

Н. Н. ГОРЯИНОВ,
Ф. М. ЛЯХОВИЦКИЙ

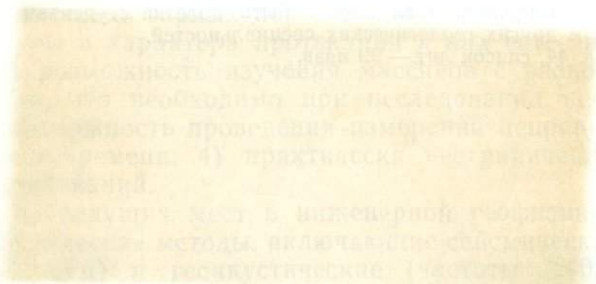
СЕЙСМИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ В ИНЖЕНЕРНОЙ ГЕОЛОГИИ



Н. Н. Горяинов, Ф. М. Ляховицкий

550.83+624.13

Сейсмические методы в инженерной геологии



2734



Москва «Недра» 1979



Горяинов Н. Н., Ляховицкий Ф. М. Сейсмические методы в инженерной геологии. М., «Недра», 1979. 143 с.

В настоящей работе изложены физические основы и методика сейсмических исследований в инженерной геологии, а также способы интерпретации получаемого материала. Подробно рассмотрены связи сейсмических свойств горных пород верхней части разреза с их составом и состоянием, описаны особенности применения сейсмических методов в инженерной геологии, основные методические приемы, используемые при проведении наземных и скважинных сейсмических, а также геоакустических измерений. В разделе интерпретации большое внимание уделено новым способам, недостаточно освещенным в литературе.

Даны примеры использования сейсмических методов для решения различных инженерно-геологических задач при изучении рыхлых и скальных пород в талом и мерзлом состояниях.

Книга предназначена для инженерно-технических и научных работников-сейсморазведчиков, инженеров-геологов, гидрогеологов, строителей, горняков. Она может быть полезна студентам геофизической и других геологических специальностей.

Табл. 7, ил. 44, список лит.— 99 назв.

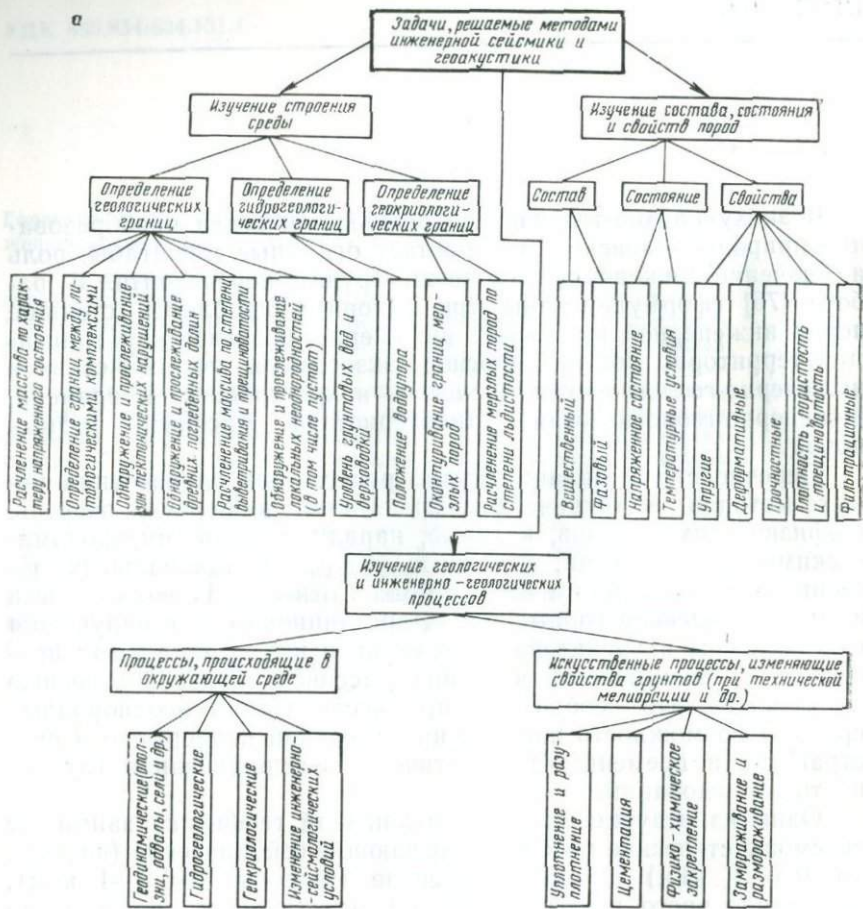
В эпоху научно-технической революции, когда преобразование природы человеком приобретает огромные масштабы, роль и значение инженерной геологии трудно переоценить. В работе [76] сформулированы три основные проблемы, стоящие перед инженерной геологией: инженерно-геологическая типизация территории Земли, прогноз экзогенных геологических и инженерно-геологических процессов в пространстве и времени, инженерно-геологическая характеристика массивов горных пород.

Перечисленные задачи трудно решать без привлечения новых методов и технических средств и, в первую очередь, геофизических методов, которые, наряду с высокими экономическими показателями, обладают рядом принципиальных достоинств. К важнейшим из них можно отнести: 1) возможность изучения массивов горных пород дистанционно без нарушения их структуры и характера протекания в них естественных процессов; 2) возможность изучения массивов с разной степенью детальности, что необходимо при исследовании неоднородных сред; 3) возможность проведения измерений непрерывно в пространстве и времени; 4) практически неограниченная глубина исследований.

Одно из ведущих мест в инженерной геофизике занимают сейсмоакустические методы, включающие сейсмические (частоты до 0,5—1 кГц) и геоакустические (частоты $>0,5$ —1 кГц). Последние часто подразделяют на акустические (частоты до 10—20 кГц) и ультразвуковые (частоты >10 —20 кГц) методы [57, 74].

Работы по инженерной сейсмике в СССР были начаты в середине 30-х годов. В 50-х годах на основе использования корреляционного метода преломленных волн [35] сейсмические методы стали более широко применяться при инженерно-геологических изысканиях [38—40, 52]. В последующие годы в комплексе с сейсмическими стали применяться и геоакустические методы [70, 34]. Сейчас они занимают прочное место в отечественной практике инженерно-геологических исследований (ИГИ). За рубежом эти методы получили наибольшее развитие в ГДР, Югославии, Италии, Канаде, США, Франции, ФРГ, Японии.

Сейсмические и геоакустические методы в инженерной геологии обладают рядом особенностей, существенно отличающих их от аналогичных исследований, проводимых в региональной, нефтяной или рудной геологии. Эти особенности определяются



спецификой решаемых задач, а также сложностью геологического строения верхней части разреза (ВЧР), являющейся объектом инженерно-геологического изучения.

В задачи инженерной сейсмологии и геоакустики входит изучение: 1) структурных особенностей участка исследований (геометрии различных границ); 2) состава, состояния и физико-механических свойств пород, слагающих разрез; 3) строения массива, а также состояния и свойств слагающих его пород не только в статическом, но и в динамическом режиме, т. е. изучение современных геологических и инженерно-геологических процессов. В связи с этим можно говорить о трех основных направлениях применения комплекса сейсмологии и геоакустики в инженерной геологии (рис. 1, а).

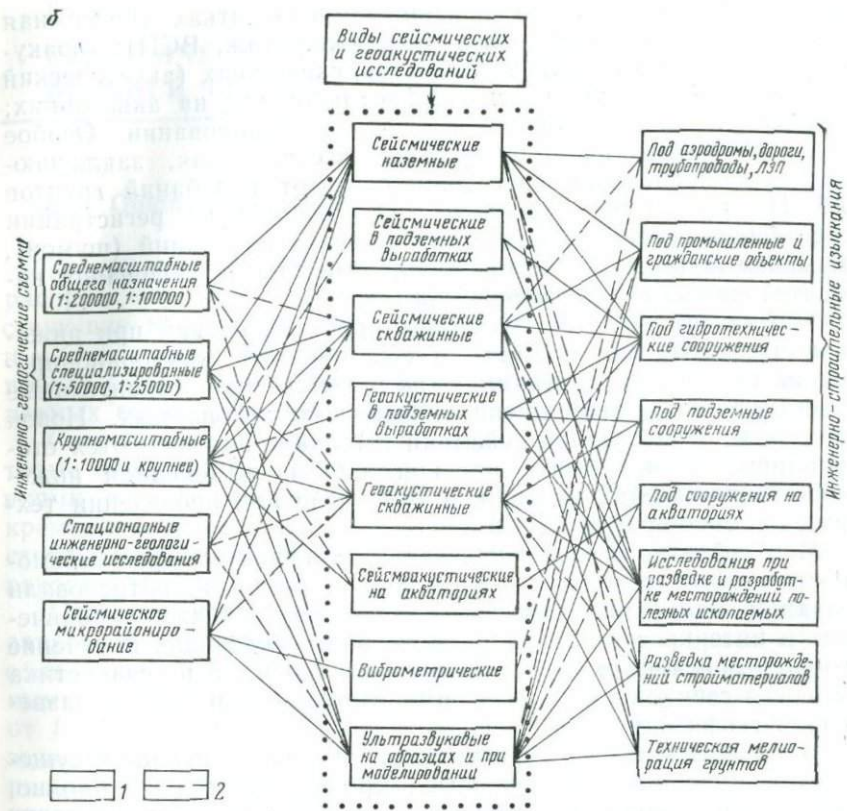


Рис. 1. Задачи, решаемые инженерной сейсмикой и геоакустикой (а), и использование этих методов: систематическое (1) и в отдельных случаях (2) при различных видах инженерно-геологических работ (б)

Указанные задачи решаются в условиях верхней части разреза, характеризующейся невыдержанностью границ раздела, неоднородностью и анизотропностью свойств горных пород. В то же время к сейсмическим исследованиям в инженерной геологии предъявляются повышенные требования в отношении детальности, точности и достоверности получаемых результатов. Сложности и многообразие задач инженерной сейсмической и геоакустической обуславливают следующие особенности ее методики и интерпретации: использование как продольных, так и поперечных волн, детальное изучение их кинематических и динамических характеристик, проведение наблюдений и на поверхности, и во внутренних точках среды. Используются следующие основные виды исследований (см. рис. 1, б): сейсмические — назем-

ные (сейсморазведка), в подземных выработках (подземная сейсморазведка) и скважинах (сейсмокаротаж, ВСП); геоакустические — в подземных выработках, скважинах (акустический каротаж); сейсмоакустическое профилирование на акваториях; ультразвуковые на образцах и при моделировании. Особое место занимают виброметрические исследования, заключающиеся в определении собственных частот колебаний грунтов [69]. На рис. 1, б не указаны исследования по регистрации естественных сейсмических и акустических колебаний (шумов), вызываемых геологическими процессами. Эти исследования находятся еще на стадии экспериментов.

Указанный комплекс успешно применяется как при инженерно-геологических съемках и сейсмическом микрорайонировании, так и при изысканиях под конкретные строительные объекты и на месторождениях полезных ископаемых. Новой областью использования сеймики и геоакустики являются стационарные исследования для контроля за изменением инженерно-геологических условий, в том числе при проведении технической мелиорации грунтов.

Многообразие и специфика задач, ставящихся перед сейсмоакустическими методами в инженерной геологии, потребовали создания новых теоретических разработок, а также методических и интерпретационных приемов, обеспечивающих получение необходимой информации. Инженерная сеймика и геоакустика являются сейчас по существу самостоятельным разделом разведочной геофизики.

В то же время особенности этих методов освещены в существующей учебной и справочной литературе недостаточно полно. Единственная большая работа по инженерной сейсмоакустике [74], посвященная в основном изучению скальных оснований гидротехнических сооружений, была издана в 1969 г. В связи с этим стало необходимым издание обобщающей работы, в которой освещались бы вопросы использования сеймики и геоакустики при различных инженерно-геологических исследованиях для изучения как скальных, так и рыхлых пород в талом и мерзлом состояниях. Данная работа и преследует эту цель. Главное внимание в ней уделено наземным сейсмическим исследованиям, которые наиболее широко применяются при различных видах инженерно-геологических работ (см. рис. 1, б).

Работа может быть использована не только в инженерной геологии, но и гидрогеологии, геокриологии, инженерной сейсмологии, рудной и угольной геологии, строительстве, горном деле, археологии, спелеологии, метеоритике и некоторых других областях.

СЕЙСМИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ГОРНЫХ ПОРОД
ВЕРХНЕЙ ЧАСТИ РАЗРЕЗА

§ 1. Общие положения

К сейсмическим свойствам горных пород относят скорости распространения продольных v_P и поперечных v_S волн, соответствующие коэффициенты (декременты) их поглощения $\alpha_P(v_P)$ и $\alpha_S(v_S)$, а также величины v_S/v_P и $\alpha_S/\alpha_P (v_S/v_P)$. В случае, если порода обладает анизотропией (квазианизотропией) рассматриваемых свойств, вводят понятие коэффициента анизотропии κ .

Скорости волн характеризуют упругие свойства пород, которые определяются линейным законом связи между напряжениями и деформациями — законом Гука. Коэффициенты (декременты) поглощения характеризуют неупругость пород, т. е. степень их отличия от идеально упругой модели, подчиняющейся закону Гука.

Скорости волн в идеально упругой однородной среде не зависят от частоты колебаний f . Однако в горных породах, не обладающих идеальной упругостью и являющихся неоднородными по упругим свойствам наблюдается зависимость v_P и v_S от f . Полученные результаты свидетельствуют о том, что эта зависимость связана главным образом с неоднородностью пород (явление квазидисперсии), в то же время роль неидеальной упругости (собственно дисперсии) как для скальных, так и для рыхлых пород сравнительно невелика [17, 74]. Поэтому, если порода «однородна», т. е. обладает однородностями лишь высших порядков по отношению к используемым длинам волн, скорости последних в первом приближении можно считать независимыми от частоты.

В отличие от скоростей, коэффициенты поглощения волн прямо зависят от частоты. Экспериментальные данные свидетельствуют о том, что эта зависимость и для α_P , и для α_S близка к линейной. Для фиксированной частоты величина α_S обычно в два-три раза превышает α_P . Это приводит к понижению частоты поперечных волн по сравнению с продольными, в результате чего измерения коэффициентов поглощения для одного и того же объекта (но фактически для разных частот) обычно дают близкие результаты.

В то же время декременты поглощения волн, определяемые как поглощение энергии на участке пути, равном длине одной волны λ , в первом приближении не зависят от частоты.

Поскольку в реальных условиях при наличии значительной неоднородности определение α_P и α_S сопряжено с большими

трудностями, для характеристики поглощающих свойств пород иногда используют эффективный коэффициент затухания $\alpha_{эф}$, выражающий суммарную потерю энергии упругих колебаний (за счет неидеальной упругости и неоднородности среды, а также расхождения фронта волны).

Эффективность сейсмических методов в инженерной геологии в конечном итоге зависит от того, насколько тесно сейсмические свойства пород связаны с рядом их объективных признаков, одновременно определяющих инженерно-геологические особенности объекта. К основным из таких признаков относятся: вещественный и фазовый состав пород, характер связей между отдельными элементами твердой фазы и величина действующих напряжений.

§ 2. Зависимость сейсмических свойств горных пород от вещественного состава

Сейсмические свойства пород сравнительно слабо зависят от их вещественного состава. При прочих равных условиях для магматических скальных пород наблюдается тенденция увеличения v_p и v_s при переходе от кислых пород к основным, а для метаморфических — при переходе от низких фаций метаморфизма к более высоким [80]. Среди осадочных скальных пород более низкие значения скорости наблюдаются в терригенных, а более высокие — в карбонатных породах.

В монтмориллонитовых глинах величина v_p больше, чем в гидрослюдистых и особенно — каолининовых глинах той же пористости и влажности (см. § 4). Это, по-видимому, объясняется тем, что монтмориллонит способен связывать наибольшее количество воды, которая обладает рядом особых свойств [25].

Сейсмические свойства горных пород в определенной степени зависят также от минерализации и химического состава воды или льда, содержащихся в порах (трещинах). При этом с увеличением минерализации воды v_p возрастает, а с ростом содер-

Таблица 1

Расчетные скорости продольных волн в кварцевом песке, полностью насыщенном водой или льдом

Пористость песка, %	Глубина залегания, м	Заполнитель	Температура, °С	Скорость продольных волн, м/с
38	50	Вода пресная	>0	1793
38	50	Вода с 30 ⁰ / ₀₀ -ным содержанием NaCl	>0	1844
40	0	Лед пресный	-5	4840
40	0	То же	-3	4665
40	0	Лед из 5 ⁰ / ₀₀ -ного раствора NaCl	-3	3483

жания солей во льду значения v_p и v_s уменьшаются. Кроме того, сейсмические свойства горных пород, содержащих лед, зависят от температуры, поскольку ее изменение заметно влияет на сейсмические свойства льда.

Оценить характер изменения скоростей волн за счет изменения минерализации воды, а также состава и температуры льда можно с помощью ряда расчетных формул (см. § 4). Некоторые результаты расчетов приведены в табл. 1.

Таким образом, вещественный состав горных пород оказывает определенное влияние на их сейсмические свойства, однако другие факторы и, в первую очередь, характер структурных связей и фазовый состав пород влияют значительно.

§ 3. Зависимость сейсмических свойств горных пород от характера структурных связей

Сейсмические свойства горных пород существенным образом зависят от характера структурных связей. Именно этим объясняются значительные различия сейсмических свойств трех типов пород: скальных, обладающих жесткими связями, крупнообломочных и песчаных, в которых связи отсутствуют, и глинистых, в которых преобладают водно-коллоидные связи.

В скальных породах (при условии их сохранности) наблюдаются наиболее высокие значения v_p и v_s и наиболее низкие величины α_p и α_s , а в крупнообломочных и песчаных наоборот. Для глинистых отложений характерны относительно высокие v_p , α_p , α_s и низкие v_s (табл. 2).

Таблица 2

Сейсмические свойства пород различных типов в неводонасыщенном состоянии вблизи дневной поверхности

Породы	v_p , м/с	v_s , м/с	v_s/v_p	$\bar{\alpha}_p$, м ⁻¹ ($f=80 \div 110$ Гц)	$\bar{\alpha}_s$, м ⁻¹ ($f=50 \div 80$ Гц)
Скальные слаботрещинчатые (граниты, песчаники, известняки)	3500—5000	2000—3000	0,5—0,6	0,01—0,06	0,01—0,08
Крупнообломочные и песчаные (галечники, гравий, песок)	200—800	150—500	0,5—0,7	0,10—0,18	0,13—0,18
Глинистые (суглинки, глины)	300—1800	100—400	0,1—0,5	0,08—0,19	0,10—0,21

При разрушении структурных связей сейсмические свойства пород существенно изменяются (табл. 3).

Таблица 3

Скорости продольных волн в образцах ненарушенной и нарушенной структур

Породы	Пористость, %	Объемная влажность, %	Скорость продольных волн, м/с	
			Ненарушенная структура	Нарушенная структура
Песчаники слабосцементированные (Латвия)	34	6	800	330
Лёссы (Узбекистан)	51	6	550	180
Глины коренные (Латвия)	44	40	1660	560

Характер зависимости сейсмических свойств от прочности структурных связей можно проследить и на грунтах нарушенной структуры в процессе формирования в них таких связей. Результаты экспериментов представлены на рис. 2, из которого

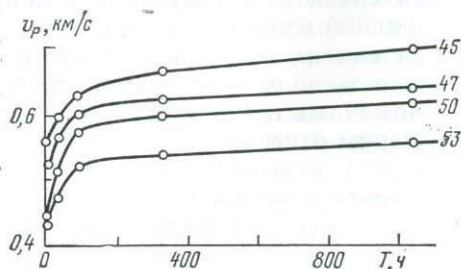


Рис. 2. Изменение скорости продольных волн в глинистом пласте (каолин) в процессе формирования структурных связей.

Шифр кривых — пористость в %; во всех опытах весовая влажность $w_p = 7,6\%$

видно, что при формировании в глинистой пасте структурных связей величина v_p заметно возрастает. Следует подчеркнуть, что при этих экспериментах значения пористости и влажности грунта сохранялись неизменными.

Качественно сходные результаты приведены в работе [47] для намытых песков в условиях естественного залегания (табл. 4).

Таблица 4

Скорости упругих волн в намытых песках

Время, прошедшее с момента намыва песка	v_p , м/с	v_s , м/с
2 месяца	250	140
5 лет	320	190
25 лет (на глубине нескольких метров)	700	430

Таким образом, характер структурных связей оказывает чрезвычайно сильное влияние на сейсмические свойства пород. Вследствие этого дальнейшее рассмотрение свойств целесообразно проводить отдельно для пород с различным типом структурных связей.

§ 4. Зависимость сейсмических свойств горных пород от фазового состава

Как показывают многочисленные экспериментальные данные, сейсмические свойства горных пород существенно зависят от соотношения в них твердой, жидкой и газообразной фаз.

Для анализа этих зависимостей целесообразно воспользоваться решениями, полученными в результате теоретического рассмотрения ряда модельных сред, имитирующих особенности строения и свойств горных пород. Подчеркнем, что все рассматриваемые ниже теоретические соотношения качественно, а в ряде случаев и количественно подтверждены экспериментальными данными. Поскольку большинство из имеющихся теоретических решений относится к скорости продольных волн, сведения о других сейсмических характеристиках в большинстве случаев взяты по данным экспериментов.

Следует отметить, что в горных породах довольно часто наблюдается упорядоченность в расположении различных фаз (например, при наличии преобладающего направления трещиноватости скальных пород, в случае слоистой шлировой текстуры мерзлых пород и т. д.). Это приводит к тому, что по отношению к достаточно длинным волнам горные породы нередко выступают как квазианизотропные среды со свойствами, различными по разным направлениям.

Поскольку здесь важно проследить лишь общие закономерности изменения сейсмических свойств пород в зависимости от изменения их фазового состава, в дальнейшем будем рассматривать случаи только равномерного распределения фаз в изучаемом объеме породы (например, случай хаотического распределения трещин в скальных породах, массивной криогенной текстуры мерзлых пород и т. д.).

Скальные породы

Сейсмические свойства скальных пород тесно связаны с их пористостью и трещиноватостью¹, а также с характером заполнителя пустот. Существуют теоретические решения, позволяющие оценивать влияние пустотности скальных пород на их сейсмические свойства.

¹ Пористость скальных пород связана с их начальной структурой, а трещиноватость — с ее последующими нарушениями; эти параметры объединяют одним понятием — пустотность породы.

Наиболее просто такая оценка может быть произведена с помощью формулы «среднего времени» [99]

$$\frac{1}{v_p} = \frac{K_{\Pi}}{v_{p3}} + \frac{1-K_{\Pi}}{v_{pT}}, \quad (I.1)$$

где v_p , v_{p3} и v_{pT} — скорости продольных волн соответственно в пористой трещиноватой породе, заполнителе пустот и минеральном скелете (в твердой фазе породы); K_{Π} — коэффициент пустотности, равный отношению объема всех пустот к общему объему породы.

Результаты расчетов по формуле (I.1) для двух практически крайних значений v_{pT} при величинах v_{p3} , соответствующих воздуху, воде, а также льду при температуре -3°C , приведены на рис. 3*. С увеличением пустотности породы скорость продольных волн падает, в пределе приближаясь к соответствующему значению в заполнителе пустот. Наиболее интенсивно уменьшение v_p происходит в случае заполнения пустот воздухом, наименее — при их заполнении льдом. В этом случае для фиксированного K_{Π} переход из одного состояния в другое сопровождается заметным изменением v_p . Интенсивность этого изменения зависит от K_{Π} и v_{pT} .

Значение v_s при увеличении пустотности также уменьшается, однако несколько по-иному, чем v_p . Это приводит к изменению отношения v_s/v_p при изменении пустотности.

Оценить характер указанного изменения можно с помощью графиков, приведенных на рис. 4. Они получены путем пересчета соответствующих зависимостей отношения коэффициентов Пуассона в пористой среде и минеральном скелете от пористости k_{Π} в случае заполнения пор воздухом и водой [74]. Как видно из рис. 4, в случае, если среда является «сухой», увеличению k_{Π} соответствует рост v_s/v_p . При заполнении пор водой наблюдается обратная картина. При этом отношение v_s/v_p зависит от k_{Π} тем сильнее, чем меньше оно в минеральном скелете.

Изменение фазового состава скальных пород существенно сказывается не только на величинах скоростей, но и на значениях коэффициентов поглощения волн. С увеличением пустотности a_p и a_s возрастают, причем в случае газового заполнителя увеличение a_p происходит значительно быстрее, чем при заполнении пустот водой.

Наименьшие изменения сейсмических свойств скальных пород при изменении их пустотности наблюдаются при заполнении пустот льдом. Это относится как к скоростям (см. рис. 3), так и к коэффициентам поглощения продольных и поперечных волн.

Следует подчеркнуть, что основные рассмотренные здесь закономерности, касающиеся изменения сейсмических свойств

* Для простоты расчетов принято, что в воздухе $v_p=350$ м/с, в воде $v_p=1500$ м/с, во льду при температуре -3°C $v_p=3500$ м/с.

скальных пород в случае, когда заполнителем пустот является воздух, вода или лед, сохраняются и для случаев, когда пустоты заполнены рыхлым материалом, находящимся соответственно в неводонасыщенном, водонасыщенном и мерзлом состояниях.

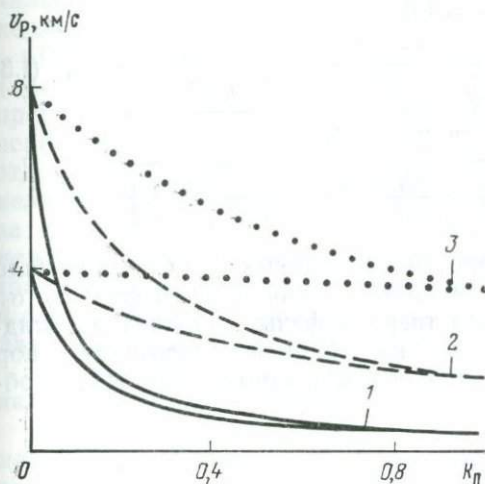


Рис. 3. Зависимость скорости продольных волн от коэффициента пустотности при заполнении пор воздухом (1), водой (2) и льдом (3)

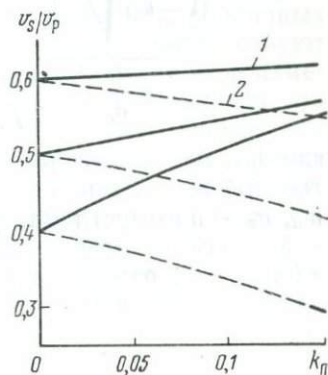


Рис. 4. Зависимость отношения скорости поперечных и продольных волн от пористости при заполнении пор воздухом (1) и водой (2) для трех значений отношения v_s/v_p в твердой фазе породы 0,6; 0,5; 0,4

Этот вывод вытекает из последующего рассмотрения характера зависимости сейсмических свойств крупнообломочных, песчаных и глинистых пород от их фазового состава.

Крупнообломочные и песчаные породы

С целью оценки характера изменения скорости продольных волн в крупнообломочных и песчаных¹ породах в зависимости от их фазового состава можно воспользоваться теоретическими решениями, полученными для дискретных сред. Скорость продольных волн v_p в двухфазных дискретных средах, состоящих из твердых частиц и жидкого или газового заполнителя, при отсутствии внешнего давления составляет [77]:

¹ В дальнейшем крупнообломочные и песчаные породы для простоты будем называть обломочно-песчаными породами.

$$v_p = \frac{v_{PT}}{(1-k_n) \sqrt{\left[1 + \frac{k_n}{1-k_n} \frac{\sigma_T}{\sigma_3} \left(\frac{v_{PT}}{v_{P3}} \right)^2 \right] \left(1 + \frac{k_n}{1-k_n} \frac{\sigma_3}{\sigma_T} \right)}} \quad (1.2)$$

В случае трехфазной среды [3]

$$v_p = \frac{v_{PT}}{(1-k_n) \sqrt{\left[1 + \frac{k_n q}{1-k_n} \frac{\sigma_T}{\sigma_{ж}} \left(\frac{v_{PT}}{v_{Pж}} \right)^2 + \frac{k_n(1-q)}{1-k_n} \times \right.}} \quad (1.3)$$

$$\left. \times \frac{\sigma_T}{\sigma_T} \left(\frac{v_{PT}}{v_{PT}} \right)^2 \right] \left[1 + \frac{k_n q}{1-k_n} \frac{\sigma_{ж}}{\sigma_T} + \frac{k_n(1-q)}{1-k_n} \frac{\sigma_T}{\sigma_T} \right]}$$

где v_{PT} , v_{P3} , $v_{Pж}$ и v_{PT} — скорости продольных волн в материале твердой фазы, заполнителя, жидкой и газообразной фаз; σ_T , σ_3 , $\sigma_{ж}$, σ_T — плотности материала твердой фазы, заполнителя, жидкой и газообразной фаз; q — коэффициент насыщения пор жидкостью, равный отношению объема, занимаемого ей, к общему объему пор.

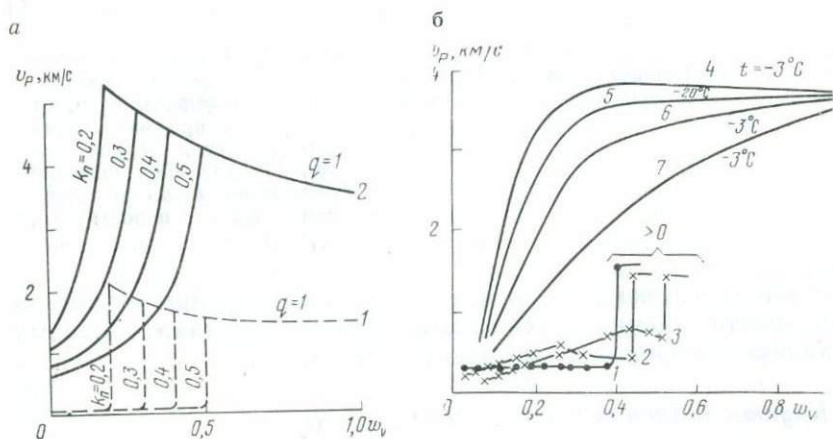


Рис. 5. Зависимость скорости продольных волн от объемной влажности для нескольких пород.

a — результаты теоретических расчетов, выполненных по формуле (1.3) при заполнении пустот водой (1) и по формуле (1.1) при заполнении пустот льдом (2); кривые при $q=1$ соответствуют полному влагонасыщению и иллюстрируют зависимость скорости от пористости; *б* — результаты измерения v_p на образцах при различных температурах (t); 1 — песок, $k_{II}=40\%$; 2 — каолиновая паста, $k_{II}=44\%$; 3 — гидрофлюидсто-каолиновая паста, $k_{II}=52\%$; обобщенные данные по [31] для: 4 — песка, $k_{II}=40\%$; 5, 6 — суглинки, 7 — глины

Результаты расчетов по формулам (1.2) и (1.3) наиболее удобно представить в виде зависимости скорости продольных

волн от объемного содержания жидкости, под которым понимается отношение объема, занимаемого жидкостью, к общему объему среды. При этом можно проследить характер изменения v_p в случае последовательного развития двух процессов: постепенного заполнения жидкостью пористой среды, первоначально насыщенной газом, и далее увеличения объемного содержания жидкости за счет возрастания пористости среды [31].

