),$$

При определении сочетаний величин скоростей v_1 и v_2 и угла наклона преломляющей границы φ, когда $\varphi \geqslant i$, годограф преломленной волны, полученный в направлении восстания границы, может приобрести отрицательный наклон.

При очень больших углах наклона преломляющей границы и определенном соотношении скоростей v_1 и v_2, когда $\varphi \geqslant 90° - i$, луч



Встречные годографы

$$\varphi = \frac{I}{2}\left(\arcsin\frac{VI}{V_-^*} - \arcsin\frac{VI}{V_+^*}\right) =$$

$$= \frac{I}{2}\left(\arcsin\frac{360}{1100} - \arcsin\frac{360}{1640}\right) = 3.2^\circ$$

$$i_{12} = \frac{I}{2}\left(\arcsin\frac{V_I}{V_-^*} + \arcsin\frac{V_I}{V_+^*}\right) =$$

$$= \frac{I}{2}\left(\arcsin\frac{360}{1100} + \arcsin\frac{360}{1640}\right) = 18^\circ$$

$$\frac{I}{V_2} = \frac{I}{V_I} = \frac{I}{2\cos\varphi}\left[\left|\frac{I}{V_+^*}\right| + \left|\frac{I}{V_-^*}\right|\right] =$$

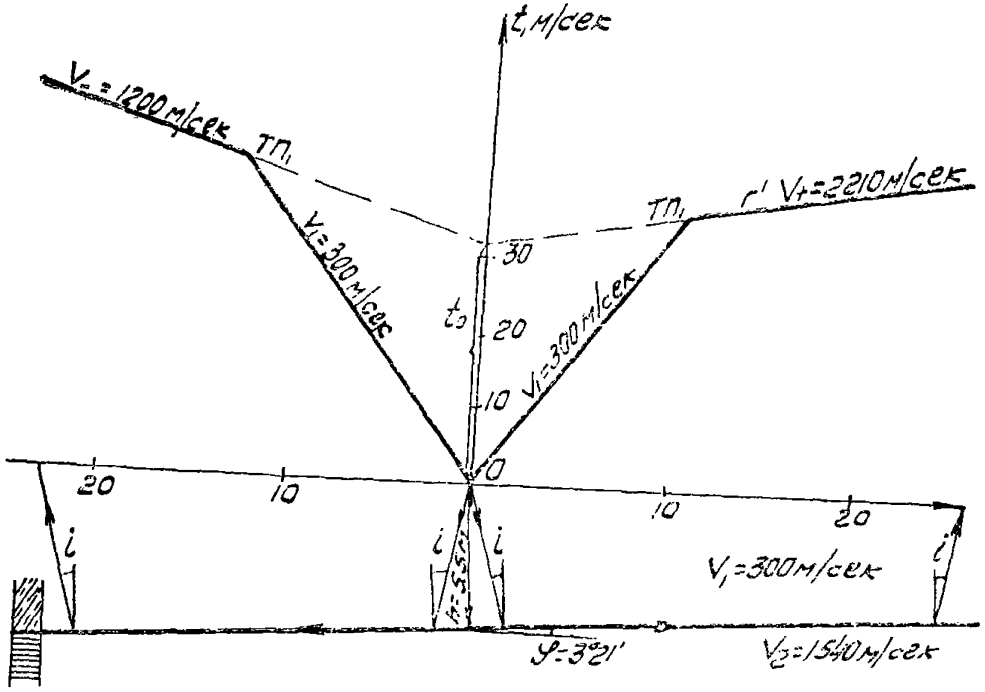
$$= \frac{I}{2 \cdot 0{,}9984}\left[\left|\frac{I}{1640}\right| + \left|\frac{I}{1100}\right|\right] = \frac{I}{1331}.$$

$$V_2 = 1331 \text{ м/сек}$$

$$h = \frac{V_+ \cdot t_0}{2\cos i_{12}}, \quad i_{12} = \arcsin\frac{VI}{V_2}; \quad i_{12} = \arcsin\frac{360}{1331} = 16^\circ$$

$$h_+ = \frac{360 \cdot 0{,}0350}{2 \cdot 0{,}9627} = 6.5\text{м} \qquad h_- = \frac{360 \cdot 0{,}0200}{2 \cdot 0{,}9627} = 3{,}7\text{м}$$

Р и с. 10. Определение положения наклонной границы по встречным годографам



$$\varphi = \frac{I}{2}\left(\arcsin\frac{VI}{V_1} - \arcsin\frac{VI}{V_2}\right) =$$

$$= \frac{I}{2}\left(\arcsin\frac{300}{1200} - \arcsin\frac{300}{2210}\right) =$$

$$\frac{I}{V_2} = \frac{I}{V_r} = \frac{1}{2}\left[\left[\frac{I}{V_2}\right] + \left[\frac{I}{V_1}\right]\right] =$$

$$\frac{1}{2} = \left[\left[\frac{I}{2210}\right] + \left[\frac{1}{1200}\right]\right];$$

$V_2 = 15$ м/сек

$$i_{12} = \arcsin\frac{V_1}{V_2} =$$

$$= \arcsin\frac{300}{15} = 11°15'$$

$$h = \frac{V_1 t_0}{2\cos i} = \frac{3000{,}0300}{2 \cdot 0{,}9807} = 5{,}5\text{ м}$$

Рис. 11. Определение положения наклонной границы по годографам из одной точки

преломленной волны не возвратится к поверхности земли (при съемке в направлении падения границы) и, наоборот, (при съемке в направлении восстания преломляющей границы) луч прямой волны может не падать на преломляющую границу под предельным углом. Таким образом, оказывается, что если угол φ наклона преломляющей границы вдоль линии профиля превышает некоторый предел, то по этому профилю бесполезно вести работу методом преломленных волн.

б) **Трехслойная среда.** Так же, как и в предыдущем случае, съемка может производиться по двум годографам, полученным из одного пункта наблюдения в противоположных направлениях (рис. 12), или по встречным годографам (рис. 13).

Интерпретация годографов может проводиться способом пластовых скоростей или способом средних скоростей (t_0) или двумя этими способами с осреднением результатов.

Способ пластовых скоростей. По двум встречным годографам или годографам, полученным из одного ПВ в противоположных направлениях, определяют v_1 и v_2, угол наклона первой границы φ и глубину ее залегания под ПВ так же, как это делается в случае двухслойного разреза. Находят кажущиеся скорости v^*_{3+} и v^*_{3-} по третьим ветвям прямого и обратного годографов, относящимся ко второй преломляющей границе.

Вычисляют углы $i_{2,3}$ и ψ по формулам:

$$\sin(i_{2,3} - \psi) = \frac{v_2}{v_1} \sin\left(\arcsin \frac{v_1}{v^*_{3+}} + \varphi\right), \tag{14}$$

$$\sin(i_{2,3} + \psi) = \frac{v_2}{v_1} \sin\left(\arcsin \frac{v_1}{v^*_{3-}} - \varphi\right), \tag{15}$$

а также α_1 и β_1:

$$\alpha_1 = \arcsin \frac{v_1}{v^*_{3+}} + \varphi; \tag{16}$$

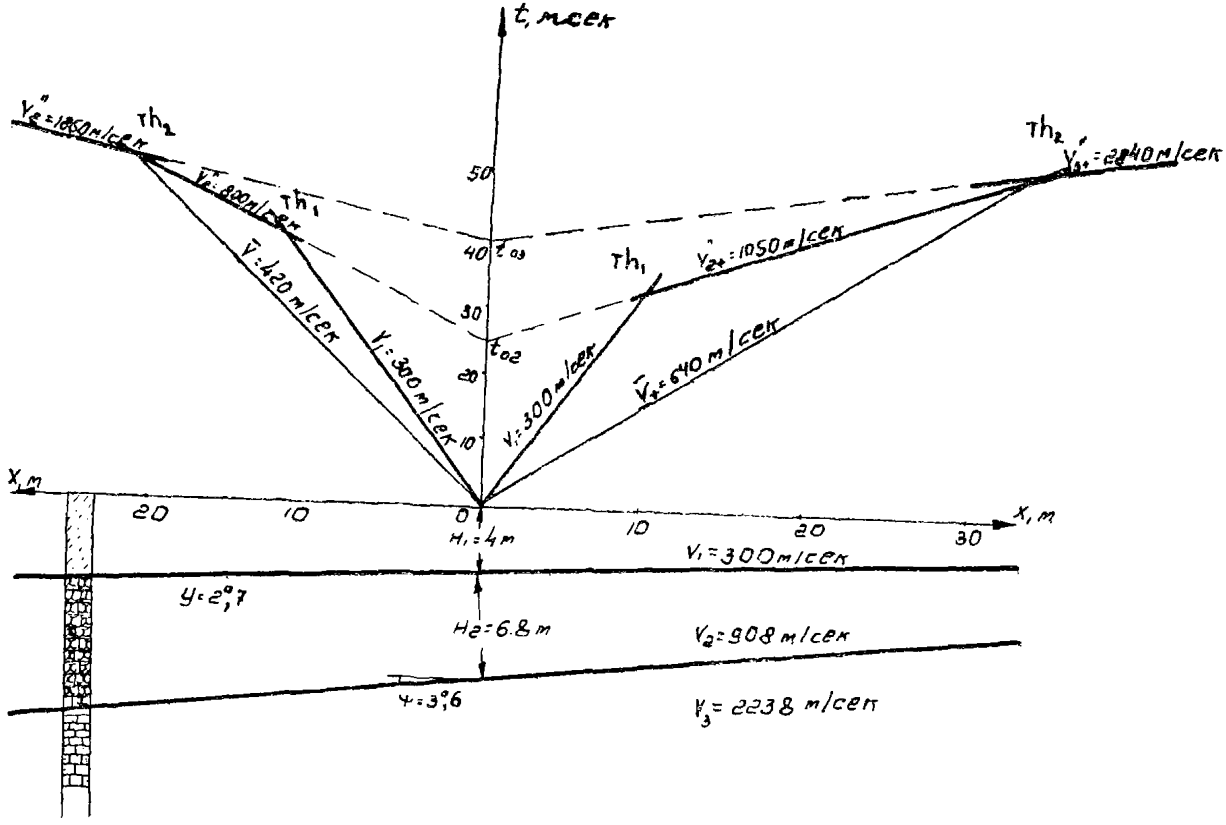
$$\beta_1 = \arcsin \frac{v_1}{v^*_{3-}} - \varphi. \tag{17}$$

Определяют глубину h_2' и h_2 второй преломляющей границы по формуле

$$h_2 = \frac{v_2}{2\cos i_{2,3}} \left[t_0''' - \frac{h_1}{v_1} (\cos\alpha_1 + \cos\beta_1) \right]. \tag{18}$$

Находят скорость распространения упругих волн на второй преломляющей границе по формуле $v_3 = \dfrac{v_2}{\sin i_{2,3}}$.

Способ средних скоростей (t_0). У системы годографов, полученных из одного пункта наблюдения в противоположных направле-



Р и с. 12. Определение положения наклонных границ в трехслойной среде по годографам из одной точки

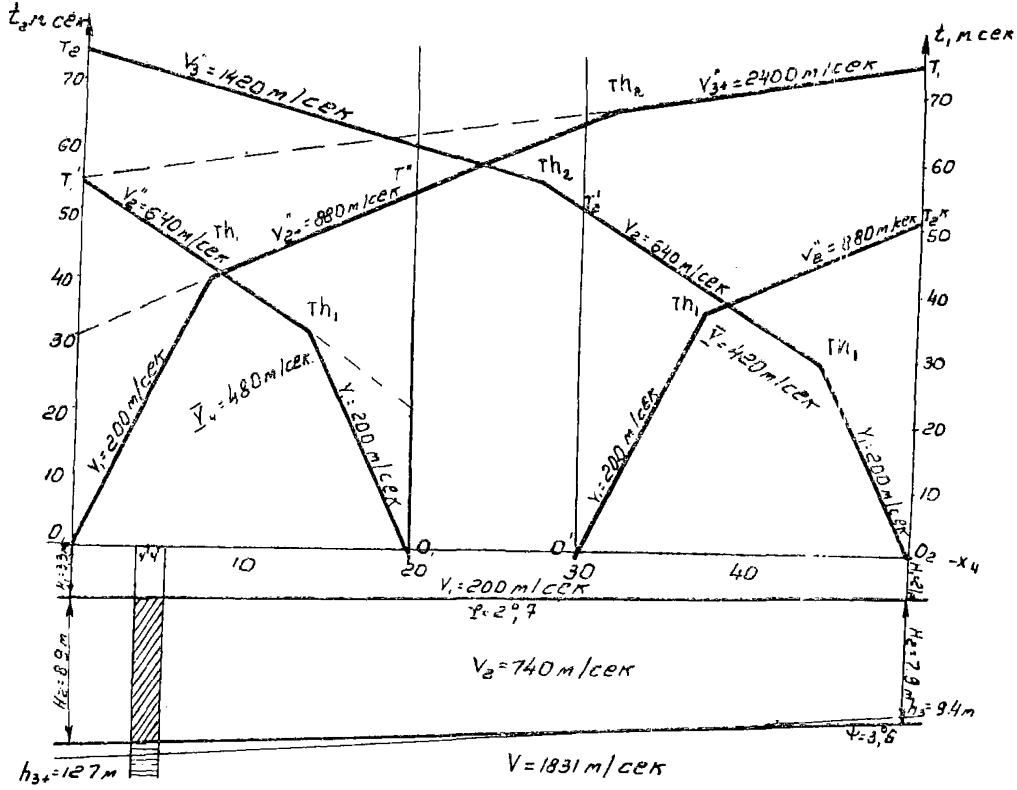


Рис. 13. Определение положения наклонных границ в трехслойной среде по встречным годографам

ниях, правые и левые ветви интерпретируются порознь (см. § 1). Средние арифметические из вычисленных по отдельным ветвям годографов глубин для каждого преломляющего горизонта являются искомыми значениями глубин под пунктом наблюдения.

Для встречных годографов глубина до первой преломляющей границы находится так же, как при наклонном залегании границы в двухслойном разрезе. Далее, по точкам пересечения годографов находят средние скорости в толще, покрывающей вторую преломляющую границу, вычисляют их среднее арифметическое и подставляют его в формулу (9) для определения глубин второй преломляющей границы под пунктами наблюдения.

При наличии наклонных границ также может иметь место явление «выпадения слоя». При этом причинами выпадения могут быть не только определенные соотношения скоростей v_1, v_2 и v_3 и мощностей H_1, H_2 и H_3, но и величины углов наклона границ ψ и φ.

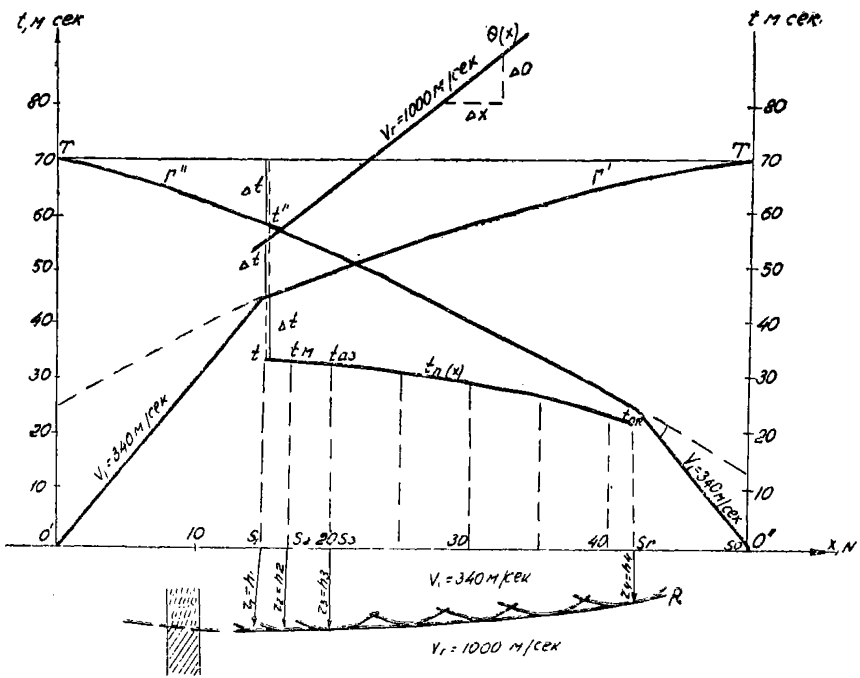
§ 3. Вогнутые преломляющие границы

Если радиус кривизны преломляющей границы значительно больше глубины, на которой она располагается, а граничная скорость не претерпевает резких изменений вдоль профиля, то метод преломленных волн позволяет находить глубину и определять форму такой границы, а также прослеживать изменения граничных скоростей в направлении профиля. Для интерпретации необходимо располагать двумя встречными годографами (рис. 14). Криволинейная форма годографов с одинаковыми знаками их выгнутости обычно указывает на криволинейный характер преломляющей границы.

Для количественной интерпретации строятся разностный годограф $\theta(x)$ и линия $t(x)$ на интервале профиля, где совместно прослеживаются оба встречных годографа. В одной из точек профиля (например, в точке S_1) в пределах этого интервала определяют разность между взаимным временем T и временем по одному из годографов, например $T''-\Delta t=T-t''$. Далее, над этой же точкой профиля с помощью измерителя откладывают Δt вверх и вниз от другого годографа T'. Повторив такие операции для ряда точек профиля (S_2, S_3, ..., S_n), лежащих внутри интервала совместного прослеживания годографов преломленных волн, и осреднив полученные точки, получают разностный годограф $\theta(x)$ (верхняя кривая) и линию $t(x)$ (нижняя кривая).

Если разностный годограф представляет собой прямую линию, то, пользуясь ее угловым коэффициентом, вычисляют граничную скорость ($v_2=v_г$) по формуле

$$v_г = 2\frac{\Delta x}{\Delta\theta}. \qquad (19)$$



$$V_2 = V_r = 2\frac{\Delta x}{\Delta \theta}$$

$$h_1 = \frac{V_1 \cdot t_0}{2 \cdot \cos i} = \frac{340 \cdot 0{,}033}{2 \cdot 0{,}9403} = 6.0\ м$$

$$h_2 = \frac{V_1 \cdot t_0}{2 \cos i} = \frac{340 \cdot 0{,}0335}{2 \cdot 0{,}9403} = 6.1 м$$

$$h_3 = \frac{V_1 \cdot t_{оз}}{2 \cdot \cos i} = \frac{340 \cdot 0{,}0327}{2 \cdot 0{,}9403} = 5.9\ м$$

$$i = \arcsin \frac{V_1}{V_2}$$

Рис. 14. Определение положения вогнутой преломляющей границы по встречным годографам (с построением разностного годографа и линии t_0)

Если разностный годограф криволинеен, что свидетельствует об изменении $v_г$ вдоль профиля, то его осредняют ломаной линией и для каждого из отрезков определяют $v_г$. Если такое осреднение невозможно, то $v_г$ определяют по наклону касательной в нужной точке годографа. Формула (19) в применении к криволинейным границам дает приближенное значение $v_г$, так как она справедлива лишь для плоских преломляющих границ.

Глубины до преломляющей границы вычисляют по формуле (9). Значения входящих в формулу t_0 снимают с линии $t(x)$ в соответствующих точках профиля. Преломляющая граница находится как огибающая дуг окружностей, проведенных из точек профиля радиусами, равными глубинам, вычисленным по формуле (9), при изменяющемся t_0.

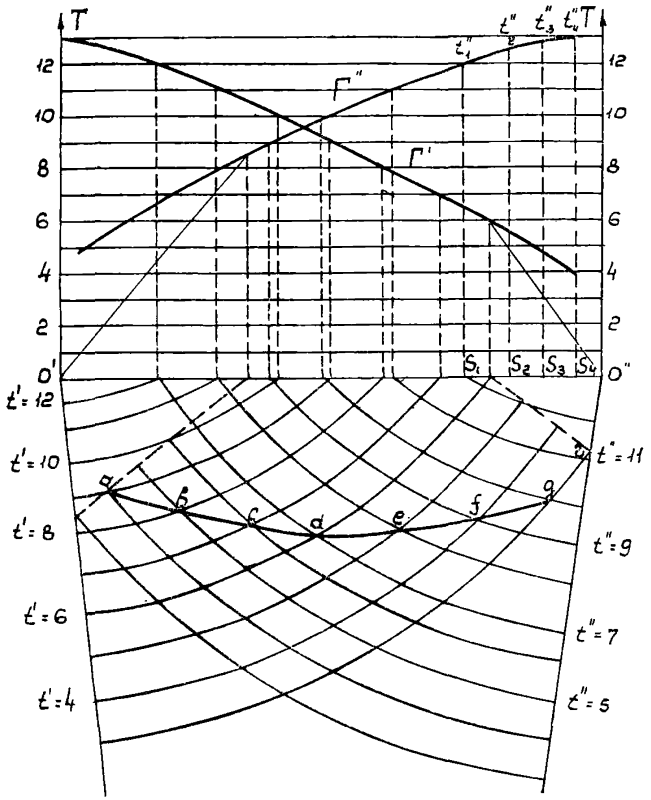
§ 4. Криволинейные преломляющие границы сложной формы

Интерпретация производится методом полей времен. По двум встречным годографам и известной постоянной скорости v_1 в первой среде данный метод позволяет определить положение преломляющей границы и величину граничной скорости в преломляющем горизонте. Граница может иметь любую форму, скорость во второй среде в горизонтальном направлении может быть как постоянной, так и переменной. В отличие от способов t_0 и «пластовых скоростей», данный способ является точным. Недостаток способа — его сравнительно большая трудоемкость.

Интерпретацию начинают с построения по встречным годографам полей времен. По одному из годографов, например годографу Γ'' (рис. 15), берется время t'', которому соответствует момент пересечения фронтом проломленной волны дневной поверхности в точке профиля S_1. По тому же годографу берется еще несколько значений времен, соответствующих точкам профиля S_2, S_3 и т. д. Определяются разности между этими временами $\Delta t_1'' = t_2'' - t_1''$, $\Delta t_2'' = t_3'' - t_2''$ и т. д. Радиусами, равными произведениям v_1 на эти разности, из точек S_2, S_3 и т. д. профиля, как из центров, проводят дуги окружностей. Огибающая этих дуг является искомой изохроной со временем $t_1' = 12$ *мсек*. Следующие изохроны с временами 11 *мсек*, 10 *мсек* и т. д. строят или аналогичным образом, или используя имеющуюся изохрону $t_1'' = 12$ *мсек* в качестве опорной. Если построение ведется вторым способом, то опорную изохрону, согласно принципу Гюйгенса, рассматривают как геометрическое место источников элементарных волн. В соответствии с этим на опорной изохроне помещают центры, из которых проводят дуги радиусами, равными произведениям v_1 на разность времен опорной и искомой изохроны. Указанным способом строят все остальные изохроны для обоих годографов.

На искомой преломляющей границе должно выполняться условие: $T = t' + t''$, где t' и t'' — времена по годографам Γ' и Γ''. С учетом этого отыскиваются точки пересечения изохрон, сумма времен

которых равна T. В данном примере T=13 *мсек*, а точками пересечения изохрон, удовлетворяющих этому условию, являются точки *a, b, c, d, e, f, g, h*. Эти точки определяют положение преломляющей границы.



Р и с. 15. Интерпретация встречных годографов методом полей времен

Для нахождения скорости в преломляющем горизонте берут произвольную точку на преломляющей границе и от нее вдоль границы отсчитывают расстояние до точек пересечения границы с изохронами одного из полей времен. По найденным значениям расстояний l и времен, снятых с изохрон, в прямоугольной системе

координат строят годограф скользящей волны. По угловому коэффициенту годографа определяют скорость в преломляющем горизонте.

$$v_г = \frac{\Delta l}{\Delta t}. \qquad (20)$$

Если годограф имеет криволинейную форму, то пределы значений $v_г$ находят по угловым коэффициентам касательных, проведенных к годографу в нужных точках.

Поля времени и построенная по ним преломляющая граница ограничиваются двумя перпендикулярами к изохронам, проведенными из пунктов наблюдения O' и O'' (см. рис. 15).

Нагоняющие годографы. Построение преломляющей границы и определение граничной скорости $v_г$ возможно и по нагоняющим годографам. Интерпретация начинается с построения полей времен (изохрон) прямых волн из пунктов наблюдения O_2 и O_3 (рис. 16), представляющих собой концентрические окружности. Затем средний годограф удлиняется за счет параллельного переноса и совмещения с ним первого и третьего годографов.

Такие составные годографы называются сводными годографами. Далее, по сводному годографу, тем же способом, что и для встречных годографов, строится поле времени. Точки пересечения его изохрон с одноименными изохронами полей времен прямой волны соединяются плавными кривыми, обозначенными через S_1 и S_2. К этим кривым проводится касательная, которую можно рассматривать в первом приближении как преломляющую границу. Соответствующее приближенное значение граничной скорости $v_г^-$ находят делением отрезка данной преломляющей границы, заключенного между двумя любыми ближайшими изохронами сводного годографа, на разность времен этих изохрон. В рассматриваемом случае: $v_г^-$=1340 *м/сек*.

Истинное положение преломляющей границы и истинное значение $v_г$ находят следующим образом.

Из точки M (точка пересечения касательной к кривой S_1 с ближайшей изохроной сводного годографа), как из центра, радиусом, равным произведению $v_г^-$ =1340 *м/сек* на разность времен соседних изохрон сводного годографа, делают засечку на ближайшей изохроне. Затем, принимая эту засечку за центр, тем же радиусом делают другую засечку на следующей изохроне и т. д. Засечки соединяют плавной кривой, которая должна быть искомой преломляющей границей и касаться кривой S_2. Если построенная кривая (верхняя пунктирная линия R^- на рис. 16) пересекает кривую S_2, то задаются другим значением $v_г$, равным, например 1800 *м/сек*, и производят аналогичные построения. Если в этом случае полученная кривая отклоняется вниз от линии S_2 и не имеет с ней общих точек (нижняя пунктирная кривая R^+ на рис. 16), то задаются еще одним значением $v_г$ (средним между

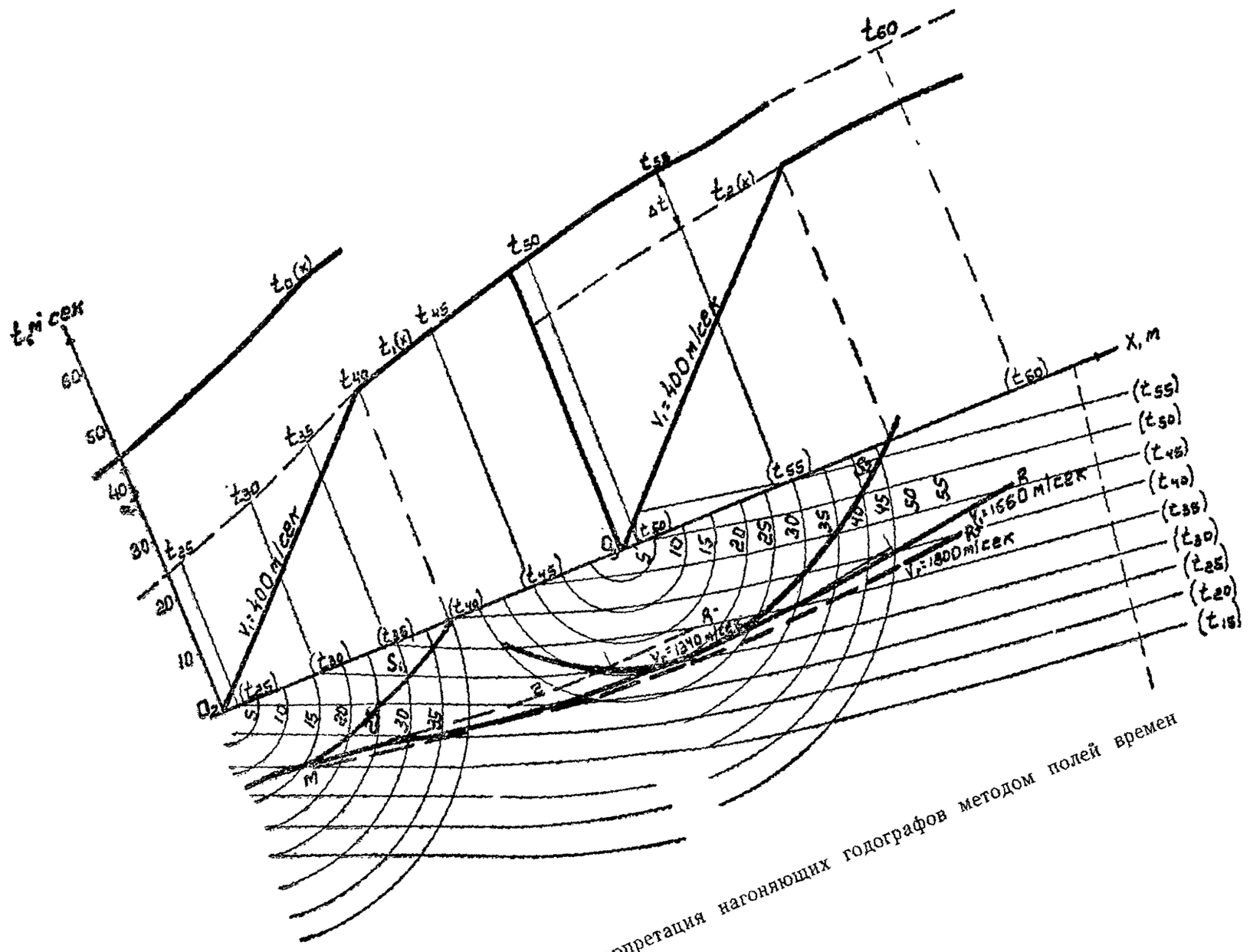


Рис. 16. Интерпретация нагоняющих годографов методом полей времен

1340 *м/сек* и 1800 *м/сек* и равным 1660 *м/сек*) и вновь повторяют построения. В результате оказывается, что полученная кривая касается кривой S_2 и, следовательно, является искомой преломляющей границей (сплошная линия R на рис. 16), а скорость ($v_г$=1660 *м/сек*) — истинной граничной скоростью.

§ 5. Преломляющая граница в форме ступени и вертикальный контакт под наклонным слоем

На рис. 17 изображены встречные годографы первых вступлений над ступенью. Каждый из этих годографов состоит из 4 отрезков: годографа прямой волны, годографов над приподнятой и

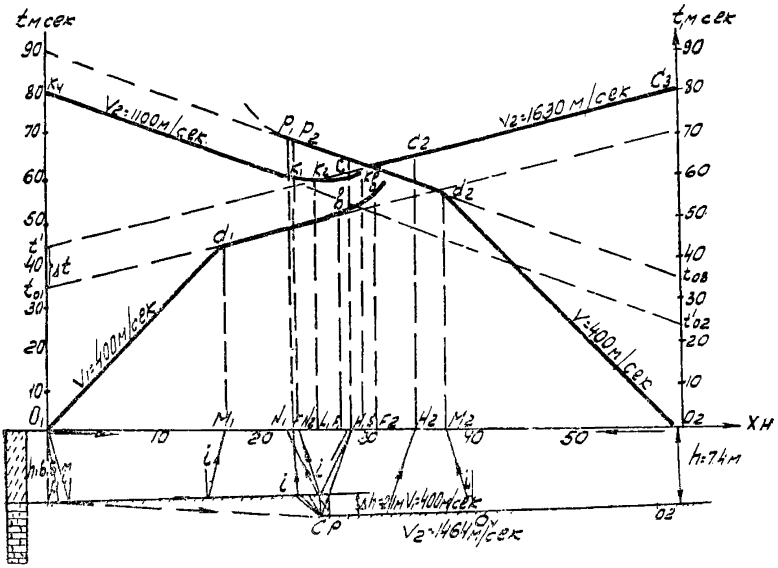
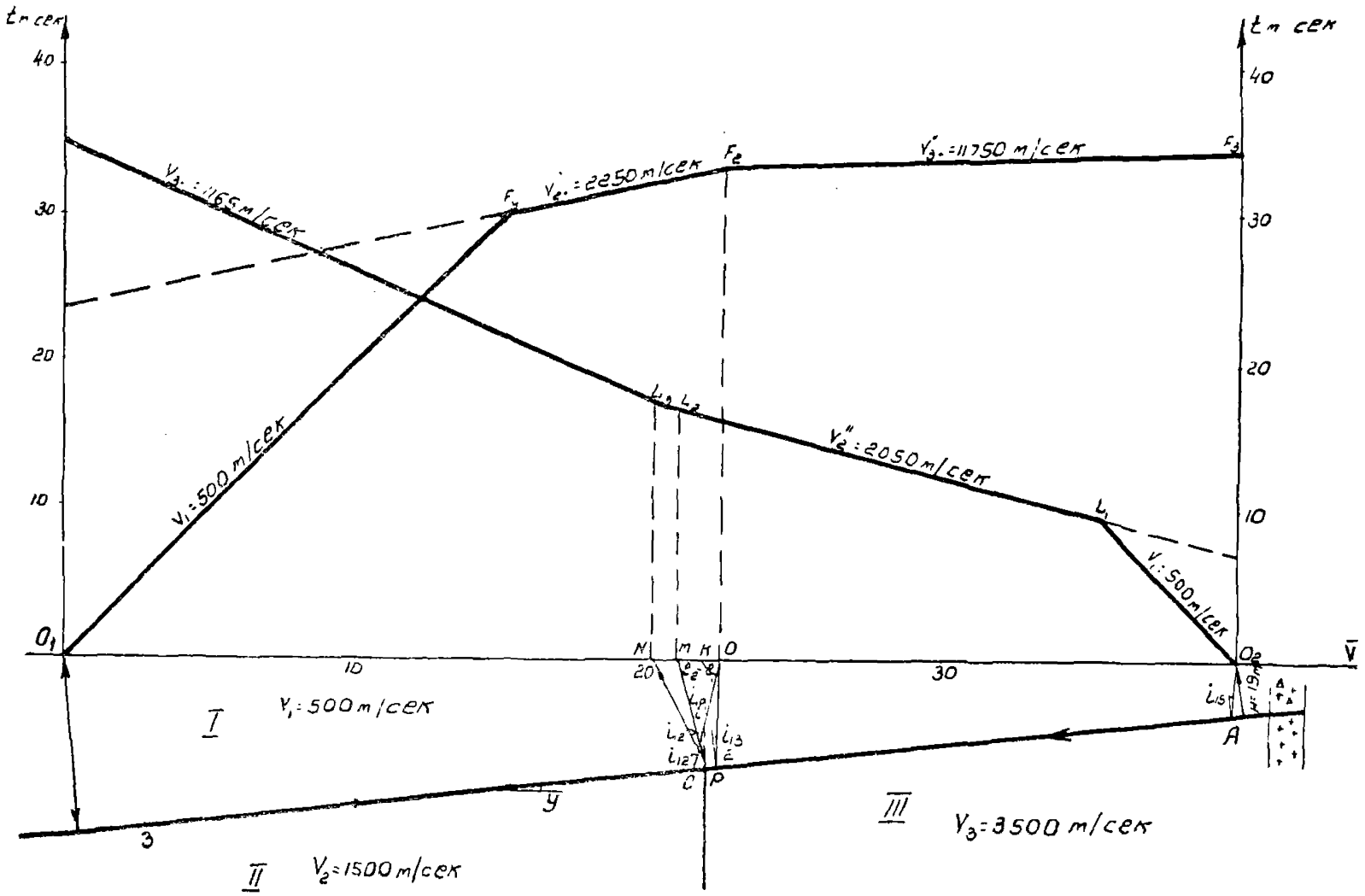


Рис. 17. Определение положения и высоты преломляющей ступени по встречным годографам

опущенной ступенями и криволинейного годографа дифрагированной волны. Интенсивность дифрагированных волн с расстоянием быстро падает до нуля.

Интерпретация рассмотренной системы встречных годографов дает возможность определить глубины залегания приподнятого и опущенного крыльев ступени под пунктами наблюдений O_1 и O_2, высоту ступени Δh и угол наклона крыльев ступени (φ), если он одинаков для обоих крыльев.



Р и с. 18. Определение положения вертикального контакта. под наклонно залегающим слоем по встречным годографам

Скорости упругих волн и глубины крыльев ступени под пунктами наблюдений вычисляются по формулам (8), (9) и (10). Простейшим способом положение точки проекции края ступени на профиль наблюдения (точка L_1) находится по точке минимума криволинейного участка годографа, полученного из пункта наблюдения O_2 (точка K_2).

Высота ступени находится по формуле

$$\Delta h = \frac{v_1 \Delta t}{2 \cos i}. \qquad (21)$$

где Δt снимается с чертежа.

Вертикальный контакт под наклонно залегающим слоем и соответствующие ему годографы первых вступлений изображены на рис. 18. Ветви годографов состоят из трех прямолинейных отрезков.

Положение вертикального контакта на профиле локализуется точкой перелома F_2 годографа, идущего из O_1, и областью L_2L_3 встречного годографа. Глубины преломляющих границ и угол их наклона определяются теми же способами, что и в предыдущем случае.

§ 6. Ошибки в определении глубины преломляющих границ и построение сейсмогеологических разрезов

Основными факторами, влияющими на точность определения глубин залегания преломляющих границ, являются ошибки в отсчете времен вступления и ошибки в определении величины $\overline{v}$ в покрывающей толще по точке пересечения годографов.

Относительная ошибка в определении глубины преломляющей границы имеет минимальную величину при средних глубинах и возрастает при малых и больших глубинах, что связано главным образом с понижением точности оценки скоростей.

Как показывает опыт, при глубинах до преломляющих границ 5—15 *м* ошибка в определении глубины обычно не превышает 5—7%, при глубинах от 2 до 5 *м* и от 15 до 25 *м* ошибка достигает 10%.

Построение сейсмогеологического разреза и отождествление преломляющих границ с геологическими сводится к следующим операциям.

Строится рельеф дневной поверхности профиля, на котором проводились сейсмические наблюдения. Относительно этой поверхности строятся преломляющие границы. Надписываются значения скоростей распространения упругих волн в соответствующих слоях сейсмического разреза. Наносятся данные контрольных геологических выработок.

При отождествлении преломляющих границ с геологическими границами нельзя довольствоваться только признаком геометри-

ческого совпадения (в пределах ошибки наблюдения) этих границ. Необходимо также учитывать мощность предполагаемого преломляющего горизонта, его литологию, литологию вмещающих пород, положение уровня грунтовых вод, наличие выше залегающих преломляющих горизонтов, соотношение их мощностей и соответствующих им скоростей распространения упругих волн.

Весьма полезными оказываются записи о быстроте затухания прослеживаемой волны и изменениях ее видимой частоты, сделанные в графе «примечания» полевого журнала во время проведения съемки. Эти признаки характеризуют мощность и плотность и степень разрушенности пород преломляющего горизонта; чем меньше мощность и сильнее раздробленность, тем быстрее затухание волны; чем ниже видимая частота волны, тем меньшую плотность имеет порода, слагающая преломляющий горизонт.

Обычно не вызывают сомнения такие случаи, когда преломляющая граница совпадает с границей раздела пород, резко отличных друг от друга по плотности, например с границей между рыхлыми четвертичными отложениями и скальными породами.

Более сложными являются случаи, когда преломляющая граница проходит внутри толщи, состоящей из переслаивающихся маломощных пластов (0,2—1,0 *м*). Часто подобные преломляющие границы приходится отождествлять со всей слоистой пачкой пород в целом, проводя их условно в пределах данной пачки.

При отождествлении сейсмических границ с геологическими следует принимать во внимание все имеющиеся геологические материалы по данному объекту и сведения о геологическом строении соседних участков. Имеющиеся скважины необходимо использовать для проведения около них параметрических сейсмозондирований. Все это исключает возможность допущения грубых ошибок и повышает точность интерпретации.

§ 7. Об использовании данных сейсмокаротажа для интерпретации результатов поверхностной сейсморазведки

На основании вертикального годографа (рис. 19) по формуле

$$v_{пл} = \frac{\Delta h}{\Delta t}, \tag{22}$$

могут быть вычислены пластовые скорости v_p для каждой отдельной толщи. Кроме того, по вертикальному годографу с помощью формулы

$$\bar{v} = \frac{h}{t}, \tag{23}$$

где h — глубина погружения СП в скважину,

t — время пробега упругой волны между СП и ПВ можно рассчитать средние скорости для разных глубин и по-

строить график средних скоростей (рис. 19,*а*), уравнение которого имеет вид: $\bar{v}=\bar{v}(h)$.

Располагая годографами преломленных волн и графиком средних скоростей, нетрудно определить среднюю скорость $\bar{v}$, которая должна быть использована при интерпретации годографов преломленных волн. Для этого находят совместное графическое решение уравнений:

$$h=\frac{\bar{v}\,t_0}{2\cos i};\quad h=\frac{\bar{v}\,t_0}{2\sqrt{1-(\bar{v}/v_г)^2}},\tag{24}$$

где t_0 — отрезок, отсекаемый на оси времен продолжением годографа преломленной волны, и $v_г$ — граничная скорость, определен-

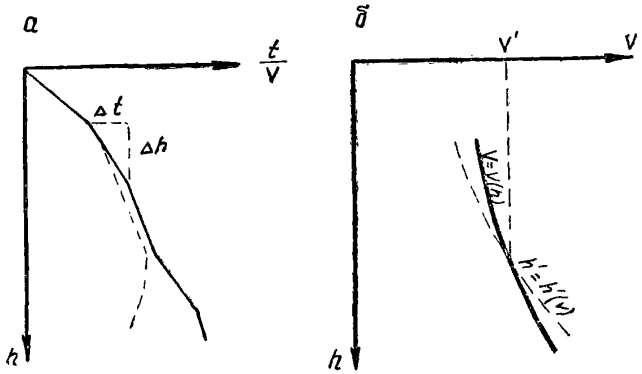


Рис. 19. Определение пластовых и средних скоростей по вертикальным (сейсмокаротажным) годографам

ная по этому годографу. Придавая v различные последовательные значения, получают соответствующие величины h. Точки с этими значениями координат h и $\bar{v}$ наносят на график (рис. 19,*б*) и соединяют плавной кривой. Точка пересечения этой кривой с графиком $\bar{v}>\bar{v}(h)$, полученным из сейсмокаротажа, определяет искомое значение v, которое должно быть использовано при построении преломляющих границ по годографам преломленных волн.

Значения средних скоростей, определенных таким путем, являются более точными, чем вычисленные по точкам пересечения годографов преломленных волн.

Глава IV

ИЗМЕНЕНИЕ СЕЙСМИЧЕСКИХ СКОРОСТЕЙ С ГЛУБИНОЙ, ИХ ВЗАИМОСВЯЗЬ С ФИЗИЧЕСКИМИ ХАРАКТЕРИСТИКАМИ ГРУНТОВ

§ 1. Об изменениях скоростей упругих волн в грунтах с глубиной

Закономерности изменения скоростей распространения упругих продольных (v_p) и поперечных (v_s) волн с глубиной необходимо учитывать при построении сейсмогеологических разрезов. Зная эти закономерности, можно получить удовлетворительные представления о скоростях в различных толщах по известному геологическому разрезу, о скоростях, характерных для исследуемых толщ на любой из грубин, а также контролировать, уточнять и детализировать скоростные разрезы, данные о которых получены прямыми сейсморазведочными методами.

Сведения о закономерностях изменения скоростей продольных волн с глубиной являются одним из основных элементов рассматриваемого ниже комплексного метода сейсмогеологических исследований с применением портативных сейсморазведочных установок с ударным способом возбуждения колебаний.

Увеличение скоростей v_p и v_s с глубиной связано в основном с увеличением давления под действием веса вышележащих слоев (бытовое давление), с увеличением геологического возраста пород и уменьшением влияния агентов выветривания. Именно этими факторами в основном обусловлено изменение пористости, выветренности, трещиноватости, плотности, степени цементации, упругости твердого скелета и других характеристик грунтов, определяющих их основные физико-механические свойства. Основные из этих свойств (прежде всего упругих) обнаруживают, как указывал еще М. М. Протодьяконов [44], устойчивую корреляционную взаимосвязь между собой и со скоростями распространения упругих волн.

Известно [38, 63], что с увеличением пористости грунтов (КП) скорости упругих волн на значительном интервале уменьшаются почти линейно, падая на 25—35% при повышении КП с 5 до 20%.

В понятие пористости при геофизических исследованиях может включаться вся пустотность, образуемая как трещиноватостью и пористостью ненарушенных участков скальных пород, так и пористостью, образующейся при выветривании. С увеличением глу-

бины вначале быстро уменьшается пористость, вносимая выветренностью пород. Более медленно уменьшается пустотность, вызванная закрытием трещин, вплоть до превращения последних под действием давления в трещины кливажа. Наиболее медленно уменьшается пористость ненарушенных участков скальных пород.

Таким образом, уменьшение пористости обусловливает вначале очень значительные, а потом все меньшие увеличения скоростей v_p и v_s с глубиной. Наиболее быстро скорости нарастают вблизи поверхности в сильно пористых рыхлых грунтах.

Для проектирования типовых сооружений важно знать наиболее общие закономерности изменения осредненных статических и динамических параметров грунтов в зависимости от глубины их залегания. Поэтому ниже будут приведены результаты исследований характера изменений по глубине не частных, а общих осредненных значений скоростей упругих волн и основных взаимосвязанных с ними физико-механических свойств.

Инструкцией по проведению инженерной сейсморазведки [69] для расчета скоростей $v(z)$ на глубине (z) дается основная зависимость

$$v(z) = kz^{\frac{1}{3}}. \qquad (25)$$

Здесь k — коэффициент, являющийся характеристикой среды. Физически он должен соответствовать скорости v_v или v_s на глубине $z=1$ *м*. Однако в этом случае зависимость (25) будет характеризовать скорости $v(z)$ лишь для наиболее рыхлых грунтов в верхних частях разреза. Введение условных значений k, отличных от значений v_p (1) при $z=1$ *м*, позволяет приближенно характеризовать значения $v_p(z)$ для более значительной части грунтов на глубинах в пределах от 3—5 *м* до нескольких десятков метров. Однако для иных глубин, особенно для грунтов скального типа, расхождения в расчетных и эмпирических значениях $v_p(z)$ становятся весьма значительными.

По обобщенным эмпирическим данным в США [10], [63] получена зависимость

$$v_p(z) = \sqrt[4]{9{,}5 \cdot cz} = \sqrt[4]{9{,}5 \cdot 3{,}3 \cdot z} = 2{,}36 \cdot z^{0{,}25} \ (z \text{ в } км/сек), \qquad (26)$$

хорошо характеризующая изменения скоростей в плотных песках и рыхлых песчаниках на глубинах сотен метров и первых километров.

Важное значение в нарастании скоростей играет, как уже указывалось, также увеличение упругости твердого скелета породы. Последнее обусловлено не столько глубиной (давлением), сколько геологическим возрастом пород. Поэтому американскими иссле-

дователями [63] для оценки скоростей в породах песчано-глинистого состава принята эмпирическая формула

$$v_p(z)=46{,}3\sqrt[6]{zT}\ м/сек, \qquad (27)$$

где T — приблизительный геологический возраст породы в годах,
z — глубина в метрах.

Увеличение скоростей с глубиной в пределах зоны аэрации (выше УГВ) происходит также вследствие повышения увлажненности (а следовательно, и плотности грунтов). При полном насыщении рыхлых грунтов скорости продольных волн (a_0) в них нарастают скачком наиболее часто до 1500—1800 *м/сек.* (Исключая случаи упоминавшиеся в § 3 главы I).

В скальных грунтах нарастание скоростей при увлажнении составляет всего лишь 10—25% и наиболее резко проявляется при заполнении водой лишь первых 10—30% объема их пор. При полном насыщении (свыше 80—90% объема пор) водой скорости в скальных грунтах могут несколько (на 5—15%) снижаться по сравнению с не полностью водонасыщенными. По этой причине определение глубины водной поверхности в скальных грунтах методами сейсморазведки оказывается практически мало вероятным.

Обобщенные эмпирические данные показывают, что под действием перечисленных факторов в рыхлых грунтах скорости v_p на глубинах первых метров, 100 *м* и 1000 *м* возрастают соответственно пропорционально $z^{0,4}$, $z^{0,3}$ и $z^{0,2}$. В скальных грунтах на этих же глубинах скорости возрастают пропорционально $z^{0,2}$, $z^{0,1}$ и $z^{0,05}$.

Анализ эмпирических кривых зависимости изменения продольных волн от глубины для рыхлых и скальных грунтов показал, что относительные возрастания скоростей распространения упругих волн с глубиной (величины глубинных градиентов скоростей) определяются упругостью грунтов. Наиболее общим принципом изменения скоростей по глубине для сухих и влажных грунтов является то, что *при одинаковых абсолютных значениях продольных скоростей различные грунты, находящиеся на различных глубинах, характеризуются одинаковыми значениями произведений осредненных глубинных градиентов этих скоростей на глубину залегания.* То есть величины глубинных градиентов скоростей в грунтах, характеризующихся одинаковыми скоростями, обратно пропорциональны глубинам залегания этих грунтов. (В дальнейшем грунты, имеющие одинаковые значения скоростей, будут характеризоваться как одинаковые по жесткости. Следует, однако, учитывать, что жесткость грунтов наиболее хорошо [9] соответствует модулю сдвига грунтов и, следовательно, наиболее точно может характеризоваться значениями поперечных, а не продольных скоростей).

Эта закономерность наиболее четко видна, если кривые зависимостей для грунтов различной жесткости строить в билогариф-

мическом масштабе. Они имеют вид семейства кривых, описываемых однотипными сложными уравнениями. С точностью, достаточной для оценки изменений скоростей на глубинах от 1—3 до 200—500 *м*, описанные кривые аппроксимируются с графиками, изображенными на билогарифмическом бланке в виде пучка прямых (рис. 20), пересекающихся в точке с координатами $v_{p\,(макс)}$ и $z_{(макс)}$ и описываемых общим уравнением

$$\lg v_p(z) = \lg \frac{v_{p\,(макс)}}{v_p(1)} \cdot \frac{\lg z}{\lg z_{(макс)}} + \lg v_p(1), \qquad (28)$$

где $v_p(z)$ — скорости v_p на исследуемых глубинах;

$v_p(1)$ — скорость v_p в исследуемом грунте на глубине 1 *м*.

Для оценки скоростей в пределах глубин от нескольких метров до нескольких сот метров наиболее выгодно принять $z_{(макс)} = 250\,000$ *м*, $v_{p(макс)} = 22\,000$ *м/сек*.

Тогда уравнение (28) примет вид:

$$\lg v_p(z) = 0{,}185 \lg \frac{22\,000}{v_p(1)} \lg z + \lg v_p(1);$$

$$v_p(z) = v_p(1)\, z^{0{,}8-0{,}185 \lg v_p(1)} \quad м/сек. \qquad (29)$$

Значения $v_p(z)$ аналитически могут быть определены и более просто, если принять, что для одного из рыхлых $v_p(z)_{рых}$ и для одного из скальных $v_p(z)_{ск}$ грунтов, характеризующихся скоростями $v_p(1)_{рых} = 400$ *м/сек* и $v_p(1)_{ск} = 3500$ *м/сек*, они определяются выражениями:

$$v_p(z)_{рых} = 400 \cdot z^{0{,}3}, \qquad (30)$$

$$v_p(z)_{ск} = 3500 \cdot z^{0{,}15}. \qquad (31)$$

Тогда для всех остальных грунтов с жесткостями, определяемыми скоростью $v_p(1)$ на глубине 1 *м*, значения $v_p(z)$ с незначительными ошибками могут быть оценены в пропорциях от $v_{z_{рых}}$ и $v_{z_{ск}}$:

$$v_z = v_{z_{рых}}(1 - K) + v_{z_{ск}} K, \qquad (32)$$

где

$$K = \frac{v_1 - v_{1рых}}{v_{1ск} - v_{1рых}} = \frac{v_1 - 400}{3100}.$$

В водонасыщенных рыхлых грунтах (ниже УГВ) градиенты нарастания скоростей v_p с глубиной приблизительно в 4—4,5 раза меньше, чем в неводонасыщенных. Но они также определяются жесткостью грунтов. В соответствии с этим скорости $v_p(z)_в$ в водонасыщенных рыхлых грунтах могут быть определены по скоростям $v_p(z)_с$ в этих же грунтах, расположенных выше уровня грунтовых вод, по формуле:

$$v_p(z)_в = 450 \cdot v_p(1)_с^{0{,}23}\, z^{0{,}23\,(0{,}8-0{,}185 \lg v_p(1)_с}, \quad м/сек,$$

$$v_p(z)_в = 450 \cdot v_p(z)_с^{0{,}23} \quad м/сек. \qquad (33)$$

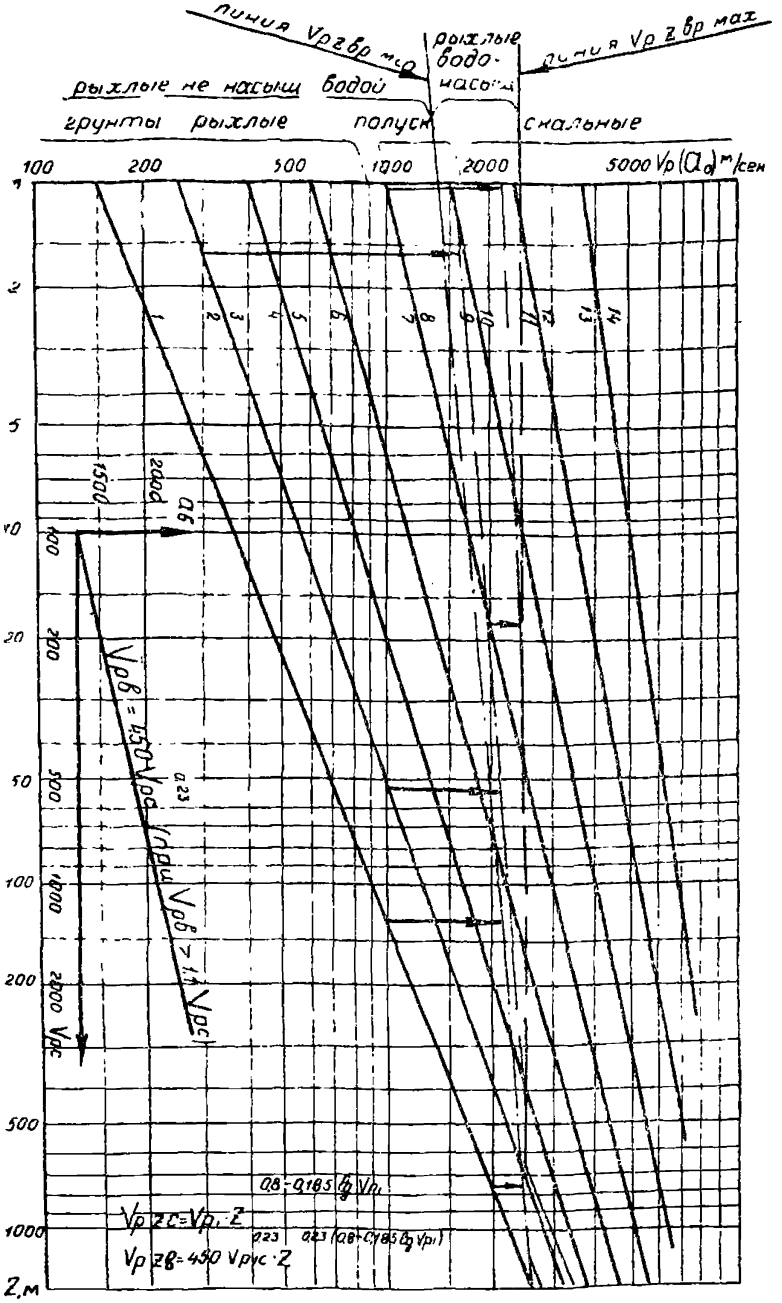


Рис. 20. Палетка для оценки средних значений скоростей продольных волн в грунтах различной жесткости на различных глубинах. Для рыхлых и полускальных грунтов в неводонасыщенном состоянии графики $v_{pc}(z)$ даны сплошными линиями, при водонасыщенном — пунктирными. Графики аппроксимированы с зависимостями $v_{pc}(z)$ для глубин 3—100 *м*. Цифрами обозначены зоны распространения грунтов различной жесткости: *1* (f_{kp}= 0,5) — сыпучие, насыпные грунты, торфы, рыхлый песок, лессы свежепроявленные; *2* (f_{kp}=0,6) — почвенный слой, пески, супеси влажные; *3* (f_{kp}=0,7) — супеси и пески плотные, суглинки легкие, лессы; *4* (f_{kp}= 0,8) — суглинки делювиальные и аллювиальные; *5* (f_{kp}=0,8÷÷1,0) — легкие глины, гравий мелкий, сильно разрушенные скальные породы; *6* (f_{kp}=1,0) — глины и суглинки плотные, щебни, галька с неплотным цементом; *7* (f_{kp}= 1,5) — сцементированные щебни, галька, глины отвердевшие, туфы, ракушечники; *8* (f_{kp}= 2) — мягкие сланцы, аргиллиты и алевролиты плотные, мергели; *9* (f_{kp} = 3) — некрепкие сланцы, плотный мергель, мерзлые рыхлые грунты; *10* (f_{kp}= 4) — песчаники и глинистые сланцы (лед); *11* ($f_{кр}$=6÷8) — крепкие доломиты, мраморы, песчаники, известняки; *12* (f_{kp} = 10) — граниты, кремнистые сланцы, песчаники, известняки, конгломераты; *13* (f_{kp}= 15) — диабазы; *14* (f_{kp}=20) — крепкие кварциты, базальты