Результаты расчетов для среды, состоящей из зерен кварца ($v_{pT}=6000$ м/с, $\sigma_T=2,65$ г/см³), а также воды и воздуха, представлены на рис. 5, а. Расчеты выполнены для различных первоначальных значений пористости, которым соответствуют отдельные кривые. Каждая из них иллюстрирует характер изменения v_p при постепенном увеличении объемной влажности w_v за счет заполнения пор водой. Значения v_p , полученные для каждой пористости при $k_{п}=\omega_v$, т. е. при полном водонасыщении (заметим, что $w_v=k_{п}q$), образуют график зависимости v_p от $k_{п}$ в случае полного водонасыщения среды. Значения v_p при $w_v=0$ дают зависимость v_p от $k_{п}$ для абсолютно сухой среды.

Таким образом, настоящая форма представления результатов является весьма удобной для последующего анализа.

В той же форме на рис. 5, а приведены расчетные кривые для среды, имитирующей обломочно-песчаные породы в мерзлом состоянии при температуре -3°C . В соответствии с существующими представлениями о характере фазовых переходов в обломочно-песчаных породах [55] принималось, что незамерзшая вода в среде отсутствует, а содержащийся в порах лед полностью цементирует ее. Расчеты велись по формуле среднего времени для двух случаев: среда состоит только из минерального скелета и льда (полное влагонасыщение) и она дополнительно включает воздух (неполное влагонасыщение). В качестве материала минерального скелета взят кварц.

Ниже остановимся на анализе теоретических зависимостей и имеющихся экспериментальных данных.

Зависимость сейсмических свойств обломочно-песчаных пород от их состояния. Как показывают теоретические расчеты и экспериментальные данные, сейсмические свойства обломочно-песчаных пород в наибольшей степени зависят от того, в каком состоянии находится порода — сухом, водонасыщенном или льдонасыщенном.

Для указанных случаев теоретические расчеты дают существенно различную величину v_p (см. рис. 5, а). Это подтверждается и экспериментальными данными. Так, для чистых кварцевых песков пористостью около 40% при отсутствии давления наиболее характерны следующие значения v_p : для воздушно-сухого состояния $v_p=250\div 350$ м/с, водонасыщенного $v_p=1500\div 1700$ м/с, льдонасыщенного при температуре -3°C $v_p=3500\div 4000$ м/с. Обратим внимание на хорошее совпадение экспериментальных данных с расчетными¹, а также на то, что

приведенные значения v_p сравнительно не намного отличаются от скорости продольных волн соответственно в воздухе, воде и во льду.

Величина v_s в отличие от v_p практически не изменяется при переходе обломочно-песчаных пород из воздушно-сухого состояния в водонасыщенное, но сильно возрастает, если заполнителем пор является лед. Для упомянутого примера характерны следующие значения v_s : для воздушно-сухого и водонасыщенного состояний $v_s = 150 \div 200$ м/с, льдонасыщенного при температуре -3°C $v_s = 2000 \div 2200$ м/с.

Существенно изменяется и отношение v_s/v_p , так при $k_{\text{п}} = 0,2 \div 0,5$ для случая заполнения пор воздухом $v_s/v_p = 0,6 \div 0,7$, водой — $v_s/v_p = 0,1 \div 0,2$, льдом — $v_s/v_p = 0,5 \div 0,6$.

Коэффициенты поглощения продольных и поперечных волн также существенно зависят от характера заполнителя пор. Так, в «сухих» обломочно-песчаных породах величина α_p в 5—10 раз выше, чем в водонасыщенных, и в 10—20 раз больше, чем при заполнении пор льдом. Величины α_s в «сухих» и водонасыщенных обломочно-песчаных отложениях примерно одинаковы, но значительно уменьшаются в случае, когда поры заполнены льдом.

Зависимость сейсмических свойств обломочно-песчаных пород от пористости при постоянном составе заполнителя. Характер изменения величины v_p при изменении пористости в случае полного заполнения пор водой или льдом можно оценить по графикам, представленным на рис. 5, а (при $q=1$). С увеличением пористости величина v_p как в первом, так и во втором случаях в целом уменьшается, стремясь к соответствующему значению v_p в воде и во льду. Однако при заполнении пор водой существует минимум v_p , соответствующий пористости около 80%, после чего значение v_p с ростом пористости начинает несколько возрастать. Скорость продольных волн в среде, заполненной льдом, теоретически выше, чем в чистом льду.

Экспериментальные данные, полученные для случаев полного насыщения обломочно-песчаных пород водой и льдом, достаточно хорошо соответствуют расчетным (см. рис. 5, б).

Для пород, находящихся в воздушно-сухом состоянии, отмечается еще более тесная связь v_p с $k_{\text{п}}$. Так, по результатам наших опытов изменение $k_{\text{п}}$ от 43 до 37% в сухом кварцевом песке при отсутствии давления приводит к увеличению v_p от 270 до 320 м/с.

Зависимость v_s от пористости обломочно-песчаных пород при различных типах заполнителей исследована недостаточно. Не-

¹ Фактические значения v_p для пород в воздушно-сухом состоянии занимают промежуточное положение между рассчитанными по формулам (I.1) и (I.2) (см. рис. 5, а при $\omega_v=0$).

многочисленные экспериментальные данные свидетельствуют о том, что при заполнении пор водой или льдом v_S уменьшается с увеличением k_{II} несколько быстрее, чем v_P . Для воздушно-сухого состояния отмечается обратная картина. В результате в водонасыщенных и заполненных льдом обломочно-песчаных породах росту пористости соответствует уменьшение отношения v_S/v_P , а в воздушно-сухих — увеличение. Таким образом, для обломочно-песчаных отложений, как и для скальных, наблюдается качественное соответствие экспериментальных данных графикам, приведенным на рис. 4.

Как показывают теоретические расчеты [3], в среде, состоящей из твердых частиц и жидкости, величина a_P сложно зависит от пористости, вначале увеличиваясь, а затем уменьшаясь с возрастанием k_{II} , причем максимальное значение a_P наблюдается при $k_{II}=50\div 60\%$. Немногочисленные экспериментальные данные в общих чертах подтверждают наличие такой зависимости для обломочно-песчаных пород. Качественно сходная зависимость наблюдается и для обломочно-песчаных пород в воздушно-сухом состоянии. Увеличение k_{II} при полном заполнении обломочно-песчаных отложений льдом приводит к уменьшению a_P , по крайней мере, при $k_{II}>40\%$.

Характер зависимости a_S от k_{II} исследован недостаточно.

2734 *Зависимость сейсмических свойств обломочно-песчаных пород от объемной влажности при постоянной пористости.* Как показывают теоретические расчеты, в среде, имитирующей обломочно-песчаные породы в талом состоянии, постепенное замещение воздуха водой практически не влияет на скорость продольных волн вплоть до полного водонасыщения, когда величина v_P скачкообразно возрастает (см. рис. 5, а). При замещении воздуха льдом наблюдается плавное, хотя и сравнительно быстрое, увеличение v_P до значений, определяемых величиной пористости при полном заполнении пор льдом. Отметим, что увеличение содержания льда при постоянной пористости в первом приближении можно рассматривать как ее уменьшение для случая, когда поры полностью заполнены воздухом. Результаты теоретических расчетов в основном подтверждаются экспериментальными данными (см. рис. 5, б).

Скорость поперечных волн в талых обломочно-песчаных породах при постоянной пористости практически не зависит от объемной влажности w_V , включая влажность, соответствующую полному водонасыщению. В мерзлых обломочно-песчаных породах величина v_S с увеличением w_V возрастает несколько медленнее, чем v_P , в результате чего величина v_S/v_P с увеличением w_V уменьшается от $v_S/v_P=0,6\div 0,7$ до $v_S/v_P=0,5\div 0,6$.

Значения a_P с возрастанием w_V при постоянной пористости снижаются. Эта закономерность отмечается для обломочно-песчаных пород как в талом, так и в мерзлом состоянии. Величина a_S в первом приближении не зависит от w_V в талых

породах и уменьшается с увеличением ω_V в мерзлых отложениях.

Глинистые породы

Зависимость сейсмических свойств от фазового состава глинистых пород является наиболее сложной и наименее изученной.

В первом приближении при описании сейсмических свойств глинистых пород могут быть использованы теоретические решения, полученные для обломочно-песчаных пород. Однако они, давая неплохие результаты при изучении пород с малым содержанием глинистых частиц (например, супесей), оказываются малоприменимыми при переходе к глинам. В работе [49] для описания сейсмических свойств глинистых пород предложена специальная модель, но ее использование затруднительно вследствие громоздкости расчетных формул и содержания в них трудноопределимых величин. В связи с этим при определении зависимости сейсмических свойств глинистых пород от фазового состава целесообразно исходить из экспериментальных результатов, рассматривая их в сопоставлении с соответствующими данными для обломочно-песчаных пород.

На рис. 5, б представлены результаты, полученные нами при лабораторных исследованиях двух типов глинистых паст, находящихся в талом состоянии: каолиновой с 40%-ным содержанием частиц диаметром менее 0,001 мм и высокодисперсной гидрослюдисто-каолиновой с 90%-ным содержанием таких частиц. На рис. 5, б приведены также результаты аналогичных измерений для песка. Здесь нанесены обобщенные данные, относящиеся к исследованиям мерзлых образцов каолиновой глины, суглинка и песка (материалы Ю. И. Баулина). Все результаты представлены в том же виде, что и графики на рис. 5, а.

Зависимость сейсмических свойств глинистых пород от их состояния. В глинистых породах переход из воздушно-сухого состояния в водонасыщенное и затем в полностью влагонасыщенное при отрицательной температуре в целом сопровождается менее резким изменением сейсмических свойств, чем это наблюдается в обломочно-песчаных породах.

Сейсмические свойства глинистых пород в воздушно-сухом состоянии чрезвычайно сильно зависят от прочности структурных связей и могут варьировать в очень широких пределах. Так, скорость продольных волн может изменяться от 200—300 м/с в практически лишенном связей спрессованном каолиновом порошке до 1000 м/с и более в высохших глинах того же состава и той же пористости. Все же в целом скорости продольных волн в глинистых породах, находящихся в воздушно-сухом состоянии, выше, чем в обломочно-песчаных.

В водонасыщенных глинистых отложениях величина v_p практически не отличается от значений v_p в водонасыщенных

обломочно-песчаных образованиях той же пористости (см. рис. 5, б).

В полностью влагонасыщенных мерзлых глинистых породах при небольших отрицательных температурах величина v_p всегда меньше соответствующих значений v_p в обломочно-песчаных породах при той же пористости и температуре.

Данное обстоятельство связано с наличием в глинистых породах незамерзшей воды, количество которой тем выше, чем большей активностью обладает породообразующий минерал, чем больше дисперсность грунта и выше температура. Наличие незамерзшей воды снижает величину v_p в глинистых породах по сравнению с обломочно-песчаными не только потому, что скорость продольных волн в воде ниже, чем во льду, но и вследствие уменьшения степени цементации породы (см. рис. 5, б).

Скорость поперечных волн в глинистых породах в водонасыщенном состоянии обычно ниже, чем в воздушно-сухом при той же пористости, что связано с уменьшением при водонасыщении прочности структурных связей. В полностью влагонасыщенных мерзлых глинах величина v_s заметно ниже, чем при тех же условиях в обломочно-песчаных породах.

В соответствии с изменением v_p и v_s при переходе глинистых пород из одного состояния в другое меняется и отношение v_s/v_p . Так, для глинистых пород в воздушно-сухом состоянии величина v_s/v_p достигает $v_s/v_p = 0,5 \div 0,6$, при полном заполнении пор водой она равна $0,1 - 0,2$, в случае полного влагонасыщения при небольшой отрицательной температуре $v_s/v_p = 0,4 \div 0,5$.

Характер изменения величин a_p и a_s при переходе глинистых отложений из одного состояния в другое качественно сходен с изменением a_p и a_s в обломочно-песчаных породах. Однако по абсолютной величине коэффициенты поглощения в глинистых породах несколько выше.

Зависимость сейсмических свойств глинистых пород от пористости при постоянном составе заполнителя. В водонасыщенных глинистых породах с увеличением пористости значения скорости продольных волн уменьшаются примерно так же, как и в обломочно-песчаных породах (см. рис. 5, а).

При увеличении k_{II} полностью влагонасыщенных мерзлых глинистых пород происходит замещение льдом минеральных частиц и одновременно — связанной с ними незамерзшей воды, причем первый процесс вызывает уменьшение v_p , а второй — увеличение. В результате с увеличением пористости возможно как возрастание, так и снижение v_p . Первый случай характерен для высокодисперсных глинистых пород при небольших отрицательных температурах, когда количество незамерзшей воды велико, второй может наблюдаться в малодисперсных глинистых породах (например, супесях) при низких отрицательных температурах (см. рис. 5).

В глинистых породах, находящихся в воздушно-сухом состоянии, величина v_p с увеличением k_{II} уменьшается. По результатам наших опытов в каолиновой пасте при $k_{II}=43\%$ $v_p=330$ м/с, при $k_{II}=37\%$ $v_p=450$ м/с.

Зависимость скорости поперечных волн от пористости глинистых пород при постоянном составе заполнителя исследована недостаточно. Можно лишь утверждать, что для глинистых пород в воздушно-сухом и водонасыщенном состояниях с возрастанием k_{II} величина v_s уменьшается. Для полностью влагонасыщенных мерзлых глинистых пород может наблюдаться и обратная картина.

Коэффициенты поглощения продольных и поперечных волн при изменении пористости глинистых пород качественно ведут себя так же, как и при изменении пористости обломочно-песчаных пород.

Зависимость сейсмических свойств глинистых пород от объемной влажности при постоянной пористости. В отличие от обломочно-песчаных пород, увеличение объемной влажности глинистых отложений при постоянной пористости приводит к увеличению v_p (см. рис. 5, б). При этом, как следует из рис. 5, б, величина v_p возрастает лишь до некоторого значения ω_v , которое является различным для глинистых пород неодинакового состава, после чего начинает несколько снижаться.

Анализ полученных результатов позволяет предположить, что увеличение v_p связано с особыми свойствами содержащейся в глинистых породах связанной воды [25]. Данное предположение косвенно подтверждается рядом установленных закономерностей: 1) чем большей активностью обладает глинистый минерал и чем выше дисперсность породы, тем сильнее возрастает v_p при увеличении ω_v ; 2) чем большей активностью обладает глинистый минерал и чем выше дисперсность породы, тем в большем диапазоне изменения ω_v отмечается увеличение v_p ; 3) величина ω_v , при достижении которой прекращается увеличение скорости, приблизительно совпадает с величиной максимальной молекулярной влагоемкости для данного типа грунта, которая показывает, «какое количество связанной воды содержится в грунте под воздействием поверхностных сил притяжения» [21]. Таким образом, заполнение порового пространства связанной водой оказывается далеко не тождественным увеличению содержания свободной воды, которое в наших опытах сопровождалось даже некоторым уменьшением v_p .

Подчеркнем, что приведенные здесь данные характеризуют изменение v_p в зависимости от ω_v в условиях постоянной пористости и при неизменном характере структурных связей [16]. В случае несоблюдения этих условий зависимость v_p от влажности может иметь совершенно иной характер. Этим, по-видимому, и объясняется тот факт, что в ряде работ, где указанные условия не выполнялись, приводятся весьма разноречивые све-

дения о характере зависимости скорости продольных волн от влажности глинистых пород. Заметим, например, что если методика проведения экспериментов предусматривает увлажнение образцов естественной структуры, то при этом может наблюдаться уменьшение v_p вследствие набухания породы, т. е. увеличения пористости, при одновременном уменьшении прочности структурных связей. В то же время, если изменение пористости исключено либо ограничено, скорость продольных волн в глинистых породах с увеличением влажности возрастает; в частности, увеличение v_p отмечается при увлажнении глинистых пород в естественном залегании [53].

Полное водонасыщение глинистых пород приводит к скачкообразному возрастанию v_p , подобно тому, как это происходит в обломочно-песчаных породах (см. рис. 5, б).

Оценить характер изменения v_p с увеличением влажности мерзлых пород при постоянной пористости можно с помощью соответствующих графиков на рис. 5, б. Величина v_p возрастает тем медленнее, чем больше дисперсность породы и, следовательно, чем меньше содержится в ней льда и больше незамерзшей воды. Увеличение степени дисперсности породы при постоянной температуре приводит к качественно такому же изменению кривых $v_p = f(w_v)$ (см. рис. 5, б), как и повышение температуры для данной дисперсной породы.

Скорость поперечных волн в талых глинистых породах в первом приближении можно считать независимой от объемной влажности при постоянной пористости. В мерзлых глинистых породах v_s с увеличением w_v становится больше за счет возрастания содержащегося в порах льда.

Величина α_p в глинистых породах с увеличением w_v уменьшается, что отмечается как для талых, так и для мерзлых пород в случае их постоянной пористости.

Надежных данных о поведении α_s при изменении влажности глинистых пород в настоящее время не имеется.

§ 5. Зависимость сейсмических свойств горных пород от величины напряжений

Как теоретические, так и экспериментальные данные свидетельствуют о том, что сейсмические свойства горных пород существенно зависят от величины напряжений, возникающих в горных породах под воздействием внешних сил (главным образом, силы тяжести).

Наиболее простые теоретические решения, связывающие скорости продольных и поперечных волн с величиной напряжений, получены для зернистых упругих сред. Такие среды при одном и том же фазовом составе, но разном напряжении будут иметь различную упругость, поскольку последнее увеличивает жесткость контактов зерен и соответственно упругость скелета среды.

Обозначим модули сжатия и сдвига скелета через $K_{ск}$ и $G_{ск}$. Тогда имеем:

$$v_{Рск} = \sqrt{\frac{K_{ск} + \frac{4}{3} G_{ск}}{\sigma_T (1 - k_{п})}} = \sqrt{\frac{M_{ск}}{\sigma_{ск}}}; \quad v_{Sск} = \sqrt{\frac{G_{ск}}{\sigma_{ск}}}. \quad (1.4)$$

Указанные выражения соответствуют скоростям в пористой породе с пустыми или газонасыщенными порами (упругость и плотность газа можно не учитывать). Если заполнителем является жидкость, и она не изменяет свойства скелета, для насыщенной породы по Ф. Гассману имеем

$$K_{нас} = K_T \frac{K_{ск} + \frac{K_3 (K_T - K_{ск})}{k_{п} (K_T - K_3)}}{K_T + \frac{K_3 (K_T - K_{ск})}{k_{п} (K_T - K_3)}}; \quad G_{нас} = G_{ск}; \quad (1.5)$$

$$v_{Рнас} = \sqrt{\frac{K_{нас} + \frac{4}{3} G_{ск}}{\sigma_T (1 - k_{п}) + \sigma_3 k_{п}}} = \sqrt{\frac{M_{нас}}{\bar{\sigma}}}; \quad v_{Sнас} = \sqrt{\frac{G_{ск}}{\bar{\sigma}}}.$$

Для анализа зависимости упругости от величины напряжений и параметров твердой фазы можно использовать идеализированную модель зернистой среды в виде упаковок упругих твердых шаров. Несмотря на значительную идеализацию свойств реальных зернистых сред, шаровые упаковки отражают их основные особенности: передачу напряжений через контакты, уменьшение числа приходящихся на одну частицу контактов с увеличением пористости, повышение жесткости контактов с ростом напряжений.

Если рассматривать шаровые упаковки, находящиеся под действием собственной массы, то представляется возможным рассчитать скорость упругих волн в зависимости от параметров шаров и глубины залегания z (или величины вертикальных напряжений).

Для двух типов упорядоченных упаковок одинаковых шаров — наименее плотной кубической ($k_{п}=0,476$) и наиболее плотной гранецентрированной кубической ($k_{п}=0,259$) — получены выражения [97]:

$$v_{Рск}^{куб} = \sqrt{\frac{5,78U}{\sigma_{ск}}}; \quad v_{Рск}^{гр} = \sqrt{\frac{6,48(4 - 3\mu_T)U}{(2 - \mu_T)\sigma_{ск}}};$$

$$U = \sqrt[3]{\frac{E_T^2 (\sigma_T - \sigma_3) z}{(1 - \mu_T^2)^2}}; \quad (1.6)$$

$$v_{\text{Сск}}^{\text{куб}} = \sqrt{\frac{5,78 (1 - \mu_T) U}{(2 - \mu_T) \sigma_{\text{СК}}}}; \quad v_{\text{Сск}}^{\text{гп}} = \sqrt{\frac{3,24 (4 - 3\mu_T) U}{(2 - \mu_T) \sigma_{\text{СК}}}}, \quad (I.7)$$

где E_T , μ_T — соответственно модуль Юнга и коэффициент Пуассона твердой фазы.

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

$$v_{\text{Рск}}(k_n) = \sqrt{\frac{74,97U}{(33,14k_n - 2,80) \sigma_{\text{СК}}}}. \quad (I.8)$$

Для моделирования сред с $k_n < 0,26$ необходимо рассматривать упаковки с шарами разных размеров [40].

Из анализа приведенных зависимостей следует, что:

1) если упругие свойства среды определяются только упругостью скелета, то скорости волн пропорциональны $z^{1/6}$ (v_P в сухих зернистых средах, v_S в любых зернистых средах);

2) при значительной упругости заполнителя (водонасыщенные зернистые среды) v_P возрастает с глубиной (или ростом вертикальных напряжений) менее интенсивно.

В качестве примера рассмотрим модель толщи кварцевых песков при заполнении пор воздухом, водой, а также случаи, когда верхняя часть среды заполнена воздухом, а нижняя, начиная с некоторой глубины, — водой (имитация уровня грунтовых вод). Расчеты выполнены для различных значений пористости среды, которая с ростом глубины остается постоянной (рис. 6).

При рассмотрении сред, обладающих силами сцепления, в числитель формулы (I.6) должно быть введено дополнительное слагаемое [74]. Это приводит к более медленному возрастанию скоростей волн в таких средах по сравнению со средами, в которых силы сцепления отсутствуют.

Экспериментальная проверка теоретических положений сводится обычно к измерению скоростей волн в образцах при увеличивающемся давлении. Результаты таких опытов [34] качественно согласуются с теорией, однако в количественном отношении между теоретическими и экспериментальными данными нередко обнаруживаются расхождения. Так, выполненные по такой методике опыты с сухим песком показали, что с ростом давления скорости волн увеличиваются значительно быстрее по сравнению с теоретическими результатами [34]. Более быстрое возрастание v_P с глубиной наблюдалось также в естественных условиях при изучении мощных толщ неводонасыщенных песчаных пород [38]. Это объясняется тем, что рост

давления на образцах приводил к одновременному уменьшению их пористости, а в естественных условиях кроме уменьшения пористости с глубиной обычно увеличивается прочность структурных связей.

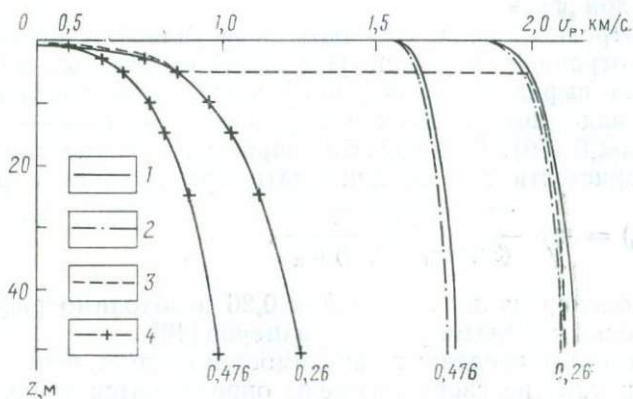


Рис. 6. Зависимость скорости продольных волн от глубины для модели зернистой упругой среды:

1 — для границы полного водонасыщения; 2 — для полностью водонасыщенной модели; 3 — в случае уровня воды на глубине 5 м; 4 — для модели с заполнителем-воздухом. Шифр кривых — коэффициент пористости породы

В лабораторных условиях нами были выполнены специальные эксперименты на песках и суглинках в воздушно-сухом состоянии. Значения v_p , полученные в процессе сжатия грунтов при увеличивающемся давлении p и одновременно уменьшающейся пористости, сравнивались с данными, полученными на тех же грунтах при изменяющейся пористости в случае отсутствия давления. Измерения показали, что возрастание v_p только за счет увеличения давления для песков близко к теоретическому, т. е. v_p пропорционально $p^{1/6}$. Для суглинков величина v_p возрастает медленнее, приблизительно пропорционально $p^{1/8}$.

Результаты лабораторных экспериментов были подтверждены данными полевых измерений на однородных грунтах с приблизительно постоянной, а также изменяющейся по глубине пористостью при ее тщательном контроле. Оказалось, что только за счет увеличения давления (глубины) скорости продольных и поперечных волн возрастают в неводонасыщенных песках приблизительно пропорционально $z^{1/6}$, в суглинках — $z^{1/8}$, а глинах — $z^{1/10}$. В то же время в водонасыщенных песчано-глинистых породах отмечается лишь очень незначительное увеличение v_p с глубиной [38].

Как лабораторные, так и полевые эксперименты свидетельствуют о возрастании скоростей волн при увеличении давления

в мерзлых песчано-глинистых [81], а также в скальных породах [74]. При этом отмечается, что наибольшее возрастание v_p и v_s происходит в диапазоне изменения нагрузок от нуля до $0,5-1 \text{ н/м}^2$, т. е. именно в том диапазоне, который представляет интерес при инженерно-геологических исследованиях в верхней части разреза.

Немногочисленные экспериментальные данные свидетельствуют о том, что напряжение (давление) оказывает существенное влияние не только на скорости, но и на коэффициенты поглощения продольных и поперечных волн, причем α_p и α_s более чувствительны к изменению напряжений, чем v_p и v_s .

В заключение следует отметить, что в естественных условиях напряжения могут изменяться не только по глубине, но и по площади. Такие их изменения бывают связаны с тектоническими нарушениями, влиянием склонов и т. д. Как установлено в последнее время, горизонтальные напряжения по своей величине могут значительно превышать вертикальные.

§ 6. Сейсмические свойства анизотропных сред

При сейсмических измерениях по разным направлениям в ряде случаев наблюдается анизотропия скорости, проявляющаяся в закономерном изменении скорости в зависимости от направления измерения. В анизотропной среде скорости упругих волн являются дирекционными (зависящими от направления) величинами. Каждую точку анизотропной среды можно характеризовать индикатрисой скорости — пространственной фигурой, отображающей изменение скорости в полярных координатах. В анизотропной среде направление сейсмического луча может не совпадать с направлением нормали к фронту волны. В связи с этим скорости упругих волн по нормали к фронту (нормальные скорости) и вдоль луча (лучевые скорости) в общем случае различны. Если анизотропия мала, эти различия незначительны.

Рассмотрим часто встречающийся тип анизотропной среды — трансверсально-изотропную среду (ТИС), обладающую осью симметрии (oz). В плоскости, перпендикулярной к оси симметрии ($хоу$), среда является изотропной. Индикатрисы скоростей для ТИС являются фигурами вращения, симметричными относительно плоскости $хоу$, поэтому при анализе анизотропии скорости достаточно рассматривать изменения последней в диапазоне углов $\theta = 0 \div \frac{\pi}{2}$ (θ — угол между осью oz и нормалью к фронту волны) для любой плоскости, перпендикулярной к $хоу$. Поперечные волны с поляризацией частиц вдоль плоскости $хоу$ обозначаются SH, а в плоскости, перпендикулярной к $хоу$, — SV. Если для изотропной среды имеются две независимые упругие постоянные:

$$\lambda = C_{13} = \frac{E\mu}{(1+\mu)(1-2\mu)}; \quad G = C_{44} = C_{66} = \frac{E}{2(1+\mu)};$$

$$\lambda + 2G = C_{33} = C_{11}, \quad (I.9)$$

которые связаны со скоростями известными выражениями [77], то для ТИС упругие свойства определяются пятью различными постоянными C_{11} , C_{33} , C_{13} , C_{44} , C_{66} . В зависимости от угла θ нормальные скорости упругих волн выражаются через постоянные C_{ij}

$$v_{SH}^2(\theta) = \frac{1}{\sigma} (C_{44} \cos^2 \theta + C_{66} \sin^2 \theta); \quad (I.10)$$

$$v_{PSV}^2 = \frac{1}{2\sigma} \{a + d \pm [(a-d)^2 + 4b^2]^{1/2}\}, \quad (I.11)$$

где

$$a = C_{11} \sin^2 \theta + C_{44} \cos^2 \theta; \quad d = C_{44} \sin^2 \theta + C_{33} \cos^2 \theta;$$

$$b = (C_{13} + C_{44}) \cos \theta \sin \theta;$$

σ — плотность среды, причем в формуле (I.11) знак плюс соответствует P, а знак минус SV волнам.

Отсюда для главных направлений вдоль оси симметрии ($\theta = 0$; v_{\perp}) и вдоль плоскости изотропии ($\theta = \pi/2$; v_{\parallel}) имеем:

$$v_{SH\perp} = v_{SV\perp} = v_{S\perp} = \sqrt{\frac{C_{44}}{\sigma}}; \quad v_{SH\parallel} = \sqrt{\frac{C_{66}}{\sigma}};$$

$$v_{SV\parallel} = v_{S\perp}; \quad v_{P\perp} = \sqrt{\frac{C_{33}}{\sigma}}; \quad v_{P\parallel} = \sqrt{\frac{C_{11}}{\sigma}}.$$

Индикатрисы $v_P(\theta)$, $v_{SV}(\theta)$, $v_{SH}(\theta)$ для ТИС приведены в работах [50, 77].

Для волн S характер индикатрис зависит от направления поляризации частиц: $v_{SH}(\theta)$ монотонно изменяется от $v_{SH\perp}$ до $v_{SH\parallel}$, а для $v_{SV}(\theta)$ скорость сначала возрастает до $v_{SV\max}$, а потом уменьшается до $v_{S\perp}$. Заметим, что для волн P могут наблюдаться как случаи монотонного изменения v_P от $v_{P\perp}$ до $v_{P\parallel}$, так и случаи наличия промежуточного минимума. Коэффициенты анизотропии можно определить по следующим формулам:

$$\kappa_P = \frac{v_{P\parallel}}{v_{P\perp}}; \quad \kappa_{SH} = \frac{v_{S\parallel}}{v_{S\perp}}; \quad \kappa_{SV} = \frac{v_{SV\max}}{v_{S\perp}}.$$

Примером ТИС являются горные массивы с ориентированной трещиноватостью или тонкой слоистостью, когда $\lambda \gg h_i$, где h_i — мощность слоя.

По экспериментальным сейсмическим данным [50] коэффициенты анизотропии для осадочных тонкослоистых пород (сланцы, известняки) в верхней части разреза могут достигать

значений $\kappa_P = 1,3 \div 1,4$; $\kappa_{SH} = 1,9 \div 2,1$. Для трещиноватых гранитов О. К. Воронковым получено: $\kappa_P = 1,2 \div 1,3$; $\kappa_S = 1,25 \div 1,35$.