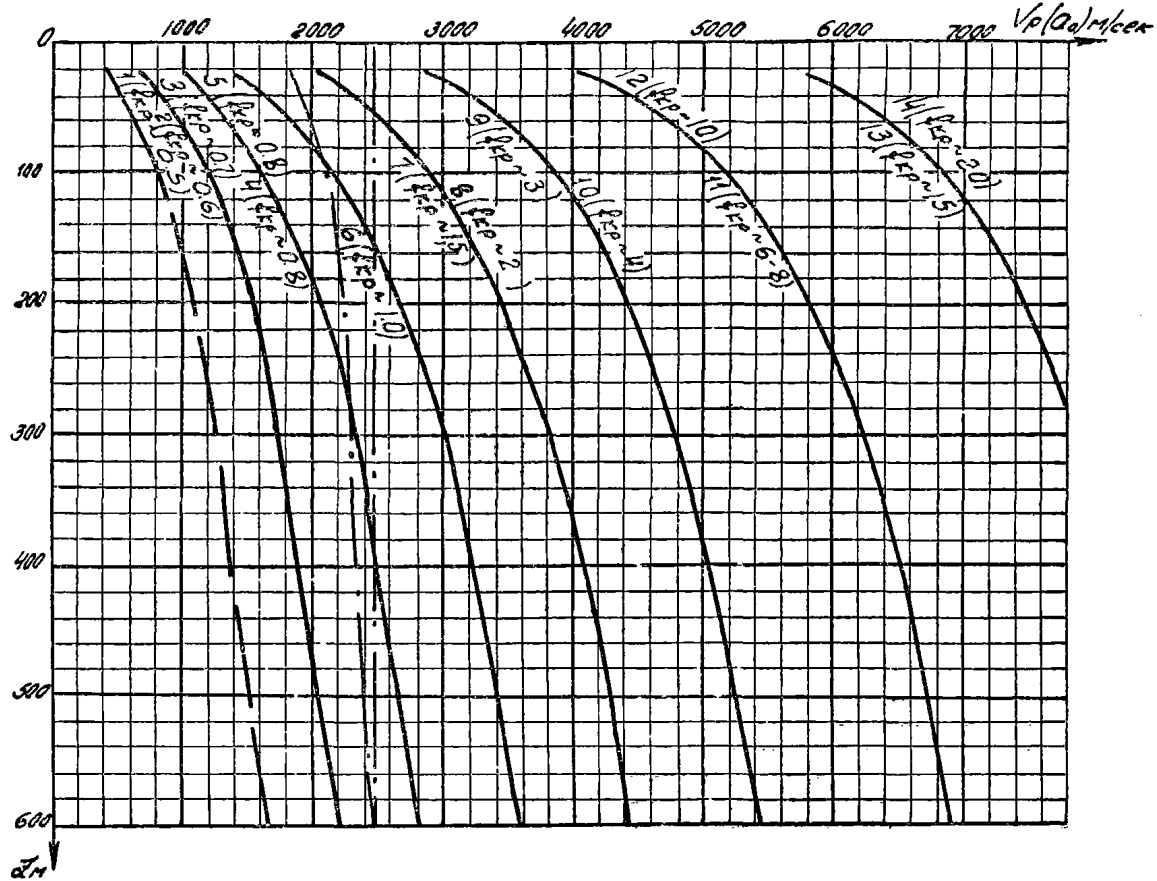


Рис. 21. Палетка для оценки скоростей продольных волн v_p на глубинах от 20 до 600 *м*. Пунктиром показаны скорости $v_{pb}(z)$ для обводненных рыхлых пород и максимальные значения для этих скоростей

Изменения (скачок) скоростей v_p на уровне грунтовых вод ($\delta v_p(z)_{\text{угв}}$) исходя из зависимостей (29) и (33) могут быть определены по значениям $v_p(z)_c$.

$$\delta v_p(z)_{\text{угв}} = 450\, v_p(1)_c^{0,23}\, z^{0,23\,(0,8-0,185 \lg v_p(1)_c)} - \\ - v_{pc}\, z^{0,8-0,185 \lg v_p(1)_c}. \qquad (34)$$

В рыхлых грунтах величина $\delta v_p(z)_{\text{угв}}$ наиболее значительной степени определяется их пористостью [28]. Поэтому последняя

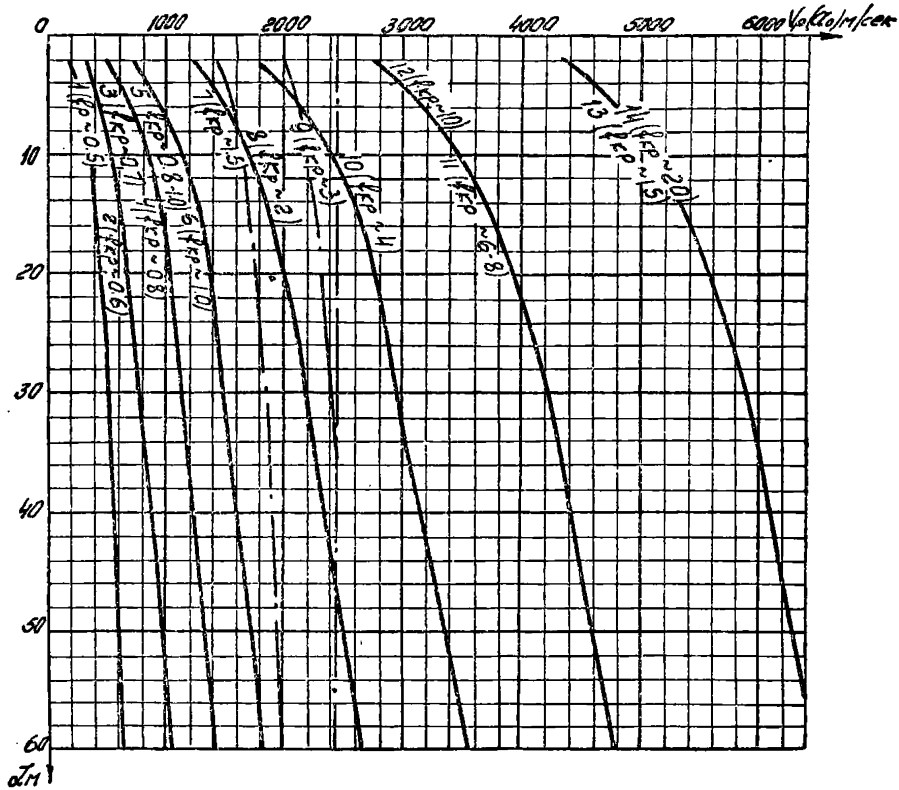
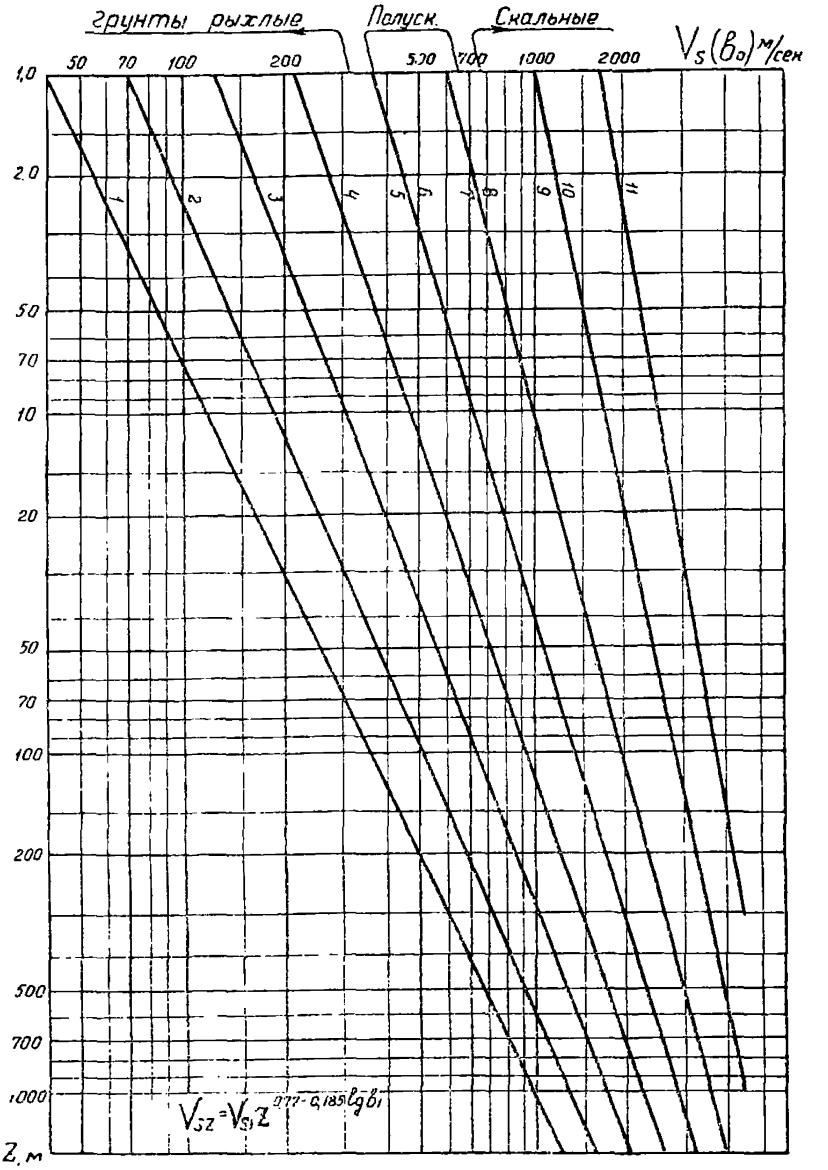


Рис. 22. Палетка для оценки скоростей продольных волн v_p на глубинах от 1 до 60 *м*. Пунктиром показаны скорости $v_{pb}(z)$ для обводненных рыхлых грунтов и максимальные значения этих скоростей

может быть приближенно оценена на основании сейсморазведочных данных по значениям $\delta v_p(z)_{\text{угв}}$ или $v_p(z)_c$.

Изменения скоростей поперечных волн v_s с глубиной приближенно могут оцениваться с помощью выражения

$$v_s(z) = v_s(1)\, z^{0,77\,-0,185 \lg v_s(1)} \ м/сек. \qquad (35)$$



Р и с. 23. Палетка для оценки средних значений скоростей поперечных волн в грунтах различной жесткости на различных глубинах. Цифрами обозначены зоны распространения грунтов различной жесткости: *1* (f_{kp}= =0,5) — насыпные грунты, пески сыпучие, торфы, лессы свежепроявленные; *2* (f_{kp}=0,6) — плотные пески, супеси, лессы; *3* (f_{kp}=0,8) — глины, суглинки моренные, лессы проявленные; *4* (f_{kp}=1,0) — глины тугопластичные, щебнисто-галечные грунты с неплотным цементом; *5* (f_k= 1,5) — аргиллиты, мягкие сланцы; *6* (f_{kp}=2) — ракушечники, туфы, гравий и галька сцементированные, алевролиты; *7* (f_{kp}=3) — плотные мергели, мел, мерзлые грунты; *8* (f_{kp} =4) — песчаники, глинистые сланцы, некрепкие известняки, конгломераты (лед); *9* (f_{kp} 6÷8) — известняки, песчаники, доломиты, мраморы; *10* (f_{kp}=10÷15) — граниты, гнейсы, диориты, диабазы, кремнистые сланцы, песчаники и известняки; *11*(f_{kp}= 20) — крепкие кварциты, базальты

Соответствующие этому выражению ориентировочные средние значения скоростей поперечных волн $v_s(z)$ для грунтов различной жесткости на различных глубинах могут быть определены по прилагаемой специальной палетке (рис. 21). Ввиду недостаточного объема эмпирических данных эта палетка дается в качестве предварительной и может быть использована лишь для ориентировочных определений.

При сопоставлении средних значений $v_p(z)$ и $v_s(z)$, определяемых по представленным палеткам, необходимо учитывать, что значения v_p с повышением влажности грунтов быстро возрастают, в то время как v_s при этом остаются неизменными или могут даже понижаться. В соответствии с выражениями (29), (33) построены графики, характеризующие изменения $v_p(z)$ на глубинах от 1 до 1000 *м* в обводненных и необводненных грунтах различной жесткости. Грунты разделены по коэффициентам крепости ($f_{кр}$) М. М. Протодьяконова (см. рис. 20).

Для упрощения при использовании на практике эти же графики $v_p(z)$ даны в виде палеток двух линейных масштабов (рис. 22, 23), на которых показаны средние значения $v_p(z)$ для наиболее распространенных видов грунтов в зоне выше УГВ.

На палетке выделены секторы, типичные для скоростей в рыхлых, полускальных и скальных грунтах, с разделением на водонасыщенные и не насыщенные водой. Последнее позволяет, в частности, оценить возможность определения уровня грунтовых вод с помощью сейсморазведки в тех или иных геологических условиях.

§ 2. Построение сейсмогеологических разрезов с использованием палеток, учитывающих изменение скоростей с глубиной (с таблицей осредненных значений физико-механических характеристик грунтов)

Приведенные на рис. 20—23 палетки целесообразно использовать в тех случаях, когда по отдельным глубинам, частям геологического разреза или даже по всему разрезу отсутствуют прямые сведения о значениях скоростей упругих волн v_p или v_s. При этом при известном геологическом разрезе часто встречаются следующие случаи.

1. Сейсморазведочные исследования достаточной глубинности с взрывным возбуждением колебаний на участке проводились только методом преломленных волн (МПВ), благодаря чему из скоростного разреза выпали все промежуточные пласты с пониженными скоростями.

2. Сейсморазведочные исследования из-за применения упрощенных методов с ударным способом возбуждения колебаний проведены на недостаточную глубину.

3. Сейсморазведочные исследования на участке вообще не проводились.

Для определения значения $v_p(z)$ на глубине с возможно меньшей ошибкой для каждого из встреченных в разрезе пластов необходимо знать средние значения скоростей v_p на какой-либо из глубин. Поэтому в первом и втором из описанных случаев для оценки скоростей в более глубоких частях разреза и в пропущенных пластах достаточно знать скорости в этих же пластах на каком-либо из соседних участков на любой из глубин в пределах от 5—20 до 200—500 *м*, то есть включая глубины, доступные для исследования с помощью ударных средств возбуждения колебаний. В случае же, если для какого-либо из пластов таких сведений о скоростях в поле получить не удается, их желательно оценить по фондовым и литературным данным, зафиксировав глубины, к которым эти сведения относятся.

В третьем случае такие данные следует по возможности подбирать для всех встреченных по разрезу различных по литологическому составу пластов.

Если фондовые сведения о скоростях отсутствуют или вызывают сомнение, то скорости v_p могут быть оценены, исходя из средних значений, указанных непосредственно на палетках. При таком приближенном определении v_p на глубине необходимо учитывать, что значения скоростей для грунтов того или иного литологического состава могут отличаться от значений, проставленных на палетках, до 20—30%, а иногда и более (в особенности для грунтов, находящихся в средних частях палеток). В указанных пределах средние значения скоростей, снятые непосредственно с палеток, следует, как это будет показано ниже, корректировать с учетом данных о категории крепости ($f_{кр}$), используя при этом палетку, приведенную на рис. 20, а также по сведениям о других инженерно-геологических критериях (категориях буримости, электросопротивлениях и т. д.).

При использовании палеток необходимо учитывать, что приведенные на них графики для сухих и слабо влажных грунтов учитывают постепенное повышение влажности этих грунтов с глубиной. В случае, если в рыхлых грунтах уровень грунтовых вод появляется на глубинах, меньших 100—200 *м*, то скорости v_p ниже уровня грунтовых вод сразу же повышаются до значений [описываемых уравнением (33)], показанных пунктирной линией, т. е. до 1500—2000 *м/сек*. При увеличении глубины скорости $v_p(z)$ в водонасыщенных рыхлых грунтах повышаются в 4—5 раз медленнее, чем в не водонасыщенных. Однако, после того как график $v_p(z)$, характеризующий эти же грунты в безводном состоянии, превысит значения, описываемые уравнением (33), значения скоростей берутся снова по основному графику палетки.

Палетки показывают средние повышения скоростей v_p с глубиной вследствие уменьшения пористости, постепенного закрытия трещин, увеличения сцепления грунтов и их влажности. По сравнению с этими средними повышениями скоростей с глубиной фактически наблюдаемые глубинные градиенты скоростей для скаль-

ных пород могут быть до двух-трех раз большими (для трещиноватых) или меньшими (для монолитных). К последним относятся скальные породы, находившиеся на больших глубинах в недавнем геологическом прошлом, например монолитные породы кристаллических щитов, эродированные льдами последнего оледенения. Графики скоростей $v_p(z)$ для таких пород следует перестраивать.

Снижение упругих свойств, обусловленное выветренностью и трещиноватостью, наиболее сильно сказывается на глубинах до 50 *м*. Поэтому для монолитных скальных пород такое перестроение на палетке (см. рис. 20) достигается переносом значения $v_p(50)$ ($z=50$ *м*) на глубину $z=1$, полученная новая точка $v_p(1)$ соединяется прямой линией с точкой $v_p(1000)$ прежнего графика. Относительные изменения скоростей продольных волн по глубине в монолитных скальных породах, как можно видеть из такого построения, близки к тем, которые наблюдаются в водонасыщенных рыхлых породах и в воде.

По сравнению с палеточными фактические глубинные градиенты скоростей могут быть сильно занижены для толщ, сложенных солью, древними и речными льдами. (Эти грунты практически не используются при строительстве.) Заниженными градиентами v_p характеризуются также и некоторые рыхлые породы, находившиеся в недавнем прошлом на больших глубинах. Например, скорости в кровле толщи моренных суглинков, уплотненных давлением ледника, часто оказываются достаточно близкими к тем, которые наблюдаются в их подошве.

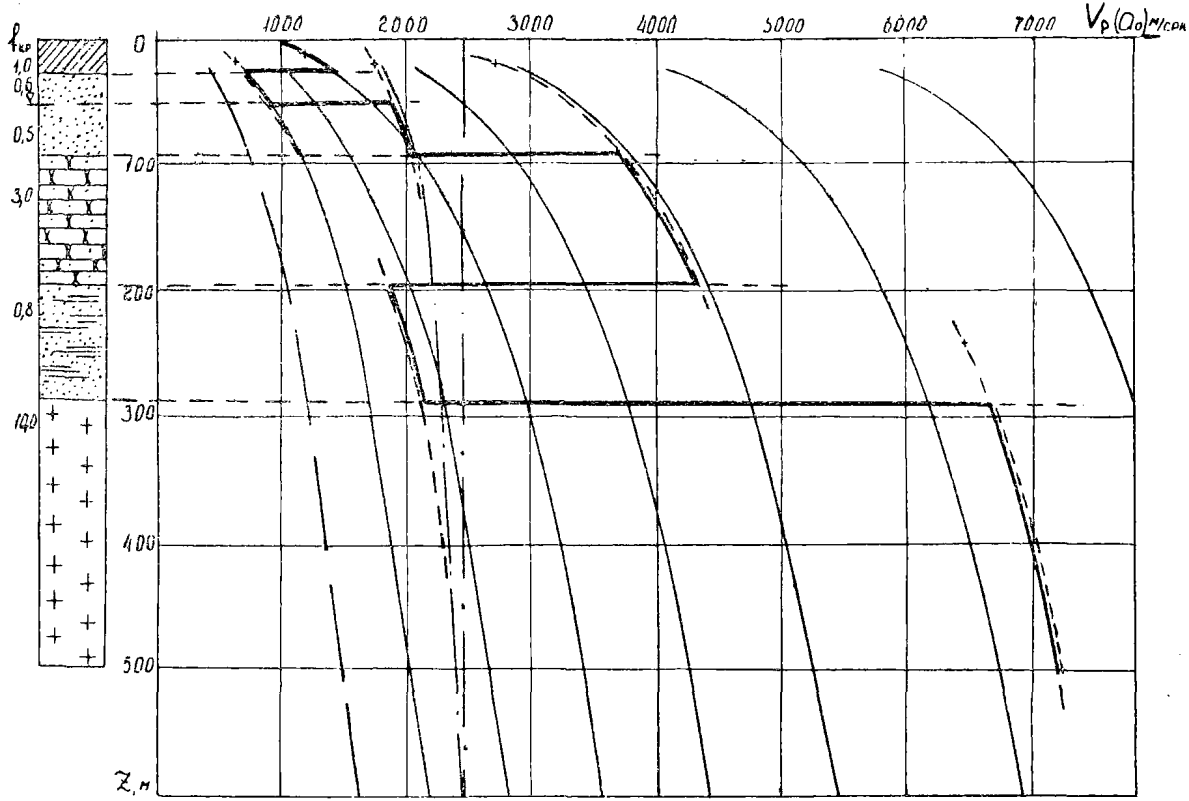
Построение скоростного разреза по палеткам показано на примере на рис. 24. Практически оно выполняется следующим образом.

На листе кальки с координатными осями в масштабе соответствующей палетки вдоль ординаты наносится колонка с изучаемым геологическим разрезом.

На кальке затем проводятся штриховые линии, соответствующие глубинам основных сейсмогеологических границ (например, подошва суглинков $z=24$ *м*, песков слабо влажных — 49 *м*, песков водоносных — 93 *м*, песчаников — 195 *м*, песчано-глинистой толщи — 284 *м*).

Точками наносятся значения известных для толщ скоростей v_p на тех глубинах (z), на которых они определены (суглинки $v_p(10)=1200$ *м/сек*, пески слабо влажные $v_p(16)=600$ *м/сек*, пески водоносные $v_p(19)=1750$ *м/сек*, песчаники $v_p(18)=2600$ *м/сек*, песчано-глинистые отложения $v_p(400)=2300$ *м/сек*, метаморфизованные породы фундамента $v_p(250)=6500$ *м/сек*. Все первые значения v_p определены на небольших глубинах с помощью ОСУ-1. Два последних взяты из фондовых отчетов по результатам сейсмического каротажа и метода преломленных волн).

Из отмеченных точек v_p проводятся линии, параллельнные линиям палетки. Между соответствующими точками пересечения



Р и с. 24. Построение скоростного разреза с помощью палетки

построенных линий v_p и ординат z строится ломаная кривая v_p отражающая изменения продольных скоростей по исследуемому разрезу.

При отсутствии конкретных сведений о скоростях в отдельных или всех толщах аналогичным образом строится менее точный график изменения скоростей, по чисто геологическим данным о литологическом разрезе и сведениях о категории крепости.

Палетки могут быть использованы не только для непосредственного определения по ним величин скоростей, но и для построения аппроксимируемых или коррелируемых с ними зависимостей. Так, с помощью палеток $v_p(z)$ могут быть оценены и изменения скоростей распространения упругих поперечных волн v_s и упруго-пластических деформаций v_p' с глубиной по известным соотношениям $\frac{v_s}{v_p}$ и $\frac{v_p}{v_p'}$. Необходимо учитывать, что v_s, изменяясь в общем по тем же законам, что и v_p, для рыхлых грунтов в обводненной зоне характеризуется значительно большими глубинными градиентами. В зоне аэрации, наоборот, продольные скорости характеризуются бо́льшими глубинными градиентами, чем поперечные; средние значения $\frac{v_s}{v_p}$ для обводненных рыхлых грунтов с глубиной возрастают до 0,3. При переходах от необводненных к обводненным грунтам скорости v_s, как правило, не возрастают и могут даже несколько снижаться. Благодаря этому отношение $\frac{v_s}{v_p}$ для песков ниже уровня грунтовых вод может от 0,3—0,5 скачком снижаться до 0,05—0,1 (табл. 2).

Для обводненных грунтов отношение $\frac{v_s}{v_p}$ достаточно последовательно нарастает с увеличением жесткости грунтов (т. е. с ростом v_p и v_s) от значений, меньших 0,1 до значений, превышающих 0,5. Это отношение увеличивается и с глубиной.

Однако для одной и той же необводненной скальной породы обычно наблюдается обратная картина — уменьшение соотношения $\frac{v_s}{v_p}$ с ростом ее жесткости.

С ростом отношения $\frac{v_s}{v_p}$ снижаются по известному закону значения коэффициента Пуассона μ (см. рис. 26).

Приведенные данные позволяют оценивать скорости поперечных волн v_s в грунтах в случае отсутствия непосредственных полевых измерений по значениям v_p.

Увеличение значений v_p с глубиной необходимо учитывать при оценке основных параметров, характеризующих физико-технические свойства грунтов и изменения сейсмической балльности.

Таблица 2

Осреднение значения физико-механических характеристик грунтов (в интервале глубин от 2 до 20 *м*)

№ пп.	Виды и характеристика грунтов	Скорости продольных волн, v_p	Объемный вес (плотность), δ $г/см^3$	Отношение $\frac{v_s}{v_p}$	Коэффициент Пуассона μ	Коэффициент крепости по М. М. Протодьяконову $f_{кр}$	Несущая способность $R^н$ ($R_{сж}$), $кг/см^3$	Приращение балльности в баллах ΔI ГОСТ
1	Насыпные, торф, почвенный слой и пески рыхлые слабо влажные	150—400	1,1—1,8	0,30—0,6	0,25—0,45	0,5	0,5—1,5	2,0—3,0
2	Пески, супеси плотные влажные	300—900	1,4—1,9	0,30—0,5	0,35—0,45	0,6—0,8	1,5—2,5	1,5—2,0
3	Глина и суглинки плотные (выше УГВ)	800—1400	1,6—2,1	0,25—0,5	0,35—0,47	1,0	3,0—5,0	1,0—1,5
4	Гравий, галечники с плотным глинистым цементом (выше УГВ).	1100—1800	1,8—2,2	0,4—0,6	0,25—0,42	1,5	4,0—6,0	0,9—1,3
5	Водонасыщенные пески, глины (ниже УГВ)	1450—2000	1,7—2,2	0,06—0,25	0,47—0,495	0,3—1,0	0,5—4,0	2,0—4,0
6	Гравий, галечники водоносные	1700—2500	1,9—2,3	0,2—0,4	0,4—0,48	1,5	4,0—6,0	1,0—2,0
7	Ракушечники, туфы, алевролиты, песчаники некрепкие .	1400—2800	1,6—2,4	0,3—0,6	0,25—0,46	2,0—4,0	3,0—10,0	0,5—1,0
8	Мерзлые песчано-глинистые и гравийно-галечниковые отложения	1800—3000	1,7—2,3	0,45—0,6	0,23—0,38	—	—	0,4—0,8
9	Известняки, доломиты и мраморы плотные	2400—4200	2,4—2,8	0,4—0,65	0,15—0,4	6,0—10,0	(100—600)	0,2—0,7
10	Крепкие граниты, гнейсы, диориты, габбро, базальты, диабазы	3000—5500	2,5—3,3	0,5—0,7	0,1—0,35	10,0—20,0	(250—1000)	0, —0,4

Эти свойства, как будет показано ниже, оказываются взаимосвязанными с v_p и между собой. Однако для их характеристики необходимо использовать не просто средние значения v_p, характерные для той или иной породы вообще, а те, которые им присущи для исследуемых глубин.