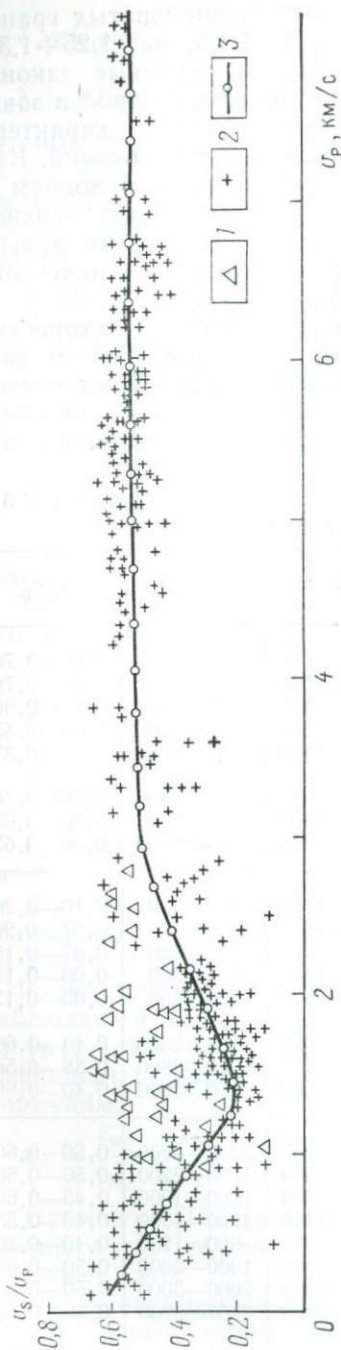
В настоящей главе кратко рассмотрены основные закономерности изменения сейсмических свойств горных пород в зависимости от их вещественного и фазового состава, характера структурных связей и величины действующих напряжений. Как показывает анализ, перечисленными факторами в основном и определяются сейсмические свойства горных пород верхней части разреза. Зависимость сейсмических свойств от других факторов (положительной температуры, гидродинамического давления и др.) носит второстепенный характер.

В заключение приведем обобщенные данные о скоростях продольных и поперечных волн в породах верхней части разреза, находящихся в различном состоянии. Данные относятся в основном к нескальным породам, поскольку диапазон изменения сейсмических свойств скальных пород определяется глав-

Таблица 5

Упругие свойства горных пород верхней части разреза

Состояние	Породы	v_P , м/с	v_S , м/с	v_S/v_P
Неводонасы- щенное	Галечники	400—800	250—500	0,60—0,70
	Пески	200—500	150—300	0,50—0,70
	Супеси	250—550	120—280	0,45—0,60
	Суглинки	300—600	100—250	0,30—0,55
	Глины (включая корен- ные)	400—1800	100—400	0,10—0,35
	Песчаники	800—4000	500—2500	0,50—0,70
	Известняки	1000—4500	500—2800	0,50—0,65
	Граниты	1500—5000	800—3000	0,50—0,65
Водонасы- щенное	Галечники	2000—2700	250—500	0,10—0,20
	Пески	1500—2000	150—300	0,07—0,20
	Супеси	1450—1800	120—280	0,07—0,15
	Суглинки	1500—1900	100—250	0,05—0,15
	Глины (включая корен- ные)	1800—2500	100—400	0,05—0,12
	Песчаники	1800—4500	500—2500	0,40—0,60
	Известняки	2000—5000	500—2800	0,35—0,55
	Граниты	2500—5500	800—3000	0,40—0,60
Влагонасы- щенное при $t = 3^\circ\text{C}$	Галечники	3800—4800	2000—2600	0,50—0,60
	Пески	3400—4000	1800—2200	0,50—0,60
	Супеси	2800—3500	1500—1900	0,45—0,60
	Суглинки	2200—2800	1200—1500	0,40—0,55
	Глины	1900—2300	800—1200	0,40—0,50
	Песчаники	3600—5000	1900—2800	0,50—0,60
	Известняки	3800—5500	2000—3000	0,50—0,60
	Граниты	4000—6000	2200—3200	0,50—0,60



ным образом степенью их сохранности и является чрезвычайно широким. В качестве примера в табл. 5 приведены данные о величинах v_p и v_s в песчаниках, известняках и гранитах. В табл. 5 включены только наиболее характерные диапазоны изменения v_p и v_s .

Представляет также интерес привести данные, характеризующие обобщенную зависимость величины v_s/v_p от v_p для различных типов пород. Представленные в работе [77] результаты дополнены новыми данными, которые свидетельствуют о том, что с диапазоном $1000 < v_p < 2800$ м/с связано не закономерное уменьшение v_s/v_p , что характерно для водонасыщенных нескальных пород, а расширение диапазона этого отношения (рис. 7). Высокие значения v_s/v_p при небольших величинах v_p относятся к пористым и трещиноватым скальным породам, находящимся в воздушно-сухом состоянии.

Рис. 7. Зависимость v_s/v_p от v_p для горных пород по экспериментальным данным, полученным авторами, (1) и из работы [77] (2), а также осредняющий график этой зависимости [77] (3)

ВОПРОСЫ МЕТОДИКИ СЕЙСМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ В ИНЖЕНЕРНОЙ ГЕОЛОГИИ

§ 7. Особенности применения сейсмических методов

Возможности использования сейсмических методов в инженерной геологии базируются на:

1) неоднородности горных пород в отношении упругих свойств, что обуславливает регистрацию различных типов волн (преломленных, рефрагированных, отраженных и т. д.) и, следовательно, позволяет использовать сейсмические методы для пространственного выделения неоднородностей, отображающих особенности строения среды;

2) наличии связей между сейсмическими свойствами горных пород и их составом, состоянием и физико-механическими свойствами, что дает возможность применять сейсмические методы для оценки состава, состояния и физико-механических характеристик горных пород;

3) зависимости особенностей наблюдаемого волнового поля от характера и стадии развития современных геологических и инженерно-геологических процессов, что позволяет использовать сейсмические методы для изучения этих процессов.

Подход к решению каждой из перечисленных групп задач обладает своими отличительными особенностями.

Изучение строения среды

Под изучением строения среды понимается определение положения границ, разделяющих комплексы пород с различными свойствами. Геометрически эти границы могут быть горизонтальными, наклонными и вертикальными, иметь различную протяженность, форму, рельеф и т. д. Физически они могут быть связаны с изменением состава, состояния или различных свойств пород, например литологии, плотности, прочности структурных связей, параметров напряженного состояния и т. д. При этом сейсмическими будут являться такие границы, на которых происходит изменение сейсмических свойств пород — скоростей и коэффициентов поглощения продольных и поперечных волн.

Для изучения сейсмических границ используются главным образом наземные сейсмические наблюдения и в меньшей степени — различные виды измерений во внутренних точках среды (сейсмическое просвечивание, сейсмический и ультразвуковой каротаж и т. д.).

При наземных сейсмических наблюдениях основную полезную информацию о строении верхней части разреза получают

с помощью преломленных волн. Это связано с простотой их регистрации при изучении неглубоко залегающих границ. Кроме того, преломленные волны дают сведения о сейсмических свойствах преломляющих слоев, что очень важно для привязки и инженерно-геологической оценки последних. Использование преломленных волн ограничено тем, что по ним невозможно выделение «закранированных» границ и границ, на которых происходит уменьшение скорости волн.

Выявление таких границ в принципе возможно с помощью отраженных волн, однако на небольших глубинах их регистрация затруднена, так как они приходят на фоне значительно более интенсивных волн других классов и типов.

Как следует из данных, приведенных в предыдущей главе, ряд важных в инженерно-геологическом отношении границ, типичных для верхней части разреза, относится к сильным преломляющим. Такими прежде всего являются границы между отложениями с различным типом структурных связей, а также между породами, находящимися в различных состояниях (неводонасыщенном, водонасыщенном и мерзлом). Выделение и прослеживание этих границ с помощью наземных наблюдений обычно не вызывает затруднений.

Для пород, различных по составу, но обладающих одинаковым или сходным типом структурных связей и находящихся в одном и том же состоянии, наблюдаются большие участки перекрытия значений v_p и v_s . В связи с этим определение литологических границ в толще скальных либо нескальных неводонасыщенных, водонасыщенных или мерзлых пород представляет для наземных сейсмических наблюдений существенные трудности. В реальных условиях с увеличением глубины залегания некоторые факторы (увеличение прочности структурных связей и давления, уменьшение пустотности) способствуют возрастанию скорости волн на литологических границах. Однако такие границы, если даже и являются преломляющими, относятся чаще к слабым границам, в связи с чем их выделение с помощью наземных наблюдений сталкивается с определенными трудностями.

Следует подчеркнуть, что при изучении строения верхней части разреза желательно использовать волны разных классов, поскольку нередко встречаются случаи, когда та или иная граница является преломляющей лишь для волн определенного класса. В результате применение волн разных классов позволяет не только увеличить точность определения границ, общих для продольных и поперечных волн, но и расширить получаемую информацию.

При изучении строения участков наблюдения во внутренних точках среды чаще всего выполняют вспомогательную роль. Так, для детального изучения скоростного строения среды с целью привязки данных наземных сейсмических исследований

используется ультразвуковой каротаж, для определения средних скоростей до преломляющих границ с целью более точного расчета глубин при прослеживании границ по площади применяется сейсмический каротаж, а для распознавания природы волн, регистрируемых при наземных наблюдениях, используется вертикальное сейсмическое профилирование.

В случае необходимости особо детального изучения строения среды наблюдения во внутренних точках могут стать основными: например, сейсмическое профилирование в горных выработках с целью определения мощности образующейся вокруг них ослабленной зоны, сейсмическое (акустическое) просвечивание с целью определения местоположения отдельных неоднородностей внутри массива (карстовые пустоты), вертикальное сейсмическое профилирование с целью установления положения границ, на которых происходит уменьшение скоростей волн и т. д.

Изучение состава, состояния и свойств пород

Возможность использования сейсмических методов для изучения инженерно-геологических характеристик пород базируется на наличии связей между сейсмическими свойствами горных пород и их объективно существующими признаками, такими, как минеральный и фазовый состав, характер структурных связей и т. д. (см. главу I). Указанные связи неоднозначны, т. е. одному какому-либо сейсмическому свойству могут соответствовать разные сочетания отдельных признаков, сумма которых может характеризовать совершенно различные породы, находящиеся в разном состоянии. Неоднозначность значительно уменьшается, если известна величина не одной, а сразу нескольких сейсмических характеристик, поскольку последние по-разному связаны с теми или иными из перечисленных признаков. Так как от состава и строения породы зависят ее показатели, определяемые при различных видах инженерно-геологических испытаний, последние тоже должны быть связаны с сейсмическими свойствами пород, причем эти зависимости могут быть более однозначными. Очевидно, это возможно, когда процессы, протекающие в породах при производстве стандартных инженерно-геологических испытаний, физически сходны с процессами, возникающими при распространении сейсмических волн.

Установление связей между сейсмическими характеристиками пород и показателями их инженерно-геологических свойств производится с помощью эмпирического либо расчетно-экспериментального способа [75].

Использование эмпирического способа предусматривает непосредственное сопоставление сейсмических свойств пород с показателями их состава, состояния и физико-механических свойств, определенными с помощью стандартных измерений, и

вывод на основании этого соответствующих корреляционных зависимостей, которые используются для решения обратных задач. Эмпирический способ требует наличия большого экспериментального материала, однако он не всегда обеспечивает выявление хотя бы общих закономерностей искоемых связей. Что же касается количественных соотношений, получаемых с помощью рассматриваемого способа, то нередко они носят частный характер, отражая условия лишь того эксперимента, при котором получены. Данное обстоятельство часто делает их малопригодными для решения обратных задач даже при незначительном изменении условий опыта.

Применение расчетно-экспериментального способа основано на теоретическом анализе некоторых модельных сред, в той или иной мере отражающих свойства горных пород, и на последующей корректировке теоретических зависимостей в соответствии с результатами эксперимента. При этом в основе выбора соответствующей модели лежат общефизические представления о структуре и свойствах изучаемой среды, а при необходимости — и о характере их изменения в процессе производства стандартных испытаний. Теоретический расчет модели дает возможность установить, какие именно показатели состояния и свойств пород могут быть физически обоснованно определены по результатам сейсмических измерений, а также какова структура искоемых связей. Экспериментальные данные привлекаются на заключительном этапе с целью получения окончательных расчетных соотношений путем корректировки теоретических зависимостей. В результате расчетные соотношения являются физически обоснованными и во многом универсальными, что позволяет (с некоторыми поправками) применять их при работе в различных условиях.

Следует подчеркнуть, что вследствие проявления масштабных эффектов достоверность расчетных соотношений в общем случае неоднородных сред достигается лишь при использовании для их установления равномасштабных (равновеликих по объему) определений сейсмических и инженерно-геологических характеристик. Поскольку показатели инженерно-геологических свойств пород чаще всего определяются на небольших по размеру объемах среды, большую роль в решении данной задачи играет применение ультразвуковых методов, также характеризующих небольшие объемы. Сопоставление разномасштабных определений (например, сейсмических и инженерно-геологических на образцах) возможно лишь в том случае, если среда сравнительно однородна по своим свойствам, что устанавливается с помощью масштабных кривых, полученных при сейсмоакустических измерениях на различных базах и в различных диапазонах частот [72]. Измерения в различных диапазонах частот используются также при распространении результатов «точечных» определений на неоднородный массив.

В результате задачи, связанные с изучением состава, состояния и физико-механических свойств пород, в общем случае решаются с использованием волн различных классов при изучении их кинематических и динамических характеристик и с применением наблюдений в различных диапазонах частот. Такие исследования, как правило, включают измерения на поверхности Земли, во внутренних точках среды и на образцах.

В отдельных случаях, например при сравнительной характеристике различных участков, могут использоваться и менее детальные исследования.

Изучение современных геологических и инженерно-геологических процессов

Развитие того или иного процесса неизбежно приводит к изменению структурных особенностей изучаемого массива, а также состояния и свойств слагающих его пород. В соответствии с этим возможности использования сейсмических методов для изучения современных геологических и инженерно-геологических процессов базируются на зависимости особенностей наблюдаемого волнового поля от характера происходящих в массиве изменений. Это находит свое отражение в изменении положения сейсмических границ и свойств пород, а также общей структуры поля упругих колебаний (появление или исчезновение отдельных типов волн, изменение их интенсивности и формы записи и т. д.).

Изучение современных геологических и инженерно-геологических процессов предусматривает проведение стационарных наблюдений. Именно в этом заключается основная методическая особенность сейсмических исследований данного направления.

В зависимости от того, для изучения какого процесса используются сейсмические методы, как протекает изучаемый процесс, насколько интенсивно изменяются сейсмические свойства пород, к каким объемам эта оценка должна относиться и т. д., исследования могут проводиться в том или ином диапазоне частот и с использованием различных видов наблюдений на дневной поверхности и во внутренних точках среды. При этом периодичность измерений определяется характером и стадией развития изучаемого процесса.

Особенностью использования сейсмических методов для решения задач этого типа является то, что от них нередко требуется информация не об абсолютной величине того или иного показателя, а о его относительном изменении в ходе развития изучаемого процесса, а иногда — и чисто качественная оценка происходящих изменений с целью определения направления развития процесса. В результате в работах этого направления находят особенно широкое применение динамические характе-

ристики волн, отличающиеся повышенной чувствительностью к изменению состояния и свойств пород.

Важным моментом при изучении процессов является идентичность условий возбуждения и приема упругих колебаний в течение всего периода наблюдений. В связи с этим сейсмические измерения в разных циклах проводятся при закрепленных положениях пунктов возбуждения и приема с использованием при измерениях одной и той же идентично настроенной аппаратуры.

Для размещения профилей (точек) стационарных наблюдений выбираются предположительно наиболее динамичные части массива.

§ 8. Методика наблюдений

Методика сейсмических исследований в инженерной геологии чрезвычайно разнообразна. Основными факторами, определяющими выбор методики наблюдений, являются: 1) назначение исследований, 2) масштаб и стадия работ, 3) сейсмогеологические условия исследуемой территории (участка), 4) состав, назначение и объемы других видов работ — инженерно-геологических и геофизических.

Перечисленными факторами определяются конкретные задачи сейсмических исследований, чем, в свою очередь, обуславливается: 1) выбираемый частотный диапазон (сейсмический, акустический, ультразвуковой), 2) вид наблюдений (профилирование на поверхности, профилирование в горных выработках, просвечивание, каротаж и т. д.), 3) сеть наблюдений (расположение на местности наземных профилей, размещение профилей внутри массива и т. д.), 4) азимут наблюдений (ориентировка линий наблюдений, направление измерений при просвечивании и т. д.), 5) база измерений (расстояние между пунктами возбуждения и точками приема), 6) шаг измерений (расстояние между двумя соседними измерениями), 7) методика наблюдений (продольное или непродольное профилирование, либо просвечивание), 8) система наблюдений (одиночная, встречная, нагоняющая и т. д.), 9) схема наблюдений ($Z - Z$, $Y - Y$, $Z - X$ и т. д.), 10) периодичность наблюдений при стационарных исследованиях.

Наземные сейсмические исследования

Наземные сейсмические наблюдения являются наиболее распространенным видом работ. Они широко применяются на всех стадиях инженерно-геологических исследований различного назначения.

На ранних этапах наземные наблюдения обычно проводят на непротяженных изолированных профилях, длина которых опре-

деляется требуемой глубиной исследований. При средне-масштабных съемках общего назначения профили сейсмических наблюдений обычно располагаются только в пределах ключевых участков.

При специализированных площадных съемках (масштабы 1 : 50 000—1 : 25 000) непротяженные сейсмические профили чаще всего размещаются на изучаемой территории равномерно на расстоянии 1—3 км друг от друга, при возможном сгущении сети наблюдений на участках повышенной изменчивости инженерно-геологических условий вплоть до перехода к непрерывному сейсмическому профилю, пересекающему участок повышенной сложности.

Наблюдения по непрерывному профилю, нередко очень большой длины, характерны для сейсмических работ, проводящихся при изысканиях под линейные сооружения.

Сеть сейсмических профилей, увязанных между собой, разбивается при детальных исследованиях небольших участков. Густота ее зависит от сейсмогеологических условий и требуемой детальности исследований. Расстояние между соседними параллельными профилями при особо детальных работах может составлять всего 20 и даже 10 м. Профили, расположенные по одному направлению, пересекаются одним или несколькими перпендикулярными профилями.

Такое их расположение обеспечивает контроль определения глубин в точках пересечения профилей. Кроме того, размещение последних по различным направлениям широко используется в тех случаях, когда изучаемый массив обладает анизотропией (квазианизотропией) сейсмических свойств, причем в случае ее специального изучения могут применяться не только «крестовые», но и «круговые» сейсмические измерения.

Сейсмические профили по возможности размещают на ровных и горизонтальных участках местности. Однако такой подход нередко приходит в противоречие с требованием получения максимальной информации при минимальном объеме наблюдений. Данная ситуация наблюдается, например, при изучении узких межгорных долин, когда наибольшую информацию можно получить, располагая профили поперек долины, т. е. в направлении наибольшей сложности рельефа [74].

В то же время размещение профилей в направлении сильной изменчивости рельефа вызывает определенные трудности как в производстве работ, так и в интерпретации материалов.

Основным видом используемой методики наблюдений является продольное профилирование. Непродольное профилирование применяется обычно при изучении вертикальных или крутопадающих контактов (сбросы, разломы, погребенные русла рек и т. д.).

Максимальная длина каждого сейсмического профиля зависит от задач исследования участка в плане. Минимальная

длина определяется требуемой глубиной исследований и зависит от сейсмогеологических условий района работ. Она должна выбираться такой, чтобы обеспечивать уверенное выделение и прослеживание преломленной волны, связанной с наиболее глубокой из изучаемых границ.

Сейсмоприемники расставляют по профилю с интервалом Δx , зависящим от требуемой детальности изучения разреза и сейсмогеологических условий района работ.

При работе с одноканальными установками нередко применяется переменный шаг в расстановке сейсмоприемников: более подробный вблизи пункта возбуждения колебаний и менее — после выхода в первые вступления преломленной волны, связанной с высокоскоростной границей. Однако в случае использования многоканальных сейсмостанций размещать сейсмоприемники с переменным шагом нецелесообразно, поскольку при широком применении встречных и нагоняющих систем такая расстановка усложняет методику работ и затрудняет проведение оперативного анализа сейсмического материала.

На практике при детальном изучении верхних 15—20 м разреза сейсмоприемники чаще всего расставляются по профилю равномерно, с интервалом 1—2 м. При прослеживании одной сильной преломляющей границы на большой глубине (более 50—100 м) величина Δx может достигать 10 м и более. При прослеживании вертикальных контактов Δx зависит от требуемой точности определения положения контакта в плане.

Системы наблюдения на каждом профиле отличаются большим разнообразием. В оптимальном случае они должны обеспечивать возможность уверенного прослеживания всех выделенных сейсмических границ, а также определения в плане и по глубине сейсмических свойств горных пород. На практике чаще всего ограничиваются подробным прослеживанием одной-двух опорных преломляющих границ и определением осредненных сейсмических характеристик среды послойно. Однако возможны и отклонения как в сторону уменьшения, так и увеличения детальности.

При использовании корреляционного метода преломленных волн с непрерывным прослеживанием нескольких границ и подробным определением сейсмических характеристик среды могут применяться весьма сложные системы наблюдений, состоящие из набора встречных и нагоняющих систем для различных волн. В случае необходимости быстрой оценки условий используются наблюдения с двух встречных пунктов возбуждения колебаний (ПВ).

При использовании нагоняющих систем ПВ обычно размещают на расстояниях, равных или кратных длине стоянки. Иногда, при необходимости получения особо детальных сведений о верхней части разреза, ПВ располагают и внутри интервала наблюдений (обычно в центре стоянки).

При использовании продольных волн наблюдения ведутся, как правило, с применением схемы $Z-Z$ (вертикально направленное возбуждение колебаний и вертикальные сейсмоприемники). При этом для возбуждения колебаний применяются взрывы небольших зарядов ВВ на поверхности земли, в мелких скважинах и закопашках либо вертикальный удар по почве или специальной подставке (металлической либо деревянной).

Поперечные волны возбуждаются с помощью горизонтально направленных воздействий. С этой целью проводятся направленные взрывы, а в случае применения ударного способа — удары по вертикальной стенке специального углубления, по торцу горизонтально закопанного либо по выступающей из земли части вертикально закопанного бруса. Удары наносятся

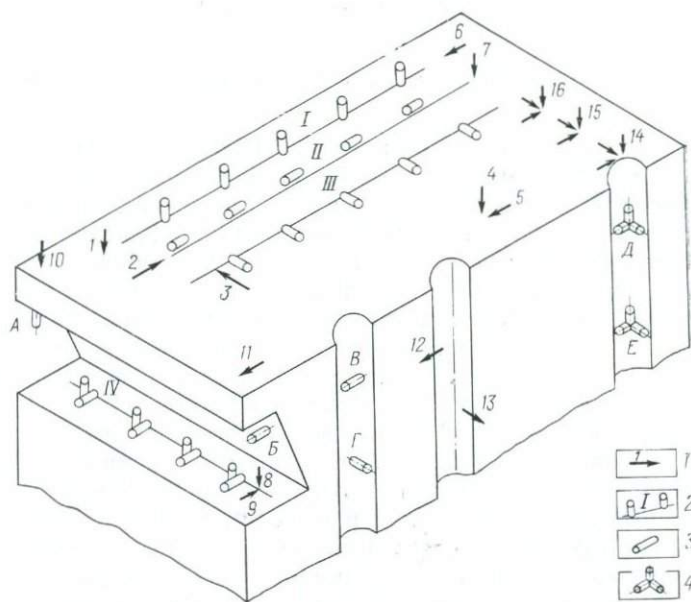


Рис. 8. Схемы проведения различных видов сейсмических работ.

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

либо вручную с помощью молота, либо механическим устройством маятникового типа.

При использовании поперечных волн SV наблюдения чаще всего проводятся по схеме $X-X$ (горизонтальное возбуждение и горизонтальные сейсмоприемники по направлению линии профиля). При использовании поперечных волн SH наблюдения осуществляются по схеме $Y-Y$ (горизонтальное возбуждение и горизонтальные сейсмоприемники перпендикулярно линии профиля).

Иногда для регистрации продольных и поперечных волн используются схемы типа $Z-X$ и $X-Z$.

Несмотря на разнообразие схем, на практике наиболее часто применяют лишь две из них: $Z-Z$ для регистрации продольных волн и $Y-Y$ для записи поперечных волн SH.

Схематическое изображение различных видов наземных сейсмических наблюдений приведено на рис. 8.

Сейсмические наблюдения во внутренних точках среды

Сейсмические наблюдения во внутренних точках среды являются важным элементом методики сейсмических исследований в инженерной геологии. Они применяются как для прямого определения структурных особенностей и свойств пород во внутренних частях массива, так и для получения данных об особенностях скоростного строения среды с целью их использования при интерпретации результатов наземных измерений. В сложных условиях сейсмические наблюдения во внутренних точках среды проводятся также с целью расшифровки волновой картины, наблюдающейся при наземных наблюдениях.

Сейсмические исследования во внутренних точках среды используют на всех этапах работ, однако на различных стадиях их роль неодинакова. Вначале эти наблюдения носят, как правило, вспомогательный характер и их проводят в готовых скважинах и горных выработках. В то же время на поздних стадиях изысканий исследования во внутренних точках среды могут стать основным видом сейсмических работ. В этом случае для их проведения могут быть выполнены специальные горнобуровые работы.

Методика сейсмических наблюдений в горизонтальных горных выработках в основном не отличается от методики наземных сейсмических наблюдений. Однако используются и особые методические приемы. Так, с целью оценки структуры ослабленной зоны, образующейся в окрестностях горной выработки, наблюдения иногда проводят на круговых поперечных профилях, устанавливая сейсмоприемники по периметру выработки и возбуждая колебания на различных расстояниях от кругового профиля [74].

При сейсмическом просвечивании пункты возбуждения колебаний и сейсмоприемники располагаются с разных сторон изучаемого массива. Просвечивание может вестись между горными выработками, а также между горными выработками и дневной поверхностью. Методика наблюдений в данном случае может быть весьма разнообразной.

Так, межскважинное просвечивание может проводиться с использованием как двух, так и нескольких скважин. При особо детальных работах сейсмоприемники размещаются в ряде скважин, расположенных на двух и более профилях, ориентированных по различным направлениям. Сейсмоприемники и точки возбуждения колебаний размещаются на разных глубинах, причем они могут меняться местами, обеспечивая получение встречных систем наблюдений.

При проведении просвечивания обычно исходят из предположения о прямолинейном пути распространения волны от источника колебаний до приемника. В соответствии с этим при просвечивании на продольных волнах сейсмоприемник располагается в направлении распространения волны, которая возбуждается взрывом или направленным ударом. При просвечивании на поперечных волнах направление возбуждения и расположение сейсмоприемника должны быть перпендикулярны к направлению распространения волны, в связи с чем для возбуждения поперечных волн нужно применять направленные воздействия. Это создает серьезные технические трудности в случае межскважинного просвечивания на поперечных волнах.

Следует подчеркнуть, что в реальных условиях траектория распространения волны при просвечивании нередко значительно отличается от прямолинейной. В связи с этим в общем случае выбор схем при просвечивании зависит от скоростного строения среды.

Вертикальное сейсмическое профилирование, частным видом которого является сейсмический каротаж, желательно проводить по трехкомпонентной схеме. При этом возбуждение колебаний производится на поверхности земли по трем взаимно перпендикулярным направлениям. Соответственно ориентируют и приемники в скважине. Пункты возбуждения колебаний располагают на профиле, проходящем через ее устье. При особо детальных работах пункты возбуждения размещают по двум и более профилям, ориентированным в различных направлениях и пересекающим устье скважины.

При проведении сейсмического каротажа или вертикального сейсмического профилирования на продольных волнах могут использоваться обращенные системы наблюдений, когда возбуждение колебаний производится на различной глубине вдоль ствола скважины, а сейсмоприемники размещаются на поверхности [48]. Схематическое изображение видов сейсмических наблюдений во внутренних точках среды приведено на рис. 8.

Акустические и ультразвуковые исследования в естественных условиях проводятся, как правило, во внутренних точках среды. Их целью является изучение строения массива с выделением неоднородностей более высоких порядков, чем при использовании сейсмического диапазона частот, а также оценка свойств пород в объемах, соизмеримых с объемами, участвующими в стандартных инженерно-геологических испытаниях. Кроме того, задачей акустических и ультразвуковых исследований является изучение скоростного строения среды с целью последующего использования полученных данных для интерпретации результатов наземных сейсмических наблюдений.

Акустические и ультразвуковые исследования применяются для профилирования в горных выработках, просвечивания и каротажа. Кроме того, ультразвуковые измерения проводятся при изучении образцов пород и моделировании.

Наиболее применимы акустические и ультразвуковые методы при изучении скальных массивов. Это связано с относительно слабым затуханием упругих волн в скальных породах и, как следствие, с возможностью производства измерений на сравнительно больших базах. При изучении скальных пород широко используют акустический и ультразвуковой каротаж, ультразвуковые наблюдения в шпурах по методике профилирования и просвечивания, ультразвуковое профилирование по стенкам горных выработок. Методика этих исследований подробно рассмотрена в работе [74].

При изучении массивов, сложенных песчано-глинистыми породами, акустические и ультразвуковые методы находят гораздо более ограниченное применение. Основная трудность заключается в быстром затухании волн высокой частоты в рыхлых породах, что при отсутствии источников колебаний достаточной мощности позволяет производить измерения только на малых базах. Помимо этого, при ультразвуковых исследованиях песчано-глинистых пород сложно создать надежный контакт датчика и приемника с породой, причем их прижим, во избежание изменения естественных напряжений, должен быть несильным и идентичным при измерениях в различных точках.

При изучении массивов песчано-глинистых пород ультразвуковые методы используют для измерений в шурфах, котлованах, канавах, а также для каротажа.

Во всех случаях, когда это возможно, измерения проводят при совместном использовании просвечивания и профилирования. С помощью первого метода удается получать наиболее надежные данные о скорости продольных волн, а второго — данные о скорости волн Рэлея, что позволяет осуществлять последующий расчет скорости поперечных волн. Следует отметить, что применение профилирования для определения скоро-

сти продольных волн обычно затрудняется наличием волны по воздуху, скорость которой соизмерима со скоростью продольных волн в неводонасыщенных песчано-глинистых породах.

Указанное обстоятельство затрудняет также использование ультразвукового каротажа при измерениях в неводонасыщенных песчано-глинистых породах. Применение ультразвукового каротажа в мерзлых песчано-глинистых породах не вызывает особых затруднений.

Каротажные наблюдения ведутся с применением трех- или пятиэлементного зонда с расстоянием между соседними датчиками от 5 до 10 см. По возможности используются встречные системы наблюдений с попеременным выполнением крайними элементами функций датчика и приемника.

Ультразвуковые измерения широко используются при изучении образцов как скальных, так и песчано-глинистых пород. Целью исследований на образцах является получение данных о скоростях и коэффициентах поглощения упругих волн при одновременном изучении возможной анизотропии пород, а также установление связей между их сейсмическими и инженерно-геологическими характеристиками.

Измерения на образцах ведутся главным образом с помощью просвечивания. В случае исследования скальных или песчано-глинистых пород в мерзлом состоянии широко применяется также методика продольного и кругового профилирования [74, 81]. Следует отметить, что ультразвуковые измерения нередко ведутся в процессе производства стандартных инженерно-геологических испытаний, позволяя таким образом изучать характер изменения сейсмических свойств пород под воздействием различных нагрузок. Говоря об измерениях на образцах, следует упомянуть резонансный метод, основанный на определении собственной частоты колебаний образца правильной формы. Он позволяет получать наиболее точные данные о скорости и поглощении волн в изучаемом материале.

Как известно [77], ультразвуковые методы применяются для сейсмического моделирования, с помощью которого изучаются многие вопросы физики распространения упругих волн в реальных средах.

При решении инженерно-геологических задач все большее распространение получает особый вид моделирования, когда с помощью ультразвука исследуют модели, имитирующие развитие тех или иных геологических процессов. Такое моделирование служит для изучения характера отображения происходящих в массиве изменений в поле упругих колебаний и разработки на этой основе сейсмических способов контроля за динамикой процессов и методов их прогнозирования.

Важным моментом при производстве указанного моделирования является конструирование специальных моделей из эквивалентных материалов, обеспечивающих соблюдение принципов

подобия не только для волновых явлений, но и по отношению к механизму и динамике геологических процессов с выбором соответствующего временного масштаба.

§ 9. Аппаратура и оборудование для сейсмических и геоакустических исследований

Сейсморазведочная аппаратура, используемая в настоящее время для решения инженерно-геологических задач, может быть условно разделена на три основных типа: 1) малоканальные портативные сейсмические установки (1—2 канала); 2) сейсмическая аппаратура средней канальности (6—12 каналов); 3) многоканальные сейсмические станции (24 канала и более). Аппаратура первого типа специально предназначена для исследования малых глубин. Достоинством ее является невысокая стоимость, а также небольшие габариты и масса, что позволяет легко транспортировать такую аппаратуру и использовать ее при работах в труднодоступной местности (на крутых горных склонах, в штольнях, шахтах и т. д.).

Малоканальную аппаратуру в наземных наблюдениях целесообразно применять только при ручном ударном способе возбуждения колебаний (что обеспечивает глубинность исследований до 10—15 м) и только для решения наиболее простых задач (например, определения глубины залегания одной сильной преломляющей границы). Это объясняется тем, что в случае использования более мощных источников сводится на нет основное достоинство малоканальных установок—портативность и транспортабельность, к тому же проведение многократных операций по подготовке возбуждения делает работу с рассматриваемыми установками нерентабельной; в случае решения достаточно сложных задач должен проводиться детальный анализ волновой картины как в первых, так и в последующих вступлениях, что затруднительно или вовсе невозможно при использовании малоканальных установок.

Таким образом, с помощью малоканальных установок в наземных наблюдениях решается довольно узкий круг задач. В то же время эти установки находят значительное применение при исследованиях во внутренних точках среды, которые предусматривают, как правило, меньшее число точек наблюдений. В отечественной практике наибольшее применение нашли установки: ОСУ-1, ОСУ-2, ДСУ, FS-3 (Канада), Bison (США).

Аппаратура второго типа широко используется при сейсмических исследованиях в инженерной геологии. Она сравнительно недорога, малогабаритна, при необходимости может переноситься вручную. Тем не менее, как показывает опыт, двенадцати, а тем более шести каналов при наземных сейсмических наблюдениях оказывается явно недостаточно, поскольку для решения большинства задач в этом случае нужно значительное

число расстановок. Это обстоятельство, особенно в случае сложных систем наблюдения, существенно сказывается на экономических показателях сейсморазведочных работ. Наиболее распространенной аппаратурой этого типа является станция «Поиск-1-6/12-АСМ-ОВ».

Основным достоинством аппаратуры третьего типа является многоканальность, что позволяет получать необходимый материал при минимальном числе расстановок. Однако многоканальные сейсмостанции, предназначенные для работы методом отраженных волн на больших глубинах, по своим техническим характеристикам, а также габаритам и массе не удовлетворяют необходимым требованиям. Чаще всего используют сейсмостанции «Поиск-1-24-МОВ-ОВ» и СМП-24.

В инженерной сейсморазведке колебания возбуждают взрывами небольших зарядов ВВ либо ударами. Принципиальные достоинства взрывного способа очевидны. Однако существенным его минусом является необходимость организации специальной взрывной службы, что сопряжено с многими техническими трудностями и резким удорожанием сейсморазведки. Кроме того, проведение взрывных работ противоречит принципам охраны окружающей среды.

В настоящее время в инженерной сейсморазведке широко распространен ударный способ возбуждения колебаний. Достоинствами его являются простота использования ручных или легких механических ударных устройств, а также несложность получения горизонтально направленных воздействий с целью возбуждения поперечных волн. Недостатком ударного способа является малая глубинность исследований. При ударах вручную она не превышает 10—15 м, с применением легких ударных устройств — 30—40 м. Дальнейшее повышение глубинности влечет за собой существенное усложнение ударных установок, которые становятся излишне громоздкими.

В качестве приемников упругих колебаний в инженерной сейсморазведке используют стандартные сейсмоприемники СВ-1-20, СВ-1-30, СМВ-20, СМВ-30 и т. д. Для работы в акустическом диапазоне частот (0,5—10 кГц) приемниками служат чувствительные сейсмоприемники СМП-16 или СПЭД-56 либо различные типы пьезоэлементов, а в качестве регистрирующей аппаратуры — электронные осциллографы типа С-1-19 или С-1-35. Колебания целесообразно возбуждать с помощью электронского излучателя [79].

Исследования в ультразвуковом диапазоне частот (свыше 10 кГц) ведутся с помощью аппаратуры ИПА-59, ПИК-7, ПИК-10, ДУК-20, УС-1, УКБ-1 и т. д. Возбуждение и прием колебаний осуществляется с помощью магнитострикционных или пьезоэлектрических датчиков.

§ 10. Физические основы методики интерпретации данных инженерной сейсмоки

Процесс интерпретации сейсмических данных можно разделить на два этапа: предварительный и основной. Задачей первого этапа является корреляция волн, построение годографов, введение поправок и увязка систем годографов. Второй этап заключается в решении обратной задачи, т. е. в расчете по известным годографам глубины залегания сейсмических границ, характера изменения скорости упругих волн с глубиной и вдоль профиля.

Методы решения обратной задачи выведены из анализа теоретических годографов для ряда моделей, отображающих основные черты строения геологических разрезов.

Однороднослойные среды

Наибольшее распространение в практике ИГИ получила методика интерпретации годографов сейсмических волн, основанная на однороднослойной модели среды [23, 28, 35, 77]. В этом случае, при условии возрастания скорости с глубиной в первых вступлениях регистрируются головные волны.

Физическую картину образования головной волны рассмотрим на примере двухслойной среды: слой мощностью h_1 лежит в полупространстве. Граница раздела — плоская горизонтальная, скорость в верхней среде v_1 меньше, чем в нижней v_2 (рис. 9). Для точечного источника, находящегося на поверхности, найдется луч, падающий на границу под критическим углом $i_{12} = \arcsin v_1/v_2$. Этот луч, преломившись, будет распространяться в нижней среде вдоль границы раздела, образуя скользкую волну.

В точке преломления N кажущиеся скорости падающей и преломленной (скользящей) волн одинаковы и равны v_2 . При удалении от точки N для падающей волны кажущаяся скорость v^* у границы раздела будет уменьшаться, стремясь в пределе к v_1 . Для скользкой волны v^* у границы по определению равна v_2 . В результате образуется разрыв фронтов падающей и скользкой волн. В соответствии с принципом Гюйгенса фронт последней, обгоняя фронт падающей волны, вызывает образование головной волны в верхней среде. Фронт скользкой волны как бы «тянет» за собой фронт головной, отходящей от границы раздела под углом i_{12} . В вертикальном сечении фронт по-

следней является прямой линией, а в пространстве образует коническую поверхность. С расстояний от ПВ $x=x_H$ головная волна начинает регистрироваться на поверхности. Очевидно, что $x_H=2h_1tg i_{12}$. Величина x_H определяет радиус так называемой мертвой зоны, где головной волны не существует.

В случае падения на границу раздела плоского фронта под критическим углом i_{12} образующаяся скользящая волна не вызывает возникновения в верхней среде головной (нет разрыва фронтов скользящей и падающей волн).

Соотношение годографов прямой P_1 , головной $P_1P_2P_1$, отраженной P_1P_1 и поверхностной (рэлеевской) R волн показано на рис. 9. Кажущаяся скорость головной волны вдоль поверхности равна скорости v_2 . В начальной точке (x_H, t_H) годограф головной волны касается годографа отраженной. В точке излома (x_{12}, t_{12}) пересекаются годографы прямой и головной волн.

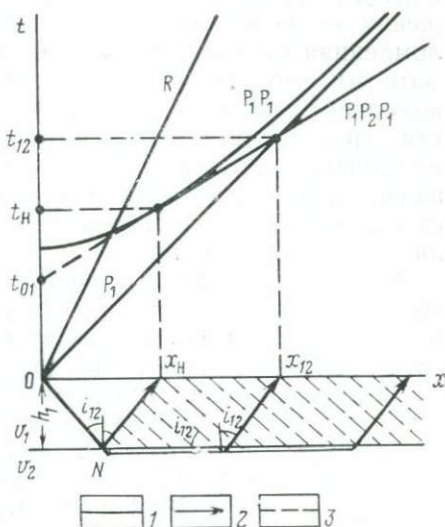


Рис. 9. Годографы головной $P_1P_2P_1$, отраженной P_1P_1 , прямой P_1 и поверхностной R волн для двухслойной модели.

1 — годографы; 2 — лучи головной волны; 3 — фронт головной волны

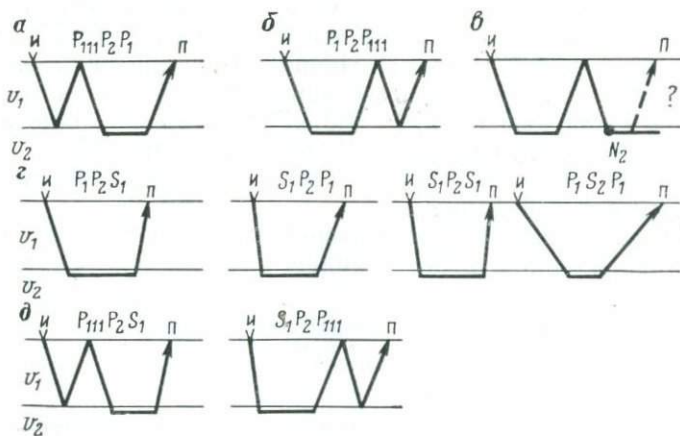


Рис. 10. Схемы лучей кратных и обменных головных волн и, п — соответственно источник и приемник упругих волн

При падении головной волны на дневную поверхность образуется отраженная волна, которая, отразившись от границы раздела, возвращается к поверхности. В результате будет регистрироваться отраженно-преломленная суммарная волна $P_{111}P_2P_1 + P_1P_2P_{111} = P_4$ (рис. 10, а, б). В случае двойного отражения от поверхности образуется двукратная отраженно-преломленная суммарная волна $P_{111}P_2P_{111} + P_{11111}P_1 + P_1P_2P_{11111} = P_6$. Заметим, что при возникновении отраженно-преломленных волн возможны случаи отражения только в начальной и конечной частях траекторий, а отражение в их средней части (см. рис. 10, в) не приводит к образованию головной волны, так как в точку N_2 падает плоский фронт. Аналогичная картина будет наблюдаться и для монотипных поперечных волн SH с горизонтальной поляризацией смещений.

При учете явлений обмена необходимо рассмотреть еще несколько типов головных и отраженно-преломленных обменных волн. Часть пути они проходят как поперечные с поляризацией смещений в вертикальной плоскости (тип SV). Будут образовываться обменная головная $S_1P_2S_1$, суммарная обменная $P_1P_2S_1 + S_1P_2P_1 = PS$, кратные обменные отраженно-преломленные $P_{111}P_2S_1 + S_1P_2P_{111} = P_2S_2$ волны (см. рис. 10, г, д). При выполнении условия $v_{P1} < v_{S2}$ образуются также обменные головные волны типов $S_1S_2P_1$; $P_1S_2S_1$; $P_1S_2P_1$. Если поверхность и граница раздела параллельны, суммарные головные и отраженно-преломленные волны могут быть достаточно интенсивны за счет суммирования в фазе.

Для анализа динамики головных волн и влияния неровностей границы раздела на их характеристики ниже рассмотрены результаты ультразвукового моделирования.

Ультразвуковое моделирование выполнялось [89] для двумерной твердой двухслойной модели: слой латуни ($h_1 = 9$ см, $v_P = 3,85$ км/с, $v_S = 2,10$ км/с) на слое стали ($h = 77$ см, $v_P = 5,29$ км/с, $v_S = 3,10$ км/с). Проводилось профилирование по поверхности латунного слоя с шагом 1 см датчиками вертикальных смещений ($f = 250 \div 500$ кГц). Скорости, определяемые по наклону годографов волн P_1 и $P_1P_2P_1$ (рис. 11, а), совпадают со скоростями в материалах модели, определенными ультразвуковым просвечиванием.

Для двухслойной поглощающей среды изменение амплитуды головной волны с расстоянием выражается формулой [1]

$$A(x) = A_0 \frac{\exp[-\alpha_2(x-x_H)] \exp[-\alpha_1 2h_1/\cos i_{12}]}{(x-x_H)^{3/2} x^{1/2}},$$

где α_1 и α_2 — коэффициенты поглощения соответственно для верхнего и нижнего слоя; в знаменателе стоит функция расхождения. С учетом двумерности модели изменение амплитуды с

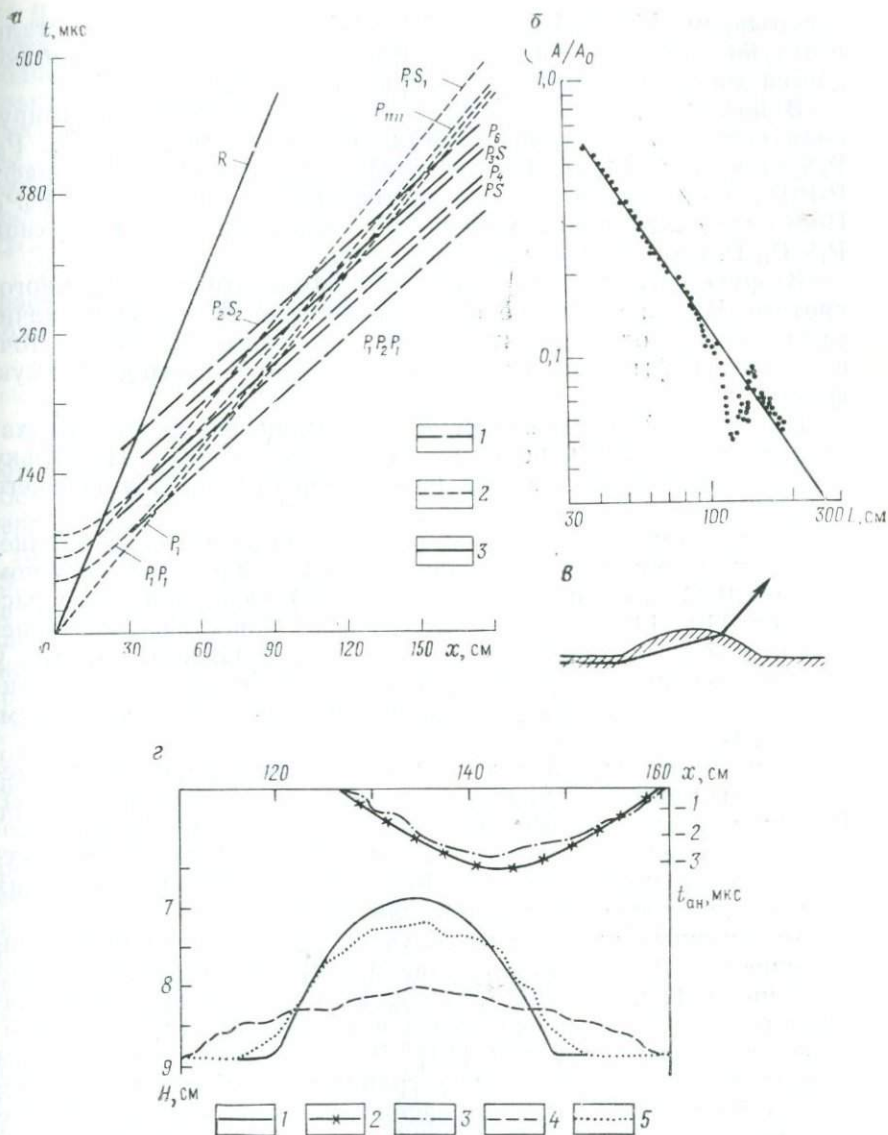


Рис. 11. Характер волновой картины в случае двухслойной среды по данным моделирования [89].

a — годографы головных (1), прямой и отраженных (2) и рэлеевской (3) волн; b — изменение относительной амплитуды A/A_0 первого минимума волны $P_1 P_2 P_1$ с расстоянием $L = x - x_H$; сплошная линия — теоретический график для плоской границы, $A \approx L^{-3/2}$; точки — экспериментальные данные; $в$ — ход луча преломленной волны у выступа; $г$ — аномалия времен прихода волны $P_1 P_2 P_1$ у выступа (сверху) и результаты ее обработки (снизу): 1 — заданная конфигурация выступа, 2 — временная аномалия $t_{ан} = t(x) - [t_{01} + (x/v_2)]$, рассчитанная для выступа по схеме, представленной на рис. $в$, 3 — наблюдаемая временная аномалия, 4, 5 — результаты обработки аномалии соответственно методами t_0 и временных задержек

расстоянием $A(x) \approx A_0(x-x_H)^{-3/2} = A_0L^{-3/2}$ (поглощение в стали и латуни можно не учитывать). Как видно из рис. 11, б, наблюдается хорошее соответствие теории и эксперимента.

В последующих вступлениях за волной $P_1P_2P_1$ регистрируются обменные и кратные суммарные волны типа PS , P_4 , P_6 , P_2S_2 (см. рис. 11, а). Их годографы параллельны годографу $P_1P_2P_1$, а интенсивность того же порядка, что и волны $P_1P_2P_1$. Поскольку для данной модели $v_{P_1} > v_{S_2}$, головные волны типа $P_1S_2P_1$, $P_1S_2S_1$, $S_1S_2P_1$ не наблюдаются.

Вторую группу волн составляют однократные P_1P_1 , многократные P_{1111} и обменные P_1S_1 отраженные волны. Они значительно превосходят по интенсивности головные. Вблизи источника годографы отраженных волн имеют гиперболическую форму.

Наибольшей интенсивностью и наименьшей скоростью характеризуется поверхностная рэлеевская волна. Поскольку $\lambda_S \ll h_1$, скорость этой волны равна скорости v_{R1} для верхнего слоя (1,95 км/с).

Рассмотрим влияние неровностей границы на распространение волн. Неровность моделировалась дугообразным выступом (высота $0,22 h_1$, радиус кривизны $5,55 h_1$) находящихся на расстоянии 119—149 см от пункта взрыва. Сопоставление экспериментальных и теоретических годографов показывает, что у выступа нарушается скольжение волны вдоль границы и регистрируются преломленно-дифрагированные волны (см. рис. 11, в).

Экспериментальный годограф был проинтерпретирован методом временных задержек и методом t_0 (см. рис. 11, з). В первом случае наблюдается вполне удовлетворительное соответствие данных интерпретации и модели. Метод t_0 , вследствие неучета сноса (угол $i_{12} = 46,5^\circ$) дает структуру больших размеров, но с вдвое меньшей амплитудой.

Аналогичные результаты получены при двумерном моделировании над дугообразной впадиной [19]: прослеживаются преломленно-дифрагированные волны. Если радиус кривизны впадины имеет тот же порядок, что и глубина границы, на годографе наблюдаются петли [19]. В этом случае по временам первых вступлений положение границы не может быть определено достаточно точно. Ее неровности вызывают резкие изменения амплитуды преломленной волны, связанные с фокусировкой лучей и дифракцией (см. рис. 11, б).

При анализе записей суммарных обменных и кратных преломленных волн вблизи выступа границы отмечаются временные аномалии того же типа, что и для волны $P_1P_2P_1$. Амплитудные аномалии здесь носят более резкий характер, так как для суммарных волн наряду с эффектами фокусировки и дифракции будет сказываться нарушение синфазного сложения волн.

Данные моделирования показывают сложный характер волновой картины даже в простейшем случае двухслойной одно-родной среды. Времена и амплитуды преломленных волн (головных, преломленно-дифрагированных, преломленно-отраженных) содержат информацию о рельефе преломляющей границы. Применение простой схемы головных волн приводит к некоторому сглаживанию рельефа, но при учете сноса позволяет достаточно точно построить структуры, размер которых $l \gg \lambda_{\text{пр}}$.

Другой причиной, вызывающей отклонение реальных годографов от простейшей схемы головных волн, является неоднородность среды.

Неоднороднослоистые среды

При изучении верхней части разреза наблюдаются случаи непрерывного изменения скоростей упругих волн (увеличение скорости с глубиной в зоне выветривания, в неконсолидированных терригенных отложениях, в толще снега и др.) [23, 28, 33, 54]. Такого рода среды называются непрерывными, или градиентными, поскольку особенностью распространения упругих волн в них определяются величиной и направлением градиента скорости. Последний направлен по нормали к изолиниям равных скоростей (изотаксам). Сейсмические волны, распространяющиеся в градиентных средах, относятся к классу рефрагированных (продольных или поперечных). Для них характерна криволинейная форма лучей.

Наибольшее практическое применение нашла вертикально-неоднородная модель среды, для которой скорость является функцией только глубины $v=v(z)$, а изотаксы есть плоские горизонтальные линии. Более сложные случаи двумерно- $v(x, y)$ и трехмерно-неоднородных $v(x, y, z)$ сред рассмотрены в работах [7, 48, 54].

Для вертикально-неоднородных сред характерна идентичность встречных годографов, поэтому достаточно рассматривать одиночный годограф (рис. 12). Луч, выходящий под углом i_{0n} из источника, расположенного на поверхности, возвращается к поверхности в точке x_n под таким же углом i_{0n} и имеет кажущуюся скорость $v_n^* = v_0 / \sin i_{0n} = 1/p_n$, (p_n — параметр луча;

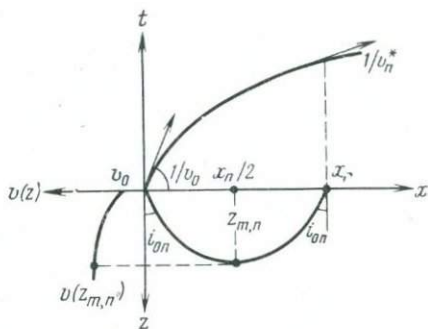


Рис. 12. Годограф и луч рефрагированной волны в вертикально-неоднородной среде

v_0 — скорость волны у поверхности). Указанный луч симметричен относительно вертикали, проходящей через точку $x_n/2$. В этой точке луч достигает максимальной глубины z_{mn} . При этом $v_{(x_n)}^* = v(z_{mn})$. Кривизна сейсмического луча равна

$$B_n = \frac{1}{\rho_n} = \frac{\sin i_{0n}}{v_0} \frac{dv(z)}{dz}. \quad (III.1)$$

Следовательно, радиус кривизны ρ_n обратно пропорционален градиенту скорости. При положительном градиенте кривизна B положительна, т. е. сейсмический луч обращен вогнутостью вверх. Наклон начальной части годографа определяется скоростью v_0 .

В градиентных средах могут существовать границы раздела как первого (разрыв скорости), так и второго рода (разрыв градиента скорости). В связи с этим в общем случае рассматривают неоднородно-слоистые модели сред.

Практически важным является случай залегания градиентной среды под однородным слоем, когда в результате проникновения в нижнюю среду возникают преломленно-рефрагированные волны. Вблизи начальной точки годографа головной и преломленно-рефрагированной волн совпадают. При увеличении расстояния от ПВ для преломленно-рефрагированных волн наблюдается закономерное уменьшение разности времен Δt_n по нагоняющим годографам. Для преломленно-рефрагированных волн отмечается также большая интенсивность и меньшее затухание с расстоянием, чем для головных. Эти признаки выражены тем больше, чем выше градиент в подстилающей среде, поскольку функция расхождения рефрагированных волн обратно пропорциональна градиенту скорости в степени 0,5. Проникновение преломленной волны в нижнюю среду приводит также к образованию кратных рефрагированных волн, возникающих при отражении снизу от границы раздела. Вблизи от начальной точки они интерферируют с однократной преломленно-рефрагированной волной.

Таким образом, для характерных условий ВЧР волновая картина в первых вступлениях определяется присутствием преломленных волн разных типов (головные, рефрагированные, преломленно-рефрагированные, преломленно-дифрагированные, отраженно-преломленные), а также отраженных и поверхностных волн.

Отметим, что при малой глубине залегания отражающей границы область прослеживания отражений вне зоны интерференции с поверхностными и преломленными волнами весьма мала, что затрудняет применение метода отраженных волн (МОВ).

Записи поверхностных волн могут использоваться для оценки мощностей поверхностных слоев и скоростей поперечных волн в них. С этой целью дисперсионные графики $v(\lambda)$, полу-

ченные по экспериментальным данным, сравниваются с теоретическими палетками [37, 68]. Определенные таким образом значения скоростей и мощностей слоев соответствуют осредненным величинам этих параметров для данной базы источник — приемник. Это обстоятельство ограничивает широкое применение поверхностных волн в инженерной сейсморазведке.

Ниже рассмотрены способы интерпретации годографов преломленных волн для различных случаев строения изучаемого разреза.

§ 11. Интерпретация географов преломленных волн в случае однослойной среды с плоскими границами

Плоская горизонтальная граница

При плоской горизонтальной границе годограф головной волны имеет уравнение

$$t_2(x) = t_{01} + \frac{x}{v_2} = \frac{2h_1 \cos i_{12}}{v_1} + \frac{x}{v_2}. \quad (III.2)$$

Можно отметить три характерных точки годографа: критическую, или точку пересечения годографов с координатами x_{12}, t_{12} ; начальную с координатами x_H, t_H и точку пересечения годографа головной волны с осью t $x=0; t=t_0$. Для этих точек (см. рис. 9)

$$\begin{aligned} x_{12} &= 2h_1 \sqrt{\frac{v_2 + v_1}{v_2 - v_1}}; & t_H &= \frac{2h_1}{v_1 \cos i_{12}}; & x_H &= 2h_1 \operatorname{tg} i_{12}; \\ t_0 &= \frac{2h_1 \cos i_{12}}{v_1}; & t_{12} &= t_0 + \frac{x_{12}}{v_2}. \end{aligned} \quad (III.3)$$

По экспериментальным данным можно определить координаты характерных точек годографа t_0 и x_{12} . В связи с этим на практике нашли применение два способа интерпретации: « t_0 » и точки пересечения или излома.

Значения v_1 и v_2 определяются по наклону годографов прямой и головной волн. Далее, найдя t_0 или x_{12} , можно определить глубину залегания преломляющей границы

$$h_1 = \frac{t_0 v_1}{2 \sqrt{1 - \left(\frac{v_1}{v_2}\right)^2}}; \quad h_1 = \frac{x_{12}}{2} \sqrt{\frac{v_2 - v_1}{v_2 + v_1}}. \quad (III.4)$$

Указанные способы могут использоваться и для многослойной параллельно-слоистой среды.

Многослойная горизонтально-слоистая среда

В случае последовательности n плоских горизонтальных границ (при условии $v_1 < v_2 < \dots < v_n$) на каждой границе возник-

кает и будет регистрироваться на поверхности головная волна, уравнение годографа которой (рис. 13)

$$t_n(x) = \frac{x}{v_n} + t_{0(n-1)} = \frac{x}{v_n} + \sum_{k=1}^{n-1} \frac{2h_k \cos i_{kn}}{v_k}. \quad (\text{III.5})$$

Пусть для каждого слоя k определены по соответствующему годографу головной волны скорость в пласте v_k и характерные

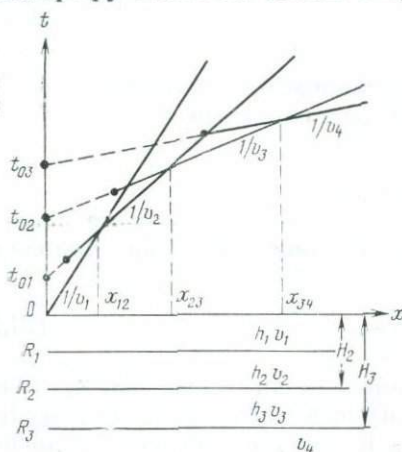


Рис. 13. Годографы головных волн для многослойной среды с плоскими горизонтальными границами.

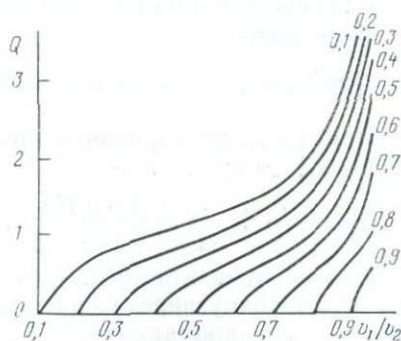


Рис. 14. График Q для оценки мощности пропускаемого слоя. Шифр кривых — $k=v_1/v_2$

точки годографа $x_{(k-1)k}$ и $t_{0(k-1)}$. Тогда можно установить мощности слоев последовательно сверху вниз

$$h_1 = \frac{x_{12}}{2} \sqrt{\frac{v_2 - v_1}{v_2 + v_1}}; \quad h_2 = \frac{x_{23}}{2} \sqrt{\frac{v_3 - v_2}{v_3 + v_2}} - h_1 \frac{\cos i_{13} - \cos i_{12}}{\sin i_{12} \cos i_{23}};$$

$$h_n = \frac{x_{n(n+1)}}{2} \sqrt{\frac{v_{n+1} - v_n}{v_{n+1} + v_n}} - \sum_{k=1}^{n-1} h_k N_{kn}; \quad (\text{III.6})$$

$$N_{kn} = \frac{\cos i_{k(n+1)} - \cos i_{kn}}{\sin i_{kn} \cos i_{n(n+1)}}.$$

Аналогично используются координаты точек пересечения годографов с осью t (точки t_{01}, t_{02}, \dots).

Введя понятие приведенной скорости $W_{kn} = \frac{v_k}{\cos i_{kn}}$, получим

$$h_1 = \frac{t_{01} W_{12}}{2}; \quad h_2 = \left[t_{02} - \frac{2h_1}{W_{13}} \right] \frac{W_{23}}{2} = \frac{t_{02} W_{23}}{2} - h_1 \frac{W_{23}}{W_{13}};$$

$$h_n = \frac{t_{0n} W_{n(n+1)}}{2} - \sum_{k=1}^{n-1} h_k \frac{W_{k+1, n+1}}{W_{k, n+1}}. \quad (\text{III.7})$$

Если необходимо определить мощность какого-либо пласта, находящегося между преломляющими границами, применим способ пластовых скоростей [39], в котором фигурируют только величины времен t_{0k} и пластовых скоростей v_k .

Если обозначить $t_{01} = \delta t_{01}$, то

$$\left. \begin{aligned} h_1 &= \frac{W_{12}}{2} \delta t_{01}; \\ h_2 &= \frac{W_{23}}{2} \delta t_{02} \left(\delta t_{02} = t_{02} - \delta t_{01} \frac{\cos i_{13}}{\cos i_{12}} \right); \\ h_n &= \frac{W_{n(n+1)}}{2} \delta t_{0n} \left(\delta t_{0n} = t_{0n} - \sum_{k=1}^{n-1} \delta t_{0k} \frac{\cos i_{k(n+1)}}{\cos i_{k(k+1)}} \right). \end{aligned} \right\} \quad (\text{III.8})$$

При определенном соотношении скоростей и мощностей многослойной структуры годограф головной волны, соответствующий какому-либо слою, может проследиваться только в последующих вступлениях, не отражаясь в годографе первых вступлений. В этом случае говорят о пропуске слоя.