Характеристика пород по скоростям в известных литературных источниках обычно дается на основании сейсморазведочных исследований толщ, расположенных на глубинах свыше 100—200 *м*. Естественно, что для глубин, с которыми имеет дело инженерная геология, эти данные чаще всего оказываются резко завышенными и требуют соответствующего уточнения.

§ 3. Взаимосвязи между отдельными физико-механическими свойствами грунтов и их использование при сейсмогеологических и инженерно-геологических исследованиях

Между скоростями распространения упругих волн (v_p и v_s) и динамическими модулями упругости взаимосвязи определяются известными выражениями:

$$v_p = \sqrt{\frac{E_д (1 - \mu_д)}{\delta (1 + \mu_д)(1 - 2\mu_д)}}, \tag{36}$$

$$v_s = \sqrt{\frac{E_д}{2\delta (1 + \mu_д)}}. \tag{37}$$

В соответствии с этими формулами значения скоростей v_p и v_s могут быть определены по известным величинам динамического модуля Юнга ($E_д$) и коэффициента Пуассона ($\mu_д$) и, наоборот, по измеренным в поле значениям v_p и v_s представляется возможность оценить характеристики динамических упругих параметров грунтов в массиве непосредственно на месте их залегания

$$E_д = \frac{v_s^2 \rho (3 v_p^2 - 4 v_s^2)}{v_p^2 - v_s^2}. \tag{38}$$

В выражениях (36), (37), (38) δ — плотность грунтов, характеризуется как масса единицы объема или, что одно и то же, как объемный вес, отнесенный к ускорению силы тяжести g.

$$\mu_д = \frac{v_p^2 - 2 v_s^2}{2 (v_p^2 - v_s^2)}. \tag{39}$$

Известно, что значения $E_д$ и $\mu_д$ для грунтов при различных величинах и продолжительностях нагрузок оказываются различными. Поэтому и скорости распространения упругих волн v_p и v_s даже в областях упругих деформаций не остаются строго постоянными, изменяясь в зависимости от величины и продолжитель-

ности давления во фронте сейсмической волны. Следовательно, точные значения v_p и v_s в соответствии с выражениями (36) и (37) могут быть получены в том случае, если используемые значения динамических характеристик $E_д$ и $\mu_д$ определены в зонах очень низких давлений.

Статические модули Юнга меньше динамических, но с ростом упругости пород разница между ними уменьшается. Для рыхлых грунтов динамические модули могут превышать статические в 2 раза и даже более, для скальных — разница между ними не превышает обычно 1,2—1,5 раз.

Средние значения плотностей (δ *г/см*^{3}) грунтов и скорости продольных волн v_p *км/сек* в них связываются следующей осредненной эмпирической зависимостью, применимой в интервале v_p от 0,5 до 6 *км/сек* и δ от 1,7 до 3,0 *г/см*^{3}:

$$\delta = 1{,}6 + 0{,}25\, v_p; \quad v_p = 4\,\delta - 6{,}4. \tag{40}$$

Это выражение применимо для верхних частей разреза на глубинах до 300 *м*. Для бо́льших глубин может использоваться зависимость, приводимая в справочной литературе [63].

Более точно эта зависимость в интервале v_p от 0,25 до 6—7 *км/сек* и δ от 1,35 до 2,9 *г/см*^{3} описывается выражением

$$\delta = 1{,}85 \sqrt[4{,}3]{v_p}. \tag{41}$$

Средние значения плотностей со скоростями поперечных волн v_s связываются корреляционными зависимостями:

$$\delta = 1{,}6 + 0{,}45\, v_s, \tag{42}$$

$$\delta = 2{,}18 \sqrt[4{,}5]{v_s}, \tag{43}$$

применяемыми соответственно в тех же интервалах плотностей, что и зависимости (40), (41). Ошибки определений δ по значениям v_p или s_s чаще всего не превышают 10—15%.

Для каждого отдельного вида грунтов могут быть получены свои более точные зависимости между плотностями и скоростями. Так, для лессов взаимосвязь v_p с плотностью скелета хорошо описывается выражениями:

$$\delta_{ск} = 1{,}15 + 0{,}45\, v_p, \tag{44}$$

$$\delta_{ск} = 1{,}61 \sqrt[5{,}5]{v_p}. \tag{45}$$

Наиболее точные зависимости для большинства грунтов получаются при сопоставлении плотности скелета со скоростями поперечных волн v_s.

Для практического использования зависимости (40), (41), (42), (43) даются в виде графиков (рис. 25).

Возрастание плотностей пород с глубиной, как это следует из зависимостей (29), (30), (31), (41), (45), приблизительно пропорционально корню 4,3 степени из соотношения соответствующих скоростей. Глубинные градиенты изменения плотностей пород по крайней мере в 4—6 раз меньше градиентов изменения скоростей для соответствующих пород.

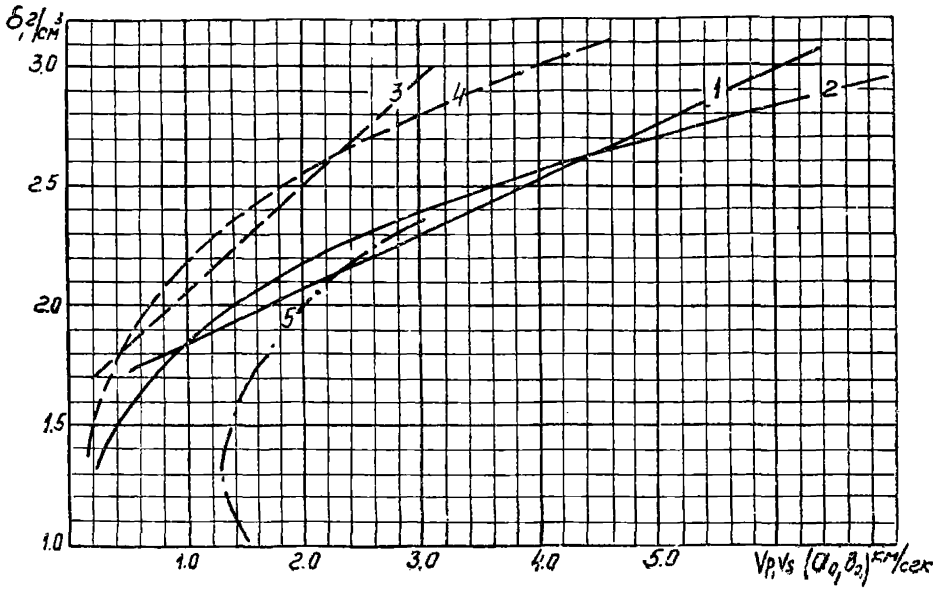


Рис. 25. Графики зависимостей плотностей δ от скоростей v_p и v_s: *1*—$\delta(г/см^3)=1{,}6+0{,}25\,v_p\,(км/сек)$, *2*—$\delta=1{,}85\sqrt[4.3]{v_p}$, *3*—$\delta=1{,}6+0{,}45\,v_s$, *4*—$\delta=2{,}18\sqrt[4.5]{v_s}$ *5*—$\delta=f(v_p)$—для водонасыщенных грунтов. Построены для глубин менее 300 *м*. Льды, мерзлые грунты и высокопористые ракушечники по графикам не берутся

Изменение плотности грунтов в массиве, в интервале глубин от 1 до 500 *м*, может характеризоваться выражением

$$\delta_z = \delta_1 z^{0{,}08-0{,}15\lg\delta_1}. \qquad (46)$$

То есть, для рыхлых грунтов оно приблизительно пропорционально $z^{0{,}05}$, для скальных показатель степени z будет соответственно в 2—3 раза меньшим.

Значения модуля Юнга могут быть оценены и при неизвестных скоростях поперечных волн v_s, исходя из известной формулы

$$E_д = \frac{v_p^2\,\delta\,(1+\mu)(1-2\mu)}{1-\mu}. \qquad (47)$$

Значение δ без существенного ущерба для точности может быть заменено в соответствии с выражением (41). Определенные таким образом по скоростям продольных волн при различных значения коэффициента Пуассона значения модуля Юнга даются нами графически (рис. 26).

Для наиболее распространенных значений коэффициента Пуассона ($\mu \approx 0{,}3 \div 0{,}35$) выражение (47) после замены δ может быть переписано в упрощенном виде:

$$E_д = 7000\ v_p^2\ (1{,}6 + 0{,}25\, v_p); \tag{48}$$

$$E_д = 13000\, v_p^{2{,}23};$$

$$v_p = 14 \cdot 10^{-3} E^{0{,}45}, \tag{49}$$

где $E_д$ берется в *кг/см²*, v_p в *км/сек*.

С учетом средних значений плотностей динамический модуль Юнга может быть оценен по очень простым для практического использования выражениям:

для рыхлых грунтов

$$E_{д\ рых} \approx 11000\, v_p^2, \tag{50}$$

для скальных

$$E_{д\ ск} \approx 20000\, v_p^2. \tag{51}$$

Правомерность этих выражений подтверждается большим эмпирическим материалом и другими близкими зависимостями [50, 53]. В большинстве случаев оценка по ним значений $E_д$ является удовлетворительной, а ошибки в их определениях не превышают 20—30% по сравнению с теми, которые определены по формуле (38). Однако при больших значениях коэффициентов Пуассона μ величины $E_д$, определенные по выражениям (48), (51), как можно видеть из рис. 26, могут завышаться до 10 раз.

Ошибки такого рода могут быть практически полностью устранены, если модули упругости оценивать по скоростям поперечных волн, используя зависимости, известные для модуля сдвига.

Модуль сдвига ($G_д$), являющийся одной из констант Ляме, определяется выражением:

$$G_д = \delta\, v_s^2. \tag{52}$$

Он взаимосвязан с модулем Юнга

$$G_д = \frac{E_д}{2(1+\mu)}. \tag{53}$$

С отклонением от точного значения, не превышающим 10%, это выражение (исключив из него коэффициент Пуассона) можно записать как

$$G \simeq 0{,}37\, E_д. \tag{54}$$

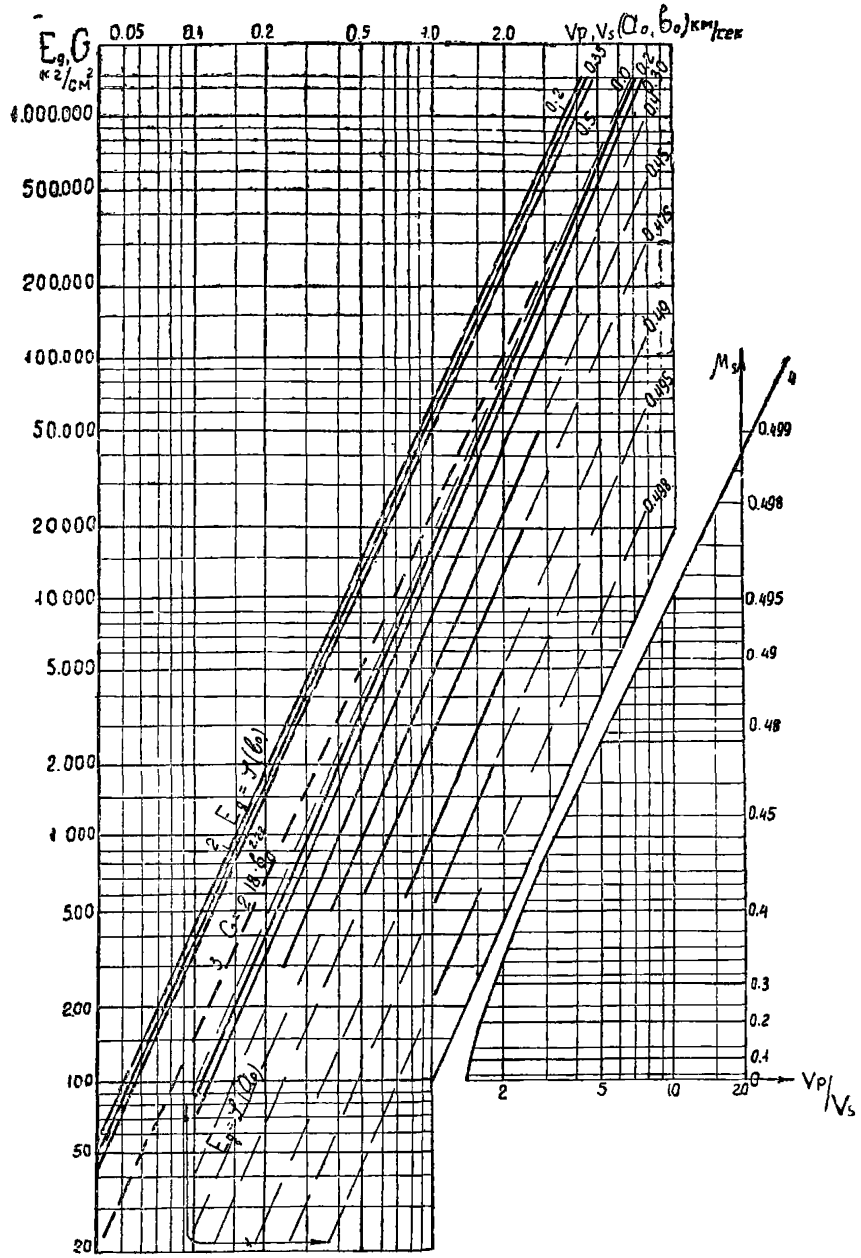


Рис. 26. Графики зависимостей динамических модулей: модуля Юнга $E_д$ от скоростей распространения упругих волн: *1* — продольных v_p *2* — поперечных v_s при различных значениях коэффициента Пуассона μ; *3* — модуля сдвига G от v_s. Тонким пунктиром даны расчетные значения, не отмечающиеся для грунтов на практике; *4* — график зависимости коэффициента Пуассона μ от соотношения v_p/v_s.

Тогда, в соответствии с выражением (54), выражением (52) и соотношениями (42) и (43), значения $E_д$ и $G_д$ могут быть определены по любому из соотношений:

$$G_д = 10000\, v_s^2\,(1{,}6 + 0{,}45\, v_s), \tag{55}$$

$$E_д = 58500\, v_s^{2{,}22}\ ; \quad v_s = 6{,}9 \cdot 10^{-3} E_д^{0{,}45}\ , \tag{56}$$

в которых значения $G_д$ и $E_д$ берутся в *кг/см²*, а значения v_s в *км/сек*.

Возможные максимальные ошибки при определении $E_д$ и $G_д$ по этим соотношениям при точных значениях v_s не могут превышать ±20%, т. е. они (см. рис. 26) в десятки раз меньше, чем те, которые могут иногда иметь место при использовании соотношений (48), (51). Вместе с этим необходимо учитывать, что оценка самих значений v_s является более трудоемкой и менее точной, чем значений v_p. Поэтому обязательное применение соотношений (55), (54) вместо соотношений (49), (50), (51) необходимо лишь в тех случаях, когда значения коэффициента Пуассона могут превышать 0,4.

Аналогично отмеченному остальные прочностные свойства грунтов тоже обнаруживают наиболее устойчивые взаимосвязи со скоростями распространения поперечных волн. Однако данных об этих взаимосвязях накоплено относительно мало. Поэтому ниже в качестве основных даются эмпирические взаимосвязи прочностных свойств грунтов со скоростями распространения продольных волн, а взаимосвязи со скоростями поперечных волн выводятся преимущественно как производные от первых.

Изменения средних значений модуля Юнга по глубине, как это следует из данных об изменениях скоростей распространения упругих волн, в грунтовых массивах различной жесткости и взаимосвязи (49), (52) при ненарушенных естественных условиях всестороннего давления соответствуют уравнению

$$E(z) = E_1\, z^{1{,}35 - 0{,}214 \lg E_1}\ , \tag{57}$$

Точность оценки $E(z)$ по этому выражению определяется теми же факторами, что и точность оценки $v_p(z)$ по формуле (29).

При определениях значений $E(z)$ необходимо учитывать, что после нарушения массива горными выработками значения E, так же как и значения v_p, v_s и других упругих параметров, на расстояниях до 1,5—2 радиусов от стенки выработки резко уменьшаются. Вблизи стенки они снижаются до значений, близких к $E(1)$, $v_p(1)$, $v_s(1)$.

Нормативное давление на рыхлые грунты (несущая способность — $R^н$, *кг/см²*) и предельное сопротивление сжатию грунтов скального типа ($R^{сж}$ *кг/см²*) связаны со ско-

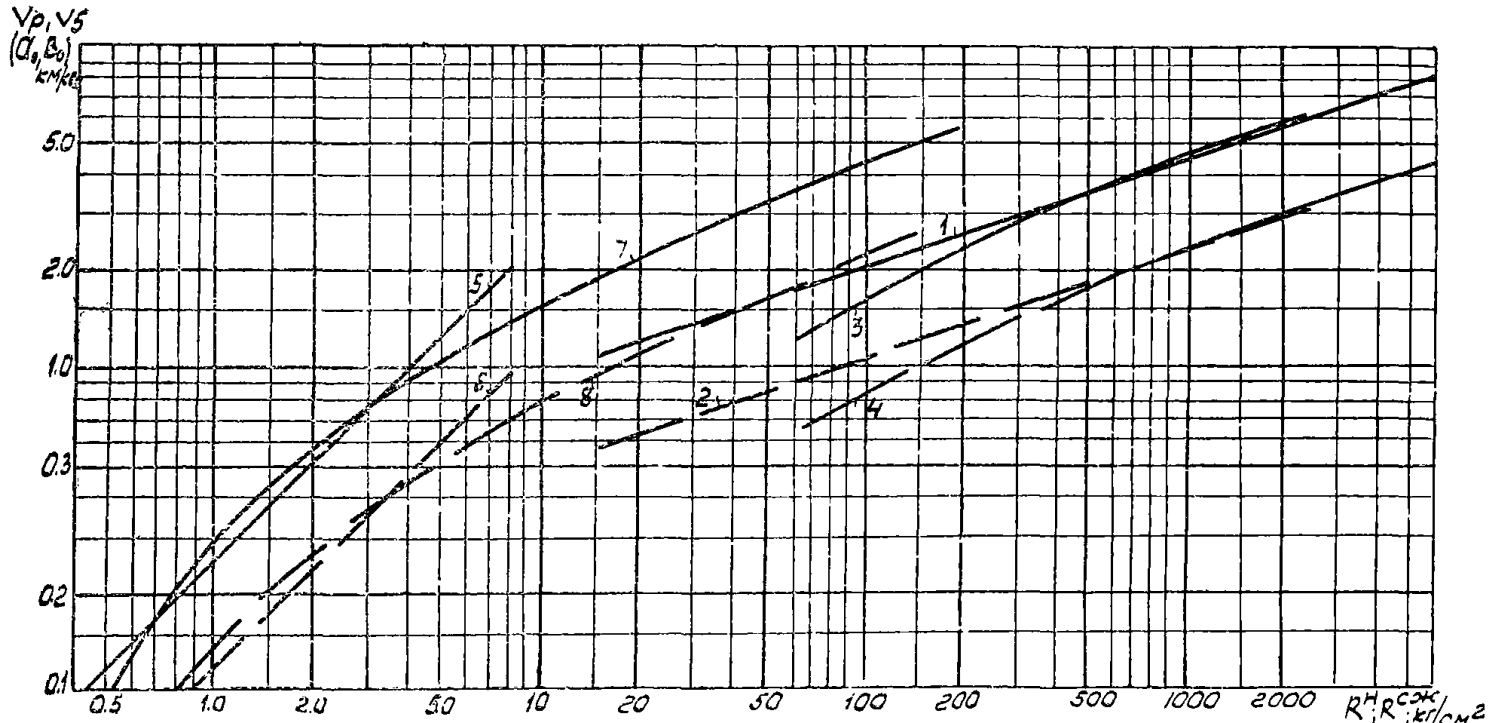


Рис. 27. Графики зависимостей скоростей объемных волн v_p и v_s от нормативных давлений: *1*—v_p км/сек$=0{,}44\sqrt[3]{R_{сж}}$ (кг/см²); *2*—$v_s=0{,}23\sqrt[3]{R_{сж}}$; *3*—$v_p=0{,}29\,(\lg R_{сж})^{2{,}5}$; *4*—$v_s=0{,}15\,(\lg R_{сж})^{2{,}5}$; *5*—$v_p=0{,}25\,R^{н}$; *6*—$v_s=0{,}12\,R^{н}$; *7*—$v_p=0{,}29\,(\lg 10\,R^{н})^{2{,}5}$; *8*—$v_s=0{,}14\,(\lg R^{н})^{2{,}5}$. Рыхлые грунты (по $R^{н}$) по продольным волнам характеризуются в неводонасыщенном состоянии

ростями распространения упругих волн, приведенными к глубинам 2—5 *м*, следующими приближенными соотношениями:

$$v_p = 0{,}25\,R^{н}, \tag{58}$$

$$v_s = 0{,}12\,R^{н}, \tag{58}$$

$$v_p = 0{,}44\sqrt[3]{R^{сж}}, \tag{60}$$

$$v_s = 0{,}23\sqrt[3]{R^{сж}}, \tag{61}$$

где скорости v_p и v_s, так же как и в предыдущих выражениях, берутся в *км/сек*.

Первые два из этих соотношений могут быть использованы в интервале $R^{н}$ от 0,5 до 5—7 *кг/см*^{2} и в соответствующих этим значениям интервалах скоростей v_p и v_s; последние — начиная с $R^{сж}$ порядка 15—30 *кг/см*^{2}.

Взаимосвязь v_p и v_s с $R_{сж}$ при значениях $R_{сж} > 100$ *кг/см*^{2} более точно описывается выражением типа

$$v_p = 0{,}29\,(\lg R_{сж})^{2,5}. \tag{62}$$

При подстановке под знак логарифма $10 \cdot R^{н}$ вместо $R_{сж}$ это же выражение описывает взаимосвязь v_p с $R^{н}$.

Приведенные зависимости (58)—(62) в виде графиков показаны на рис. 27. Ошибки в определениях v_p и v_s по значению $R^{сж}$ чаще всего не превышают 15—25%.

Коэффициент крепости пород является важным параметром, характеризующим их прочностные свойства. Наиболее употребителен коэффициент крепости ($f_{кр}$) пород по классификации Протодьяконова [44, 45]. Он позволяет оценивать категории грунтов по разрабатываемости, буримости и крепость по десятибалльной системе. По Протодьяконову

$$f_{кр} \simeq 0{,}01\,R^{сж}; \tag{63}$$

иное выражение для этой зависимости дает Л. И. Барон [4]

$$f_{кр} = \frac{R_{сж}}{300} + \sqrt{\frac{R_{сж}}{30}}. \tag{64}$$

Наиболее точно $f_{кр}$, по мнению М. М. Протодьяконова, может характеризоваться количеством работы, необходимой для разрушения единицы объема породы, при этом значения коэффициента крепости могут оцениваться с точностью до одной десятой [46].

Коэффициент крепости коррелируется со скоростями распространения упругих волн:

$$f_{кр} = 10^{0,33\,v_p - 0,50},$$

$$v_p = 3{,}0 \lg f_{кр} + 1{,}5 \ \textit{км/сек}, \tag{65}$$

$$f_{кр} = 10^{0,49\,v_s - 0,46},$$

$$v_s = 2{,}05 \lg f_{кр} + 0{,}95 \ \textit{км/сек}. \tag{66}$$

Степень крепости		категория крепости по мм Протод.	по СНиП	Породы	коэф. креп. ($f_{кр}$)
в высш. ст. и очень крепкие		I	XI	Наиб. крепкие плотные кварциты, базальты, габбро, диабазы	20
		II	X-IX	Очень кр. граниты (м.з), порфир, кремн. сланцы, песчан, извест, конгл.	15
крепкие		III	VIII	Плотн. крепкие граниты (кр.з), песчаники, конгломераты, известн. конгл.	10
		IIIa	VII	Кр. мраморы, известн. доломиты, песчаники.	8
Довольно крепкие		IV	VII	Ср. кр. песчаники, крист. сланцы, доломиты, конгломераты	6
		IVa	VII	Песчан. сланцы, крепкие мергелиты, аргилиты, алевриты.	5
средние		V	VI	Кр. гл. сланцы, мергели, сцементир. галька; некр. песчан. сланцы, изв-ки, конгломераты, брекчии, туфы	4
		Va	V		3
Довольно мягкие		VI	V	Мягкие сланцы, песчаники, мергели, ракушечники, мерзл. грунт, сцемент. галька, каменист. глина	2
		VIa	IV	Щебнистый грунт; разрушен. сланцы, песчан, отверд. глина.	1,5
мягкие		VII	III	Плотн. глина, суглинок морённый	1,0
		VIIa	II	Суглинок, лёгкая глина, гравий, лёсс	0,8
слабые	зем.	VIII	I	Песок влажн. плотный, супесь	0,6
	сыпуч.	IX	I	Сыпучий песок, мелкий гравий, насыпной грунт.	0,5
плывучие		X	I	Плывуны, разжиженные песчано-глинистые и лесовые грунты, илы	0,3

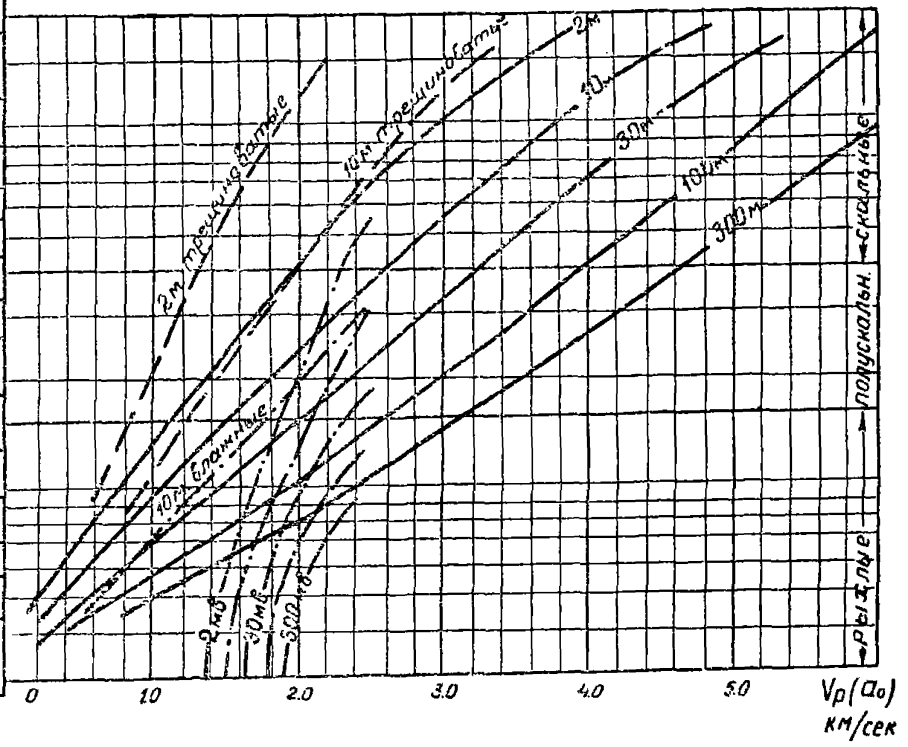


Рис. 28. Палетка для оценки взаимосвязей скоростей продольных волн (v_p) и коэффициентов крепости (f_{kp}) на различных глубинах (z). Сплошными линиями даны зависимости для грунтов, не насыщенных водой, пунктирными с точкой — для водонасыщенных рыхлых и полускальных грунтов

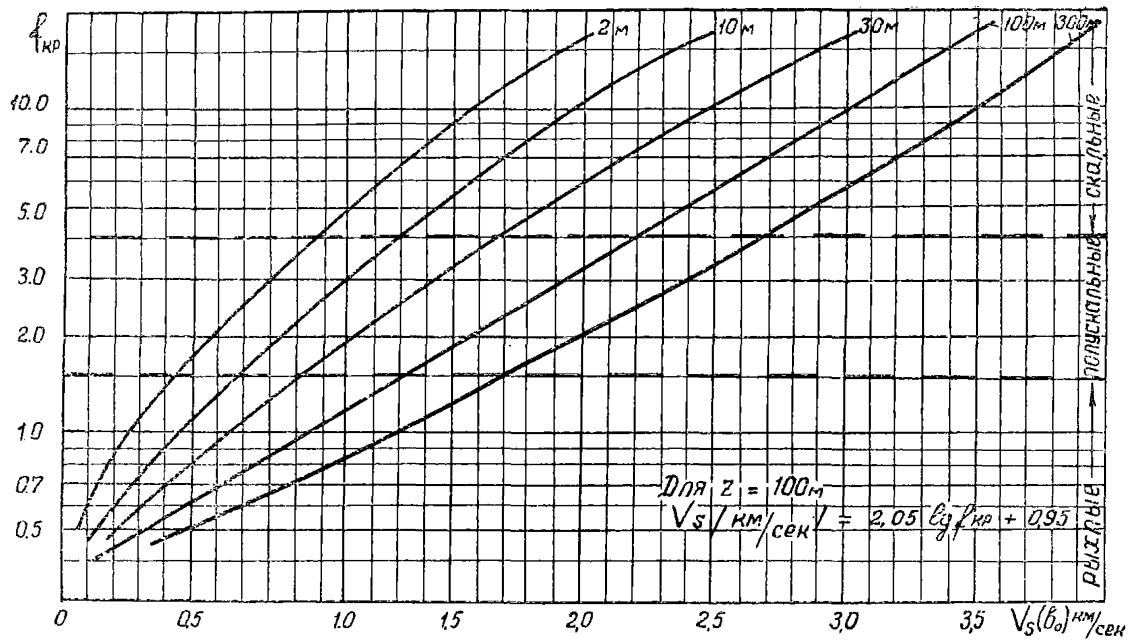


Рис. 29. Палетка для оценки взаимосвязей скоростей поперечных волн (v_s) и коэффициентов крепости ($f_{кр}$) на различных глубинах (z). Категории крепости соответствуют тем же породам, что и на рис. 28

Выражение (65) — для рыхлых грунтов (выше УГВ) хорошо описывает взаимосвязь параметров для глубин порядка 30 *м* в интервалах $f_{кр}$ от 0,5 до 20 и v_p от 500 до 5000 *м/сек*, а выражение (66) — для глубин порядка 100 *м* и v_s от 300 до 3500 *м/сек*. Для определения взаимосвязей v_p и v_s с $f_{кр}$ в пределах остальных глубин составлены специальные палетки (рис. 28, 29), на которых дается также зависимость $f_{кр} = \varphi(v_{pв})$ для водонасыщенных грунтов. При достаточно квалифицированном определении коэффициента крепости грунтов в массиве оценка скоростей v_p и v_s по значениям $f_{кр}$ с помощью представленных палеток производится с точностью до 10—20%. Исключение могут представлять скальные породы: сильно трещиноватые, в которых значения v, определенные по палеткам для глубин до 15—25 *м*, завышаются приблизительно в 1,5 раза, и монолитные, в которых они, наоборот, занижаются. Эту ошибку необходимо устранять, вводя соответствующие поправочные коэффициенты.