Для анализа указанного явления рассмотрим случай двухслойной покрывающей среды. При уменьшении мощности второго слоя h_2 , если $h_1 = \text{const}$, наблюдается снижение t_{02} и, начиная с определенного момента, годограф t_2 полностью оказывается в последующих вступлениях. Аналогичная картина наблюдается при увеличении h_1 (мощность $h_2 = \text{const}$), когда возрастает t_{01} .

Следовательно, условие пропуска второго слоя определяется при заданных скоростях v_1, v_2, v_3 отношением h_2/h_1 . Критическим является момент, когда годографы прямой t_1 и головных t_2, t_3 волн пересекаются в одной точке. Соответствующая мощность $h_{2\text{max}}$ является максимальной для пропускаемого слоя и может быть определена при известных значениях v_1, v_2, v_3, h_1 . Для этого рассчитывается функция Q [63]:

$$Q = \frac{h_{2\text{max}}}{h_1} = \frac{(1 - \sin i_{13}) \cos i_{12} - (1 - \sin i_{12}) \cos i_{13}}{(1 - \sin i_{12}) \sin i_{12} \cdot \cos i_{23}}. \quad (\text{III.9})$$

Зависимость Q от $n = v_1/v_2$ при параметре $k = v_1/v_3$ приведена на рис. 14.

Если второй слой пропущен, годографы t_1 и t_3 интерпретируются как в случае двухслойной структуры

$$h_1^* = \frac{x_1}{2} \sqrt{\frac{v_3 - v_1}{v_3 + v_1}}. \quad (\text{III.10})$$

Кажущуюся глубину h_i^* считаем минимальной для нижней границы при пропуске слоя, поскольку приведенная формула точна, когда $h_2 \rightarrow 0$. Параметр $\mathcal{J} = (h_{2\text{max}} + h_1)/h_1^*$ (отношение максимальной и минимальной глубин нижней границы) рассмотрен в работах [13, 91].

Наклонная плоская преломляющая граница

При наклонной плоской преломляющей границе уравнение годографа

$$t_2(x) = \frac{x}{v_2^*} + t_{01} = \frac{x \sin(i \pm \varphi)}{v_1} + t_{01}. \quad (\text{III.11})$$

Наклон годографа зависит от скорости v_2 и угла наклона границы φ , поэтому для решения обратной задачи необходимо определить по встречным годографам две кажущиеся скорости \vec{v}_2^* и \overleftarrow{v}_2^* . Далее вычислим

$$\left. \begin{aligned} \varphi &= \frac{1}{2} \left[\arcsin \frac{v_1}{\vec{v}_2^*} - \arcsin \frac{v_1}{\overleftarrow{v}_2^*} \right]; \\ v_2 &= \frac{2 \cos \varphi \vec{v}_2^* \overleftarrow{v}_2^*}{\vec{v}_2^* + \overleftarrow{v}_2^*} \approx \frac{2v_2^* \overleftarrow{v}_2^*}{\vec{v}_2^* + \overleftarrow{v}_2^*}; \\ h_1 &= \frac{t_{01} v_1}{2 \cos i_{12}}; \quad z_1 = \frac{h_1}{\cos \varphi}, \end{aligned} \right\} \quad (\text{III.12})$$

где h_1 и z_1 — глубины по нормали и вертикали.

При использовании способа точек пересечений глубина определяется по значению x_{12}

$$h_1 = \frac{x_{12}}{2} \frac{(v_2 - v_1 \cos \varphi)}{\sqrt{v_2^2 - v_1^2}} \pm \frac{x_{12}}{2} \sin \varphi \approx \frac{x_{12}}{2} \sqrt{\frac{v_2 - v_1}{v_2 + v_1}} \pm \frac{x_{12} \sin \varphi}{2}; \quad (\text{III.13})$$

Здесь знак плюс соответствует направлению профиля по восстанию границы, а минус — по падению.

Многослойная среда с плоскими наклонными границами (двумерная задача)

Рассмотрим однороднослойную среду с плоскими преломляющими границами, падающими под углами φ_k к горизонту (рис. 15). Пусть при выполнении условий $v_1 < v_2 < \dots < v_n$ соотношения между скоростями v_k , мощностями h_k и углами падения φ_k таковы, что нет пропуска слоя, и все головные волны выходят на поверхность, т. е. $a_n + \varphi_n < 90^\circ$.

Для профиля, направленного по падению, уравнение годографа головной волны для границы n будет [86]:

$$t_n(x) = \frac{x \sin \beta_1}{v_1} + \sum_{k=1}^{n-1} \frac{z_k}{v_k} (\cos \alpha_{k(n-1)} + \cos \beta_{k(n-1)}), \quad (\text{III.14})$$

где z_k — вертикальная мощность слоя k ; $\alpha_{k(n-1)}$, $\beta_{k(n-1)}$ — углы

с вертикалью луча, падающего на границу n и отходящего от нее.

Задача интерпретации заключается в вычислении вертикальной мощности слоев и углов наклона по значениям t_{0k} и кажущихся скоростей для встречных годографов \vec{v}_k^* , \vec{v}_k^* . Интерпретация полученной системы годографов выполняется методом t_0 последовательно сверху вниз.

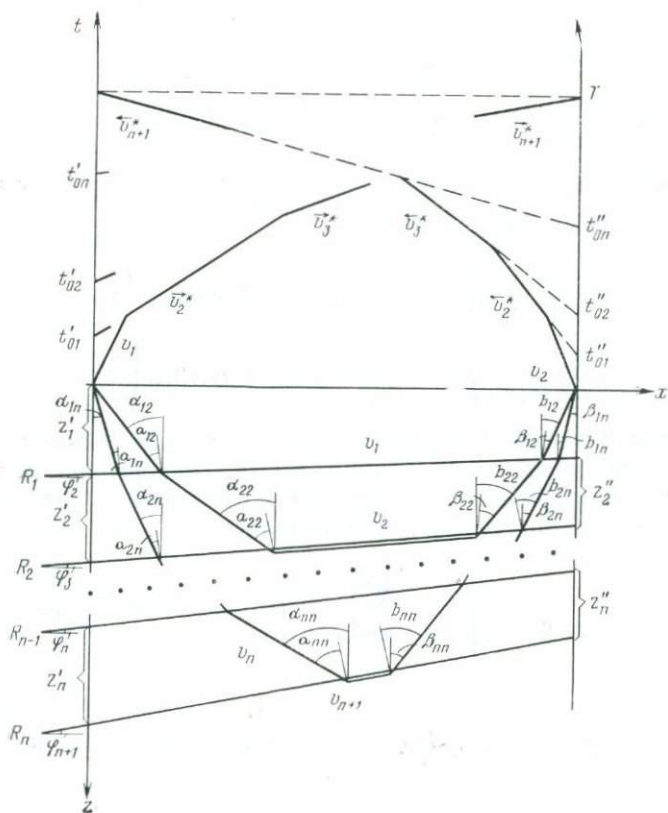


Рис. 15. Лучи и годографы головных волн для многослойной среды с плоскими наклонными границами

a , b — углы между лучом и нормалью к границе; α , β — углы между лучом и вертикалью; φ — углы наклона границы; z — вертикальная мощность слоев; R — преломляющие границы; H , h — соответственно глубина и мощность слоя

Вначале с помощью рассмотренного выше метода для первой преломляющей границы определяем величины v_2 , φ_2 , z_1 и z_1' . Далее интерпретируются годографы, соответствующие второй преломляющей границе.

Вначале последовательно определяются следующие углы (см. рис. 15):

$$\alpha_{12} = \arcsin \frac{v_1}{v_3^*}; \quad \beta_{12} = \arcsin \frac{v_1}{v_3^*};$$

$$a_{12} = \alpha_{12} - \varphi_2; \quad b_{12} = \beta_{12} + \varphi_2;$$

$$\bar{a}_{22} = \arcsin \frac{v_2}{v_1} \cdot \sin \alpha_{12}; \quad \bar{b}_{22} = \arcsin \frac{v_2}{v_1} \sin b_{12};$$

$$a_{22} = b_{22} = \frac{\bar{a}_{22} + \bar{b}_{22}}{2}; \quad \varphi_3 = \varphi_2 + \frac{\bar{a}_{22} - \bar{b}_{22}}{2};$$

$$\alpha_{22} = a_{22} + \varphi_3; \quad \beta_{22} = b_{22} - \varphi_3.$$

Затем вычисляется скорость $v_3 = \frac{v_2}{\sin \alpha_{22}}$ и устанавливается мощность второго слоя в точках O' и O''

$$z_2' = \frac{v_2}{\cos \alpha_{22} + \cos \beta_{22}} \left[t_{02}' - \frac{z_1'}{v_1} (\cos \alpha_{12} + \cos \beta_{12}) \right];$$

$$z_2'' = \frac{v_2}{\cos \alpha_{22} + \cos \beta_{22}} \left[t_{02}'' - \frac{z_1''}{v_1} (\cos \alpha_{12} + \cos \beta_{12}) \right].$$

Аналогичная процедура проделывается и для более глубоких границ. Поскольку вычисления весьма трудоемки, составлена программа обработки на ЭВМ [91]. Мощность слоя n может быть вычислена по следующей формуле:

$$z_n = \frac{v_n}{\cos \alpha_{nn} + \cos \beta_{nn}} \left[t_{0n}' - \sum_{k=1}^{n-1} \frac{z_k}{v_k} (\cos \alpha_{kn} + \cos \beta_{kn}) \right], \quad (\text{III.15})$$

где

$$\alpha_{nn} = a_{nn} + \varphi_{n+1}; \quad \beta_{nn} = b_{nn} - \varphi_{n+1}; \quad a_{nn} = b_{nn} = \arcsin \frac{v_n}{v_{n+1}}.$$

§ 12. Интерпретация годографов преломленных волн в случае одной криволинейной границы

Для однородной покрывающей среды со скоростью v_1 рассмотрим возможность построения криволинейной преломляющей границы и определения скорости v_2 по встречным годографам головных волн. Предполагается, что рельеф преломляющей границы довольно плавный, и на годографах отсутствуют петли. Задача может быть решена методами полей времен, t_0 и разностного годографа, сопряженных точек, временных задержек.

Данный метод основан на последовательном восстановлении положения волновых фронтов по принципу Гюйгенса. Его графический вариант очень трудоемок, особенно при переменной скорости v_1 , что характерно для ВЧР. В. Н. Пилипенко предложил численное решение задачи [58], основанное на восстановлении временного поля в среде без построения изохрон.

Метод полей времен обладает интегральными характеристиками. В процессе восстановления временного поля отдельные локальные неоднородности сглаживаются, что ограничивает возможности метода при ИГИ.

Метод t_0 и разностного годографа

Для случая криволинейной преломляющей границы годограф головной волны в общем случае не может быть выражен аналитически. Выделение на нем характерных точек затруднительно. Однако в отношении координаты t_0 задача решается, если выполняется предположение о скольжении волны вдоль преломляющей границы. В этом случае $\Delta t_n = \text{const}$ и значение t_0 на пункте взрыва можно получить путем параллельного переноса нагоняющего годографа (рис. 16).

Если имеются два встречных увязанных годографа головной волны, значение t_0 можно получить в любой точке профиля, используя то же условие параллельности, вытекающее из гипотезы скольжения. Возьмем точку на профиле D (см. рис. 16, а). Если бы из нее был получен прямой годограф, то он был бы параллелен данному годографу $\vec{t}(x)$, а в точке O'' имел бы координату $\vec{t}(D)$, так как это взаимные точки. Следовательно, значение $t_0(D)$ можно получить, вычитая из $\vec{t}(D)$ величину параллельного переноса, равную $T - \vec{t}(D)$. Отсюда $t_0(D) = \vec{t}(D) - [T - \vec{t}(D)]$.

Аналогично можно получить значение $t_0(x)$ в любой точке x на участке $O'O''$

$$t_0(x) = \vec{t}(x) - [T - \vec{t}(x)]. \quad (\text{III.16})$$

Каков физический смысл t_0 в случае неплоской границы? Как следует из формулы (III.16) и из рис. 16, время t_0 есть разность времен пробега

$$t_0(D) = [t(AD) + t(BD)] - t(AB). \quad (\text{III.17})$$

Это определение верно и в случае градиентной покрывающей среды, когда лучи AD и BD криволинейны.

При некоторых предположениях можно использовать метод t_0 для определения глубины криволинейной границы. Если на

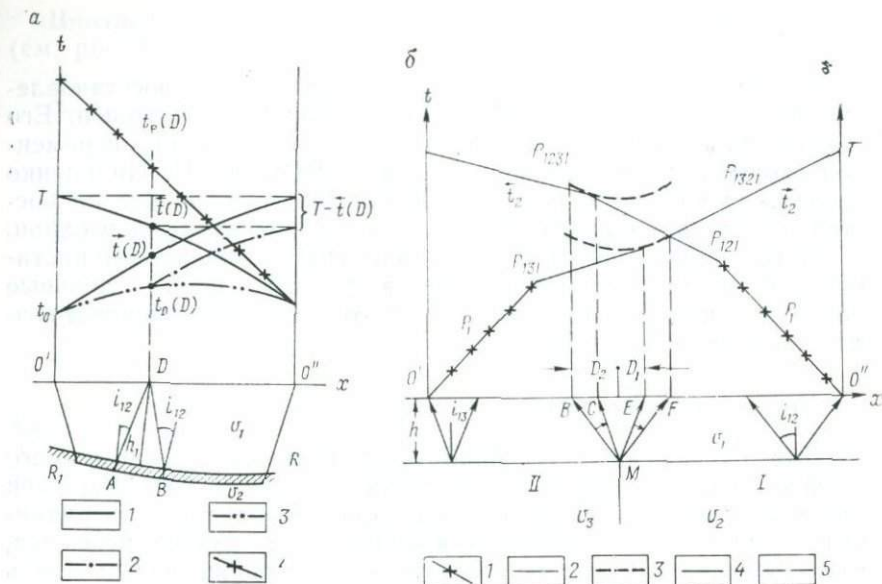


Рис. 16. Лучи и годографы головной волны.

a — криволинейная преломляющая граница; 1 — сводные встречные годографы головной волны в интервале $O'O''$; 2 — то же, для головной волны в интервале DO'' ; 3 — линия $t_0(x)$; 4 — разностный годограф $t_p(x)$; *b* — вертикальный контакт сред I и II ($v_2 < v_1$); годографы волн: 1 — прямой P, 2 — головных, 3 — дифрагированных; 4 — лучи головной волны, 5 — границы зон разрыва и наложения годографов головных волн

участке AB границу считают плоской и $v_1 = \text{const}$, $v_2 = \text{const}$, то из формулы (III.17)

$$t_0(D) \approx \frac{2h_D \cos i_{12}}{v_1}. \quad (\text{III.18})$$

Интервал AB равен двойному сносу $AB = 2h_1 \text{tg} i_{12}$. Для соотношений скоростей, характерных для ВЧР, $AB \leq h_1$. Следовательно, для криволинейных границ радиусом кривизны $\rho \gg h_1$ можно считать, что выполняется равенство (III.18), и использовать линию $t_0(x)$ для приближенного построения глубинного разреза, определяя глубину по нормали h_1 по формуле (III.4). В этом случае линию t_0 можно считать изображением границы во временной области.

Совокупность линий t_0 дает временной разрез по преломленным волнам подобно временным разрезам в МОВ. Однако есть существенное различие по сравнению с МОВ: на значения $t_0(x)$ влияют изменения отношения $n = v_1/v_2$. Когда $n \rightarrow 0$, линии t_0 по отраженным и преломленным волнам для одной границы практически совпадают. При увеличении n возрастает сейсмический снос, и неровности преломляющей границы отобража-

ются в линии t_0 все в более сглаженном, размазанном виде (см. рис. 11, з).

Для характерных условий ВЧР сейсмический снос невелик, поэтому метод t_0 , хотя и является приближенным, дает достаточную точность для инженерной сейсморазведки.

Способ разностного годографа используется в сочетании с методом t_0 для определения скорости v_2 . Разностный годограф $t_p(x)$ может быть получен на участке, где имеются встречные годографы

$$t_p(x) = \vec{t}(x) - \overleftarrow{t}(x) + C. \quad (\text{III.19})$$

При выполнении указанных условий ($v_1 = \text{const}$, $v_2 = \text{const}$, граница в интервале двойного сноса считается плоской) имеем с учетом обратного наклона встречного годографа:

$$\frac{1}{v_p} = \frac{1}{v^*} + \frac{1}{v^*} = \frac{\sin(i \pm \varphi)}{v_1} + \frac{\sin(i \mp \varphi)}{v_1} = \frac{2 \cos \varphi}{v_2}. \quad (\text{III.20})$$

Отсюда для малых углов наклона, принимая $\cos \varphi = 1$, получаем $v_2 \approx 2v_p$. Это допущение дает погрешность 1,5; 3,5 и 6% для угла φ , равного соответственно 10, 15, 20°.

Определение граничной скорости методом разностного годографа широко используется при изучении ВЧР. Достоинства метода заключаются в его простоте, возможности вычисления граничной скорости без построения разреза, когда скорость v_1 не известна. Важно отметить, что при построении разностного годографа локальные отклонения встречных годографов, связанные с местными неоднородностями и условиями установки сейсмоприемников, взаимно вычитаются. В связи с этим разброс точек на разностном годографе меньше, чем на наблюдаемом. В работе [35] предложено константу C в формуле (III.19) принимать равной взаимному времени T . Отсюда

$$t_p(x) = \vec{t}(x) + [T - \overleftarrow{t}(x)]. \quad (\text{III.20}')$$

Совместное использование формул (III.16) и (III.20') удобно при графическом построении линий $t_0(x)$ и $t_p(x)$. При этом разностный годограф начинается от линии t_0 (см. рис. 16, а).

При наличии только нагоняющих годографов, когда значения t_0 известны для концов расстановки $O'O''$, можно построить разностный годограф для данного интервала по двум точкам $t_p(O') = t_0'$; $t_p(O'') = 2T - t_0''$.

При неполном перекрытии встречных годографов можно путем линейной экстраполяции годографа $t_p(x)$ получить значения t_0 для всего интервала наблюдения [77].

Способ разностного годографа широко применяется для изучения изменений скорости v_2 вдоль профиля. Изменения отмечаются по излому годографа t_p , который осредняется ломаной

линией. При изучении сети профилей строится карта граничной скорости, по которой прослеживаются в плане зоны пониженной скорости (тектонические нарушения, карст), участки с высокой скоростью (мерзлота, крепкие скальные породы) и т. д.

Рассмотрим характер годографов головных волн и разностного годографа в области контакта двух сред *I* и *II* со скоростями v_2 и v_3 ($v_1 < v_2 < v_3$) (см. рис. 16, б). Значение сейсмического сноса $D = h_1 \text{tgi}$ над средами *I* и *II* различно ($D_1 < D_2$), поэтому при пересечении контакта на встречных ветвях образуется пересечение ($\overleftarrow{t_2}$) или разрыв ($\overrightarrow{t_2}$) годографов головной волны от преломляющей границы.

При подходе скользящей волны к краю контакта *M* возникает дифрагированная волна, следящаяся в первых вступлениях по годографу $\overrightarrow{t_2}$ (зона разрыва) или в последующих вступлениях по годографу $\overleftarrow{t_2}$. В результате на разностном годографе t_p над контактом выделяется зона *BE* с фиктивным значением v_p ($v_3 > 2v_p > v_2$). В области регистрации дифрагированной волны *EF* значения $2v_p$ могут быть аномально высокими (более v_3). В связи с этим при аппроксимации годографа t_p ломаной необходимо выделять достаточно протяженные интервалы $l \gg D$.

Искажения разностного годографа могут быть вызваны и значительной искривленностью преломляющей границы. Как показано в работе [19], выделяются фиктивные зоны пониженной (над впадинами) и повышенной (над выступами) граничных скоростей. При изучении резко криволинейных границ с переменной граничной скоростью необходимо учитывать сейсмический снос методами сопряженных точек и временных задержек.

Метод сопряженных точек

Точки x_j прямого и x_i обратного годографов называются сопряженными, если к ним подходят лучи, вышедшие из одной точки *A* преломляющей границы (рис. 17). Допустим положение этих точек *F* и *E* известно. Тогда можно вычислить величины

$$x_c = x_j - x_i; \quad t_c = \overrightarrow{t_j} + \overleftarrow{t_i} - T = \tau_1 + \tau_2,$$

где τ_1 и τ_2 — соответственно времена пробега по лучам *AF* и *AE*.

Для точки x_i или x_j значения x_c и t_c имеют смысл координат начальной точки годографа головной волны, полученной при профилировании от x_i вперед по профилю или от x_j в обратном направлении. Следовательно, лучи *AF* и *AE* являются лучами отраженной волны. При вычисленных значениях x_c и t_c интерпретация может быть осуществлена известными спо-

При графическом построении границы проводятся засечки из точки C радиусом R . Если угол φ мал, можно откладывать засечки из точки E радиусом $\frac{1}{2} v_1 t_c \cos i$ (способ окружностей).

В случае автоматической интерпретации вычисляются координаты точки O относительно точки C

$$z = \frac{R^2}{2r}; \quad x = R \sqrt{1 - \left(\frac{R}{2r}\right)^2}. \quad (\text{III.23})$$

Лучевой метод. Лучевой метод заключается в прямом расчете времени пробега τ_1 и τ_2 вдоль пересекающихся пар лучей и проверке выполнения равенства (III.31). Идея метода была предложена еще в 1938 г. Г. А. Гамбурцевым [13], но лишь с внедрением ЭВМ она смогла быть реализована [24].

Этот метод основан на вычислении производной годографа. При наличии помех и резкой неоднородности покрывающей толщи такой расчет может привести к существенным погрешностям. Однако лучевой метод позволяет выделять локальные аномалии. Его можно применять с целью решения как прямых, так и обратных задач для границ произвольной формы. При этом можно использовать не только годографы первых вступлений, но заходы и петли годографов.

На первом этапе интерпретации вычисляются лучевые параметры $p_i = \sin \alpha / v_1$ (α — угол падения луча на поверхность, v_1 — скорость в покрывающей среде), определяющие единственным образом лучи, подходящие к точкам профиля x_i .

Значение $\sin \alpha$ можно определить, если нам известны годограф t_x и координаты линии наблюдения $z_0(x)$.

Возьмем точку профиля $z_0(x_i)$. Угол наклона поверхности наблюдения в этой точке

$$\mu = \arctg \frac{dz_0(x_i)}{dx} = \arctg z'_0(x_i).$$

Кажущаяся скорость

$$v^* = \frac{1}{t'(x_i) \cos \mu}.$$

Кажущийся угол подхода $\varphi = \alpha \pm \mu$. Отсюда согласно закону Бенндорфа

$$\sin(\alpha \pm \mu) = \frac{v_1}{v^*} = v_1 t'(x) \cos \mu. \quad (\text{III.24})$$

Решая это уравнение относительно $\sin \alpha$, получаем

$$\sin \alpha = v_1 t'(x) \cos^2 \mu \pm \sin \mu \sqrt{1 - v_1^2 t'^2(x) \cos^2 \mu}. \quad (\text{III.25})$$

Учитывая равенства

$$\sin \mu = \frac{z'_0(x)}{\sqrt{1 + [z'_0(x)]^2}}; \quad \cos \mu = \frac{1}{\sqrt{1 + [z'_0(x)]^2}}, \quad (\text{III.26})$$

окончательно имеем

$$p(x) = \frac{t'(x)}{1 + [z_0'(x)]^2} \pm \frac{z_0'(x)}{v_1 \sqrt{1 + [z_0'(x)]^2}} \sqrt{1 - \frac{|t'(x) v_1|^2}{1 + [z_0'(x)]^2}} \quad (\text{III.27})$$

Это уравнение выражает лучевой параметр в точке x профиля через производную годографа, производную от линии рельефа и скорость в покрывающей среде в данной точке. Знак «+» соответствует падению луча на границу сверху, знак «-» — снизу.

Рассмотрим определение координат преломляющей границы и граничной скорости лучевым методом с помощью ЭВМ на простейшем примере однослойной покрывающей среды со скоростью v_1 [44].

В интервале OD в точках с шагом Δx считаются известными встречные годографы $\vec{t}(x)$, $\overleftarrow{t}(x)$ головной волны, абсолютные отметки поверхности $z_0(x)$, скорость v_1 в покрывающей среде, а также время T во взаимных точках (см. рис. 17).

Для вычисления производных годографа $\vec{t}'(x)$, $\overleftarrow{t}'(x)$ осредняем его последовательно прямой линией длиной $k\Delta x$ по методу наименьших квадратов. Производная этой прямой относится к средней точке взятого отрезка. Расчет обычно проводится для нескольких значений параметра осреднения k . Аналогично рассчитываем производную от линии рельефа.

Возьмем две точки x_i и x_j . Поскольку скорость в покрывающей среде $v_1 = \text{const}$, уравнения лучей, подходящих к этим точкам, есть уравнения прямых линий:

$$x - x_j = C_1(z - z_j);$$

$$x - x_i = C_2(z - z_i);$$

где

$$C_1 = \frac{v_1 \vec{p}(x_j)}{\sqrt{1 - \vec{p}^2(x_j) v_1^2}}; \quad C_2 = \frac{v_1 \overleftarrow{p}(x_i)}{\sqrt{1 - \overleftarrow{p}^2(x_i) v_1^2}}.$$

Отсюда координаты точки n пересечения этих лучей

$$z_n = \frac{x_j - x_i + z_0(x_i) c_2 - z_0(x_j) c_1}{c_2 - c_1};$$

$$x_n = x_j - [z_n - z_0(x_j)] \cdot c_1. \quad (\text{III.29})$$

Время пробега по лучам от поверхности до точки их пересечения равно

$$\tau_1 = \frac{z_n - z(x_i)}{v_1 \sqrt{1 - \vec{p}^2(x_i) v_1^2}}; \quad \tau_2 = \frac{z_n - z(x_j)}{v_1 \sqrt{1 - \overleftarrow{p}^2(x_j) v_1^2}}. \quad (\text{III.30})$$

Если точки x_i и x_j являются сопряженными, то точка с координатами (x_n, z_n) лежит на границе. В этом случае

$$\delta t = \vec{t}(x_j) + \overleftarrow{t}(x_i) - T - \tau_1 - \tau_2 = 0. \quad (\text{III.31})$$

Если условие (III.31) не выполняется, возможны два варианта: 1) $\delta t > 0$ — точка пересечения выше преломляющей границы, 2) $\delta t < 0$ — точка пересечения ниже преломляющей границы. Для того, чтобы условие (III.31) было справедливым в первом случае, точку x_j необходимо сдвинуть вперед по профилю, а во втором — назад.

Для вновь выбранной точки x_j и неподвижной x_i рассчитываются τ_1 и τ_2 и проверяется условие (III.31). Указанная процедура выполняется путем перемещения точки x_j на Δx до тех пор, пока δt не сменит знак; затем берется $x_{j(k+1)} = x_{jk} \pm \frac{\Delta x}{2}$.

Этот метод половинного деления при смене знака δt выполняется до момента, когда $\Delta x/n \leq \text{del}$, где del — заданная точность по оси x . Полученные таким образом z_n и x_n принимаются за координаты точки границы.

Лучевой параметр по прямому годографу $\vec{p}(x_j)$, умноженный на скорость $v_1(x_j)$, дает величину косинуса угла пересечения φ_1 луча AE с горизонталью в точке E (см. рис. 17). Аналогично $\cos \varphi_2 = \overleftarrow{p}(x_i) v_1(x_i)$, где $\overleftarrow{p}(x_i)$ — лучевой параметр по встречному годографу в точке F . Для критического угла i_{12} между нормалью к преломляющей поверхности и лучом получаем $2 i_{12} = \varphi_1 - \varphi_2$. Поскольку $\sin i_{12} = v_1/v_2$, скорость v_2 в точке x_r может быть вычислена по формуле

$$v_2(x_n) = \frac{v_1}{\sin \left(\frac{\overleftarrow{\text{arc cos } \overleftarrow{p}(x_i) v_1} - \overrightarrow{\text{arc cos } \vec{p}(x_j) v_1}}{2} \right)}. \quad (\text{III.32})$$

Метод временных задержек [88]

Временной задержкой t_d в точке D назовем разность времен пробега вдоль луча AD со скоростью v_1 и вдоль луча AC (проекция AD на преломляющую границу) со скоростью v_2 (см. рис. 16)

$$t_d(D) = \frac{AD}{v_1} - \frac{AC}{v_2}.$$

Аналогично для противоположного направления подхода луча

$$\overleftarrow{t}_d(D) = \frac{BD}{v_1} - \frac{BC}{v_2}.$$

В случае плоской границы в любой точке x (стрелкой обозначено направление подхода луча)

$$\vec{t}_d(x) = \overleftarrow{t}_d(x) = \frac{t_0(x)}{2} = \frac{h_x \cos i_{12}}{v_1}.$$

Для плоской границы с углом наклона φ уравнение годографа будет следующим:

$$t(x) = t_d(0) + t_d(x) + \frac{x \cdot \cos \varphi}{v_2}, \quad (\text{III.33})$$

где $t_d(0)$ — задержка для ПВ. Полагая, что угол φ мал ($\cos \varphi \approx 1$), получаем

$$t(x) - \frac{x}{v_2} = t_d(0) + t_d(x). \quad (\text{III.34})$$

При вычитании члена x/v_2 вводится поправка за расстояние (кинематическая). Разность $t(x) - x/v_2$ будем называть редуцированным или приведенным годографом ($\overrightarrow{t}_{\text{пр}}(x)$).

График $\overrightarrow{t}_{\text{пр}}(x)$ характеризует относительные изменения времен t_d вдоль профиля, так как значение $t_d(0)$ является постоянным. Время $t_d(x)$ относится к точке преломляющей границы с координатой $x-d$ (d — сейсмический снос). Следовательно, если графики $\overrightarrow{t}_{\text{пр}}(x)$ и $\overleftarrow{t}_{\text{пр}}(x)$ сместить на d по направлению пункта возбуждения, они должны стать параллельными. Их непараллельность указывает на неправильный выбор скорости v_2 . Этот признак может быть использован для уточнения значения v_2 .

Обозначим через v_2' скорость, взятую при расчете $\overrightarrow{t}_{\text{пр}}(x)$. Если расхождение (схождение) линий $\overrightarrow{t}_{\text{пр}}(x)$, $\overleftarrow{t}_{\text{пр}}(x)$ в интервале Δx составляет $\pm \Delta t_{\text{пр}}$, вычисляем исправленное значение скорости v_2

$$\frac{1}{v_2} = \frac{1}{v_2'} \pm \frac{\Delta t_{\text{пр}}}{2\Delta x}.$$

Для расчета сноса обычно используется формула

$$d = \frac{t_0 \operatorname{tg}^2 i_{12} v_2}{2} = h_1 \operatorname{tg} i_{12}.$$

Если на графиках $\overrightarrow{t}_{\text{пр}}(x)$, $\overleftarrow{t}_{\text{пр}}(x)$ можно идентифицировать характерные особенности, то расстояние между последними соответствует величине двойного сноса. При различных относительных сдвигах графиков $\overrightarrow{t}_{\text{пр}}(x)$, $\overleftarrow{t}_{\text{пр}}(x)$ можно вычислить функцию их взаимной корреляции. Максимальное ее значение соответствует сдвигу, равному $2d$ [92]. Сопоставление значений d , определенных первым и вторым способами, позволяет выявлять анизотропию средней скорости, так как при использо-

вании второго способа анизотропия учитывается автоматически. Поскольку графики $\overrightarrow{t}_{\text{пр}}(x)$ и $\overleftarrow{t}_{\text{пр}}(x)$ могут отличаться, вычисляется осредненный график $\bar{t}_{\text{пр}}(x) = \frac{1}{2} [\overrightarrow{t}_{\text{пр}}(x) + \overleftarrow{t}_{\text{пр}}(x)]$. Для привязки графика $\bar{t}_{\text{пр}}(x)$ по абсолютной величине можно использовать значения $t_0(0)$ на ПВ (или в любой другой точке). Далее по графику $\bar{t}_{\text{пр}}(x)$, смещенному на $t_0/2$, рассчитываются глубины залегания границы $h_1(x) = t_d(x) W_{12}$.

§ 13. Интерпретация годографов преломленных волн при изучении многослойных сред с криволинейными границами

Построения криволинейных преломляющих границ в многослойных средах осуществляются с помощью методов полей времен, сопряженных точек, t_0 и разностного годографа [4, 35]. Они применяются в двух вариантах: с использованием средних или пластовых скоростей. Методы полей времен и сопряженных точек дают хорошие результаты в случае резко криволинейных границ и малой дифференциации скоростей, когда снос значителен. Наибольшее применение при ИГИ нашел метод t_0 и разностного годографа.

Способ пластовых скоростей

Способ пластовых скоростей (СПС) был рассмотрен ранее для случая плоских горизонтальных границ.

По известным пластовым скоростям последовательно сверху вниз определяется мощность слоев между преломляющими границами [см. формулу (III.8)] и проводится их построение.

В работе [39] предложено использовать этот способ как приближенный и для случая криволинейных границ, когда на участках порядка двойного сноса граница мало отличается от плоской. Условием применения СПС является выделение и прослеживание всех преломляющих границ в толще, покрывающей изучаемую (опорную) границу. С помощью полных корреляционных систем можно построить последовательность линий t_0 , соответствующих серии преломляющих границ. Получаемый таким образом временной разрез преобразуется в глубинный; по формулам (III.8) в каждой точке профиля определяются мощности пластов между преломляющимися границами. Далее последовательно сверху вниз строятся преломляющие границы.

Иногда сейсмогеологические условия позволяют сделать некоторые дополнительные предположения о поведении сейсмических границ, что значительно упрощает методику наблюдений и интерпретацию. Рассмотрим для трехслойного разреза три варианта построения границ R_1 и R_2 по значениям t_{01}' , t''_{01} и $t_{02}(x)$ (рис. 19).

1. Предположим, что граница R_1 на участке $O'O''$ является плоской. Для любой точки D , лежащей между O' и O'' , известна глубина h_1 . Отсюда можно рассчитать в этой точке и мощность второго пласта

$$h_2 = \frac{\omega_{23}}{2} \left(t_{02} - \frac{2h_1}{\omega_{13}} \right).$$

Указанное предположение часто используется, когда R_1 соответствует уровню грунтовых вод.

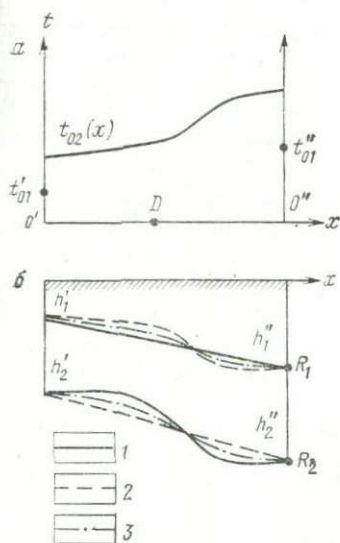


Рис. 19. Приближенные способы построения трехслойного разреза.

a — исходные данные; b — построение разреза при: 1 — плоской границе R_1 , 2 — плоской границе R_2 , 3 — линейном изменении мощности второго слоя

2. Предположим, что граница R_2 на участке $O'O''$ плоская. Для любой точки D известна величина $H = h_1 + h_2$. Отсюда вычисляем глубину залегания первого пласта

$$h_1 = \frac{2 \left(H - t_{02} \frac{W_{23}}{2} \right)}{\left(1 - \frac{W_{23} W_{13}}{W_{12}^2} \right)}.$$

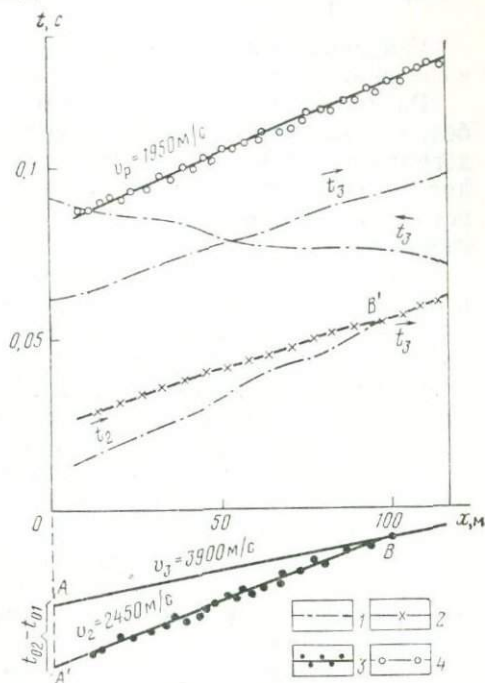


Рис. 20. Методика определения скорости по одиночному годографу с учетом влияния ЗМС [74].

Годографы: 1 — наблюдаемые; 2 — параллельно смещенный t_3 ; 3 — t_2 , исправленный за ЗМС; 4 — разностный v_p

Указанное допущение справедливо при изучении пологозалегающих осадочных толщ.

3. Предположим, что мощность второго пласта в интервале $O'O''=d$ изменяется линейно, так что в точке D величина $h_2 = h_2' + (h_2' - h_2'') \frac{x}{d}$ где $x = O'O''$. Отсюда находим h_1 в точке D

$$h_1 = \frac{W_{13}}{2} \left(t_{02} - \frac{2h_2}{W_{23}} \right).$$

Указанное предположение применяется для изучения зоны выветривания (второй слой).

Рассмотренные приемы значительно упрощают методику работ, так как нет необходимости получать встречные системы годографов для промежуточной границы R_1 . Ее можно проследить и в том случае, если соответствующая этой границе волна регистрируется в последующих вступлениях или в зоне интерференции.

Выше под пластовой скоростью понимается средняя скорость в слое между преломляющими границами. Если изучаемая среда состоит из сравнительно однородных слоев, поверхностям которых соответствуют преломляющие границы, то пластовые скорости равны граничным. Для их определения используются разностные годографы. Если встречные годографы не перекрываются, то кажущаяся скорость v^* , определенная по одиночным годографам, приравнивается к пластовой. Для учета влияния наклона границ можно рассматривать встречные одиночные годографы из одного пункта взрыва.

Нерегулярные отклонения точек годографа из-за изменчивости зоны малых скоростей (ЗМС) часто затрудняют определение пластовой скорости по v^* . В этом случае удобен способ В. Н. Никитина [74].

Рассмотрим трехслойную среду $v_1 < v_2 < v_3$, причем для нижней опорной границы получена полная встречная система годографов t_3 , а для промежуточной — одиночный годограф t_2 (рис. 20). В 100 м от ПВО волна t_2 сменяется опорной волной t_3 (точка B'). Если $v_1 \ll v_2$ (что обычно выполняется для ЗМС), то времена пробега в ЗМС, как волны от промежуточной границы, так и опорной, практически одинаковы. Разность времен этих волн для какой-либо точки свободна от влияния ЗМС.

Определив v_3 по разностному годографу, проводим линию AB с наклоном, соответствующим v_3 . От точки B' влево откладываем значения \vec{t}_3 , что позволяет в каждой точке вычислить разность $\vec{t}_3 - t_2$. Эти разности откладываются вниз от линии AB . Полученные точки осредняются линией $A'B'$, по наклону которой находим скорость v_2 . Отрезок AA' в масштабе времени равен разности $t_{02} - t_{01}$.

Аналогично устанавливается скорость по одиночному годографу обменной волны $P_1S_2P_1$, если известны встречные годографы для волны $P_1P_2P_1$ [74].

В некоторых случаях граничные и пластовые скорости могут различаться. Например, при пропуске слоя (см. § 11) пластовая скорость может быть больше граничной, а при выпадении его ($v_i < v_{i-1}$) последняя будет больше пластовой. В этих случаях для определения пластовой скорости необходимо использовать скважинные измерения (см. § 16).

Способ средней скорости

Рассмотрим задачу прослеживания одной преломляющей границы, покрытой многослойной толщей. Покрывающая многослойная среда заменяется однородной со средней скоростью \bar{v} , т. е. преломление лучей на промежуточных границах не учитывается. Глубина преломляющей границы определяется по формуле для двухслойной среды

$$H_i^* = \frac{\bar{v}_i t_{0i}}{2\sqrt{1 - (\bar{v}_i/v_i)^2}}. \quad (\text{III.35})$$

Рассмотрим способы расчета средней скорости \bar{v}_i для многослойной среды с плоскопараллельными границами.

Средняя скорость в направлении, нормальном к границам пластов, равна

$$\bar{v}_m = \frac{H}{T} = \frac{\sum h_i}{\sum t_i} = \frac{\sum h_i}{\sum h_i/v_i}. \quad (\text{III.36})$$

Значение \bar{v}_m устанавливается при проведении сейсмокаротажа или по значениям v_i , h_i , если последние известны.

Эффективная средняя скорость $\bar{v}_{\text{эф}}$ определяется по годографам отраженной волны известными способами. В условиях многослойной среды вследствие эффекта преломления $\bar{v}_{\text{эф}} > \bar{v}_m$ [66].

В случае однослойной покрывающей среды координаты начальной точки годографа головной волны связаны со скоростями следующим соотношением:

$$\frac{x_H}{t_H} = v_1^2/v_2. \quad (\text{III.37})$$

Если использовать эту формулу для определения средней скорости в случае многослойной среды, получаем

$$\bar{v}_{\text{нач}} = \sqrt{\frac{v_i x_H}{t_H}}. \quad (\text{III.38})$$

Наиболее просто средняя скорость устанавливается по координатам

натам точки выхода годографа прослеживаемой волны в первые вступления (точка пересечения)

$$\bar{v}_{\text{пер}} = x_{\text{пер}}/t_{\text{пер}}. \quad (\text{III.39})$$

Значения $\bar{v}_{\text{пер}}$ часто используются для построения разреза, так как определяются они очень просто.

Для анализа точности способа средней скорости необходимо ввести понятие расчетной средней скорости [56], вычисляемой путем обращения формулы (III.35):

$$\bar{v}_p = \frac{2v_i H_i}{\sqrt{t_{0i}^2 v_i^2 + 4H_i^2}}. \quad (\text{III.40})$$

Следовательно, \bar{v}_p — это средняя скорость, получаемая путем замены многослойной среды однослойной при данном положении преломляющей границы и годографа (т. е. для определенных значений v_i , t_{0i} , H_i). При расчете \bar{v}_p по формуле (III.40) автоматически учитывается эффект преломления, поэтому использование \bar{v}_p позволяет получать точные значения глубины.

Рассмотрим соотношения между указанными средними скоростями при параметрах, типичных для ВЧР. В случае двухслойной покрывающей среды с горизонтальными границами, обозначив $m = h_2/h_1$, $n = v_1/v_2$, $k = v_1/v_3$, средние скорости можно выразить следующим образом [22, 42, 56, 66]:

$$\bar{v}_m = v_1 \frac{1+m}{1+mn}; \quad (\text{III.41})$$

$$\bar{v}_{\text{эф}} = v_1 \sqrt{\frac{1+m/n}{1+mn}}; \quad (\text{III.42})$$

$$\bar{v}_{\text{пер}} = v_1 \frac{\sqrt{1-k^2} + m \sqrt{n^2-k^2} - \sqrt{1-n^2}}{n \sqrt{1-k^2} + mn \sqrt{n^2-k^2} - k \sqrt{1-n^2}}; \quad (\text{III.43})$$

$$\bar{v}_{\text{нач}} = v_1 \sqrt{\frac{\sqrt{n^2-k^2} + m \sqrt{1-k^2}}{\sqrt{n^2-k^2} + mn^2 \sqrt{1-k^2}}}; \quad (\text{III.44})$$

$$\bar{v}_p = v_1 \frac{1+m}{\sqrt{(\sqrt{1-k^2} + m \sqrt{n^2-k^2})^2 + k^2(1+m^2)}}. \quad (\text{III.45})$$

Отметим, что формула (III.42) для $\bar{v}_{\text{эф}}$ получена при условии $x \rightarrow 0$ (предельная эффективная скорость [66]). По формулам (III.41) — (III.45) были построены графики зависимости отношения \bar{v}/v_1 от m .

При больших значениях m все кривые (рис. 21) выполаживаются асимптотически приближаются к значению $1/n$ (т. е. $\bar{v} \rightarrow v_2$). При $m \rightarrow 0$ все кривые, кроме кривой $\bar{v}_{\text{пер}}/v_1$, стремятся к единице (т. е. $\bar{v} \rightarrow v_1$). Кривые же $\bar{v}_{\text{пер}}/v_1$ достигают единицы при значении $m = m_{\text{кр}}$, которое соответствует случаю, когда все

три годографа со скоростями v_1 , v_2 , v_3 пересекаются в одной точке (пропуск слоя).

Наименьшие отклонения (1—3%) от \bar{v}_p наблюдаются у \bar{v}_m . Значения $\bar{v}_{эф}$ всегда больше, чем \bar{v}_p , причем эта разница (до 5%) максимальна при $m=1 \div 4$; при $m < 1$ и $m > 4$ кривые сближаются.

Поведение графиков $\bar{v}_{нач}/v_1$ аналогично графикам $\bar{v}_{эф}/v_1$, но расхождения между $\bar{v}_{нач}$ и \bar{v}_p еще больше. Для графика $\bar{v}_{пер}/v_1$ при $m = m_{кр}$ отмечается наибольшая отрицательная погрешность (пропуск слоя). При возрастании m кривые $\bar{v}_{пер}/v_1$ и \bar{v}_p/v_1 пересекаются и погрешность становится положительной. При других значениях параметров ($n=0,5$; $k=0 \div 0,2$) эти кривые сближаются, но не пересекаются.

Определение средних скоростей. При изучении ВЧР определение $\bar{v}_{эф}$ и в особенности $\bar{v}_{нач}$ возможно лишь в очень редких случаях. Методика расчета $\bar{v}_{эф}$ изложена в [77].

Обычно вычисление средних скоростей проводится по точке пересечения ($\bar{v}_{пер}$) или по данным сейсмокаротажа (\bar{v}_m). Наиболее просто выполняется определение $\bar{v}_{пер}$, кроме случаев слабой дифференциации скоростей, когда трудно точно установить координаты точки пересечения. Как указано выше, могут наблюдаться как положительные, так и отрицательные отклонения $\bar{v}_{пер}$ от \bar{v}_p . В связи с этим желательно уточнить значения средней скорости другими методами.

Если сейсмический профиль проходит через скважину, проводится сопоставление предварительно построенного сейсмического разреза по $\bar{v}_{пер}$ и граничных скоростей с геологическим разрезом с целью привязки преломляющих границ.

Установить H , соответствующую данной волне, можно также по специальным скважинным наблюдениям, используя изменения в форме записи и в характере вертикального годографа (излом) при пересечении скважинным прибором преломляющей границы (см. § 16). Далее по формуле (III.40) вычисляется скорость.

Если прослеживается четкая смена волн и отсутствует явление пропуска слоя для определения величины H , можно использовать способ пластовых скоростей: вычисляются мощности отдельных пластов h_i . Далее находим $H = \Sigma h_i$, а затем ско-

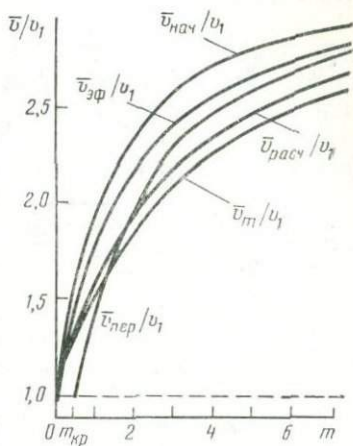


Рис. 21. Графики зависимости \bar{v}/v_1 от $m = h_2/h_1$ для трехслойной среды при $n = v_1/v_2 = 0,3$; $k = v_1/v_3 = 0,2$

рость v_p вычисляется по формуле (III.40). Данная методика позволяет проводить детальное построение разреза и вычисление \bar{v}_p у каждого ПВ. Между ПВ значения \bar{v} определяются путем линейной или более сложной интерполяции [39].

Иногда от одной и той же границы могут быть зарегистрированы две волны с разной граничной скоростью. Это наблюдается, когда одновременно регистрируются волны типов $P_1P_2P_1$ и $P_1S_2P_1$ (обменная) и когда подстилающая среда анизотропна и при наблюдениях в направлениях A и B граничные скорости различны. В этих случаях средняя расчетная скорость \bar{v}_p может быть определена по аналогичным формулам

$$\bar{v}_p = \sqrt{\frac{t_{0P}^2 - t_{0S}^2}{\left(\frac{t_{0P}}{v_{Sr}}\right)^2 - \left(\frac{t_{0S}}{v_{Pr}}\right)^2}}; \quad (III.46)$$

$$\bar{v}_p = \sqrt{\frac{t_{0A}^2 - t_{0B}^2}{\left(\frac{t_{0A}}{v_{Br}}\right)^2 - \left(\frac{t_{0B}}{v_{Ar}}\right)^2}}.$$

Формулы (III.46) являются приближенными, так как получены из условия равенства \bar{v}_p для обоих типов волн. Это условие не выполняется, поскольку, как следует из формулы (III.44), значение \bar{v}_p зависит от k . Отметим также, что точность расчета по этим формулам зависит от разницы в значениях t_0 . При малых различиях в t_0 (что характерно для ВЧР) точность определения указанным способом мала.

Оценка точности построения преломляющей границы. Погрешность, допускаемая при вычислении глубины преломляющей границы, зависит в основном от погрешностей определения времени прихода и скоростей сейсмических волн.

Относительная среднеквадратическая погрешность вычисления скорости по отрезку годографа l , осредняющему n точек с шагом Δx , равна [2]:

$$\delta v = \frac{\Delta v}{v} = \frac{\Delta t v \sqrt{2}}{\sqrt{\frac{l}{\Delta x} (l + \Delta x) (l + 2\Delta x)}}, \quad (III.47)$$

где Δt — среднее квадратическое отклонение точек годографа от прямой.

При использовании метода t_0 погрешность установления глубины границы будет зависеть от относительных погрешностей определения t_0 , v_1 , v_2 [82]

$$\delta H = \delta t_0 + \frac{1}{\cos i_{12}} \delta v_1 + \text{tg}^2 i_{12} \delta v_2. \quad (III.48)$$

При малых значениях критического угла ($v_1/v_2 < 0,3$) погрешность определения v_2 практически не влияет на значение δH

$$\delta H \approx \delta t_0 + \delta v_1.$$

Случайные погрешности в вычислении скоростей и глубин за счет неточного определения времен прихода волн могут составлять несколько процентов. В связи с этим при расчетах величины скорости целесообразно округлять до десятков метров в 1 с, а глубины до 0,5—1,0 м.

§ 14. Интерпретация данных непродольного профилирования

При непродольном профилировании обычно получают годографы преломленной волны, соответствующие определенной преломляющей границе. Методы их обработки связаны с некоторыми ограничениями по сравнению с методами обработки продольных годографов. Например, при определении рельефа границы скорость v_2 должна быть известна.

Метод нормального годографа

Этот метод основан на сопоставлении экспериментального и теоретического годографов [35]. При этом последний рассчитывается для случая плоской границы и заданных значений v_2 . Для горизонтальной преломляющей границы на глубине h_1 уравнение непродольного годографа для ПВ, находящегося на расстоянии R от профиля, имеет следующий вид:

$$t(y) = \frac{\sqrt{R^2 + y^2}}{v^2} + \frac{2h_1 \cos i_{12}}{v_1}, \quad (\text{III.49})$$

где расстояние y отсчитывается по профилю от точки M основания перпендикуляра R . Отсюда

$$t(y) = \frac{R}{v_2} \left[\sqrt{1 + \frac{y^2}{R^2}} - 1 \right] + t(M) = f(y) + t(M), \quad (\text{III.50})$$

где $t(M)$ — время в точке профиля $M(y=0)$; $f(y)$ — нормальный годограф, учитывающий изменения времени за счет изменения расстояний y . График $f(y)$ рассчитывается для известных значений v_2 , R в функции y . Он является симметричной кривой относительно оси ординат (рис. 22).

Для определения относительных превышений преломляющей границы в каждой точке профиля вычисляются разности $\Delta t = t(y) - f(y)$. В точке M $\Delta t = 0$. Далее устанавливаются изменения глубин по отношению к точке M

$$\Delta h_1 = \frac{\Delta t v_1}{\cos i_{12}}.$$

Данный способ можно применить для углов наклона границы не более $10-15^\circ$.

Углы наклона склонов глубоких погребенных долин могут быть в несколько раз больше. В этом случае задача интерпретации непродольных годографов может быть существенно облегчена, если считать, что простиранье погребенной долины известно. Если профиль задан перпендикулярно к линии простиранья долины, то он будет характеризовать угол падения склона φ . Небольшие отклонения линии профиля от истинной линии

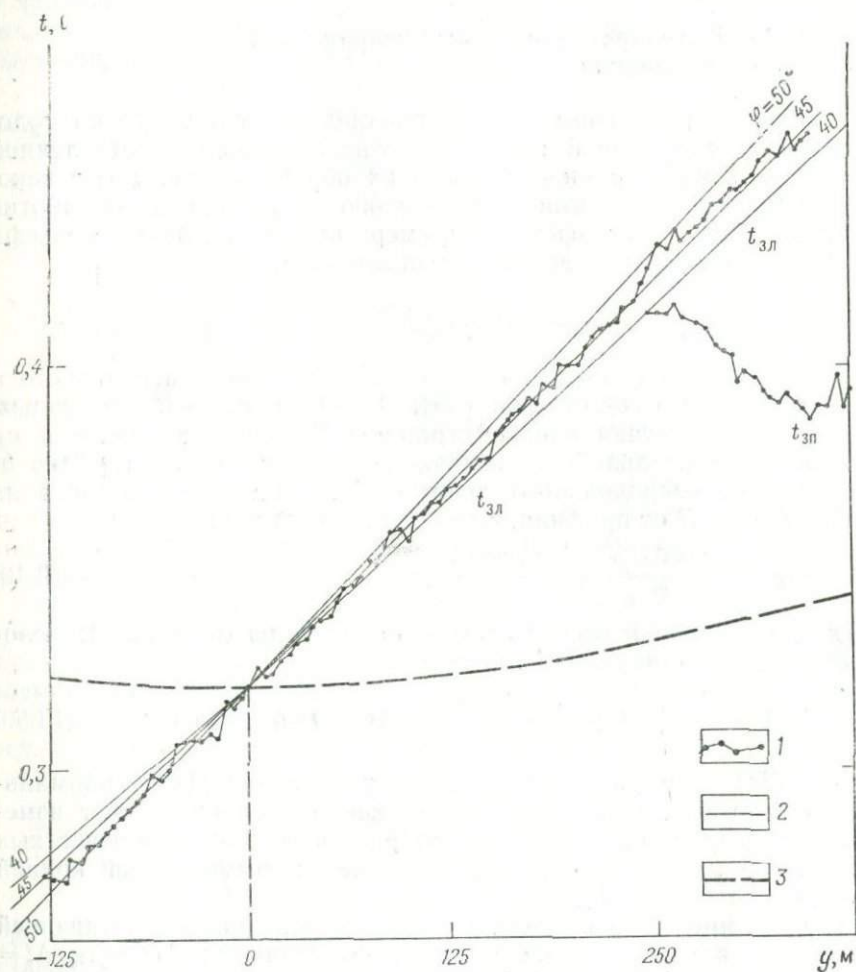


Рис. 22. Пример интерпретации непродольных годографов, полученных над погребенной долиной.

Годографы: 1 — наблюдаемые $t_{3п}$ и $t_{3л}$ (преломления от правого и левого бортов погребенной долины), 2 — теоретические $t(y)$ (параметр графиков — угол φ падения склона в градусах), 3 — нормальный $f(y)$

падения склона практически не скажутся на величине угла φ .

Уравнение непродольного годографа для плоской преломляющей границы с углом падения φ и скоростью v_2 при расстоянии от пункта взрыва O до профиля $OM=R$ имеет следующий вид [42]:

$$t(y) = \frac{\sqrt{R^2 + y^2 \cos^2 \varphi}}{v_2} - \frac{R}{v_2} + \frac{y \sin \varphi \cdot \cos i_{12}}{v_1} = \hat{f}_1(y) + \frac{y \sin \varphi \cdot \cos i_{12}}{v_1};$$

$$\hat{f}_1(y) = \frac{\sqrt{R^2 + y^2 \cos^2 \varphi}}{v_2} - \frac{R}{v_2}, \quad (\text{III.51})$$

где $\hat{f}_1(y)$ — нормальный годограф для плоской наклонной границы. Координата y отсчитывается от точки M вниз по склону со знаком плюс, вверх — со знаком минус.

Теоретические годографы, рассчитанные по формуле (III.51) для заданных значений R , v_2 , v_1 , при различных значениях угла φ сопоставляются с наблюдаемым и затем устанавливается усредненный угол $\bar{\varphi}$ падения границы. Пример такого определения $\bar{\varphi}$ показан на рис. 22 (для $\bar{\varphi}$ получено значение 45°). Значение $\bar{\varphi}$ используется для расчета нормального годографа $\hat{f}_1(y)$. Далее определяются относительные изменения глубины по отношению к точке M по формуле

$$\Delta h_1 = \frac{[t(y) - \hat{f}_1(y)] v_1}{\cos i_{12}}. \quad (\text{III.52})$$

Метод временных членов

Этот метод применяется для обработки данных метода преломленных волн при произвольном расположении пунктов наблюдений и приема на некоторой площади. Характерным является то, что обрабатывается сразу вся совокупность наблюдаемых времен и не используются годографные представления данных [64].

Для пункта возбуждения i и пункта приема j можно написать уравнение времени пробега преломленной волны

$$t_{ij} = t_{di} + t_{dj} + \frac{\Delta_{ij}}{v_2}, \quad (\text{III.53})$$

где Δ_{ij} — расстояние между ПВ и СП.

Простейший вариант данного метода заключается в независимом определении значений временных задержек t_{di} и t_{dj} . Для этого пункты приема и возбуждения располагаются на профилях, изученных продольным профилированием. По значению t_0 вычисляются величины $t_{di} = \frac{t_{0i}}{2}$ и $t_{dj} = \frac{t_{0j}}{2}$. Далее по уравнению (III.53) можно вычислить граничную скорость v_2 для Δ_{ij} . Обработка данных непродольного профилирования указанным методом позволяет изучать изменение скорости v_2

в зависимости от азимута и таким образом определять анизотропию, а также обнаруживать локальные неоднородности.

В общем случае интерпретация по методу временных членов заключается в решении системы уравнений (III.53). Для изученной площади вычисляется двумерная функция $t_a(x, y)$, лучшим образом (критерий наименьших квадратов) аппроксимирующая изменение временных задержек. При наличии анизотропии аналогично подбирается функция, учитывающая изменение граничной скорости с азимутом α

$$v_2(\alpha) = v_{02} + \delta v(\alpha) = v_0 + A \sin 2\alpha + B \cos 2\alpha + C \sin 4\alpha + D \cos 4\alpha. \quad (\text{III.54})$$

Указанные операции выполняются с помощью ЭВМ [64].

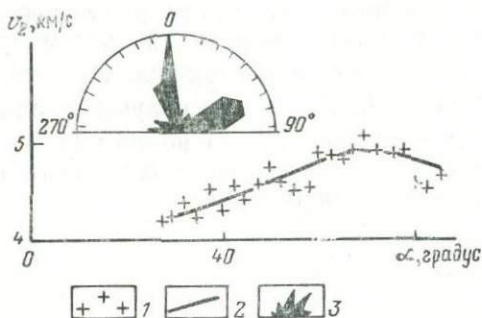


Рис. 23. Пример азимутальной анизотропии по данным непродольного профилирования.

1 — экспериментальные значения скорости v_2 ; 2 — осредняющий график $v_2(\alpha)$; 3 — распределение трещиноватости по азимуту (по данным Н. М. Максимова)

При анализе поведения функции $\delta v(\alpha)$ в зависимости от азимута необходимо разделить эффекты горизонтальной неоднородности и азимутальной анизотропии. В работе [51] предложен алгоритм, решающий эту задачу. В алгоритме используется разная периодичность указанных составляющих $\delta v(\alpha)$ по углу α . Для анизотропной компоненты период повторения равен π , а для компоненты, связанной с неоднородностью среды, — 2π . Предложен линейный фильтр, разделяющий эти компоненты.

Пример определения азимутальной анизотропии скорости v_2 приведен на рис. 23. Расчет v_2 осуществляется по формуле (III.53). График $v_2(\alpha)$ построен по точкам, полученным осреднением 10—12 значений v_2 для данного интервала по азимуту. Четко выраженный максимум v_2 совпадает с направлением преобладающей трещиноватости.

§ 15. Интерпретация годографов в случае неоднороднослоистых сред

Определение закона изменения скорости с глубиной

Наиболее общим способом интерпретации годографов рефрагированных волн является способ Чибисова [77], справедливый для произвольного монотонного закона увеличения скорости с глубиной.

Для любой точки x_n годографа вычисляется кажущаяся скорость v_n^* , которая относится к максимальной глубине проникновения соответствующего луча z_m (см. рис. 12):

$$z_m(x_n) = \frac{\Delta x}{\pi} \sum_{x_i=0}^{x_i=x_n} 2,3026 \lg \left\{ \frac{v^*(x_n)}{v^*(x_i)} + \sqrt{\left[\frac{v^*(x_n)}{v^*(x_i)} \right]^2 - 1} \right\}, \quad (\text{III.55})$$

где Δx — интервал, для которого вычисляется $v^*(x_i)$. По парам значений $v^*(x_n)$, $z_m(x_n)$ строится график $v(z)$. Для применения способа Чибисова необходимо определить v^* во всем интервале от 0 до x_n , причем v^* должна плавно увеличиваться. Указанные требования ограничивают применение этого способа для характерных условий ВЧР.