Корреляцию со скоростями распространения упругих волн обнаруживает, соответственно, и угол внутреннего трения (φ°), характеризующий, по М. М. Протодьяконову, крепость пород и используемый при проектировании подземных сооружений [17, 18]

$$\varphi^{\circ}_{пр} = 1{,}18\sqrt{v_p}. \qquad (67)$$

Это выражение не может быть использовано для оценки углов внутреннего трения (φ°), определяемого по СН и П ПБ-1-62, поскольку эти значения могут быть до 2 раз меньше $\varphi_{пр}^{\circ}$.

Пористость грунтов (P) также тесно связана с их упруго-жесткостными свойствами. Поэтому скорости распространения упругих волн, приведенные к глубинам 2—5 *м*, обнаруживают корреляционные взаимосвязи и с этим параметром, приближенно описываемые зависимостями:

для сухих грунтов

$$v_p = \frac{3{,}5}{10^{0{,}02\,P}}\ км/сек; \quad P = 50\lg\frac{3{,}5}{v_p}, \qquad (68)$$

$$v_s = \frac{2{,}0}{10^{0{,}02\,P}}\ км/сек; \quad P = 50\lg\frac{2{,}0}{v_s}; \qquad (69)$$

для обводненных грунтов

$$v_{p_в} = \frac{3{,}5}{10^{0{,}006\,P}}\ км/сек; \quad P = 167\lg\frac{3{,}5}{v_{p_в}}, \qquad (70)$$

где P — объем пор в процентах от объема занимаемого породой (рис. 30).

Ошибки в определениях P по v_p по приведенным зависимостям в интервале их применимости (P от 5 до 65%, v_p от 200 до 2700 *м/сек*, v_s от 100 до 1600 *м/сек*) могут достигать 25—30% от ис-

тинной величины, а при оценке v по P и более высоких значений. С большей точностью значения пористости в исследуемых грунтах по сейсморазведочным данным могут определяться в относительных величинах по сравнению с измеренными значениями $P_п$ и v для однотипных грунтов, принятых за эталон $P_э$ в соответствии с зависимостью вида

$$\Delta P = P_э - P_п = 50 \lg \frac{v_э}{v_п},$$

в которой значение числового коэффициента следует уточнять для каждого из видов грунтов.

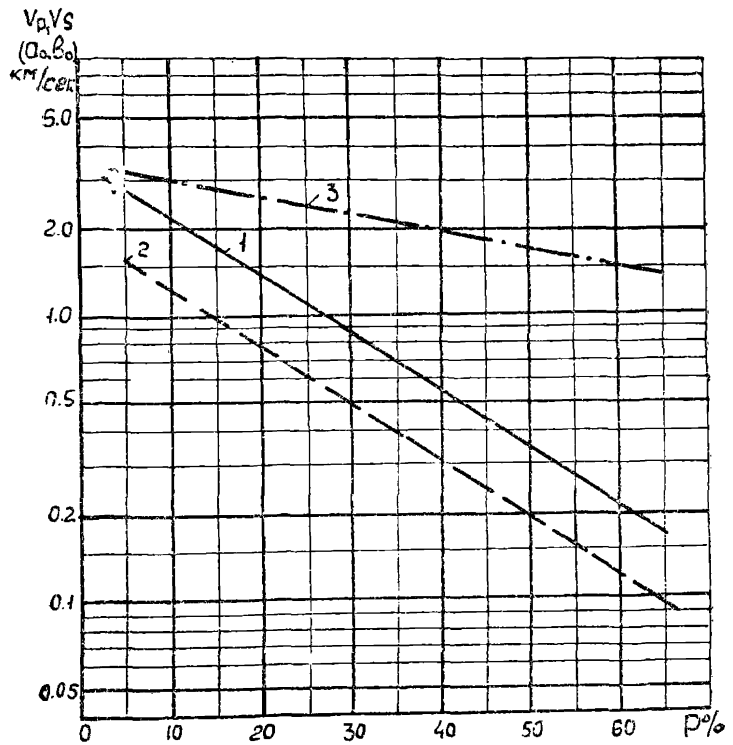


Рис. 30. Графики взаимосвязей скоростей упругих волн с пористостью

1. $v_p = \frac{3{,}5}{10^{0{,}02P}}$; *2.* $v_s = \frac{2{,}0}{10^{0{,}02P}}$; *3.* $v_{p_в} = \frac{3{,}5}{10^{0{,}006P}}$.

Волновое сопротивление (акустическая жесткость) γ со скоростью распространения продольных волн связываются зависимостью

$$\gamma = v_p \cdot \delta = 0{,}375\, v_p^{1,2},\ m \cdot сек/м^2. \qquad (71)$$

Исходя из приведенных зависимостей v_p и v_s с различными механическими характеристиками грунтов, можно получить самостоятельные выражения для взаимосвязей, из которых значения скоростей будут исключены.

Например, из выражений (56) и (66) получим зависимость для глубин нескольких десятков метров:

$$E_д = (297 \lg f_{кр} + 138)^{2,22}, \tag{72}$$

из выражений (49) и (60) получим:

$$E_д = 1650 R_{сж}^{0,75}, \tag{73}$$

из выражений (49) и (68) для глубин 2—5 *м*

$$E_д = \frac{2{,}2 \cdot 10^5}{10^{0{,}044 P}} \ кг/см^2. \tag{74}$$

Приведенные выражения, характеризующие взаимосвязь скоростей распространения упругих волн с механическими характеристиками, выведены применительно к грунтовым массивам, ограниченным относительно небольшими глубинами. Значения v_p и v_s, подставленные в эти выражения, для повышения точности необходимо в соответствии с приемами и палетками, описанными в предыдущих разделах, приводить к характеризуемым глубинам, используемым для размещения сооружения или подошвы фундамента (как правило, к 2—5 *м*).

В представленных зависимостях для рыхлых грунтов значения v_p за исключением оговоренных случаев характеризуют неводонасыщенные участки разреза. Значения v_p в водонасыщенных рыхлых грунтах определяются при необходимости по значениям v_{pc} для неводонасыщенных участков с помощью формулы (33)

$$v_{pв} = 450 v_{pc}^{0,23}.$$

Сведения о механических характеристиках грунтов и взаимосвязях между ними содержатся также в работах [21, 38, 39, 40, 50, 53, 63]. Необходимо, однако принимать во внимание, что в этих работах, например в [50], взаимосвязи получены в результате исследования образцов горных пород (как правило, монолитных), а не естественных грунтовых массивов. Эти взаимосвязи чаще всего характеризуют лишь узкие диапазоны изменения свойств без учета изменения скоростей по глубинам. Многие зависимости построены по значениям v_p, характерным для значительных глубин, исчисляемых многими сотнями метров.

§ 4. Взаимосвязь упругих и электропроводных свойств грунтов

Несмотря на относительно невысокие степени корреляции взаимосвязи упругих и электрических свойств, использование этих взаимосвязей может оказываться весьма эффективным, так

как они позволяют выполнять предварительное сейсмогеологическое районирование исследуемых площадей и давать приблизительную оценку упругим свойствам грунтов по данным электроразведки.

Корреляционная зависимость между скоростью распространения упругих волн и удельными электросопротивлениями ($\rho_{уд}$) отмечалась отечественными исследователями [33, 44]. Для карбонатных толщ, залегающих ниже кунгурских отложений в районе Предуральского прогиба, она определена [53] выражением

$$v_p = 3800 + 14{,}5\,\rho_{уд}. \qquad (75)$$

Для известняков Степного Крыма, находящихся выше уровня грунтовых вод, на глубинах 2—10 *м* эта взаимосвязь определена сходным по форме выражением

$$v_p \approx 550 + \rho_{уд}. \qquad (76)$$

Однако более удачно эта зависимость описывается формулой

$$v_p \approx 150 \sqrt[3]{\rho_{уд}}. \qquad (77)$$

Достаточно близкие зависимости получены для скальных пород зоны аэрации в Казахстане и для увлажненных гранито-гнейсов Карелии.

Для верхней части разреза одного из районов Подмосковной синеклизы, представленного обводненной известково-мергелистой толщей, получена зависимость

$$v_p \approx 170 \sqrt{\rho_{уд}}. \qquad (78)$$

Однако, для обводненных скальных и рыхлых отложений эта зависимость, как можно видеть уже из выражений (75), (76), очень непостоянна и может быть использована лишь в пределах того геологического района, для которого она определялась.

Более или менее количественно сходные зависимости намечаются лишь для скальных грунтов в верхних необводненных слоях. Однако и эти зависимости в каждом районе требуют уточнения. Неустойчивость корреляции зависимостей $\rho_{уд}$ от v_p объясняется тем, что электросопротивления грунтов в наиболее сильной степени определяются не столько их пористостью, сколько крайне изменчивой минерализацией насыщающих вод и удельной поверхностью поровых каналов.

Поэтому для песчано-глинистых грунтов верхней части разреза чаще всего наблюдается картина, обратная той, которая следует из приведенных зависимостей, т. е. — не возрастание, а снижение электросопротивлений на участках повышения скоростей v_p. Это объясняется тем, что для песчано-глинистых разрезов возрастание v_p чаще всего связано с повышением содержания глинистого материала, а следовательно, с резким увеличением удельной по-

верхности поровых каналов и обводненности. Необходимо заметить, что значения скоростей поперечных волн v_s на отмеченных участках существенных возрастаний не испытывают.

Электрометрический коэффициент P_V, называемый также относительным удельным сопротивлением, коррелируется со скоростями распространения упругих волн намного лучше. Это объясняется тем, что для абсолютного большинства грунтов, исключая глинистые, этот параметр почти не зависит от минерализации и прежде всего определяется пористостью.

Известно [19], что в зависимости от пористости (P) и электросопротивления вод, насыщающих поры ($\rho_в$), удельные электросопротивления хорошо отсортированных однородных несцементированных песков ($\rho_{уд}$) определяются расчетной зависимостью

$$\rho_{уд} = P'_V \rho_в, \tag{79}$$

где

$$P'_V = \frac{1+0{,}25\sqrt{\dfrac{100-P}{100}}}{1-\sqrt[3]{\left(\dfrac{100-P}{100}\right)^2}}; \tag{80}$$

здесь P'_V — коэффициент, определяющий характер зависимости удельного электрического сопротивления породы от ее пористости, а P — объем пор в процентах от объема, занимаемого породой.

Для различных пород, характеризующихся одинаковой пористостью, значения коэффициента P_V не остаются постоянными. При значениях $P<20\%$ они могут до 5 раз превышать те, которые получаются расчетным путем по формуле (80). В электрометрии [19] это отличие учитывается с помощью коэффициента B_g

$$\rho_{уд} = B_g P'_V \rho_в. \tag{81}$$

Минимальные значения B_g, равные единице, характерны для несцементированных отсортированных песков. Значения B_g возрастают по мере цементации породы и с ухудшением отсортированности слагающих ее зерен, достигая максимальных значений, равных пяти, для скальных пород. Скорости распространения упругих волн также повышаются не только с уменьшением пористости, но и с повышением сцементированности и, следовательно, пропорциональны произведению $B_g P'_V$. Поэтому в дальнейшем под значением коэффициента P_V, (так, как это делается иногда и в инженерной электроразведке [15]), будет подразумеваться значение

$$P_V = B_g P'_V = \rho_{уд}/\rho_в, \tag{82}$$

то есть коэффициент, зависящий от пористости, сцементированности и отсортированности породы, численно *показывающий, во*

сколько раз электросопротивление породы выше электросопротивления насыщающих ее вод.

В соответствии с указанным для рыхлых грунтов с преобладающим песчаным составом ($P_V \approx P'_V$) значения P_V, будут связываться с пористостью зависимостью (80), а для полускальных $P_{\text{пск}}$ и скальных ($P_{\text{ск}}$) зависимостями:

$$P_{\text{пск}} = \frac{65}{P_V^{0,525}}, \tag{83}$$

$$P_{\text{ск}} = \frac{65}{P_V^{0,4}}. \tag{84}$$

Пользуясь этими зависимостями, графики которых приводятся на рис. 31, по значениям коэффициента P_V представляется возможным оценить пористость рыхлых, скальных и полускальных грунтов.

Поскольку пористостью и сцементированностью определяются прочностные характеристики грунтов, то коэффициент P_V обнаруживает с ними взаимосвязь более устойчивую, чем непосредственно пористость. Эти взаимосвязи описываются, в частности, эмпирическими зависимостями:

для рыхлых грунтов

$$P_{V\,\text{рых}} = 2{,}0\,R^{\text{н}}, \tag{85}$$

для скальных

$$P_{V\text{ск}} = 0{,}32\,R_{\text{сж}}. \tag{86}$$

Исходя из этих зависимостей, и выражений (58), (60), (33), можно получить соотношения, связывающие скорости распространения упругих волн с коэффициентом P_V

для необводненных рыхлых

$$v_{p_{\text{с}}} = 0{,}125\,P_V \quad км/сек; \tag{87}$$

для водонасыщенных рыхлых

$$v_{p_{\text{в}}} = 1{,}23\,P_V^{0,23} \quad км/сек; \tag{88}$$

для скальных

$$v_{p_{\text{ск}}} = 0{,}65\sqrt[3]{P_V} \quad км/сек, \tag{89}$$

позволяющие оценивать скорости продольных волн по значениям P_V. Аналогичным образом, используя соотношения (59), (61), можно получить зависимости, связывающие значения v_s с P_V для рыхлых и скальных грунтов.

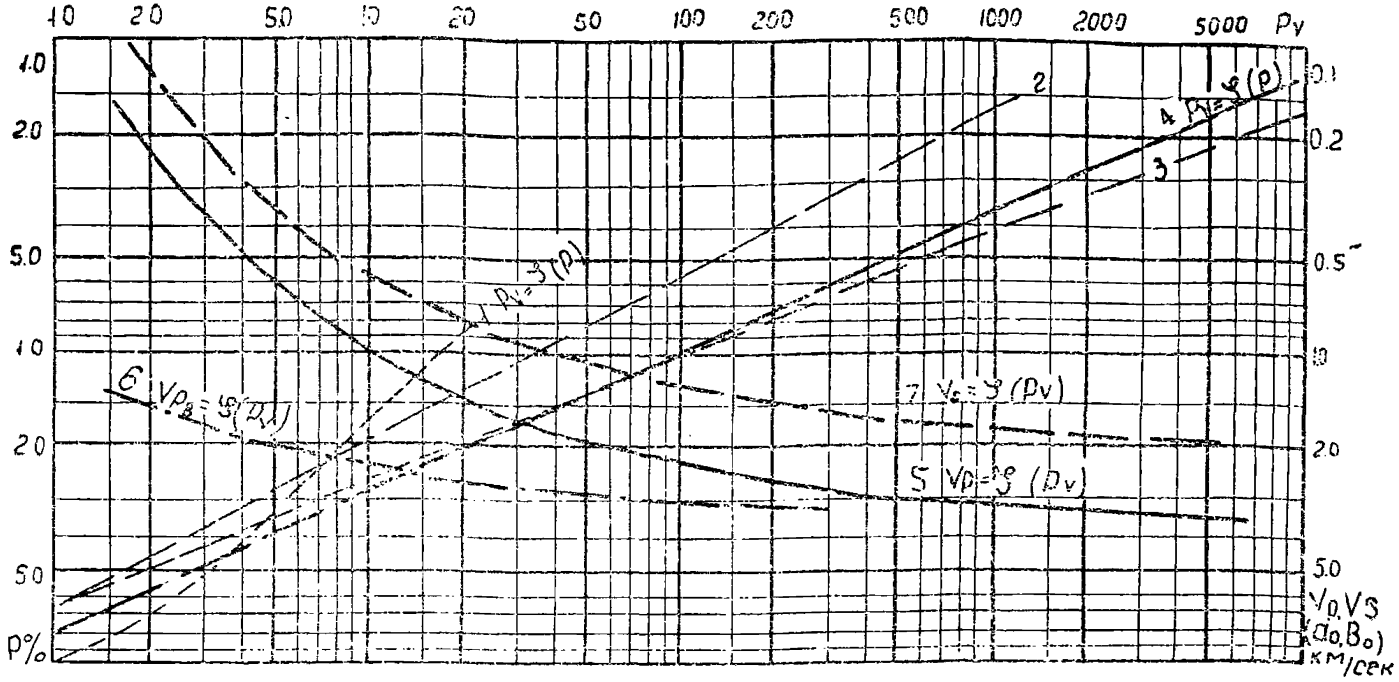


Рис. 31. Графики зависимостей коэффициента относительного УЭС P_V, пористости P, и скоростей распространения упругих продольных v_p и поперечных v_s волн от P_V: *1* — теоретическая зависимость (80) $P_V = \varphi(P)$ для отсортированных песков, *2, 3* — приближенные эмпирические зависимости (83), (84) $P_V = \varphi(P)$ для полускальных и скальных грунтов; *4* — общая зависимость (90) $P_V = \varphi(P)$, принятая для расчетов v_p и v_s в функции от P_V; *5* — зависимость (91) $v_p = \varphi(P_V)$; *6* — зависимость (92) $v_{pв} = \varphi(P_V)$ для обводненных рыхлых грунтов; *7* — зависимость (93) $v_s = \varphi(P_V)$.

Эти соотношения просты, но не всегда удобны, так как для их использования необходимо знать тип грунтов (скальные или рыхлые), для которых производится определение скоростей.

Для наиболее распространенных грунтов различных типов взаимосвязь P_V и P приближенно можно представить в виде

$$P = \frac{80}{P_V^{0,45}}. \tag{90}$$

При подстановке этого значения P в соотношения (68), (69), которые также являются приближенными и общими для скальных, полускальных и рыхлых грунтов, с учетом формулы (33) получаются зависимости, общие для рыхлых и скальных грунтов:

исключая обводненные рыхлые

$$v_p = \frac{3,5}{10^{1,6/P_V^{0,45}}} \ км/сек; \tag{91}$$

для водонасыщенных рыхлых

$$v_{p_в} = \frac{3,5}{10^{0,48/P_V^{0,45}}} \ км/сек; \tag{92}$$

независимо от обводнения:

$$v_s = \frac{2,0}{10^{2,0/P_V^{0,45}}} \ км/сек. \tag{93}$$

Графики этих зависимостей приведены на рис. 31.

Предлагаемые для практического использования зависимости (91)—(93), так же как и остальные описанные зависимости, являются приближенными. Пределы действия и точность этих зависимостей изучены слабо и требуют уточнений. Ошибки в оценках значений v_p и v_s по коэффициенту P_V при $P_V > 50$, как можно судить по имеющимся данным, превышают 20—30%, уменьшаясь с ростом P_V (оценка P_V по v характеризуется значительно большими ошибками). Наоборот, при уменьшении значений P_V (ниже 20—30) ошибки в оценке значений скоростей возрастают. Особенно существенными они могут быть при оценке значений продольных волн в неводонасыщенных грунтах в случае наличия глин. При этом v_p занижаются в среднем в два раза, что может быть учтено введением соответствующего поправочного коэффициента. Наиболее надежно, и практически независимо от степени обводнения, значения P_V, коррелируются с v_s.

В соответствии с формулами (80), (83), (84) для отдельных категорий грунтов могут быть построены наиболее точные частные зависимости v_p и v_s от P_V. Однако для этого необходимо будет построить частные зависимости v_p и v_s от P.

Непосредственное определение значений P_V методом полевой электроразведки возможно только для водонасыщенных грунтов. Поэтому оценка скоростей v_p и v_s может производиться или на основании определения значений P_V для исследуемых грунтов на участках их водонасыщения или приближенно на основании соотношения электросопротивлений выше или ниже уровня грунтовых вод. Из работы [59] следует, что наиболее характерны следующие снижения электросопротивлений грунтов на уровне грунтовых вод:

глины и суглинки — в 1—1,3 раза,

пески — в 3—3,5 раза,

галечники и скальные породы — в 2,0—7,0 раз.

Для оценки значений P_V по формуле (82) помимо электросопротивления грунтов необходимо определить электросопротивление насыщающих их вод, для чего необходимы полевые или лабораторные резистивиметрические измерения. В случае отсутствия таких измерений электросопротивление грунтовых вод может быть, в соответствии с известными закономерностями [15], [19], определено по их минерализации. Приближенно электросопротивление грунтовых вод может быть определено по формуле

$$\rho_в = \frac{6{,}5}{M}, \tag{94}$$

где M — суммарная минерализация грунтовых вод, приравненная к NaCl.

Относительная диэлектрическая проницаемость ε_r обнаруживает достаточно устойчивую корреляционную взаимосвязь с упругими свойствами рыхлых грунтов, для малых глубин (~ 5 *м*) соответствующую выражению

$$\varepsilon_r \approx 12\, v_p,$$

где v_p приводится в *км/сек*.

Соотношения, приведенные в настоящей главе, позволяют с разной точностью увязать между собой различные параметры грунтов (сейсмоакустические свойства, прочность, несущую способность, электропроводность, агрессивность и т. д.), что имеет важное значение при разработке типовых проектов сооружений с учетом наиболее распространенных осредненных грунтовых условий. Эти взаимосвязи дают возможность при необходимости судить о наиболее вероятных изменениях недостающего параметра по известным параметрам в зависимости от глубин залегания той или иной грунтовой толщи. С этой целью представляется возможность использовать данные различных геофизических и геологических методов разведки, применяемых при инженерно-геологическом обследовании участков строительства.

Приведенные взаимосвязи позволяют не только оценивать значения тех или иных инженерно-геологических характеристик по

скоростям распространения упругих волн, но и, наоборот, судить об этих скоростях на различных глубинах по инженерно-геологическим критериям. По данным о коэффициенте крепости, например, представляется возможным корректировать положение графика $v_p(z)$ исследуемого грунта на палетках, показанных на рис. 20, 21, 22, 23, или строить графики изменения скоростей с глубиной по геологическому разрезу с помощью палеток $v=\varphi(f_{кр}, z)$, показанных на рис. 28, 29. Так, по категориям крепости может быть построен график изменения скоростей, приведенный на рис. 24.

Электроразведочные методы, включенные в комплекс сейсмогеологических исследований, помимо получения необходимых сведений о структурном положении толщ различной жесткости и оценки их упругих свойств по значениям P_V, могут быть, как показывается ниже, использованы и для оценки приращений сейсмической балльности при производстве сейсмического микрорайонирования.

Глава V

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ СЕЙСМОГЕОЛОГИЧЕСКИХ ДАННЫХ ПРИ ОЦЕНКЕ ИНТЕНСИВНОСТИ СЕЙСМИЧЕСКОГО ВОЗДЕЙСТВИЯ

§ 1. Определение приращений сейсмической балльности по данным об акустических жесткостях

В зависимости от грунтовых условий и геологического строения местности интенсивность сейсмического воздействия при одном и том же расстоянии от источника возбуждения сейсмической энергии оказывается весьма различной и может изменяться до нескольких десятков раз.

Чем большей акустической жесткостью обладает порода, тем лучшим проводником оказывается она для сейсмической энергии и тем меньшая доля этой энергии, определяющая интенсивность сейсмического воздействия, высвобождается на единице ее пути. Интенсивная разрядка сейсмической энергии наблюдается на участках выклинивания рыхлых пород, вдоль границ с негоризонтальными границами раздела, в зонах тектонических разломов, в районах проявления карстовых процессов (в особенности, если они являются современными) и на оползневых участках.

Дополнительные изменения интенсивности сейсмического воздействия вносятся характером рельефа.

Величины изменения интенсивности сейсмического воздействия в зависимости от геологических условий нередко оцениваются в баллах и называются приращениями сейсмической интенсивности (ΔI). Один балл соответствует двукратному изменению интенсивности сейсмического воздействия.

Приращения ΔI могут определяться качественно на основе анализа характера геологического разреза и количественно — по инструментальным данным. Среди инструментальных методов одним из относительно легко осуществимых является метод оценки приращений ΔI по акустическим жесткостям грунтов. В остальных более трудно осуществимых инструментальных методах используются измерения амплитуд и периодов колебаний, смещений и деформаций грунтов.

В настоящее время приращения ΔI принято определять для каждого участка относительно «средних» грунтов района. За «средние» принимаются обычно наиболее распространенные грунты района, характеризующиеся средними значениями проявлений

сейсмической интенсивности в баллах (при возможности с однородным характером литологического состава до глубины не менее 20 *м*), которая приписывается данному району.

Величина средней сейсмической интенсивности района в баллах определяется по специальным картам сейсмического районирования территории СССР или отдельных ее областей [32, 33].

Приращения ΔI относительно «средних» грунтов района при использовании метода акустических жесткостей определяются по формуле С. В. Медведева [31, 67], которая представляется в обобщенном виде как:

$$\Delta I = 1{,}67\,[\lg(v_{p_c}\,\delta_c) - \lg(v_{p_i}\,\delta_i)] + \bar{e}^{0{,}04\ z^2} + n_i, \qquad (95)$$

где $v_{p_c}\,\delta_c$ и $v_{p_i}\,\delta_i$ — произведения, определяющие акустическую жесткость для участка со средними грунтовыми условиями и для изучаемого участка;

z — глубина уровня грунтовых вод в *м*;

n_i — член, учитывающий повышение сейсмического воздействия вследствие возникновения резонансных колебаний.