Практически более удобным является эмпирический способ Кондратьева [33]. Для данной точки x_n годографа вычисляют скорость v_n^* и соответствующее значение t_0 (пересечение касательной с осью t). Далее по обычной формуле способа t_0 рассчитывается

$$z_m(x_n) = \frac{t_0 \bar{v}_n}{2 \sqrt{1 - (\bar{v}_n/v_n^*)^2}}. \quad (\text{III.56})$$

Среднюю скорость \bar{v}_n определим по формуле

$$\bar{v}_n = \frac{1}{2} \left(\frac{x_n}{t_n} + \sqrt{\frac{x_n}{t_n} v_n^*} \right). \quad (\text{III.56}')$$

Таким образом, для определения глубины проникновения луча, соответствующего данному элементу годографа, используются только величины, определяемые положением этого элемента в плоскости годографа (x_n, t_n) . Формула (III.56') получена из физических соображений как среднее арифметическое значений $\bar{v}_{\text{пер}}$ и $\bar{v}_{\text{нач}}$. При этом градиентная среда считалась параллельно-слоистой с очень малой мощностью слоев ($h_n \rightarrow 0$). Тогда любая точка годографа рефрагированной волны может быть и точкой пересечения и начальной точкой. Преимущество способа Кондратьева заключается в его простоте и в возмож-

ности интерпретировать неполные годографы или отдельные его части. Однако он не является точным и иногда дает ошибочные значения [33, 42].

Интерпретация годографов в случае линейного закона увеличения скорости с глубиной

Во многих случаях график $v(z)$ хорошо аппроксимируется линейным законом

$$v(z) = v_0 + \alpha z = v_0(1 + \beta z), \quad (\text{III.57})$$

где α — вертикальный градиент скорости в 1/с; $\beta = \alpha/v_0$ — относительный вертикальный градиент в 1/м или 1/км. Типичные для ВЧР значения градиента составляют для зоны интенсивного выветривания 50—150 1/с, для терригенных пород 10—50 1/с, для кристаллических метаморфизованных отложений 0,5—5,0 1/с.

В случае линейной зависимости $v(z)$ согласно формуле (III.1) радиус кривизны $\rho_n = 1/\beta \rho_n v_0$, т. е. лучи являются дугами окружности, координаты центра которой (рис. 24, а)

$$z_0 = -1/\beta; \quad x_0 = \beta^{-1} \left[\left(\frac{1}{\rho_n v_0} \right)^2 - 1 \right]^{-1/2}.$$

Основные зависимости для величин t_n , x_n , z_{mn} имеют следующий вид [4, 13, 77]:

$$t_n(x) = \frac{2}{\beta v_0} \operatorname{arc sh} \frac{x_n \beta}{2}; \quad (\text{III.58})$$

$$z_{mn} = \frac{1}{\beta} \left[\sqrt{1 + \left(\frac{x_n \beta}{2} \right)^2} - 1 \right] = \frac{x_n}{2} \sqrt{\frac{v^*(x_n) - v_0}{v^*(x_n) + v_0}}; \quad (\text{III.59})$$

$$x_n = 2z_{mn} \sqrt{\frac{v^*(x_n) + v_0}{v^*(x_n) - v_0}}. \quad (\text{III.60})$$

Интерпретация годографов в случае линейного закона заключается в вычислении параметров v_0 и β (или α). Для определения параметра β зависимость $u = f(\omega)$ ($u = \left(\frac{v_i^*}{v_0} \right)^2$, где $\omega = (x_i/2)^2$, осредняется прямой линией, которая отсекает на оси ω значение ω_0 . Параметр β равен $-\omega_0^{-1/2}$.

Для расчета z_{mn} можно использовать способы, аналогичные способу Кондратьева, т. е. основанные на применении метода t_0 , но дающие точное решение в случае линейного закона [42].

Заменим градиентный слой однородным слоем той же мощности со средней расчетной скоростью \bar{v}_p , определяемой из условия равенства времени прохождения волны по истинному лучу OMS и по пути $OKMS$, соответствующему лучу головной

волны в однородном слое (см. рис. 24, а). Обозначая $R = v_n^*/v_0$, получаем:

$$\bar{v}_p = v_n^* \frac{1 - 1/R}{\left\{ \left[\ln(R + \sqrt{R^2 - 1}) - \sqrt{1 - \frac{1}{R^2}} \right] + \left(1 - \frac{1}{R^2}\right)^2 \right\}^{1/2}} \quad (III.61)$$

Величину \bar{v}_p удобно определять по номограмме [42]. Мощность слоя вычисляется по формуле (III.56).

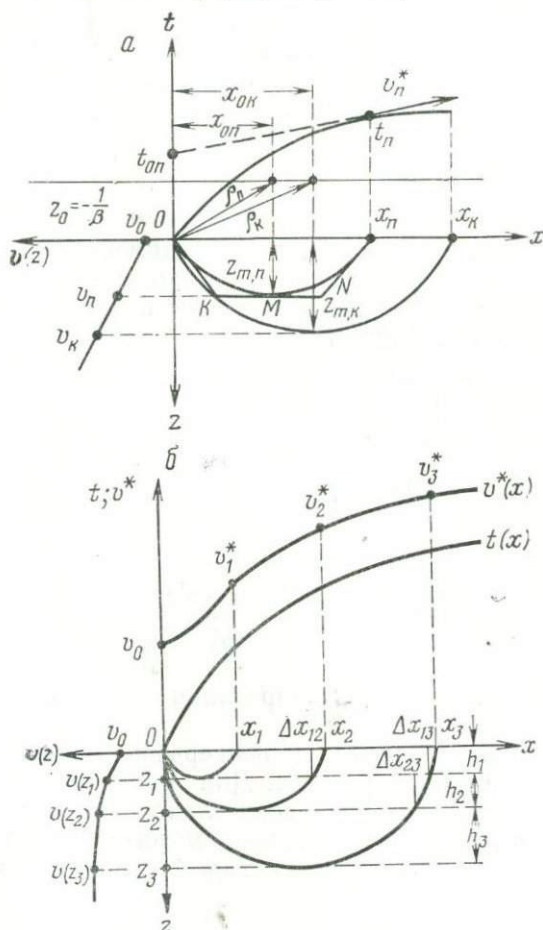


Рис. 24. Интерпретация годографов рефрактированных волн для сред с линейным возрастанием скорости с глубиной.

а — годограф и лучи в случае $v(z) = v_0(1 + \beta z)$; б — результаты применения способа постоянных градиентов. [48]

Из физических соображений следует, что среду с монотонным произвольным увеличением скорости с глубиной достаточно точно можно представить в виде последовательности пластов, характеризующихся линейной зависимостью $v(z)$ [48].

Рассмотрим пример. Годограф рефрагированной волны $t(x)$, используя график $v^*(x)$, разбиваем на три части в точках x_1, x_2, x_3 (рис. 24, б). Предполагается, что лучи, подходящие к этим точкам, проникают на глубины z_1, z_2, z_3 , где имеются границы второго рода, т. е. изменяется относительный градиент β . Следовательно,

$$\left. \begin{aligned} h_1 &= z_1; v(z_1) = v_0(1 + \beta_1 z); 0 \leq z \leq z_1; v(z_1) = v_1^*; \\ h_2 &= z_2 - z_1; v(z_2) = v(z_1)(1 + \beta_2 z); z_1 \leq z \leq z_2; v(z_2) = v_2^*; \\ h_3 &= z_3 - z_2; v(z_3) = v(z_2)(1 + \beta_3 z); z_2 \leq \\ &\leq z \leq z_3; v(z_3) = v_3^*. \end{aligned} \right\} \quad (\text{III.62})$$

Расчет мощностей слоев h_1, h_2, h_3 проводим по формуле (III.59). В величину x_i при вычислении всех слоев, кроме первого, вносим поправку Δx_i за сейсмический снос в вышележащей толще. Последовательно рассчитываем

$$\begin{aligned} h_2 &= \frac{(x_2 - 2\Delta x_{12})}{2} \sqrt{\frac{v_2^* - v_1^*}{v_2^* + v_1^*}}; \\ h_3 &= \frac{[x_3 - 2(\Delta x_{13} + \Delta x_{23})]}{2} \sqrt{\frac{v_3^* - v_2^*}{v_3^* + v_2^*}}, \end{aligned} \quad (\text{III.63})$$

где

$$\Delta x_{12} \approx \frac{h_1(v_0 + v_1^*)}{2v_2^*}; \quad \Delta x_{13} \approx \frac{h_1(v_0 + v_1^*)}{2v_3^*}; \quad \Delta x_{23} \approx \frac{h_2(v_1^* + v_2^*)}{2v_3^*}.$$

Аналогично проводится интерпретация для бóльшего числа слоев.

Можно считать параметр β непрерывно меняющейся с глубиной характеристикой разреза. Для получения зависимостей $v(z)$ и $\beta(z)$ необходимо последовательно аппроксимировать наблюдаемый годограф в определенном интервале (x_1, x_2) элементом расчетного годографа, который подчиняется линейному закону

$$t_{\text{pc}}(x) = \frac{2}{v_0\beta} \operatorname{arc} \operatorname{sh} \frac{\beta x}{2}.$$

Указанный метод предложен В. И. Бондаревым, который разработал алгоритм расчета с помощью ЭВМ зависимостей $v(z)$ и $\beta(z)$ по экспериментальному годографу $t(x)$ [5]. Аппроксима-

ция графика $t(x)$ расчетным годографом $t_{PC}(x)$ ведется поинтервально на базе $n\Delta x$ методом наименьших квадратов. Для каждого интервала определяются параметры v_0 , β и далее вычисляется скорость $v(z)$, соответствующая центру интервала x_0

$$v(z) = v_0 \sqrt{1 + \left(\frac{x_0 \beta}{2}\right)^2}.$$

Таким образом, в данном способе скорость $v(z_m)$ в точке z_m луча устанавливается не дифференцированием годографа по кажущейся скорости, а путем расчета по параметрам аппроксимирующего графика $t_{PC}(x)$. Далее по формуле (III.59) рассчитывается глубина проникновения луча z_m и истинный относительный градиент скорости

$$\beta_{\text{ист}}(z) = \frac{1}{v_0} \cdot \frac{\partial v(z)}{\partial z}.$$

Определение глубины залегания границы первого рода в случае градиентных сред

Рассмотрим простейший случай, когда слой с линейным возрастанием скорости залегает на однородной толще (рис. 25, а). Участок годографа рефрагированной волны $t_d - t_f$ расположен в последующих вступлениях и обычно экспериментально не выделяется. В связи с этим значение $v(H) = v_0 + \alpha H = v_0(1 + \beta H)$ непосредственно по годографу не может быть найдено, что затрудняет вычисление H .

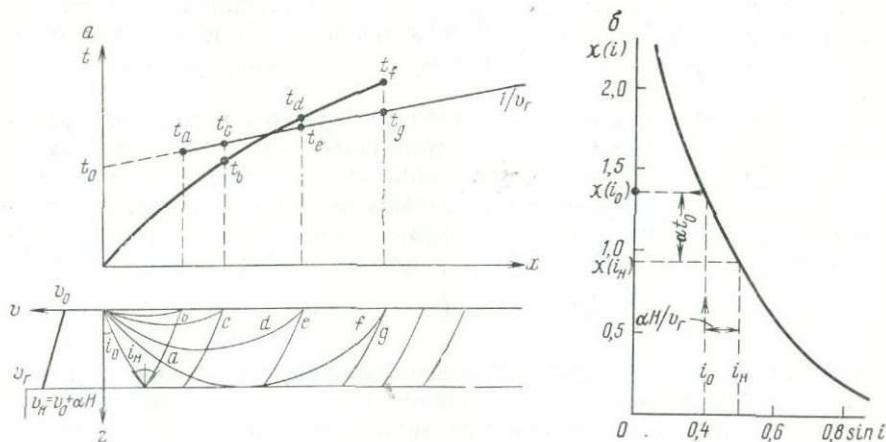


Рис. 25. Градиентный слой на однородном полупространстве.

а — годографы и лучи рефрагированных и преломленно-рефрагированных волн; б — определение мощности градиентного слоя способом Нетльтона

Для решения обратной задачи необходимо по известной части годографа рефрагированной волны, используя изложенные выше методы, установить скоростной закон, т. е. значения v_0 и β . Далее по экспериментальному годографу преломленной волны найти значения v_r и t_0 . Величина t_0 может быть выражена [13]

$$t_0 = \frac{1}{\beta v_0} \{ [\ln(1 + \cos i_0) - \ln(1 - \cos i_0) - 2 \cos i_0] - [\ln(1 + \cos i_n) - \ln(1 - \cos i_n) - 2 \cos i_n] \}, \quad (\text{III.64})$$

$$i_0 = \arcsin \frac{v_0}{v_r}; \quad i_n = \arcsin \frac{v_n}{v_r}.$$

По t_0 , v_0 , v_r , β можно определить H , используя метод Неттльтона [94].

Введем вспомогательную функцию $\chi(i)$ |
 $\chi(i) = \ln(1 + \cos i) - \ln(1 - \cos i) - 2 \cos i.$

Тогда получим

$$t_0 \beta v_0 = \chi(i_0) - \chi(i_n). \quad (\text{III.64}')$$

Используя график $\chi(i)$ (см. рис. 25, б), последовательно определяем $\chi(i_0)$, $\chi(i_n)$ и разность $(\sin i_n - \sin i_0) = \Delta \sin i$. Далее находим

$$H = \frac{\Delta \sin i v_r}{v_0 \beta} = \frac{\Delta \sin i \cdot v_r}{\alpha}. \quad (\text{III.65})$$

Как видно из графика (см. рис. 25, б), при малых значениях $\sin i_0$ способ Неттльтона неудобен. В этом случае можно вычислить мощность слоя H способом расчетной средней скорости [6], аналогичным рассмотренному выше методу расчетной скорости.

Рассмотрим однородный слой на градиентном полупространстве. При наличии положительного градиента скорости в подстилающей среде будет наблюдаться непараллельность (сближение) нагоняющего и нагоняемого годографов. Уравнение годографа преломленно-рефрагированной волны в этом случае можно представить в следующем виде [1]:

$$t(x) = t_0 + \frac{x}{v_{02}} - \delta t(x) = t_{\text{гол}}(x) - \delta t(x). \quad (\text{III.66})$$

Вблизи начальной точки δt весьма мало, и годографы преломленно-рефрагированной и головной волн практически совпадают (рис. 26), т. е. проникание можно не учитывать и использовать способы интерпретации, разработанные для головных волн.

В случае протяженных годографов неучет проникания приводит к ошибочной интерпретации. Построение сводных годо-

графов по нагоняющим вызывает завышение значений t_0 и, следовательно, глубины преломляющей границы. Разработана методика расчета поправок $\delta t(x)$ для приведения наблюдаемых годографов к годографам головных волн [1].

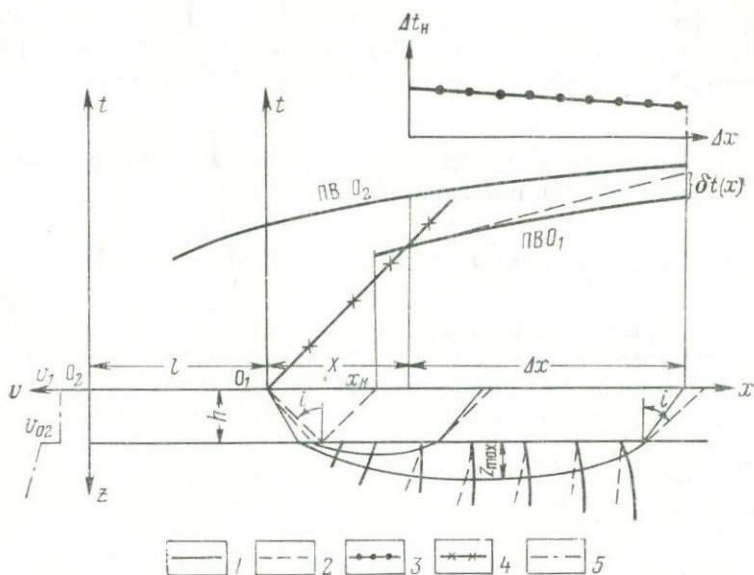


Рис. 26. Однородный слой на градиентном полупространстве. 1 — годографы ПВО₁, ПВО₂, а также лучи и фронты преломленно-рефрагированной волны от источника O₁; 2 — то же, для головной волны; 3 — график непараллельности Δt_H ; 4 — годограф прямой волны; 5 — график $v(z)$

При малых градиентах скорости в подстилающей среде и малых углах наклона границы используется следующий способ расчета $\delta t(x)$ [77]. По нагоняющему годографу (интервал $O_1O_2=l$) строится график разности времен Δt_H (рис. 26), определяется наклон Q прямой, осредняющей точки этого графика, и вычисляется поправка

$$Q = \frac{\Delta(\Delta t_H)}{\Delta x}; \quad \delta t(x) = \frac{1}{2l} Q(x - x_H)^2. \quad (\text{III.67})$$

Далее строится годограф головной волны $t_{\text{гол}}(x) = t(x) + \delta t(x)$.

Как видно из формулы (III.67), поправка $\delta t(x)$ увеличивается с расстоянием по квадратичному закону и тем больше, чем больше величина показателя непараллельности годографов Q . Для случая постоянного градиента $v_2 = v_{02}(1 + \beta z)$ получена

приближенная формула, связывающая показатель непараллельности Q для базы Δx с параметрами среды [62]

$$Q = \frac{l\beta^2}{8v_{02}} [l + \Delta x + 2(x - x_H)]. \quad (\text{III.68})$$

Эта формула пригодна для оценки значения β по величине Q , а также для определения максимальной длины годографа, при которой не требуется учитывать проникновение.

§ 16. Интерпретация данных скважинных сейсмических и геоакустических наблюдений

Обработка продольных вертикальных наблюдений

Полученные в результате сейсмокаротажа или сейсмоторпедирования вертикальные годографы осредняются ломаной линией. По точкам излома годографа определяются границы выделенных пластов, а по наклону — величины скоростей. Указанная операция может проводиться автоматически с помощью ЭВМ [85]. По данным нескольких скважин, расположенных вдоль профиля, можно построить разрез в изолиниях скоростей.

Обработка непродольных вертикальных наблюдений

Рассмотрим обработку данных, полученных при наблюдениях в скважине в точках h_1, h_2, \dots, h_n и ПВ в точках поверхности x_1, x_2, \dots, x_n . Совокупность времен первых вступлений $t(x_k, h_k)$ может быть представлена в виде обычных годографов $t(x)$ — параметр h или вертикальных $t(h)$ — параметр x .

Для вертикально-неоднородной среды принимаем, что времена $t(x, h_k)$, полученные при ПВ в точке x_k , отвечают ПВ устья скважины и пунктам приема на глубинах h_1, h_2, \dots, h_n , лежащих на вертикали x_k . Применяя указанный метод для всех точек x_1, x_2, \dots, x_n по совокупности времен $t(x, h)$, можно построить изохроны для ПВ 0. По характеру изохрон делаются выводы о строении среды. В частности, выделяются границы, на которых скорость с глубиной уменьшается (рис. 27). По данным МПВ эта задача не решается. По форме непродольных вертикальных годографов можно сделать выводы о изменении скорости с глубиной. Например, для градиентной среды характерно смещение минимума графика $t(z)$ при увеличении x (см. рис. 27, а). В случае же резкой границы (увеличение скорости) положение минимума постоянно и соответствует глубине залегания преломляющей поверхности.

вызваны упругой анизотропией, связанной с упорядоченной гетерогенностью среды (мелкая слоистость, ориентированная трещиноватость и т. п.). Резкие локальные уменьшения v_z для определенных направлений указывают на наличие зон с пониженной скоростью (карст, зоны нарушений и т. п.). Однако указанный упрощенный подход содержит явное противоречие: нельзя рассчитывать скорость по элементарной формуле для прямолинейных лучей, так как из-за изменения скоростей лучи преломляются.

Учет преломления возможен при использовании метода апланатных (предельных) поверхностей [14], который заключается в определении положения просвечиваемой границы двух сред I и II с известными скоростями v_1 и v_2 . Для каждого положения источника A и приемника B строятся поля изохрон $t_1(x, z)$, $t_2(x, z)$ в средах I и II и соответствующая апланатная линия, которая проходит через точки пересечения изохрон t_1 и t_2 , отвечающих условию $t_1 + t_2 = t_{AB}$. Искомая поверхность раздела является огибающей апланат. Рассматриваемый метод может быть использован и для случая переменных скоростей $v_1 = f_1(x, z)$; $v_2 = f_2(x, z)$ [32].

Для детальной обработки данных просвечивания с учетом преломления лучей удобен вариант лучевого метода, основанный на сеточной аппроксимации среды [30, 87]. Интерпретация проводится на основе решения прямой задачи в двумерном варианте — поле скоростей задается в узлах прямоугольной сетки, покрывающей изучаемый разрез. При достаточно малом размере элементарной ячейки можно аппроксимировать среду с любым распределением скоростей с включениями произвольной формы.

Расчет координат луча и времени пробега вдоль него ведется с заданным временным шагом методом численного интегрирования системы дифференциальных уравнений луча. Указанная операция требует непрерывного задания функций $v(x, y)$, v_x' , v_y' в каждой точке массива, что выполняется с помощью интерполяции между узлами сетки (рис. 28, а). В данной постановке резкие границы заменяются переходными зонами, мощность которых примерно равна шагу сетки. Разработаны алгоритмы расчета с помощью ЭВМ лучей при произвольном расположении источников и приемников. Луч задается углом выхода из источника (см. рис. 28, б).

Рассматриваются только первые вступления проходящих (рефрагированных) волн. Однако при соответствующем выборе параметров сетки можно получить лучи, кинематически почти не отличающиеся от головных или отраженных волн (см. рис. 28, б).

Обратная задача интерпретации решается путем перебора на основе расчета лучей для различных вариантов строения среды. Совпадение рассчитанных и экспериментальных времен

первых вступлений (с заданной точностью) является критерием выбора окончательного варианта. Разработан автоматический итерационный процесс подбора модели среды на основе минимизации среднеквадратичной погрешности [87].

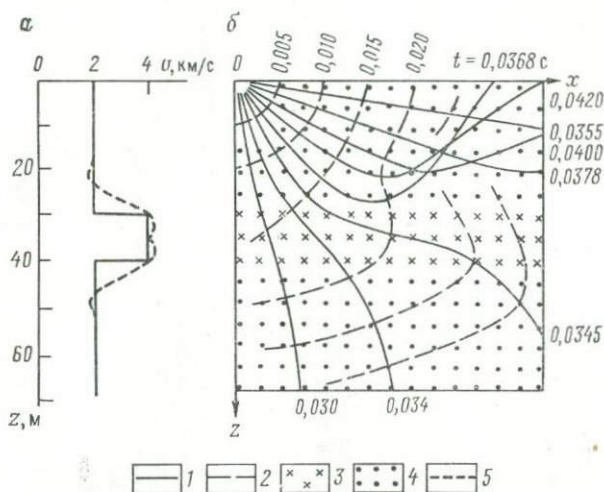


Рис. 28. Решение прямой задачи сейсмическое просвечивания для слоя повышенной скорости методом сеточной аппроксимации среды [30].

a — интерполяция скорости между узлами сетки; *b* — лучи и изохроны для шага по углу выхода из источника 10° . 1 — лучи (шифр кривых — время пробега волны вдоль луча); 2 — изохроны; 3 — узлы сетки для слоя с $v=4$ км/с; 4 — то же, для вмещающей среды с $v=2$ км/с; 5 — кривая, интерполирующая слой высокой скорости

Интерпретация данных акустического картожажа [74]

При ИГИ обычно проводится точечный АК с многоканальным зондом, позволяющий получать встречные системы годографов с перекрытием. По системе годографов волны Р строится линия t_0 , по которой определяется мощность ослабленной зоны вокруг скважины.

Для изучения распределения скорости v_P вдоль скважины используются разности времен прихода волны Δt_{PK} к каждой паре соседних приемников, разделенных базой Δl . Интервальная скорость v_{PK} вычисляется по среднему значению $\Delta \bar{t}_{PK}$, полученному из разностей $\Delta \vec{t}_{PK}$, $\Delta \overleftarrow{t}_{PK}$ для встречных годографов $\Delta \bar{t}_{PK} = (\Delta \vec{t}_{PK} + \Delta \overleftarrow{t}_{PK})/2$; $v_{PK} = \Delta l / \Delta \bar{t}_{PK}$. Аналогично вычисляют интервальные скорости поверхностной волны v_R . Графики $v_P(z)$, $v_R(z)$ затем сглаживаются и используются для литологического расчленения разреза, выделения зон трещиноватости, расчета упругих и других физико-механических характеристик. Значе-

Характеристика программ для автоматической обработки данных МПВ, СК, ВСП и просвечивания на ЭВМ

Решаемая задача	Используемый метод	Характер вводимой информации	Условное название программы и составитель
Корреляция преломленных волн, введение поправок, построение преломляющей границы, определение граничной скорости	Полей времен	Полевые магнитограммы, данные о скоростях в покрывающей среде	«Сент», В. Н. Пилипенко, В. А. Малосилко, Т. П. Соколовская [58]
То же	Полей времен, временных задержек	То же	«Рефа», «Крел», «Гард», «Фрон», Р. Перальди. А. Клемент [92]
Построение преломляющей границы, определение граничной скорости	Лучевой	Встречные годографы головных волн, данные о скорости в покрывающей среде	«Пирамида»; Ф. М. Ляховицкий, Г. Б. Нападенский [44]
Прямые и обратные задачи для вертикально-неоднородной среды, расчет упругих параметров	Чибисова, Кондратьева, Пузырева, Бондарева	Одиночные годографы рефрагированных волн	«Грунт»; В. Б. Писецкий, В. И. Бондарев, С. М. Крылатков
Прямая задача сейсмического просвечивания	Лучевой	Распределение скоростей в узлах аппроксимирующей сети	Е. А. Ефимова [30]
Прямая и обратная задачи сейсмического просвечивания	Лучевой, метод подбора путем минимизации средней квадратической погрешности	Распределение скоростей в узлах аппроксимирующей сети (прямая задача); времена пробега проходящих волн (обратная задача)	П. Буа, М. Ла Порт, М. Лавернь, Г. Тома [87]
Автоматическая аппроксимация годографа ломаной линией	Последовательное выделение слоев	Годограф	А. К. Яновский, А. Д. Боголюбский [85]

ния $\Delta \bar{I}_P(z)$, $\Delta \bar{I}_R(z)$ используются также для составления вертикальных годографов, которые затем могут быть сопоставлены с сейсмическими данными.

В заключение приводим краткие сведения о программах (табл. 6) автоматической обработки данных МПВ, СК, ВСП просвечивания, которые целесообразно применять в инженерной сейсмике и геоакустике (более подробные сведения см. в работе [78]).

§ 17. Предварительная обработка сейсмических данных

Корреляция волн

Особенности корреляции волн при изучении ВЧР заключаются в следующем. Поскольку изменения расстояний от ПВ по сравнению с глубиной изучаемых границ весьма значительны, динамические особенности волн (период, амплитуда) меняются заметно. Первые вступления волн можно выделить вблизи ПВ. Иногда в этой зоне наблюдается изменение направления вступления. Как правило, корреляция проводится по максимумам или минимумам колебаний. Оси синфазности, соответствующие различным фазам одной волны, обычно параллельны. При переходе в процессе корреляции на другую фазу необходимо проследить обе из них на некотором интервале для надежного определения величины параллельного сдвига.

Признаком смены волн являются изменения v^* и динамических характеристик (рис. 29). Однако аналогичные признаки могут наблюдаться и при осложнениях записи вследствие криволинейности преломляющей границы, наличия контактов и т. д. (рис. 30). Для разделения указанных случаев служит нагоняющий годограф, на котором смена волн должна наблюдаться примерно на том же расстоянии от ПВ (т. е. на другом P_k профиля), а осложнение будет отмечаться на том же P_k (т. е. на другом расстоянии от ПВ). Наиболее четко смена волн устанавливается в тех случаях, когда наблюдается зона интерференции, за которой обе волны следятся раздельно (рис. 31).

Для отождествления волн, прослеженных на разных сейсмограммах, сопоставляются записи, полученные во взаимных точках. В соответствии с принципом взаимности [23] для определенной волны времена во взаимных точках должны быть равны. В случае идентичности условий возбуждения и приема принцип взаимности распространяется и на форму записи. Он не выполняется для несимметричных обменных головных волн (PPS, SSP и др.) при наклонной границе.

Для отождествления волн используются также характерные особенности формы записи. Например, головные волны, соответствующие тонкому слою с повышенной скоростью, характеризуются высокой частотой и быстро затухают с расстоянием (рис. 32).

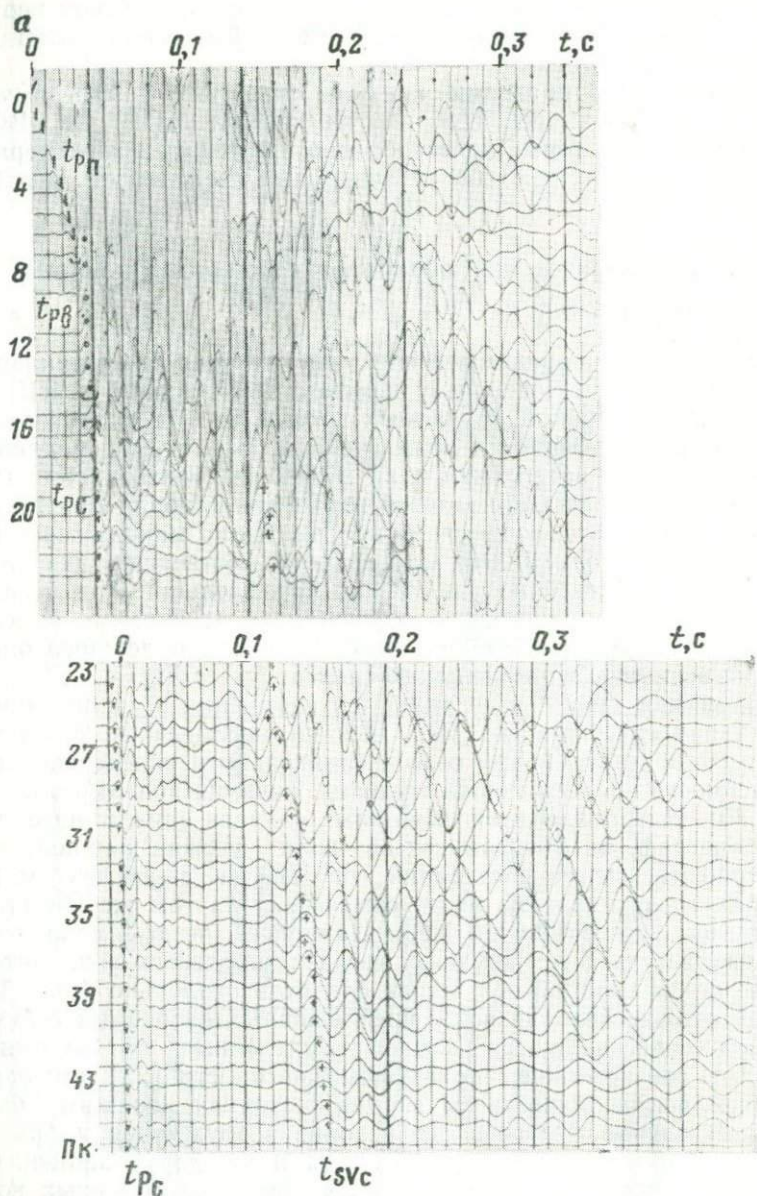
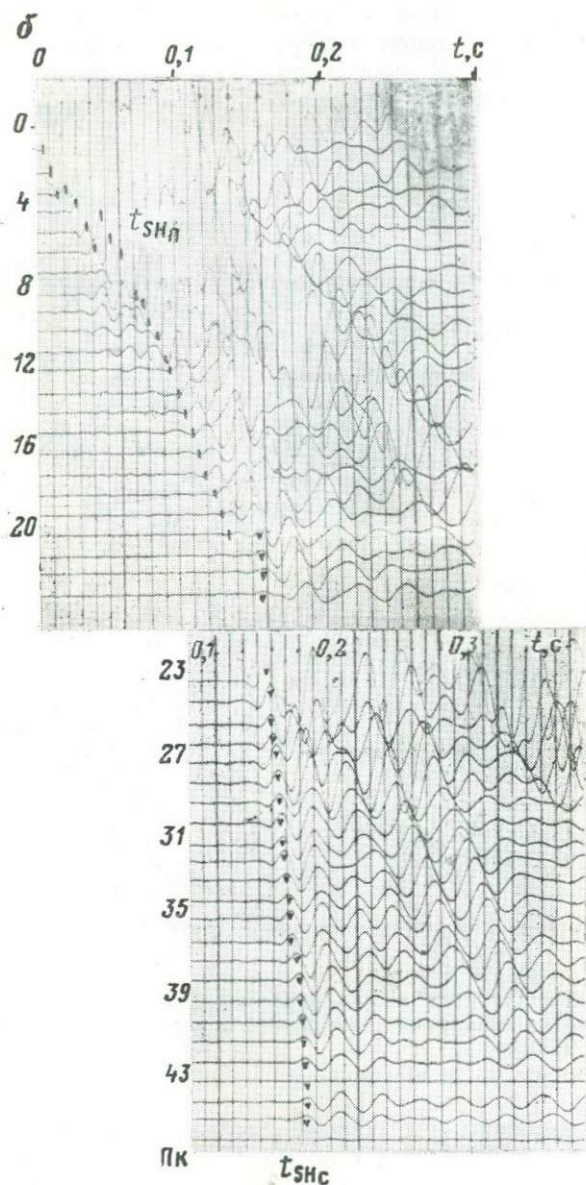


Рис. 29. Характер записи продольных по схеме Z—Z (а) и поперечных по схеме Y—Y (б) преломленных волн (пункт удара ПУО) при залегании трещиноватых скальных пород ниже границы полного водонасыщения (Донбасс).