Первый основной член формулы (95) учитывает приращения ΔI_a из-за изменения акустических свойств грунтов верхней части разреза до глубины (H) порядка 20 *м*. Если эта часть разреза сложена грунтами различной жесткости, то в соответствии с существующими [29] рекомендациями берутся средневзвешенные значения акустической жесткости этой толщи, определяемые по формуле

$$(v\,\delta)_{\text{ср.в}} = \frac{\sum v_i\,\delta_i h_i}{\sum h_i}; \qquad (96)$$

или при $\sum h_i = 20$ *м*

$$(v\,\delta)_{\text{ср.в}} = 0{,}05 \sum v_i\,\delta_i\,h_i.$$

Однако зачастую с большей точностью и с меньшим объемом вычислительных и полевых работ для таких толщ могут использоваться значения средних скоростей $\bar{v}$, определяемых по формуле (7). В этом случае приращения ΔI_a рассчитываются непосредственно по значениям $\bar{v}$, которые подставляются в приведенную ниже формулу (97).

Значения $\bar{v}$ при этих расчетах можно определять, используя годографы преломленных волн, непосредственно по наклону прямой, соединяющей начало координат с соответствующей точкой на годографе. При такой методике точность оценки ΔI_a может несколько снижаться, но производительность при использовании одноканальных установок может быть резко увеличена. Координаты отмеченной точки могут определяться по первым вступлениям при расстоянии между ПВ и ПН, равном 55 *м*. Для определения значений $\bar{v}$ при этом можно применять сейсмопрофилирование при

постоянном расстоянии между ПН и ПВ, регистрируя в каждой точке только одно первовступление. Производство сейсмозондирований с построением полных годографов будет требоваться только в отдельных контрольных точках.

Таким образом, представляется возможность определять приращения $\Delta I_а$ непосредственно по времени первых вступлений P или S волн как функцию значений t при $x \approx 55$ *м*.

При уровне грунтовых вод (УГВ) в рыхлых грунтах, расположенных на глубинах менее 20 *м*, приращение $\Delta I_а$ определяемое первым членом формулы (95), оценивается по скоростям продольных волн, регистрируемым в грунтах, находящихся выше УГВ. Для грунтов, находящихся ниже УГВ, скорости v_p оцениваются как для неводонасыщенных грунтов с помощью палетки (см. рис. 20) или формулы (32).

С целью повышения точности оценки $\Delta I_а$ при глубинах УГВ, меньших 20 *м*, лучше использовать скорости поперечных волн, а не продольных. Скорости $v_{s\,ср}$ могут быть использованы по тем же принципам, что и скорости v_p, но без корректировки наблюдаемых значений в случае расположения УГВ на глубинах менее 20 *м*.

В качестве породы с максимальными значениями акустической жесткости ($v_p = 5600$ *м/сек*, $\delta = 2{,}7$ *г/см*^{3}) приняты не затронутые выветриванием плотные граниты [31, 67]. В соответствии с формулой (95) максимальные расчетные приращения $\Delta I_а$ при глубине УГВ более 10 *м* на наименее жестких грунтах по сравнению с гранитами могут достигать 2—3 баллов. Принято, однако, считать, что по сравнению со «средними» грунтами приращения $\Delta I_а$ вследствие изменений акустических жесткостей в одном и том же районе не превышают ± 1 балла, считая от среднего грунта. Это объясняется тем, что наиболее слабые грунты для строительства практически не используются.

Второй член формулы (95) учитывает приращения $\Delta I_в$, связанные с неглубоким расположением УГВ в рыхлых грунтах. При глубине УГВ свыше 7 *м* или скоростях v_s в водонасыщенных грунтах, превышающих 1000 *м/сек*, влияние этого фактора может не учитываться. При глубине УГВ около 4 *м* и скоростях v_s, меньших 500 *м/сек*, приращения $\Delta I_в$ составляют $+0{,}5$ балла, а при 1 *м* достигают $+1$ балла.

Для определения $\Delta I_в$ в зависимости от глубины УГВ в рыхлых грунтах может использоваться график с максимальными значениями $\Delta I_в$, показанный на рис. 32.

Чем более крепкими являются грунты, тем в принципе меньшее влияние оказывает на приращение $\Delta I_в$ его обводненность. С учетом этого приращение $\Delta I_в$ может корректироваться по значениям скоростей v_s. Обводненные рыхлые грунты могут нередко занимать лишь часть разреза, захватывая глубины, меньшие 7—10 *м*, из-за наличия в подошве скальных пород или безводных твердопластичных глин. Влияние отмеченных факторов может

учитываться с помощью более полного выражения, чем второй член формулы (95)

$$\Delta I_в = (2{,}9 - 0{,}9 \lg v_s)(e^{-0{,}04 z_к^2} - e^{-0{,}04 z_п^2}),$$

где $z_к$ и $z_п$ — глубины кровли (УГВ) и подошвы водонасыщенных рыхлых грунтов.

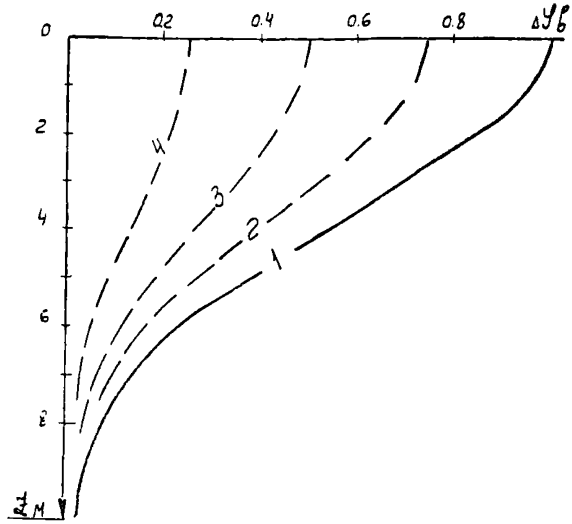


Рис. 32. Номограмма для определения приращений $\Delta I_в$ в зависимости от глубины и мощности водонасыщенных слоев и скоростей v_s в них. Средние значения v_s для графиков номограммы соответствуют: *1* — 150—200, *2* — 300, *3* — 500, *4* — 800÷1000 *м/сек.*

Для оценки $\Delta I_в$ с учетом жесткости и мощности обводненной толщи предлагается номограмма, показанная на рис. 32.

Третий член формулы (95) учитывает приращения интенсивности $\Delta I_р$, вызываемые явлениями резонанса в рыхлых слоях, когда они подстилаются скальными породами. Приращения $\Delta I_р$ определяются:

величиной (m_i) характеризующей отношение средних акустических жесткостей верхней рыхлой $(v_i \delta_i)$ и подстилающей скальной $(v_0 \delta_0)$ толщ

$$m_i = \frac{v_i \delta_i}{v_0 \delta_0}$$

и величиной S_i, равной отношению мощности рыхлого слоя

(H_l) к длине волны ($\lambda = v_i T_i$, где T_i – преобладающие периоды колебаний в рыхлой толще)

$$S_i = \frac{H_l}{v_i T_i}.$$

Приращения ΔI_p с рассчитанными таким образом значениями m_i и S_i определяются интерполяцией по графикам, показанным на рис. 33.

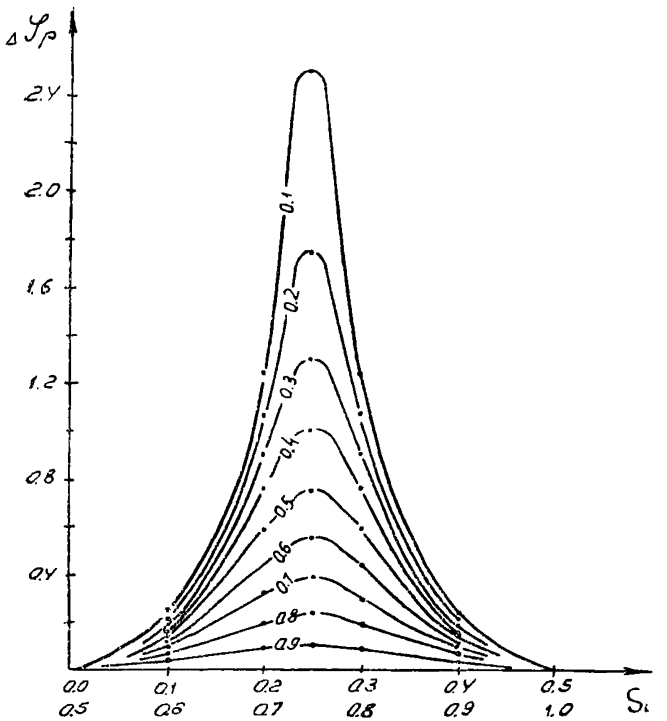


Рис. 33. Номограмма для определения приращений ΔI_p в зависимости от значений S_i и m_i. Значения m_i от 0,1 до 0,9 даны на графиках номограммы

Влияние резонанса ощутимо может начинать сказываться при мощности верхнего рыхлого слоя свыше 10—15 *м*. Максимальных значений (порядка до 2 баллов) приращения ΔI_p из-за наличия явления резонанса чаще всего достигают при больших различиях в акустических жесткостях верхней рыхлой и нижней толщи на участках, где глубина залегания кровли нижней толщи составляет 75—150 *м*.

Считается, что в сумме все три фактора, приведенные в формуле (95), могут изменять сейсмическую балльность на 3—5 баллов, хотя чаще всего эти изменения не превышают 2—3 баллов.

Влияние резонанса слоев может быть отнесено к разряду структурных геологических факторов, определяющих величину сейсмического воздействия. Положение и структурная конфигурация жесткостных границ в массиве может, помимо резонанса, являться причиной образования слоев пониженной жесткости, обладающих волноводными свойствами и слоев переменной мощности, в которых происходит концентрация потоков сейсмической энергии на участках уменьшения мощности таких слоев. Резкое высвобождение сейсмической энергии происходит на участках пересечения тектонических нарушений и негоризонтальных границ раздела.

Таким образом, структурные геологические факторы могут вносить существенные дополнительные изменения в проявления сейсмического воздействия. Эти изменения в значительной степени могут усиливаться влиянием рельефа и физико-геологических явлений (активизация просадок в проявляемых лессовых грунтах и в карстовых районах, активизация оползневых явлений, сдвиги по тектоническим разломам и т. д.).

§ 2. Оценка приращений сейсмического воздействия по инженерно-геологическим и геоэлектрическим характеристикам

Акустическая жесткость грунтов, уровень грунтовых вод и большая часть остальных перечисленных факторов может быть оценена на основании данных, получаемых при инженерно-геологических исследованиях. Это позволяет использовать при сейсмическом микрорайонировании в виде качественных характеристик данные об инженерно-геологических критериях [42]. Аналогичным же образом для целей сейсмического микрорайонирования могут быть использованы результаты геофизических исследований, выполняемых с целью решения вопросов инженерной геологии [35, 36].

Описанные в предыдущих параграфах взаимосвязи между скоростями распространения упругих волн в грунтах и их упругопрочностными параметрами позволяют существенно упростить оценку ΔI_a по акустической жесткости и применять новые количественные способы оценки этих приращений по инженерно-геологическим и электрометрическим параметрам.

Так, выразив плотность в формуле (95) через скорость v_p в соответствии с зависимостью (41), получим упрощенный вариант этой формулы для оценки приращений ΔI_a, определяемых первым членом этой формулы по продольным волнам без определений плотности грунтов

$$\Delta I_a = 2{,}06 \frac{v_{pc}}{v_{pl}}. \qquad (97)$$

Определенные по этой формуле ΔI_a могут отличаться от тех, которые вычислены по формуле (95), не более чем на 0,1 балла,

т. е. в этом отношении точность упрощенной формулы является более чем удовлетворительной.

Намного более существенные неточности в оценке ΔI_a достигающие 1,0 балла, при использовании формул (95), (96) могут возникать из-за повышений v_p, вызываемых увлажнением рыхлых грунтов вплоть до водонасыщенного состояния. Эта неточность, как уже указывалось, устраняется при оценке ΔI_a по поперечным волнам, значения которых при увлажнении грунтов практически не повышаются. С учетом уменьшения соотношения $\frac{v_s}{v_p}$ с ростом v_p первый член формулы Медведева для оценки ΔI_a по поперечным волнам можно представить [16] в виде

$$\Delta I_a = 1{,}59\,[\lg(v_{s_c}\,\delta_c) - \lg(v_{si}\,\delta_i)]. \qquad (98)$$

Выразив δ через v_s в соответствии с зависимостью (43), получим упрощенный вариант этой формулы

$$\Delta I_a = 1{,}98 \lg \frac{v_{pc}}{v_{pi}}. \qquad (99)$$

Описанные зависимости ΔI в функциях: от v_p и δ (95), от v_p (96) и от v_s (97) в абсолютных значениях, когда за эталонные грунты района принимаются граниты, даются в виде графиков (рис. 34). Эти графики могут быть использованы для оценки приращений ΔI_a относительно «средних» грунтов района после того, как нулевые значения ΔI_a на них переносятся на ординаты со значениями v_p или v_s, характеризующими «средние» грунты. Однако более удобно, если по такому принципу, на основании графиков приведенных на рис. 34, для исследуемого района с целью быстрых определений относительных значений ΔI_a строятся специальные рабочие номограммы.

Пример такой номограммы, составленной для микрорайонирования территории Б. Ташкента, дается на рис. 35. При ее построении было принято, что оценка приращений ΔI_a с достаточной точностью может выполняться по упрощенной общей для скоростей v_p и v_s формуле

$$\Delta I_a = 2{,}0 \lg \frac{v_c}{v_i}, \qquad (100)$$

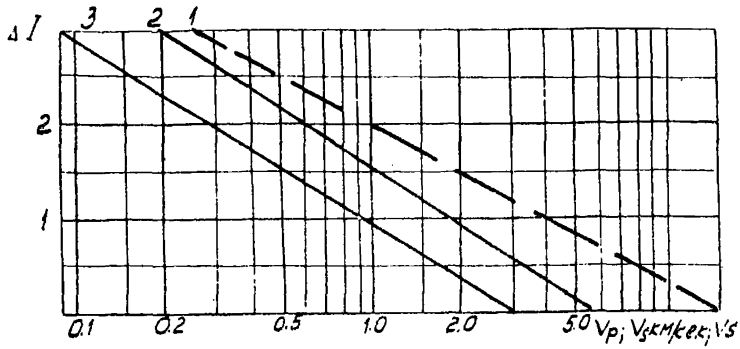
где v_c и v_i — значение v_p или v_s, характеризующее „средние" грунты района и грунты исследуемых участков.

Учитывая, что средняя скорость в двадцатиметровой толще может быть определена по времени первых вступлений t на расстоянии порядка 55 *м*, получим, что оценка приращения ΔI_a может выполняться по значениям t при x=55 *м* по формуле

$$\Delta I_a = 2{,}0 \lg \frac{t_{(55)i}}{t_{(55)c}}. \qquad (101)$$

Приведенные упрощенные формулы оценки ΔI_a и взаимосвязи v_p и v_s с другими параметрами позволяют использовать эти параметры для расчета приращений балльности.

Так, используя формулу (97) и взаимосвязи v_p: с коэффициентом крепости $f_{кр}$ (65), с нормативным давлением $R^{н}$ (58), с сопротивлением сжатию $R^{сж}$ (60), с динамическим модулем Юнга $E_д$ (49), с пористостью P% (68) и относительным удельным



Р и с. 34. Графики приращений сейсмической интенсивности ΔI относительно гранитов: *1* — по акустическим жесткостям $\Delta I = 1{,}67 \lg \frac{16{,}3}{\partial a}$, *2* — по продольным $\Delta I_{абс} = 2{,}06 \lg \frac{5{,}6}{v_p}$, *3* — по поперечным $\Delta I_{абс} = 1{,}98 \lg \frac{3{,}1}{v_s}$ волнам

электросопротивлением P_V (91), после корректировки отдельных из этих выражений для приведения их к глубинам, исследуемым при сейсмическом микрорайонировании, получим выражения, определяющие величину первого члена формулы (95):

$$\Delta I_a = 2{,}16 \lg \frac{(2{,}6 \lg f_{кр.с}) + 1}{(2{,}6 \lg f_{кр.i}) + 1}, \tag{102}$$

$$\Delta I_a = 2{,}06 \lg \frac{R_c^{н}}{R_i^{н}}, \tag{103}$$

$$\Delta I_a = 0{,}7 \lg \frac{R_c^{сж}}{R_i^{сж}}, \tag{104}$$

$$\Delta I_a = 0{,}9 \lg \frac{E_{дс}}{E_{дi}}, \tag{105}$$

$$\Delta I_a = 0{,}5 (P_i - P_c), \quad \Delta I = \frac{\Delta P}{20}, \tag{106}$$

$$\Delta I_a = 4{,}1 \left(\frac{1}{P_{V_i}^{0{,}45}} - \frac{1}{P_{Vc}^{0{,}45}} \right). \tag{107}$$

Эти выражения позволяют определять приращения ΔI_a по перечисленным инженерно-геологическим и геоэлектрическим параметрам в абсолютных значениях по сравнению с гранитами. Графики этих зависимостей показаны на рис. 36, 37. Оценка относительных значений ΔI_a по этим графикам производится теми же способами,

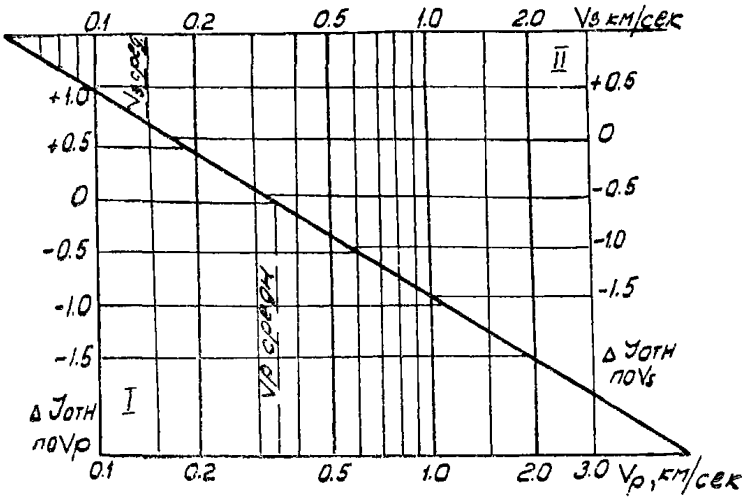


Рис. 35. Номограмма для определения приращений $\Delta I_{отн}$ по скоростям v_p и v_s относительно средних грунтов (лессы $v_{pср}=0{,}35$, $v_{sср}=0{,}18$ *км/сек*) для условий Ташкента:

$$I-\Delta I_{отн}=2{,}0\lg\frac{0{,}35}{v_p},\quad II-\Delta I_{отн}=2{,}0\lg\frac{0{,}18}{v_s}$$

что и с помощью графиков, показанных на рис. 34, включая построение вспомогательных рабочих номограмм.

В случаях, когда в рыхлых грунтах глубина УГВ не превышает 7 *м*, графики могут перестраиваться так, как это показано на рис. 37, если глубина УГВ составляет 1—2 *м*. Такое перестроение позволяет учитывать влияние второго члена формулы (95) — $\Delta I_в$.

Исходя из рассматривавшихся взаимосвязей, для оценки приращений ΔI_a можно использовать и другие параметры. Например, модуль сдвига G и статический модуль Юнга $E_{ст}$, коэффициенты разрабатываемости, электросопротивления и данные о плотности. Последнее в принципе делает возможным использование для микрорайонирования не только сейсморазведки и электроразведки, но и данных гравиметрии.

Оценивая ΔI_a по значениям ΔP_V необходимо принимать во внимание ограничения в применении этого метода для пород глинистого состава, дававшиеся в предыдущей главе.

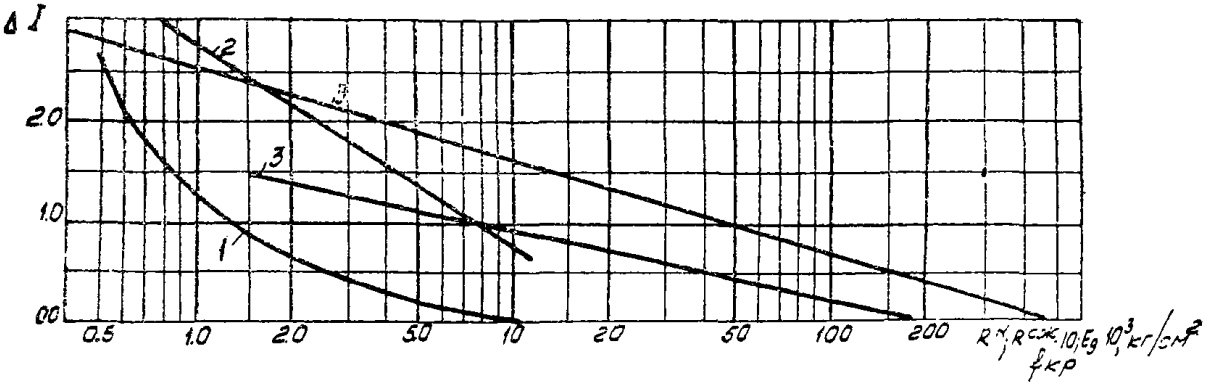


Рис. 36. Графики зависимостей приращений ΔI от упругих параметров грунтов (при глубине грунтовых вод более 10 *м*): *1* — от коэффициента крепости (f_{kp}) *2* — от несущей способности ($R^{н}$), *3* — от сопротивления сжатию ($R^{сж}$), *4* — от динамического модуля Юнга ($E_д$)

Слабой стороной оценки ΔI по инженерно-геологическим параметрам является дискретность этих данных, которые к тому же характеризуют обычно лишь ограниченные площади, и более низкая точность такой оценки по сравнению с точностью, которая достигается при прямых определениях v_p и v_s методами сейсмометрии.

Вместе с тем, способы оценки ΔI по инженерно-геологическим параметрам свободны от искажений, вносимых в оценку приращений ΔI_a за счет возрастания значений v_p при наличии обводненных грунтов на глубинах до 20 *м*, или из-за ошибок в оценке средних значений v_p и v_s из-за наличия низкоскоростных пропластков, не отмечаемых при сейсморазведочных исследованиях методом преломленных волн. Поэтому эти способы могут быть использованы не только для косвенных оценок значений ΔI, при отсутствии данных о значениях v_p и v_s, но и для оценки значений этих скоростей при наличии обводненных слоев и слоев, не отмеченных по преломленным волнам. Наиболее надежной при этом является оценка ΔI по значениям $f_{кр}$.

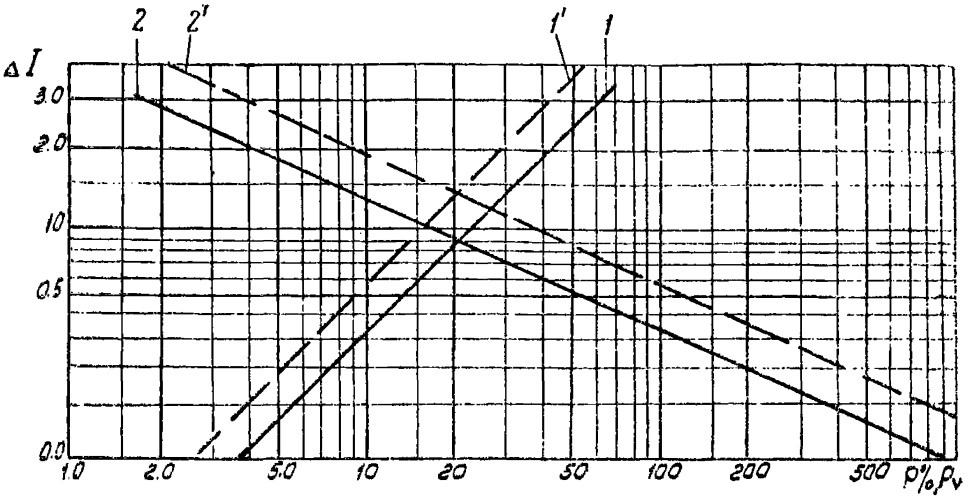


Рис. 37. Графики зависимости приращений ΔI относительно гранитов: *1* — от пористости (P%): линия *1* — при УГВ>10 *м* и линия *1'* — при УГВ<2 *м*; *2* — от коэффициента относительного УЭС — P_v: линия *2* — при УГВ>10 *м* и линия *2'* — при УГВ<2 *м*

Пределы применимости оценки ΔI по каждому из параметров соответствуют участкам, показанным на графиках рис. 36, 37.

Необходимо добавить, что при использовании способов оценки ΔI по инженерно-геологическим параметрам могут найти применение упоминавшиеся выше методы скоростной комплексной инженерно-геологической съемки [27, 58], позволяющие использовать широкую интерполяцию и экстраполяцию имеющихся ограниченных инженерно-геологических данных и строить на этой основе

удовлетворительные карты сейсмического микрорайонирования на весьма значительные площади.

В этом комплексе на определенных этапах ведущее значение могут приобретать электроразведочные исследования. Помимо оценки ΔI_a в соответствии с выражением (107) и прослеживания границ различных толщ по разрезу и в плане в отдельных районах возможна приближенная оценка приращений ΔI непосредственно по кажущимся электросопротивлениям ($\rho_к$).

Так, в Ташкенте, на участках распространения галечников и в переходных зонах от них к лессам, приращения $\Delta I_{ав}$ оказалось возможным оценивать по значениям $\rho_к$ при АВ=60 *м* в соответствии с приближенным выражением:

$$\Delta I_{ав} \approx 1{,}2 \lg \frac{\rho_{кс}}{\rho_{кi}}; \quad \Delta I_{ав} \approx 1{,}2 \lg \frac{40}{\rho_{кi}} \qquad (108)$$

при значениях $\rho_{кi}$ от 20 до 400 *ом·м*.

Эта взаимосвязь легко объяснима, так как все факторы, обусловливающие повышение средних акустических жесткостей двадцатиметровой толщи галечников (увеличение относительного содержания, мощности, плотности и сцементированности галечников) и увеличение глубины уровня грунтовых вод, сопровождаются повышением их электросопротивлений.

Зависимости аналогичного вида с одинаковым знаком, но с другим коэффициентом могут быть, как правило, в большинстве районов подобраны и для участков распространения скальных грунтов и для зон их перехода к рыхлым грунтам крупнообломочного и песчано-глинистого состава. Однако непосредственно в зонах распространения пород песчано-глинистого состава этот коэффициент по причинам, рассматривавшимся в предыдущем параграфе, может приобретать обратный знак, т. е. понижение значений $\rho_к$ будет соответствовать участкам с отрицательными приращениями ΔI.

Глава VI

МЕТОДИКА И ОСОБЕННОСТИ КОМПЛЕКСНЫХ СЕЙСМОГЕОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ И СЕЙСМИЧЕСКОГО МИКРОРАЙОНИРОВАНИЯ

§ 1. Задачи исследований и основные методы их решения

Для расчета сейсмического воздействия на сооружения необходимо иметь детальные сведения на глубину, на 10—20 *м* превышающую подошву сооружений, на расстояниях до 100 *м* от него, и хотя бы приближенные сведения об упругих свойствах основных геологических толщ на глубинах до 300—500 *м* и в радиусе до 2—3 *км*. При этом существенное внимание должно уделяться районированию отмеченной площади по упругим свойствам. Эти же данные должны быть одновременно использованы и для характеристики инженерно-геологических условий района и мест посадки сооружений.

Наиболее важным геофизическим параметром, позволяющим оценивать упругие динамические, прочностные и другие физико-механические свойства грунтов, являются, как показывалось выше, скорости распространения упругих волн.

Необходимый для размещения и проектирования сооружений разносторонний объем информации получается с помощью комплекса взаимодополняющих друг друга различных геофизических и инженерно-геологических методов разведки.

В случае применения обычных методов сейсморазведки и бурения для оценки упругих свойств (по v_p и v_s) с достаточно высокой точностью необходимо производство сейсмической разведки с применением тяжелых сейсмических станций типа СС-24, СС-24п, «Поиск» (МОВ) и т. д. и взрывных способов возбуждения колебаний. Эти работы должны проводиться по методу преломленных (МПВ) и методу отраженных (МОВ) волн, по нескольким профилям, основная часть которых пересекает намеченный центр основного сооружения и имеет длину, достигающую 2—3 *км*. Эти профили необходимо привязывать как к находящимся в месте размещения сооружения инженерно-геологическим скважинам, так и к тем глубоким скважинам, которые могут иметься в районе.

В особых случаях, при отсутствии подходящих пробуренных скважин, для получения точных сведений о скоростном разрезе может потребоваться бурение специальных скважин глубиной до 300 *м* и их каротаж с помощью лабораторий акустического каротажа типа ЛАК-1 или ЛАК-2 с производством вспомогательных электроразведочных исследований.

Представления о геологическом строении и упругости основных толщ могут быть получены с помощью бурения и сейсмических исследований со станцией СС-24п по более экономичной методике, предусмотренной «Инструкцией по проведению инженерной сейсмической разведки участков строительства объектов МО» [69]. Однако при таких исследованиях из-за отсутствия метода отраженных волн (МОВ), сейсмоакустического каротажа и электроразведки в разрезе не могут быть выделены и охарактеризованы пласты с относительно пониженными скоростями упругих волн и, кроме того, неуверенно решаются вопросы геологического строения из-за неоднозначной интерпретации геологических толщ.

Методика комплексных сейсмогеологических исследований, излагаемая в настоящих указаниях, при некотором и, в основном, допустимом для целей строительства МО снижении точности оценки величин скоростей преломленных волн позволяет дать более надежную характеристику геологического разреза и оценить величины скоростей продольных волн в отражающих горизонтах. При этом затраты труда, времени и стоимость работ, необходимых для получения этих данных, снижается во много раз по сравнению с приведенными выше методами. Кроме того, почти весь объем этих исследований необходим для решения обычных вопросов инженерной геологии. Поэтому удорожание работ, связанное с решением вопросов сейсмогеологии и оценкой параметров, при комплексной методике является, как показывает практика, минимальным.

С учетом отмеченного в большинстве случаев следует ориентироваться на скоростную методику комплексных исследований сейсмогеологических условий, несмотря на некоторое снижение точности оценки скоростей преломленных продольных волн.

§ 2. Методика, организация и последовательность скоростных комплексных сейсмогеологических и инженерно-геологических исследований

С целью быстрой оценки упругих свойств грунтов и инженерно-геологических условий на значительных площадях следует использовать взаимосвязанный комплекс геологических, геофизических и ландшафтных методов исследований. Подобное комплексирование основано как на взаимном дополнении данных различных методов, так и на наличии отмечавшихся в гл. IV взаимосвязей между различными параметрами, характеризующими физические и механические свойства грунтов и наличие известных взаимосвя-

зей между этими свойствами и компонентами ландшафтной обстановки.

Комплексным методом легко выделяются участки с однородными физико-механическими свойствами грунтов, характеризуемые сходными ландшафтами, геофизическими и геологическими показателями.

В районах строительства детальные комплексные исследования целесообразно проводить преимущественно на участках размещения основных сооружений, на которых проводятся наиболее тщательные инженерно-геологические исследования. Эти участки могут использоваться в качестве эталонных (называемых также ключевыми) участков, т. е. могут служить опорными и типичными для изучения всей площади, обследуемой для выбора мест строительства, или площади, в пределах которой выполняется сейсмическое микрорайонирование.

Полученный на эталонном участке (или профилях) разносторонний комплекс информации используется затем с целью получения необходимых сведений обо всем исследуемом участке. При этом широко применяется ландшафтный метод, основанный на тесных взаимосвязях между внешним обликом местности (ее рельеф и растительность, называемые также внешней оболочкой ландшафта), с одной стороны и ее геологическим строением и гидрогеологическими условиями (так называемой литогенной основой) — с другой.

Определение геологических и гидрогеологических условий на основе дешифрирования внешнего облика местности можно считать надежным в пределах материнской почвообразующей породы (т. е. породы, подстилающей почвенный слой) и для грунтовых вод, залегающих на глубинах порядка до 5 *м* в областях с умеренным климатом и до 25—30 *м* в пустынях и степях.

Вместе с тем, наличие отдельных физико-геологических явлений и контуры распространения пород, типичных для этих явлений (например, просадки рыхлых отложений над карстовыми полостями и при суффозии), могут прослеживаться на глубинах порядка до 100 *м*. Тектонические разломы в скальном основании нередко могут прослеживаться по аэрофотоснимкам при мощности рыхлых отложений до нескольких сот метров.

В целом комплексное использование ландшафтных сведений и имеющихся фондовых данных чаще всего позволяет достаточно уверенно оконтуривать зоны с глубинами скального основания менее 7—10 *м* и зоны, на которых уровень грунтовых вод превышает эти глубины. Решение таких вопросов является одной из основных задач при выборе мест, благоприятных для размещения сооружений. Для получения уточняющих сведений о недостаточно изученных или нетипичных участках дополнительные комплексные исследования могут проводиться на отдельных эталонных профилях. В результате обобщения всех данных комплексного исследования на ландшафтной основе составляется карта-схема, отражающая в

первую очередь изменения геологических и гидрогеологических условий, а также изменения литологического состава и мощности рыхлых отложений, а при возможности и изменения упругих, геоэлектрических и других исследуемых характеристик грунтов.

Эти данные кладутся в основу составления карты районирования исследуемой местности по тем или иным основным параметрам. При этом, как показывалось в предыдущей главе на примере геоэлектрических параметров, наименее трудоемкие геофизические и ландшафтные методы сами по себе позволяют давать приближенную оценку физико-механических свойств грунтов, а также характеристику инженерно-геологических и гидрогеологических условий разреза.

На стадии рекогносцировки такие методы позволяют оконтуривать участки с оптимальными сейсмогеологическими и инженерно-геологическими условиями и намечать наиболее эффективную методику и сеть детальных исследований. Поэтому изучение каждого нового участка следует начинать с наименее трудоемких методов, выполняя предварительное приближенное районирование и оценку свойств, последовательно сужая площади, подлежащие трудоемким детальным исследованиям. Последние следует выполнять в минимальных объемах преимущественно на тех участках, где необходимы прямые сведения о физико-механических свойствах грунтов, используя эти участки одновременно в качестве эталонных, для уточнения получаемых ландшафтно-геофизических данных.

При необходимости одновременного получения сведений о сейсмогеологических условиях на больших площадях комплекс исследований целесообразно выполнять в такой последовательности.

1) Изучение фондовых материалов, карт и литературы, позволяющих оценивать геологическое строение и инженерно-геологические условия, а также получить представление об эффективности и особенностях использования каждого из геофизических методов, включаемых в комплекс исследований. На этой же стадии производится изучение ландшафтной обстановки в районе, оцениваются ландшафтные показатели, составляется представление об основных типах ландшафта и индицируемых ими инженерно-геологических и гидрогеологических условиях, при возможности составляются ландшафтно-индикационные схемы, отражающие взаимосвязь типов ландшафта с грунтовыми, инженерно-геологическими и сейсмогеологическими условиями.

2) Предполевое камеральное дешифрирование производится в камеральных условиях до начала полевых работ. Оно включает в себя детальный анализ аэрофотоснимков совместно с топографическими, инженерно-геологическими, сейсмогеологическими и другими картами и материалами. На основании этих материалов по прямым и косвенным дешифровочным признакам определяется инженерно-геологическая ситуация, выделяются основные ландшафтно-геологические комплексы.

При выделении подобных комплексов следует исходить из генетического и историко-геологического принципов, считая, что комплексы формируются одинаковыми геологическими процессами и должны характеризоваться близким геологическим строением, сходными гидрогеологическими условиями, развитием одинаковых геологических процессов, близкими геоморфологическими признаками и элементами сходства в аэрофотоизображении.

На этом этапе работ при возможности следует составлять предварительную таблицу дешифровочных признаков инженерно-геологических и сейсмогеологических условий изучаемого района с учетом времени года, в которое производилась аэрофотосъемка.

В результате детального дешифрирования аэрофотоснимков проводится предварительное инженерно-геологическое районирование территории, выбираются участки, перспективные для размещения сооружений, намечаются эталонные профиля. Для этих работ обычно используются аэрофотоматериалы масштабов от 1 : 5 000 до 1 : 50 000. Оптимальный масштаб 1 : 10 000÷1 : 25 000. Для отдельных участков могут использоваться крупномасштабные аэрофотоснимки (до 1 : 2 000), а при выборе районов — мелкомасштабные, включая снимки, получаемые фотографированием со спутников.

Копии аэрофотоснимков заказываются в соответствующих организациях возможно раньше и не позднее чем за 2—3 месяца до начала работ.

При небольших размерах изучаемых участков для дешифрирования могут использоваться отдельные аэрофотоснимки. В случае, если исследование ведется с составлением карт или схем на участках, размеры которых в поперечнике превышают 5—10 *км*, дешифрирование лучше производить на фотосхемах.

Для засушливых районов удобнее всего использовать материалы аэрофотосъемок, произведенных в июле — августе; для областей с умеренным климатом — материалы съемок, произведенных с мая по октябрь.

3) Уточнение полученных ландшафтно-индикационных или дешифровочных схем и таблиц дешифровочных признаков производится на основании рекогносцировочных наземных наблюдений, дополняемых, по возможности, аэровизуальными осмотрами с отдельными рекогносцировочными и опытными электроразведочными и сейсморазведочными точками исследований. На этой же стадии производятся геофизические наблюдения установочного (опытного) этапа, собирается основной материал по физическим параметрам пород, для чего выполняются геоэлектрические и сейсмометрические наблюдения на существующих или на специальных геологических выработках.

4) Детальные комплексные ландшафтно-геофизические исследования первой стадии соответствующие обычно сбору информации для стадии проектного задания (ПЗ), проводятся преимущественно нетрудоемкими методами с включением минимального объе-

ма бурения и сейсморазведки. Они начинаются в намеченных местах посадки основных сооружений и на эталонных профилях, заканчиваются исследованиями всей площади и должны быть достаточными для составления общего представления о мощности основных геологических толщ, об их структурном положении, о характере изменений скоростей и физико-механических свойств грунтов в пределах исследуемых глубин и площади.

Значительное внимание при этом должно уделяться исследованиям на 1—2 эталонных профилях, намечаемых на основании исследований предыдущих этапов. Эти профили одновременно могут использоваться вместо применяемых в обычной практике скоростных инженерно-геологических исследований ключевых участков. Они должны намечаться в наиболее характерных и важных местах и являются одним из необходимых элементов скоростного сейсмогеологического и инженерно-геологического районирования. На этих профилях в необходимых оптимальных объемах проводятся все виды исследований, включая ландшафтные (геоморфологические и геоботанические), геофизические (электроразведочные, сейсморазведочные, иногда магниторазведочные с М-2 и другие) и геологические (бурение, пенетрация, шурфование), позволяющие получить по этому профилю характеристики всех необходимых геофизических и физико-механических параметров грунтового разреза, а также более точно увязывать их между собой.

В результате работ на эталонных участках уточняются основные дешифровочные признаки отдельных ландшафтно-геологических комплексов, которые используются в дальнейшей работе как индикационные показатели инженерно-геологических и сейсмогеологических условий. По ним производится дальнейшее дешифрирование участков и их инженерно-геологическое районирование.

Дешифрирование местности в поле производится путем картирования на маршрутах. При картировании оконтуриваются участки, сходные по типу ландшафтов и индицируемым грунтовым условиям. В результате создается ландшафтно-индикационная карта, являющаяся основой для составления инженерно-геологической карты-схемы. Инженерно-геологическое картирование ведется по аэрофотоснимкам либо на крупномасштабных картах.

Составленная инженерно-геологическая схема включает в себя в первую очередь выделенные ландшафтные комплексы-индикаторы, отражающие дифференциацию местности по инженерно-геологическим условиям.

Эта карта-схема иллюстрируется разрезами по эталонным профилям, в соответствии с которыми производится дальнейшее детальное районирование всего исследуемого участка по грунтовым особенностям и экстраполяция и интерполяция данных об упругих и скоростных грунтовых параметрах, полученных более точными методами на эталонных профилях и на прилегающих территориях в отдельных точках. На выявленных при этом местах с неизученными или недостаточно ясными характеристиками производятся

дополнительные, преимущественно точечные, исследования с применением нетрудоемких геофизических методов наблюдений (электрозондирования, сейсмозондирования).

5) Детальные исследования второй стадии (под РЧ) включают в себя полевые и каротажные электроразведочные работы и основные объемы трудоемких сейсморазведочных исследований с целью получения надежных сведений о скоростях продольных и поперечных волн в местах посадки основных сооружений и на отдельных ответственных участках. Сеть этих исследований намечается на основе работ предыдущих пунктов.

В относительно несложных случаях геологического строения местности эти исследования включают в себя изучение фондовых сейсморазведочных данных и применение упрощенных методов сейсморазведки с использованием приборов типа ОСУ-1 и ударных способов возбуждения колебаний. В сложных случаях, например при наличии мощной толщи неоднородных рыхлых отложений, эти работы, особенно если требуется высокая точность, следует дополнять сейсморазведкой по методу преломленных волн (МПВ) и отраженных волн (МОВ) с взрывным способом возбуждения упругих колебаний, а также сейсмическим или акустическим каротажем.

6) Детальные буровые и шурфовочные работы с отбором образцов с ненарушенной структурой и естественной влажностью для лабораторных анализов, как наиболее трудоемкие, выполняются в оптимальных объемах на участках, определяемых на основании предыдущих исследований. При возможности эти работы целесообразно дополнять методами пенетрации.

Основной целью работ, описанных в 5 и 6 пунктах, является получение и уточнение прямых сведений о физико-механических свойствах грунтов, характера сейсмогеологических разрезов и инженерно-геологических и гидрогеологических условий. Эти данные нередко являются основой для районирования и оценки сейсмогеологических условий, поскольку значительная часть предыдущих исследований дает косвенные или приближенные сведения.

В зависимости от обстановки, требований детальности, точности, сроков, размеров площадей исследований и имеющихся возможностей отдельные из описанных этапов исследований могут опускаться. В частности, исходя из закономерностей взаимосвязей физико-механических параметров грунтов с инженерно-геологическими критериями, некоторые из наиболее необходимых динамических характеристик грунтов могут быть оценены на основании инженерно-геологических данных, планируемых независимо от задач сейсмогеологических исследований. Но при этом, помимо односторонности полученных данных, будут отсутствовать важные материалы для сейсмического районирования всей исследуемой площади.

Экстраполяция таких геологических данных на ограниченную площадь может быть выполнена с помощью геофизических мето-

дов, из которых наиболее допустимыми и легкоприменимыми в условиях проектных организаций МО являются электроразведка по методу электросопротивлений с приборами типа ЭСК-1, АНЧ-1, ИКС-1, МС-08 и др. и малоглубинная сейсморазведка с приборами типа ОСУ-1.

Ландшафтные исследования существенный эффект дают, как правило, даже в том случае, если они проводятся на основе использования наиболее общих и простых закономерностей во взаимосвязях ландшафтных показателей и грунтовых условий. В соответствии с этим они, при наличии некоторой подготовки и соответствующих квалифицированных консультаций, могут выполняться геологами или геофизиками. Участие квалифицированного специалиста-ландшафтника целесообразно при необходимости выполнения значительных объемов ландшафтных исследований и в качестве руководителя, направляющего эти работы в относительно небольших и несложных районах исследований.

§ 3. Некоторые из особенностей полевых комплексных сейсмогеологических исследований с использованием портативных сейсморазведочных установок

Одним из важнейших составных элементов крупномасштабных комплексных сейсмогеологических и инженерно-геологических исследований, без которых эти исследования в больших объемах не рекомендуются, являются ландшафтные методы, использующие материалы аэрофотосъемки.

В соответствии с приказом Министра геологии СССР (№ 106 от 26.III.66) начиная с 1967 г. геолого-съемочные поисковые и геофизические работы масштабов 1 — 200 000—1 : 10 000 должны выполняться только с применением аэрометодов и сопровождаться на этих этапах работ полноценным геологическим дешифрированием с использованием материалов аэрофотосъемки.

Используя наиболее общие ландшафтные признаки, по аэрофотоснимкам масштаба 1 : 5 000—1 : 50 000 легко выделить участки с выходами или с неглубоким залеганием скальных пород, отделив их от участков с достаточно мощными рыхлыми толщами, участки с вечномерзлыми грунтами от участков с талыми грунтами, участки с преобладанием глинистых грунтов от песчаных, участки с неглубоким уровнем грунтовых вод, участки с лессовидными грунтами, с сыпучими, закрепленными и незакрепленными песками, торфяниками, солончаками и т. д.

Уже такое предварительное районирование свидетельствует о наличии взаимосвязей между компонентами ландшафта и грунтовыми условиями и позволяет, в частности, произвести грубое районирование исследуемой зоны по упругим свойствам грунтов Так, легко выделяемые по аэрофотоснимкам и ландшафтным данным участки выходов скальных пород на поверхность должны характеризоваться скоростями v_p свыше 3000 *м/сек* и v_s свыше

1600 *м/сек*, участки с вечномерзлыми грунтами — скоростями v_p порядка 2000—3000 *м/сек* и v_s 1600—900 *м/сек*, с глинистыми грунтами v_p 1000—2000 *м/сек* и v_s 250—500 *м/сек*, с рыхлыми грунтами и неглубокими грунтовыми водами v_p 1500—1800 и v_s 150—350 *м/сек*, с песчаными влажными v_p 500—900 *м/сек* и v_s 250—400 *м/сек*, с сухими сыпучими песками и торфяниками v_p менее 500 и v_s менее 300 *м/сек*.

Инженерно-геологические комплексы, выделенные по ландшафтным признакам, аналогичным образом приближенно могут характеризовать модули упругости, коэффициенты Пуассона, категории крепости и разрабатываемости, электропроводность, степень и тип засоления грунтов и вод, коррозионную активность грунтов к железу, агрессивность воды — среды к бетону и другие свойства грунтов.

Наземные визуальные обследования с применением ландшафтно-геоботанических методов позволяют уточнить, детализировать эти выводы и распространить их на глубину до 7—12 *м*, а иногда и глубже.

Проводимые на следующей стадии геофизические и геологические исследования, в соответствии с описанными выше взаимосвязями, позволяют получить достаточно надежные характеристики грунтов в каждой из выделенных зон и проэкстраполировать их на всю районируемую площадь.

Для сейсмического микрорайонирования и выбора оптимальных и сейсмогеологических условий на первой из стадий наиболее доступно использовать имеющиеся инженерно-геологические характеристики разреза.

При оценке степени благоприятности по инженерно-геологическим характеристикам необходимо руководствоваться следующими положениями.

1) Участки, рекомендуемые для размещения сооружений, прежде всего должны характеризоваться инженерно-геологическими условиями, благоприятными для их строительства и эксплуатации. (Участки, благоприятные в инженерно-геологическом отношении, практически всегда являются относительно благоприятными и по условиям сейсмического воздействия.)

2) Однородные по упругим свойствам грунтовые среды, пригодные для размещения наземных сооружений, по степени убывания их благоприятности в порядке повышения эффективности воздействия сейсмических волн могут быть расположены следующим образом:

а) крепкие скальные грунты ($R_{сж}$ по СНиП$>$50 *кг/см*^{2}, $f_{кр}>4$);

б) трещиноватые скальные и полускальные ($R_{сж}$=10—50 *кг/см*^{2}, $f_{кр}$=1,5—4);

в) валунно-галечные и другие крупнообломочные отложения ($R_н$=3—10 *кг/см*^{2}, $f_{кр}$=1—2);

г) глины плотные твердой консистенции ($R_н$=3—6 *кг/см*^{2}, $f_{кр}$=1—1,5);

д) рыхлые грунты, сцементированные по всему разрезу вечной мерзлотой при условии их сохранения в мерзлом состоянии ($R_н$=3—10 *кг/см*^{2}, $f_{кр}$=1,5—3,0);

е) глины и суглинки пластичной консистенции и пески плотные, безводные ($R_н$=1,5—2,5 *кг/см*^{2}, $f_{кр}$=0,7—1,0);

ж) пески средней плотности, лессовые грунты ($R_н$=1,5 *кг/см*^{2}, $f_{кр}$=0,6—0,8);

з) пески обводненные, но не обладающие плывунными свойствами, и другие рыхлые грунты, выдерживающие нагрузки $R_н \geqslant 1{,}0$ *кг/см*^{2} ($f_{кр}$=0,5—0,7);

и) рыхлые и насыпные грунты, которые являются наиболее ненадежными, в особенности, если они обводнены, а также барханные пески, глины текучей консистенции и участки раздробленных скальных грунтов с незакончившимися тектоническими, карстовыми и другими физико-геологическими процессами.

3) Грунтовые среды по упругим сейсмическим свойствам в первом приближении можно считать однородными, если входящие в них прослои не имеют существенных различий по упругим свойствам (скорости v_p различаются в слоях 3—5 *м* и в слоях больше мощности не более чем в 1,5 раза, $f_{кр}$ — в 2 раза).

В неоднородных грунтовых средах интенсивность сейсмического воздействия может оказываться более высокой, чем в однородных (из-за наличия отражающих границ, возможности концентрации потоков сейсмической энергии при наклонных границах и т. д.). В особенности это относится к линейным и протяженным подземным сооружениям. Известно, что в вертикальных подземных сооружениях наиболее значительные разрушающие напряжения при динамическом воздействии возникают из-за защемления отдельных частей этих сооружений жесткими скальными грунтами.

Для вертикальных подземных сооружений крупнослоистые, резко неоднородные по жесткостям грунтовые среды (v_p и v_s различаются более чем в 2 раза, $f_{кр}$ более чем в 3 раза) с мощностью прослоев, превышающих 3—5 *м*, или поперечные размеры сооружений, как правило, являются более неблагоприятными, чем любые из однородных, исключая грунты, описанные в пунктах 2 з, 2 и.

Эффект «защемления» возрастает с увеличением соотношений между жесткостями пластов в случае, если переход от грунтов одной жесткости к грунтам другой жесткости происходит не постепенно, а резко, а также с увеличением размеров частей сооружения, находящихся в грунтах с различными жесткостями. Эффекты снижаются, если более жесткие грунты залегают сверху, а мягкие снизу.

Эффект «защемления» достигает особенно больших значений в двухслойных средах в случае, если верхний значительный по мощности слой представлен более мягкими грунтами. При этом степень благоприятности, вносимая «защемлением», достигает

максимальных значений, если граница раздела между рыхлым и скальным грунтом пересекает средние части вытянутых подземных сооружений.

4) Для всех видов сооружений неблагоприятными являются участки, в пределах которых происходит уменьшение мощности рыхлых отложений, перекрывающих более жесткие (скальные) породы и вообще участки с негоризонтальными границами раздела между породами различной жесткости и с тектоническими разломами. Неблагоприятными являются также склоны рельефа с углами свыше 6—15°, в зависимости от геологических особенностей строения местности и типов размещаемых сооружений.

5) Перечисленные требования получены на основании обобщения сведений о сейсмическом воздействии землетрясений преимущественно на наземные сооружения без анализа их динамических особенностей. При выборе оптимальных сейсмогеологических условий для подземных сооружений эти требования могут меняться. Например, если за основной показатель в ряде случаев приходится брать не амплитуду, а частоту колебаний с учетом эффективного воздействия высокочастотных колебаний на отдельные детали конструкций или оборудования, скальные грунты могут рассматриваться как относительно неблагоприятные. Тогда по порядку убывания благоприятности грунты, перечисленные выше в пункте 2, в прежней нумерации могут располагаться приблизительно следующим образом: г) (глины плотные — наиболее благоприятные), в), е), б), д), ж), а), з). С учетом отмеченного оптимальные грунтовые разрезы должны уточняться заданием. (Требования к сейсмологическим условиям на участках размещения подземных сооружений излагаются в специальных указаниях [70]).

Значительная часть перечисленных характеристик, как следует из положений, изложенных в предыдущих параграфах, приближенно может определяться в результате визуальных осмотров и по геологическим данным. Необходимые сведения о структурном строении района целесообразно в основном получать с помощью электроразведки. На основании данных бурения и электроразведки могут быть составлены достаточно подробные характеристики разреза по упругим свойствам, включая скоростной разрез, составляемый с помощью описанных выше палеток (см. рис. 20, 28).

Для точной оценки скоростей распространения сейсмических волн необходимы данные прямых сейсмометрических наблюдений. При этом необходимо учитывать, что наиболее точные и детальные сведения о скоростях в зависимости от расположения подошвы сооружений и их конструктивных особенностей необходимо иметь: для наземных сооружений на глубинах до 10—20 *м;* для подземных — на глубинах до 30—60 *м*. На больших глубинах обычно требуется менее точная характеристика грунтов по скоростям. В соответствии с этим следует заключить, что значительная часть прямых сведений может быть получена с помощью

ударных способов возбуждения колебаний и портативных сейсморазведочных установок типа ОСУ-1.

С учетом требований к выбору оптимальных сейсмогеологических сред (высокоскоростные разрезы с минимальным количеством разноскоростных толщ) глубинность сейсмогеологических исследований с ОСУ-1 на таких участках бывает максимальной и составляет обычно 25—40 *м*, достигая в наиболее благоприятных случаях 50—60 *м*. Особенно больших глубин исследований удается достичь при регистрации поперечных волн. В случае же применения более мощных ударных средств возбуждения колебаний, чем прилагаемая к ОСУ-1 кувалка (например, груз порядка 200—400 кг, сбрасываемый с помощью копра), требуемая глубинность детальных исследований (30—60 *м*) может достигаться повсеместно.

Для того чтобы получить скоростные характеристики для толщ, недосягаемых в какой-либо точке с ОСУ-1 по глубине или в силу того, что какая-либо из толщ здесь является отражающей, необходимо с помощью комплексных методов, чаще всего электроразведкой, обнаружить участки менее глубокого залегания этих толщ. Затем с помощью ОСУ-1 следует определить на этих участках средние скорости в изучаемых толщах на возможно больших глубинах. После этого с помощью палеток производится перерасчет полученных осредненных значений скоростей с учетом глубины залегания этих толщ в точке исследования.

В большинстве случаев таким образом удается получить достаточно надежные скоростные характеристики на глубинах до 100 *м*. Подобным способом довольно часто могут быть получены приближенные сведения о скоростях упругих волн на глубинах до 300—500 *м*.

В тех случаях, когда получить данные о скоростях по недостающим толщам не удается, эти сведения восполняются на основе фондовых (или литературных) сейсморазведочных материалов. Эти данные чаще всего характеризуют толщи, залегающие на глубинах порядка 300 *м* и более. Поэтому при пользовании ими перерасчет скоростей с помощью палеток приходится вести от бóльших глубин к меньшим.

Пример такого перерасчета от бóльших глубин к меньшим (с использованием фондовых данных) и от меньших глубин к бóльшим (с использованием данных ОСУ-1) приводился выше (гл. IV, § 3). С учетом возможных изменений состава и трещиноватости по горизонтали при отмеченных перерасчетах в полученные средние значения скоростей может вноситься корректировка с учетом данных бурения электроразведки и других методов и с учетом сведений о взаимосвязях параметров, приведенных в главе IV.

Таким образом, ориентировочные значения скоростей для толщ, недоступных прямым сейсмометрическим исследованиям и с опорой на геоэлектрические и геологические разрезы, экстраполируются по глубине и вдоль сейсмогеологических разрезов.

Точность подобных разрезов зачастую оказывается достаточной не только для целей сейсмического микрорайонирования, но и для целей проектирования сооружений, рассчитанных на определенные динамические нагрузки.

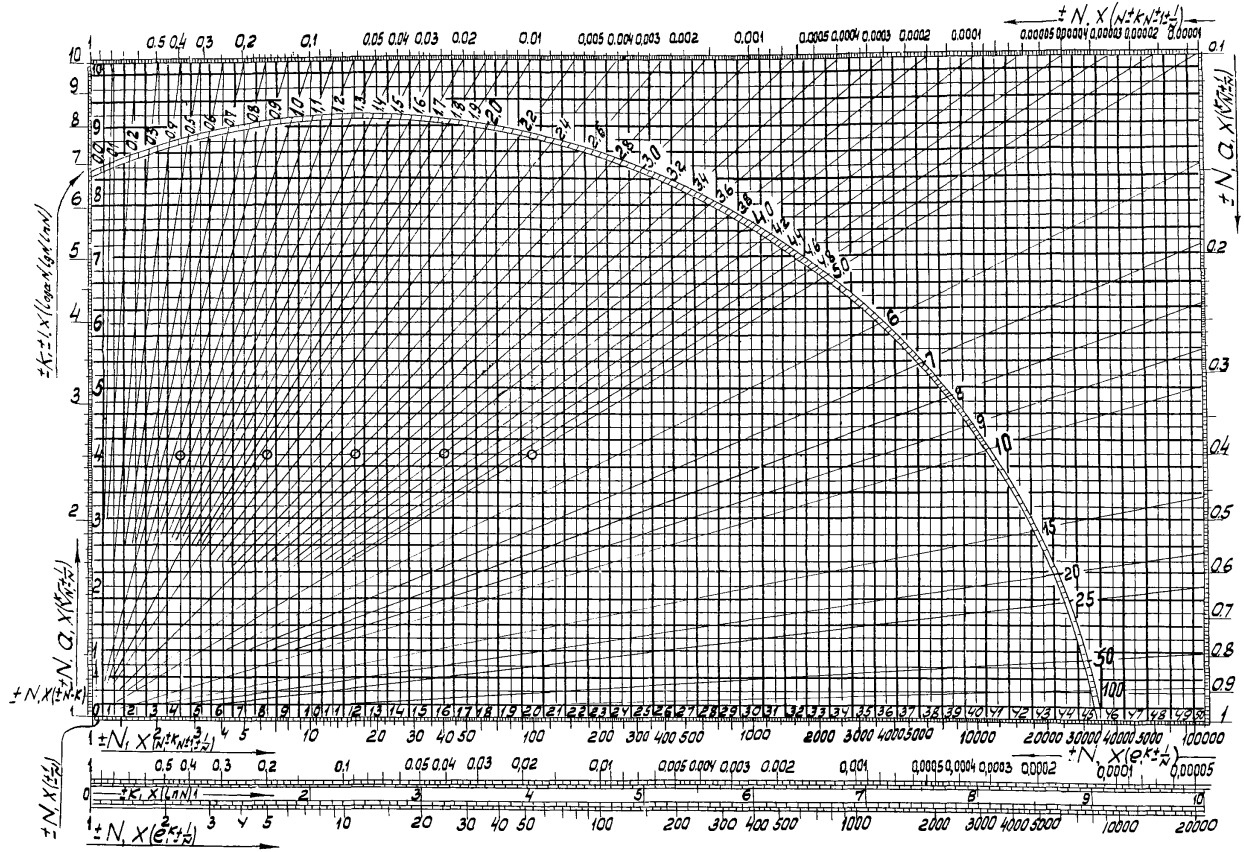
При отсутствии надежных фондовых данных и возможности использования сейсморазведки со взрывными способами возбуждения колебаний скоростные характеристики для толщ, исследуемых с помощью ОСУ-1, могут даваться на основе средних данных, приведенных в палетках. Эти данные корректируются опять-таки с учетом материалов бурения и электроразведки на основе взаимосвязи параметров.

Очень важно, чтобы сейсморазведочные исследования не ограничивались наблюдением одних продольных волн и включали в себя наблюдения поперечных волн. Это позволяет намного увеличить точность и, главное, однозначность инженерно-геологической интерпретации сейсморазведочных данных и, как было показано, надежнее характеризовать прочностные и сейсмические свойства грунтов.

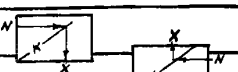
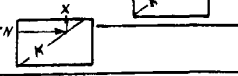
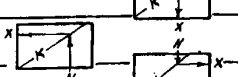
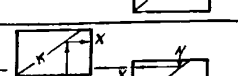
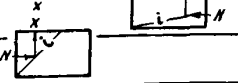
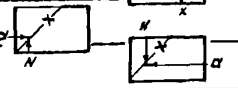
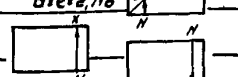
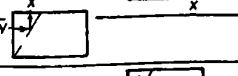
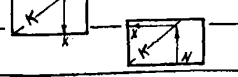
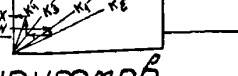
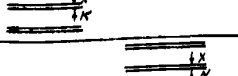
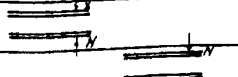
При использовании комплексных методов с сейсмогеологическими целями необходимо учитывать, что такие исследования позволяют получить разносторонние сведения о параметрах грунтов и, кроме того, сведения об инженерно-геологических и гидрогеологических условиях района. Следовательно, эти исследования целесообразнее всего планировать для решения целого комплекса вопросов, включая, помимо построения сейсмогеологических разрезов, сейсмического микрорайонирования и выбора оптимальных сейсмогеологических участков, характеристику различных сторон инженерно-геологических условий, выбор точек, перспективных для бурения на воду, оценку электросопротивлений «Земли» на глубинах до 1 *км* для связистов и другие вопросы.

Такое планирование позволяет до минимума сократить затраты средств и времени для решения каждого из этих вопросов при наиболее высоком качестве результатов исследований. При этом, в частности, пользуясь известными положениями о возможности проведения скоростной инженерно-геологической съемки, основанной на использовании комплексных данных ландшафтных, геофизических, геологических методов разведки [8, 25, 27, 37,], представляется возможным резко уменьшить стоимость и сроки производства сейсмогеологических и инженерно-геологических исследований в случае, если этими исследованиями должны быть охвачены значительные по площади районы.

Вопросы организации комплексных сейсмогеологических изысканий на участках строительства МО и требования к таким изысканиям излагаются в специальных указаниях [70].



Сводная таблица формул и примеров вычислений

Наименование математических действий	Формулы	Примеры вычислений: № примера	Пределы значений переменных	Дано	Находим: по ключу	Находим: значение искомого	Процент неточности	Схемы пользования
1	2	3	4	5	6	7	8	9
Универсальная вычислительная номограмма								
Возведение в степень	$N^K=X$	1	N_1^{10}	$N=5,25;\ K=4,8$	$N-K-X$	$X=870$ (2863)	0,2	
		2	$N_{0,1}^{1}$	$N=0,174;\ K=4,6$		$X=0,000362$ (0,000321)	-0,3	
	$N^K=X$	3	N_1^{10}	$N=5,25;\ K=4,8$		$X=0,00035$ (0,000349)	+0,3	
		4	$N_{0,1}^{1}$	$N=0,174;\ K=4,6$		$X=3150$ (3115)	+1,1	
Извлечение корня	$\sqrt[K]{N}=X$	5	$N_1^{1000000}$	$N=2870;\ K=4,8$	$N-K-X$	$X=5,25$ (5,253)	-0,1	
		6	$N_{0,00001}^{1}$	$N=0,00032;\ K=4,6$		$X=0,174$ (0,1739)	+0,1	
	$\sqrt[-K]{N}=X$	7	N_1^{100000}	$N=2870;\ K=4,8$		$X=0,1907$ (0,1904)	+0,2	
		8	$N_{0,00001}^{1}$	$N=0,00032;\ K=4,6$		$X=5,74$ (5,75)	-0,2	
Извлечение корня из степени	$\sqrt[m]{N^K}=X$ или $\sqrt[-m]{N^{-K}}=X$	9	N_1^{10}	$N=2,76;\ K=1,95;\ m=0,75;\ i=\frac{K}{m}=\frac{1,95}{0,75}=2,6$	$N-I-X$, где $i=\frac{K}{m}$	$X=14$ (14,01)	-0,1	
		10	$N_{0,1}^{1}$	$N=0,723;\ K=4,7;\ m=0,2;\ i=\frac{K}{m}=\frac{4,7}{0,2}=23,5$		$X=0,000495$ (0,000490)	+1,0	
	$\sqrt[-m]{N^K}=X$ или $\sqrt[m]{N^{-K}}=X$	11	N_1^{10}	$N=2,76;\ K=1,95;\ m=0,75;\ i=\frac{K}{m}=-\frac{1,95}{0,75}=-2,6$		$X=0,071$ (0,0714)	-0,6	
		12	$N_{0,1}^{1}$	$N=0,723;\ K=4,7;\ m=0,2;\ i=\frac{K}{m}=-\frac{4,7}{0,2}=-23,5$		$X=2020$ (2041)	-1,0	
Нахождение логарифма при любом основании	$Log_a N=X$	13	N_1^{100000}; a_1^{10}	$N=7,95;\ a=1,91$	$a \setminus N$ / X	$X=3,2$ (3,204)	-0,1	
		14	$N_{0,00001}^{1}$; $a_{0,1}^{1}$	$N=0,125;\ a=0,524$		$X=3,2$ (3,217)	-0,5	
Нахождение десятичного логарифма	$Lg N=X$	15	N_1^{100000}	$N=89500$	$N-X$ при $a=10$	$X=4,95$ (4,95182)	-0,0	
Нахождение натурального логарифма	$Ln N=X$	16	N_1^{100000}	$N=44,3$	$N-X$ при $a=e=2,718$	$X=3,8$ (3,791)	+0,2	
Нахождение обратного числа	$\frac{1}{N}=X$	17	N_1^{100000}	$N=15500$	$N-X$	$X=0,000064$ (0,0000632)	-0,5	
		18	$N_{0,00001}^{1}$	$N=0,000064$		$X=15500$ (15625)	-0,8	
Комбинированные вычисления	$\frac{1}{\sqrt[m]{(\sqrt[K]{N})^n}}=X$	19	N_1^{10}	$N=3,02;\ K=2,8;\ m=4,2;\ n=1,8;\ p=0,6;\ i=\frac{K \cdot n}{m \cdot p}=\frac{(-2,8)\cdot 1,8}{4,2 \cdot 0,6}=2$	$N-I-X$, где $i=\frac{K \cdot n}{m \cdot p}$	$X=0,109$ (0,1096)	-0,5	
		20	$N_{0,1}^{1}$	$N=0,331;\ K=2,8;\ m=4,2;\ n=1,8;\ p=0,6;\ i=\frac{K \cdot n}{m \cdot p}=\frac{(-2,8)\cdot 1,8}{4,2 \cdot 0,6}=-2$		$X=9,1$ (9,127)	-0,3	
Умножение	$N \cdot K=X$	21	N, K — любые числа	$N=-0,00092;\ K=440$	$N-K-X$	$X=-0,405$ (0,4048)	+0,0	
Деление	$\frac{N}{K}=X$	22	N, K — любые числа	$N=-0,0405;\ K=-0,44$	$N-K-X$	$X=0,092$ (0,09205)	-0,1	
Совместное умножение и деление	$\frac{N \cdot K_1 \cdot K_3}{K_2 \cdot K_4}=X$	23	$N, K_1, \ldots K_n$ — любые числа	$N=4,80;\ K_1=-2800;\ K_2=-0,0042;\ K_3=0,000018;\ K_4=-6$	$N-K_1 \ldots K_n-X$	$X=-960$ (-960)	±0,0	
Совмещенные сдвоенные шкалы натуральных логарифмов								
Возведение в степень основания натуральных логарифмов	$e^K=X$	24	K_0^{10}	$K=9,75$	$K-X$	$X=17000$ (17137)	-0,8	
	$e^{-K}=X$	25	K_0^{10}	$K=9,75$		$X=0,0000585$ (0,0000585)	+0,3	
Нахождение десятичного логарифма	$Ln N=X$	26	N_1^{e0000}	$N=17000$	$N-X$	$X=9,75$ (9,742)	+0,1	
Нахождение обратного числа	$\frac{1}{N}=X$	27	N_1^{20000}	$N=17000$	$N-X$	$X=0,0000585$ (0,0000582)	-0,5	
		28	$N_{0,00005}^{1}$	$N=0,0000585$		$X=17000$ (17094)	-0,5	

ПРИЛОЖЕНИЕ

УНИВЕРСАЛЬНАЯ ВЫЧИСЛИТЕЛЬНАЯ НОМОГРАММА, РАЗРАБОТАННАЯ КАНДИДАТОМ ТЕХНИЧЕСКИХ НАУК Д. ПАТЛАХОМ

Универсальная вычислительная номограмма прилагается нами к настоящей работе, поскольку она позволяет облегчить и ускорить математические вычисления по формулам, приведенным в главе IV. (Часть этих формул может быть использована лишь при наличии математического справочника или прилагаемой номограммы).

С помощью этой номограммы можно выполнять следующие математические действия: возведение в степень, извлечение корня, нахождение логарифма при любом основании, нахождение десятичного и натурального логарифмов, нахождение обратного числа, умножение и деление чисел, а также производить комбинированные вычисления с точностью до 1%.

Универсальная вычислительная номограмма состоит из прямоугольной сетки, пучка лучей, нанесенного на эту сетку, четырех логарифмических шкал (наружных) и двух равномерных шкал (внутренних). Кроме того, внизу номограммы даны две сдвоенные шкалы натуральных логарифмов, которые еще более облегчают решение некоторых часто встречающихся задач.

Наименование каждой шкалы (и пучка лучей) указано на стрелке, расположенной у начала шкалы и показывающей направление возрастания соответствующей группы переменных.

В номограмме приняты следующие обозначения: N — заданное число, k — показатель степени или корня (при пользовании логарифмическими шкалами) и множитель или делитель (при пользовании равномерными шкалами), i — отношение показателя степени к показателю корня, a — основание логарифма, e — основание натуральных логарифмов, x — искомое число. Числовые значения лучей проставлены вдоль криволинейной шкалы.

Приемы пользования номограммой чрезвычайно просты и не требуют дополнительных пояснений. С ними можно ознакомиться в приводимой здесь сводной таблице формул и примеров вычислений.

Для большей наглядности рассмотрим числовой пример: вычислить $N^x=x$ при $N=5{,}25$ и $k=4{,}8$. В соответствии со схемой, приведенной в графе 9 сводной таблицы, находим на левой вертикальной шкале (снаружи) точку с отметкой $N=5{,}25$ (отсчеты производятся, как по логарифмической линейке). Из этой точки движемся по горизонтали вправо до пересечения с лучом $k=4{,}8$. Из полученной точки опускаемся по вертикали вниз до горизонтальной наружной шкалы, на которой и находим искомый результат: $x=2870$.

ЛИТЕРАТУРА

1. Азими Ш. А., Горяинов Н. Н., Левшин А. Л. Опыт применения одноканальной сейсмической установки для определения уровня грунтовых вод. Бюллетень научно-технической информации МГиОН СССР, 1962, № 7 (41).

2. Азими Ш. А., Огильви А. А. Опыт применения одноканальной сейсмической установки при инженерно-геологических исследованиях. «Разведка и охрана недр», 1962, № 4.

3. Апакеев Б. М., Шемшурин В. А. Одноканальная сейсмическая установка ОСУ-1. Бюллетень научно-технической информации ОНТИ ВИЭМС № 58 (1). Изд. ВИЭМС, 1965.

4. Барон Л. И. Временное сопротивление раздавливанию и коэффициенты крепости скальных горных пород. «Вопросы разрушения и давления горных пород». М., Углетехиздат, 1965.

5. Воларович М. П. (отв. ред.). Электрические и механические свойства горных пород при высоких давлениях. «Наука», 1966.

6. Березкин В. М. К вопросу о соотношении между плотностью пород и скоростью распространения упругих волн в них. «Разведочная и промысловая геофизика (обмен производственным опытом)», вып. 49, 1963.

7. Боровинский Б. А. Электро- и сейсмометрические исследования в геологии и гляциологии. (Методические указания для геофизиков). Сиб. отд. АН СССР, Хабаровск, 1965.

8. Бондарик Г. К., Комаров И. С., Ферронский В. И. Полевые методы инженерно-геологических исследований. «Недра», 1967.

9. Буллен К. Е. Введение в теоретическую сейсмологию. М., «Мир», 1966.

10. Вест С. Зависимость скорости сейсмических волн от глубины и литологии. «Вопросы сейсмической разведки», 1953.

11. Вибенга Б. А., Мангунвиджайро А. (Ред. Мельников И. В., Протодьяконов М. М.). Соотношения между параметрами горных пород. «Разрушение и механика горных пород». М., Госгортехиздат, 1962.

12. Викторов С. В. Использование индикационных географических исследований в инженерной геологии. «Недра», 1966.

13. Викторов С. В., Востокова Е. А., Шемшурин В. А. О возможности использования геоботанических методов при сейсмическом микрорайонировании. Бюллетень научно-техн. информации ОНТИ ВИЭМС № 58 (1). Изд. ВИЭМС, 1965.

14. Гамбурцев Г. А. Основы сейсморазведки. Гостоптехиздат, 1959.

15. Горелик А. М. и др. Электроразведка источников водоснабжения. М., Трансжелдориздат, 1956.

16. Гурвич И. И. Сейсмическая разведка. «Недра», 1964.

17. Давыдов С. С. и др. Сборник «Проектирование и возведение подземных сооружений». М., Изд. ВИА, 1959.

18. Дандуров М. И. Восстановление тоннелей. М., Трансжелдориздат, 1945.

19. Дахнов В. В. Промысловая геофизика. М., Гостоптехиздат, 1959.

20. Дедова Е. В. Остаточные деформации при сильных землетрясениях. «Колебания земляных плотин». АН СССР, М., Изд. «Наука», 1967.

21. Джудд В. Р., Каролинс Хубер. (ред. Мельников И. В., Протодьяконов М. М.). Статистические методы корреляции физических свойств горных пород. «Разрушение и механика горных пород». М., Госгортехиздат, 1962.

22. Ершов И. К., Лямзина Т. А. О сейсмическом эффекте взрыва в районе Покровска-Уральского. «Вопросы сейсмологии», М., Изд. АН СССР, 1960, № 10.

23. Кац А. З. К вопросу об учете грунтовых условий при сейсмическом микрорайонировании. М., Труды ИФЗ АН СССР, 1955, № 30 (157).

24. Кац А. З. Инструментальное изучение динамических деформаций грунтов. М., Труды ИФЗ АН СССР, 1961, № 17 (184).

25. Касымов С. М., Мирзаев В. М., Назаров Г. Н. Опыт использования комплексных геолого-геофизических исследований при сейсмическом микрорайонировании Ташкента. Тезисы докладов научной сессии по обсуждению результатов изучения Ташкентского землетрясения 26 апреля 1966 года. Ташкент. Изд. АН Уз. ССР, 1967.

26. Красиков Н. Д. Об использовании значений скоростей поперечных волн для сейсмического микрорайонирования. «Вопросы инженерной сейсмологии». Вып. 10. М., «Наука», 1965, № 36 (209).

27. Комаров И. С., Ферронский В. И., Хасин Р. А. (редакторы). Сборник «Скоростные методы инженерно-геологических исследований для целей массового строительства». «Недра», 1964.

28. Левшин А. Л. Определение грунтовых вод сейсмическими методами. Изв. АН СССР, сер. геофиз., 1961, № 9.

29. Лямзина Т. А. Об определении сейсмических свойств грунтов при помощи передвижных сейсмических станций. Труды ИФЗ АН СССР, М., 1960, № 10 (177).

30. Медведев С. В. Сейсмика горных взрывов. М., «Недра», 1964.

31. Медведев С. В. Инженерная сейсмология. М., Госстройиздат, 1962.

32. Медведев С. В., Бунэ В. И., Введенская Н. А., Гайский В. Н., Кирилова И. В., Нерсесов И. А., Ризниченко Ю. В., Саваренский Е. Ф., Сорский А. А. Инструкция по сейсмическому районированию. Труды ИФЗ АН СССР, М., 1961, № 17 (184).

33. Медведев С. В. Новая карта сейсмического районирования территории СССР. Бюллетень по инженерной сейсмологии № 5. Душанбе, Изд. «Дониш», 1966.

34. Назаров А. Г. Метод инженерного анализа сейсмических сил. Ереван. Изд. АН Арм. ССР, 1959.

35. Назаров Г. Н. Об использовании электроразведки при сейсмическом микрорайонировании. Бюлл. инженерной сейсмологии. Совет по сейсмологии АН СССР. Душанбе, Изд. «Дониш», 1966, № 5.

36. Назаров Г. Н. К вопросу об использовании данных геоботаники при инженерной электроразведке. Сб. научн-техн. инф. «Ландшафтные методы в гидрогеологии и инженерной геологии». Изд. ОНТИ ВНЭМС, 1966.

37. Огильви А. А. Геофизические методы исследований. М., Изд. МГУ, 1962.

38. Петкевич Г. М. О некоторой взаимосвязи между плотностью, пористостью и упругими свойствами пород в геологическом разрезе Предкарпатья. Киев, Изд. АН СССР, 1963.

39. Полак Л. С., Раппопорт М. Б. О связи скорости упругих продольных волн с некоторыми физическими свойствами осадочных пород. Прикладная геофизика. Вып. 29, 1961.

40. Полак Л. С., Раппопорт М. Б. О связи между электрическими и упругими свойствами осадочных пород. Прикладная геофизика. Выпуск 15, 1956.

41. Попов В. В., Сычев А. К. Военная геология. Изд. ВИА, 1956.

42. Попов В. В. Инженерно-геологические критерии детального сейсмического районирования. Труды ИФЗ АН СССР, М., 1962, № 15 (172).

43. Попов И. Д. Инженерная геология. М., Изд. МГУ, 1959.

44. Протодьяконов М. М. (старший). Материалы для урочного положения горных работ. М., Изд. ЦК Горнорабочих, 1926.

45. Протодьяконов М. М. (младший). Коэффициент крепости горных пород проф. Протодьяконова М. М. «Вопросы разрушения и давления горных пород». М., Углетехиздат, 1955.

46. Протодьяконов М. М., Тедер Р. И. Исследование процесса разрушения угля методом крупного скола. М., Госгортехиздат, 1960.

47. Пузырев Н. Н. Измерение сейсмических скоростей в скважинах. М., Гостоптехиздат, 1957.

48. Пучков С. В. Микрорайонирование зоны Ашхабадского землетрясения. «Вопросы сейсмологии». Труды ИФЗ АН СССР, М., 1959.

49. Пучков С. В. О прогнозе предельной силы землетрясений в районах строительства гидротехнических сооружений. Бюллетень по инженерной сейсмологии № 5. Душанбе, Изд. «Донш», 1966.

50. Ржевский В. В., Новик Г. Я. Основы физики горных пород. АН СССР МОИП. М., «Наука», 1964.

51. Синицын А. П. Влияние бегущей волны на массивные сооружения. Труды ИФЗ АН СССР, М., № 17 (184).

52. Синицын А. П. Практические методы расчета сооружений на сейсмические нагрузки. М., Стройиздат, 1967.

53. Талобр Ж. Механика горных пород. М., Госгортехиздат, 1960.

54. Турчанинов И. А., Медведев Р. В., Панин В. И. Современные методы комплексного определения физических свойств горных пород. «Недра», 1967.

55. Урупов А. К., Бяков Ю. А. О связи значений послойных сейсмических скоростей и продольных электрических сопротивлений. «Разведочная и промысловая геофизика (обмен производственным опытом)». Выпуск 38, 1960

56. Халевин Н. И. Упорное приспособление для сейсмографа при сейсмокаротаже. «Разведочная и промысловая геофизика (обмен производственным опытом)», № 14, 1955.

57. Чуринов М. В., Викторов С. В. и др. Временные методические указания по инженерно-геологическим исследованиям и составлению инженерно-геологических карт. М., Изд. ВСЕГИНГЕО, 1966.

58. Шемшурин В. А., Башкатов Д. И. Методические указания по проведению ускоренной инженерно-геологической разведки (геофизическими методами и скоростным бурением). М., Изд. ВСЕГИНГЕО, 1966.

59. Шемшурин В. А. Новые промышленные установки для скоростных инженерно-геологических и гидрогеологических исследований. Бюлл. научно-техн. инф. ОНТИ ВИЭМС № 58 (1). М., 1965.

60. Штейнберг В. В. Исследование спектров близких землетрясений для прогноза сейсмического воздействия. «Колебания земляных плотин». АН СССР, М., «Наука», 1967.

61. Якубовский Ю. В., Ляхов Л. Л. Электроразведка. «Недра», 1960.

62. Ященко З. Г., Есаков И. С. О применении электроразведки для изучения упругих свойств изверженных горных пород. «Разведочная и промысловая геофизика (обмен производств. опытом)». Вып. 33, 1959.

63. Справочник геофизика, т. IV. Сейсморазведка (под ред. Гурвича и Номоконова). М., «Недра», 1966.

64. Инструкция по сейсморазведке. М., Госгеотехиздат, 1962.

65. СНиП II-Б 1-62. Основания зданий и сооружений.

66. СНиП IV-Б 1-62. Сметные нормы на общестроительные работы.

67. СНиП II-Р 8-66. Сейсмическое микрорайонирование.

68. Методические указания по применению микросейсмических методов при инженерно-геологических исследованиях. (Составитель Горшенин Ю. В.). М., Изд. ВНИИТС, 1965.

69. Инструкция по проведению инженерной сейсмической разведки строительства объектов МО. М., Изд. МО СССР, 1966.

70. Временные указания по комплексным сейсмогеологическим изысканиям участков строительства МО (Составитель Назаров Г. Н.). М., 1968.

71. Ляхов Г. М., Покровский Г. И. Взрывные волны в грунтах. М., Госгортехиздат, 1962.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение 3

Глава I. **Общие сведения о сейсморазведке, ее задачах и физико-геологических основах**

§ 1. Общие сведения о сейсморазведке и решаемых ею задачах . . . 6
§ 2. Сейсмические волны и особенности их распространения 7
§ 3. Геологические основы малоглубинной сейсморазведки (с таблицей величин продольных и поперечных скоростей в различных грунтах) . 12

Глава II. **Техника и методика малоглубинной сейсмической разведки**

§ 1. Аппаратура и оборудование 19
§ 2. Регистрация сейсмических колебаний при наблюдениях с ОСУ-1 . . 20
§ 3. Расположение профилей и системы наблюдений 21
§ 4. Помехи при съемке, глубина исследований и производительность . 22
§ 5. Методика наблюдений и их качественный анализ 24
§ 6. Запись результатов наблюдений и построение годографов 26
§ 7. Оборудование и методика наблюдений поперечных волн 28
§ 8. Аппаратура, оборудование и методика сейсмокаротажа малых глубин . 29

Глава III. **Интерпретация полевых материалов**

§ 1. Плоские горизонтальные преломляющие границы ($v_г$ постоянна) . 31
§ 2. Плоские наклонные преломляющие границы ($v_г$ постоянна) . . . 38
§ 3. Вогнутые преломляющие границы 45
§ 4. Криволинейные преломляющие границы сложной формы 47
§ 5. Преломляющая граница в форме ступени и вертикальный контакт под наклонным слоем. 51
§ 6. Ошибки в определении глубины преломляющих границ и построение сейсмогеологических разрезов 53
§ 7. Об использовании данных сейсмокаротажа для интерпретации результатов поверхностной сейсморазведки 54

Глава IV. **Изменение сейсмических скоростей с глубиной, их взаимосвязь с физическими характеристиками грунтов**

§ 1. Об изменениях скоростей упругих волн в грунтах с глубиной . . . 56
§ 2. Построение сейсмогеологических разрезов с использованием палеток, учитывающих изменение скоростей с глубиной (с таблицей осредненных значений физико-механических характеристик грунтов) . . . 64

§ 3. Взаимосвязи между отдельными физико-механическими свойствами грунтов и их использование при сейсмогеологических и инженерно-геологических исследованиях 70
§ 4. Взаимосвязь упругих и электропроводных свойств грунтов 82

Глава V. **Использование сейсмогеологических данных при оценке интенсивности сейсмического воздействия**

§ 1. Определение приращений сейсмической балльности по данным об акустических жесткостях 90
§ 2. Оценка приращений сейсмического воздействия по инженерно-геологическим и геоэлектрическим характеристикам 95

Глава VI. **Методика и особенности комплексных сейсмогеологических исследований и сейсмического микрорайонирования**

§ 1. Задачи исследований и основные методы их решения 102
§ 2. Методика, организация и последовательность скоростных комплексных сейсмогеологических и инженерно-геологических исследований . . . 103
§ 3. Некоторые из особенностей полевых комплексных сейсмогеологических исследований с использованием портативных сейсморазведочных установок 109
Приложение 115
Литература 116

Литературный редактор *Л. И. Миничева*
Технический редактор *Е. В. Садкова*
Корректор *В. В. Лахина*

Г6845135 Подписано к печати 7.10.69 г. Зак. 446
Печ. л. 7,5+2 вкл. = 8 Изд. № 182 Бумага 60×90¹/₁₆
Для внутриведомственной продажи цена

Типография ВИА имени В. В. Куйбышева

gost.e-ecolog.ru