$t_{p\pi}$ — продольная прямая волна, относящаяся к верхнему слою неводонасыщенных суглинков; $t_{p\sigma}$ — продольная преломленная волна, связанная с ГПВ



на глубине 3,2 м; t_{pc} — продольная преломленная волна от кровли скальных пород (граниты) на глубине 7,5 м; t_{SHn} — поперечная прямая волна SH, относящаяся к верхнему слою суглинков (неводонасыщенных и водонасыщенных); t_{SHc} — поперечная преломленная волна SH от кровли скальных пород; t_{SVc} — поперечная преломленная волна SV, связанная с той же границей

Пропуск при корреляции слабых первых вступлений может привести к неправильной интерпретации (более интенсивная волна в последующих вступлениях будет принята за первую). Приведем несколько примеров.

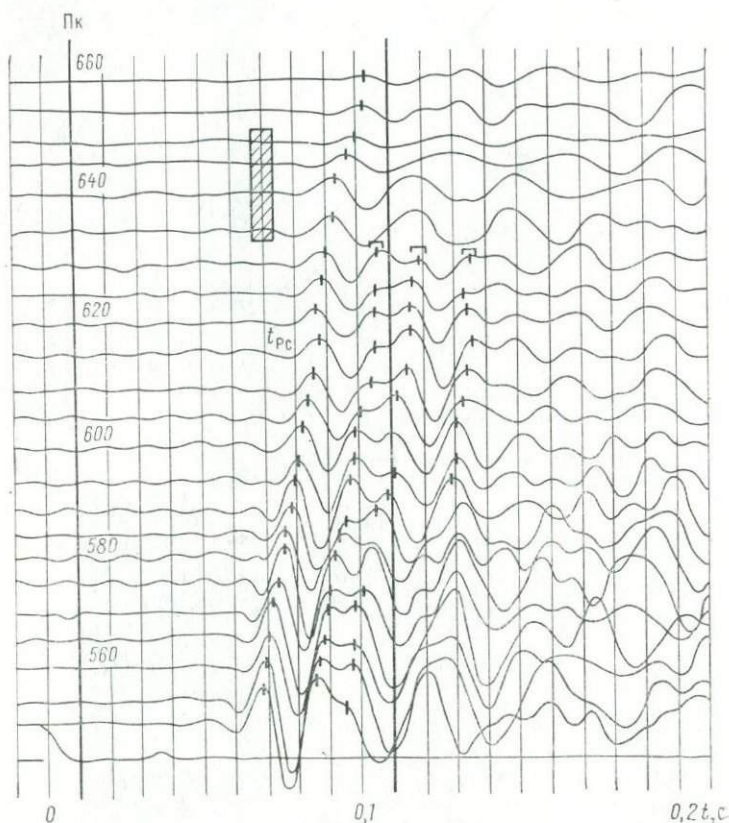


Рис. 30. Характер записи продольных преломленных волн при пересечении зоны тектонического нарушения (заштрихована) (Донбасс).

Пункт взрыва ПВ 440 м, схема приема Z—Z

1. При изучении неглубокой высокоскоростной преломляющей границы преломленная волна $P_1P_2P_1$ бывает мало интенсивной, а регистрируемая за ней с меньшей кажущейся скоростью обменная $P_1S_2P_1$ весьма интенсивна (рис. 33). Для разделения этих волн можно использовать записи с различной полосой пропускания, поскольку для $P_1S_2P_1$ характерны более низкие преобладающие частоты.

Близкие к $P_1S_2P_1$ характеристики может иметь продольная волна, связанная с водонасыщенными породами в покрывающей

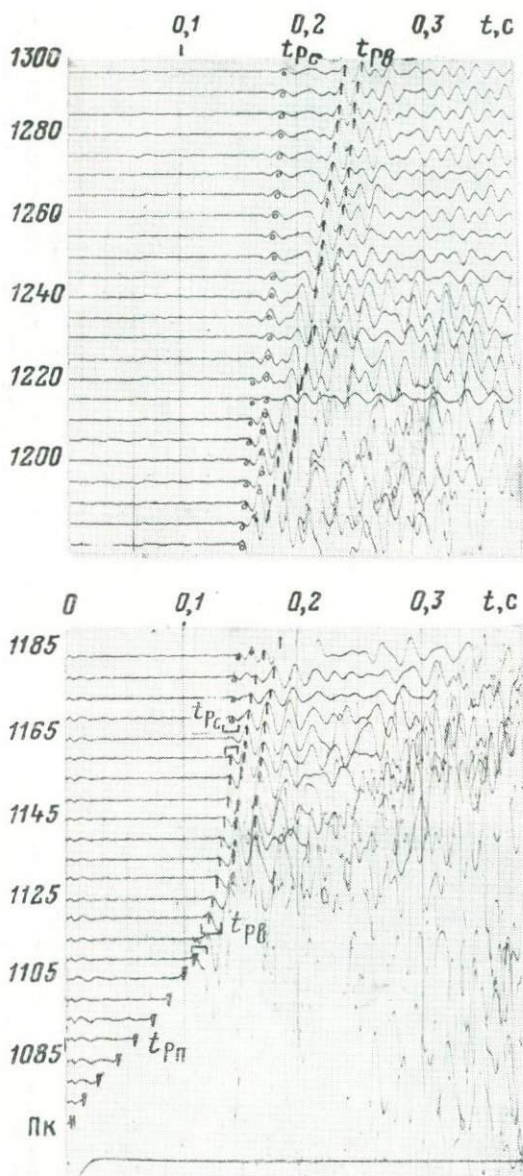


Рис. 31. Характер записи продольных преломленных волн, связанных с границей полного водонасыщения в рыхлых породах и кровлей скальных пород под чехлом водонасыщенных рыхлых отложений (Западная Украина).

$t_{p\pi}$ — прямая волна, относящаяся к верхнему слою неводонасыщенных песков;
 $t_{p\beta}$ — преломленная волна, связанная с ГПВ $h=18$ м; $t_{p\sigma}$ — волна, преломленная на кровле известняков на глубине 36 м. Пункт взрыва ПВ 170 м, схема приема Z—Z, заряд 75 г при Пк 1070—1185 и 800 г при Пк 1135—1300

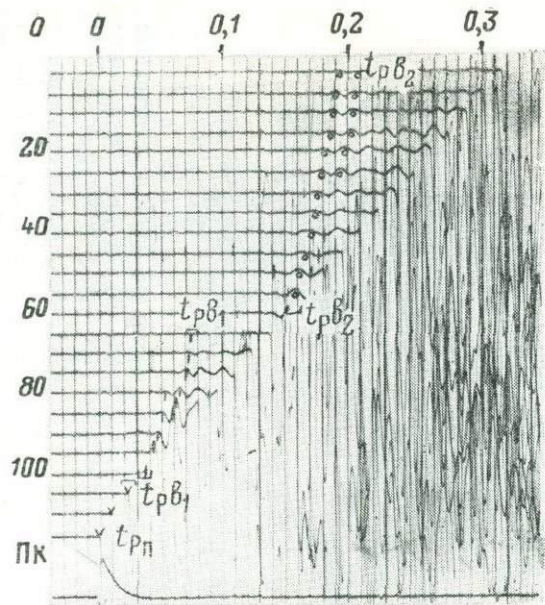


Рис. 32. Характер записи продольных преломленных волн, связанных с уровнями верховодки и грунтовых вод (Западная Украина).

$t_{p\pi}$ — прямая волна, относящаяся к верхнему слою неводонасыщенных песков; $t_{p\beta_1}$ — преломленная волна, связанная с линзой верховодки на глубине 6 м; $t_{p\beta_2}$ — преломленная волна, связанная с грунтовыми водами на глубине 23 м; ПВ 115 м, схема приема Z—Z, заряд 200 г

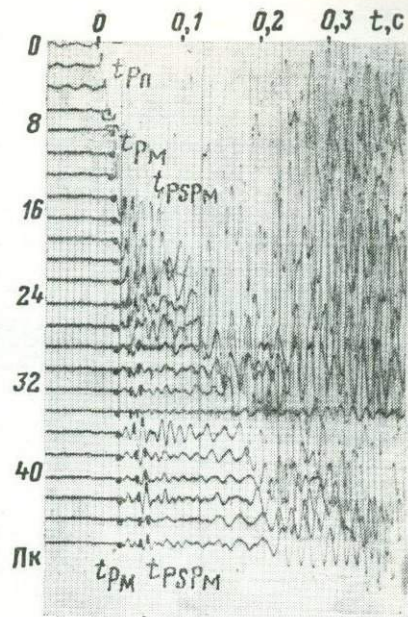


Рис. 33. Волновая картина, наблюдаемая при использовании на участке развития многолетнемерзлых пород (район Салехарда).

$t_{p\pi}$ — продольная прямая волна, относящаяся к слою сезонного протаивания; t_{pM} — продольная преломленная волна, связанная с кровлей многолетней мерзлоты на глубине 2,4 м; t_{pSPM} — обменная преломленная волна типа PSP от той же границы; пункт удара ПУО, схема приема Z—Z

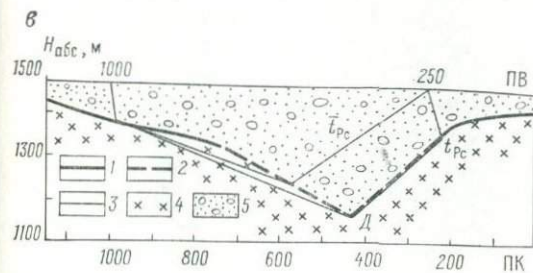
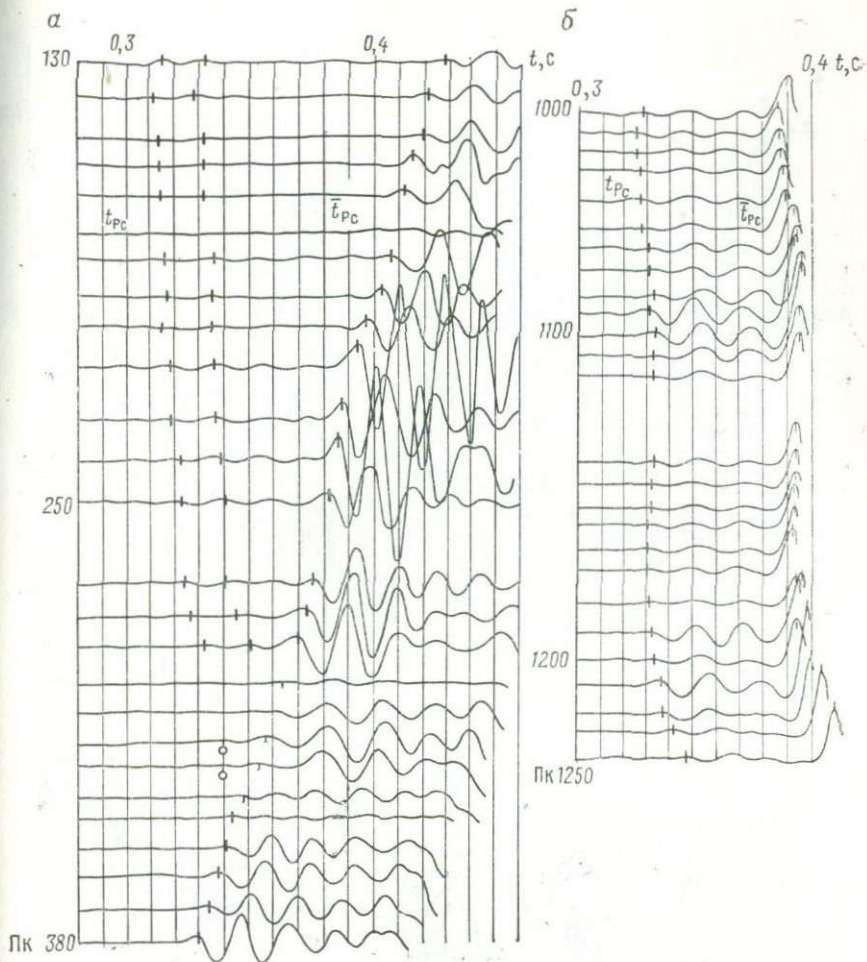
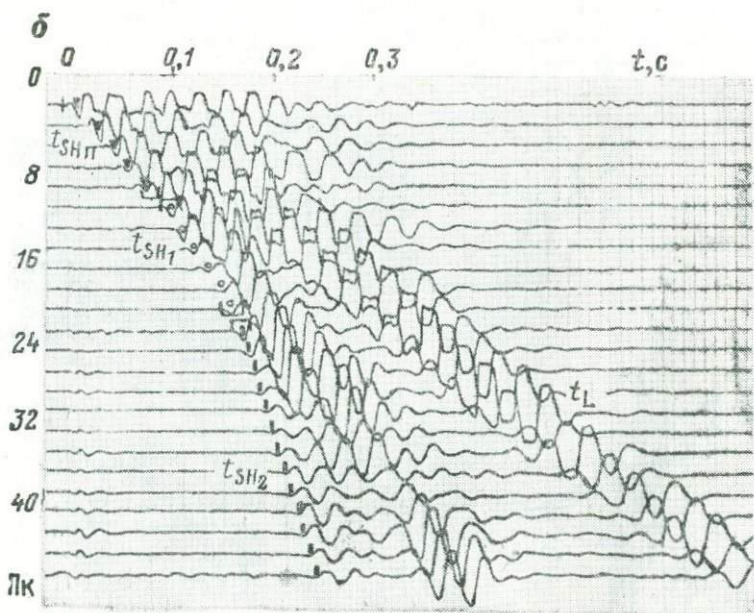
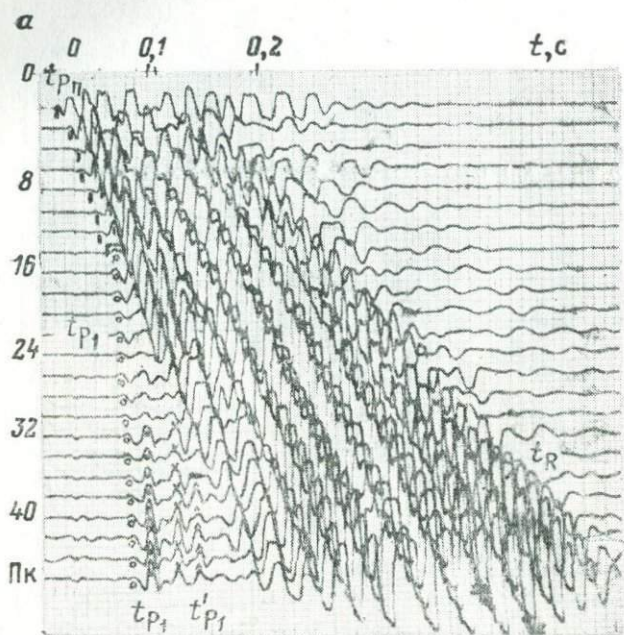


Рис. 34. Сейсмограммы с ПВ 1000 (а), ПВ 250 (б) и сейсмический разрез (в), полученные при изучении погребенной долины (Северный Кавказ).

1 — преломляющая граница, построенная способом полей времени; 2 — предполагаемое положение границы в центральной части профиля; 3 — лучевые схемы для t_{PC} и \bar{t}_{PC} ; 4 — коренные скальные породы; 5 — четвертичные ледниково-аллювиальные отложения; схема приема Z-Z; заряд в кг: а — 60, б — 15



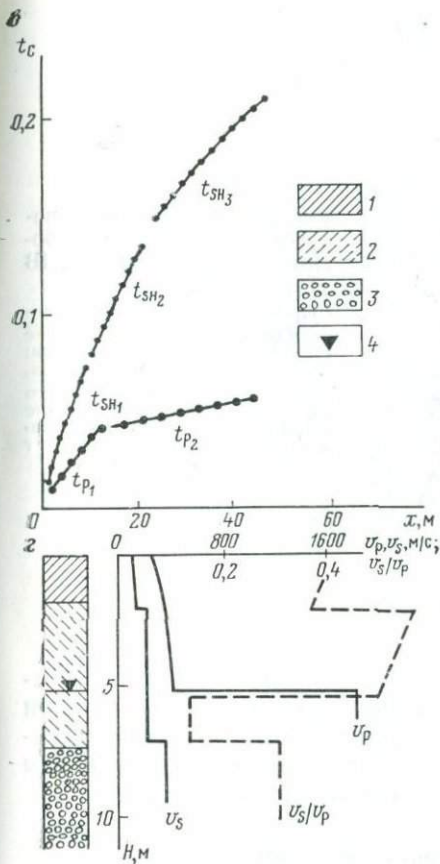


Рис. 35. Расчленение верхней части разреза при использовании продольных и поперечных волн (район Днепропетровска).

Сейсмограммы с ПУО и схемами приема: а — Z-Z, б — Y-Y, в — годографы продольных и поперечных волн; г — сейсмический разрез в сопоставлении с данными бурения; t_{P1} и t_{SH1} — прямые волны; t_{P1} — волна, связанная с ГПВ; t_{SH1} — волна, связанная со слоем супесей; t_{SH2} — волна, преломленная на кровле галечников; t_R , t_L — поверхностные волны Рэлея и Лява; 1 — суглинок; 2 — супесь; 3 — галечник; 4 — ГПВ

толще. Однако в этом случае не будет наблюдаться сходства формы годографов, как для волн $P_1P_2P_1$ и $P_1S_2P_1$.

2. При исследовании глубоких погребенных долин входящая первой преломленно-дифрагированная волна малоинтенсивна. Волна-дубликат [43], регистрируемая за ней, может быть принята за первую (рис. 34, б, в).

3. На записях по схеме Y-Y интенсивная волна Лява в последующих вступлениях может быть принята за первую головную волну SH. Однако, несмотря на близкие кажущиеся скорости, динамика волн существенно различается (рис. 35, б): волны Лява имеют низкочастотную многофазную запись, период колебаний с временем уменьшается (нормальная дисперсия). Аналогичные особенности имеют рэлеевские волны (см. рис. 35, а).

Отметим особенности записи некоторых волн в последующих вступлениях. Для отраженных волн характерно уменьшение кажущейся скорости с увеличением расстояния от ПВ (у ПВ

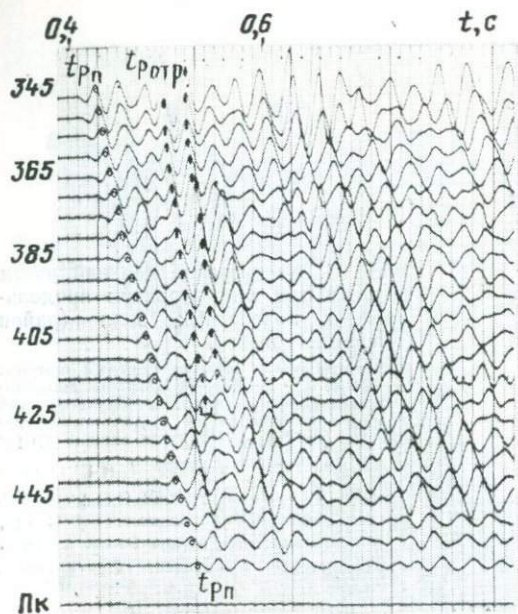


Рис. 36. Сейсмограмма, полученная в районе с глубоким залеганием ГПВ (Туркмения).

$t_{рп}$ — прямая (рефрагированная) волна, относящаяся к зоне аэрации, сложенной песками; $t_{ротр}$ — отраженная волна, связанная с границей полного водонасыщения на глубине 200 м. Пункт взрыва ПВО, схемы приема Z—Z, заряд 800 г

$v_{стр}^* = \infty$); период колебаний несколько меньше, чем у преломленной волны (рис. 36). Запись звуковой волны характеризуется постоянной кажущейся скоростью, сравнительно высокой частотой, резким вступлением, поэтому ее можно использовать для контроля полярности сейсмических каналов (рис. 37).

Построение годографов и введение поправок

При изучении малых глубин рекомендуются следующие масштабы: вертикальный 1 см — 0,02 ÷ 0,005 с, горизонтальный 1 см — 2 ÷ 20 м. На годографы также выносятся необходимые сведения об условиях возбуждения (глубина взрыва, характеристика удара и др.).

Годографы максимумов и минимумов приводятся к годографам первых вступлений путем введения поправки за фазу. Эта поправка может быть определена по сейсмограмме или рассчитана. Если первое отклонение трассы направлено вниз, то для годографа первого максимума поправка равна $3/4 T$ (T — кажущийся период волны). В случае заметного увеличения периода T с расстоянием поправка за фазу берется переменной. Поправка Δt_v за глубину взрыва h_v определяется по записи сейсмодатчика, установленного у устья скважины. В годографы преломленных волн Δt_v вводится со знаком плюс. Поскольку построение сейсмического разреза проводится от линии дневной поверхности, поправка за рельеф не вводится.

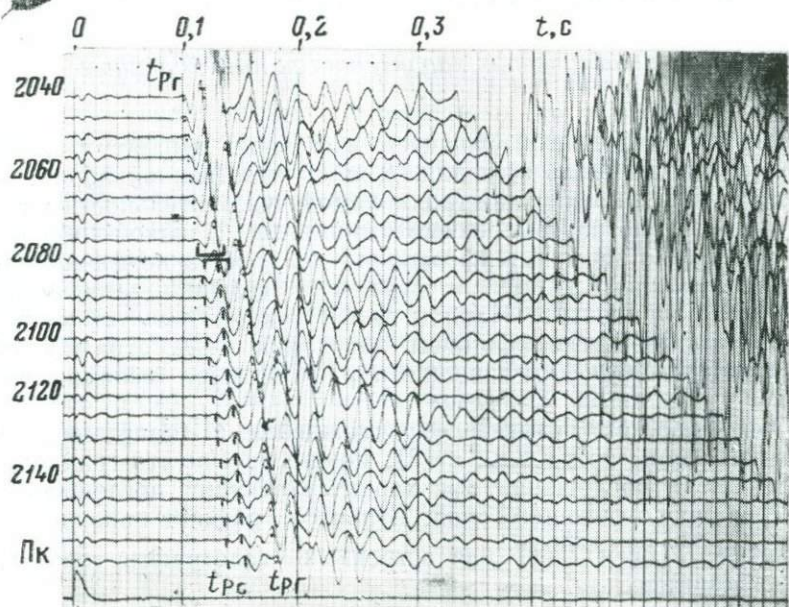
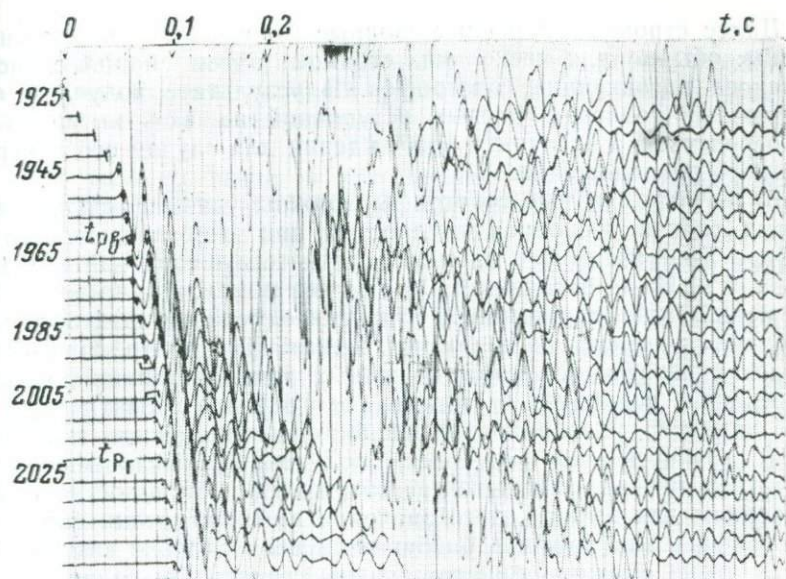


Рис. 37. Сейсмограмма, полученная на участке с расположением ГПВ в рыхлых породах, ниже которых залегают коренные глины и песчаники (Западная Украина).

t_{pg} — прямая волна, относящаяся к верхнему слою неводонасыщенных песков;
 t_{pb} — преломленная волна, связанная с ГПВ на глубине 8 м; t_{pr} — волна, преломленная на кровле коренных глин на глубине 20 м; t_{pc} — волна, преломленная на кровле песчаников на глубине 37 м; ПВ 1925, схема приема Z—Z, заряд 200 г при Пк 1225—2040 и 400 г при Пк 2040—2155

Далее строятся встречные сводные годографы преломленной волны: обычно для нескольких стоянок путем параллельного переноса нагоняющих годографов. В результате получают непрерывный годограф первых вступлений на весь интервал L непосредственно от пункта возбуждения для случая его поверхностного расположения.

Встречные сводные годографы должны увязываться во взаимных точках. Основная трудность при этом заключается в выборе T_L — взаимного времени, соответствующего взятому интервалу L . Из-за погрешности в отметке момента, а также из-за смещений сейсмоприемников и других случайных факторов наблюдаются невязки во взаимных точках. Для контроля выбора T_L используются все пары взаимных точек отдельных ветвей годографов, вошедших в сводные годографы. Учитывая случайный характер указанных погрешностей, совпадение значений T_L (с точностью до $\pm 1-2$ мс), полученных независимо для двух-трех пар взаимных точек, обычно считается достаточным критерием для выбора этого значения при построении сводного годографа. Если профиль разбивается на несколько интервалов L_1, L_2 , то на смежных пикетах сводные годографы должны увязываться по временам t_0 . Допустимая невязка ± 2 мс.

Изучение динамических характеристик преломленных волн [27]

Обычно исследуется характер изменения амплитуд коррелируемых волн вдоль профиля. Для количественной обработки используются записи с контролируемой чувствительностью сейсмического тракта. Измеренные амплитуды A_R какой-либо четкой фазы (вне зоны интерференции) делятся на коэффициенты усиления данного канала и строятся графики зависимости $\ln A_R$ от координаты x . Наклон графика характеризует некоторый эффективный коэффициент затухания $\alpha_{эф}$, отражающий суммарное действие поглощения и расхождения сейсмических волн.

При известном показателе расхождения n (например, для головной волны при $x \gg x_H, n=2$), можно рассчитать граничный коэффициент поглощения $\alpha_{гр}$, характеризующий поглощающие свойства преломляющего слоя. Строятся графики приведенных амплитуд $\vec{P}(x)$ и $\overleftarrow{P}(x)$ для встречных годографов головных волн. Например,

$$\vec{P}(x) = \ln A(x) + n \ln x.$$

Далее строится разностный амплитудный график P_P , наклон которого определяет граничный коэффициент поглощения $\alpha_{гр}$

$$P_P(x) = \vec{P}(x) - \overleftarrow{P}(x); \quad \alpha_{гр} \approx \frac{\Delta P_P}{2\Delta x}.$$

Использование встречных амплитудных графиков позволяет уменьшать влияние условий установки и различной чувствительности сейсмоприемников.

Как указано выше, в инженерной сейсмике исследования МОВ применяются в очень незначительном объеме, хотя при изучении акваторий они играют важную роль. В заключение главы приведем краткие сведения об интерпретации данных МОВ, полученных на суше и на акваториях.

Наземные наблюдения МОВ. При изучении ВЧР имеется опыт регистрации отражений, связанных с поверхностями кристаллического фундамента [90], коренных пород [42], уровнем грунтовых вод [38], границами в осадочной толще и в четвертичных отложениях [90, 93, 96].

При ручной обработке интерпретации проводится по стандартной схеме [23, 77]: корреляция волн, построение годографов, введение поправок, определение $v_{эф}$, построение отражающей границы. При машинной обработке вводятся кинематические и статические поправки и строится временной разрез. Есть примеры применения сложных методов цифровой обработки сейсмических данных для прослеживания отражений от неглубоких границ [93].

Наблюдения на акваториях. Сейсмические работы МОВ при инженерно-геологических исследованиях на акваториях проводятся обычно по методике непрерывного сейсмического профилирования (НСП) при практически совмещенном источнике и приемнике. Обычно источником служит спаркер, обеспечивающий возбуждение высокочастотных колебаний до 2,5 кГц. Это позволяет повышать разрешающую способность МОВ до 2—3 м при минимальных глубинах до 2—4 м [36]. Получаемые сразу в процессе работ временные разрезы используются для оценки характера разреза (изменение мощности современных отложений, характер слоистости изучаемой толщи, тектонические нарушения и др.). Для получения скоростной характеристики разреза данные НСП привязываются к имеющимся скважинам.

ПРИМЕНЕНИЕ СЕЙСМИЧЕСКИХ МЕТОДОВ ДЛЯ РЕШЕНИЯ ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ЗАДАЧ

§ 18. Изучение геологического строения

Геологическое строение является основным компонентом комплекса инженерно-геологических условий. Его изучение включает в себя выделение и прослеживание геологических тел разного ранга (слоев, линз и т. д.), а также тектонических элементов, имеющих существенное инженерно-геологическое значение (зон трещиноватости, разломов и т. д.). Ниже рассмотрим вопросы использования сейсмических методов для решения ряда типичных задач, связанных с изучением геологического строения.

Определение глубины залегания скальных пород

Определение глубины залегания скальных пород является одной из важнейших задач инженерно-геологических исследований, с решением которой приходится сталкиваться при различных видах и на разных стадиях инженерно-геологических работ.

Возможность использования сейсмических методов для решения данной задачи основана на наличии скоростной дифференциации между скальными породами и перекрывающими их нескальными («рыхлыми») образованиями. Степень скоростной дифференциации зависит от состава и сохранности скальных пород, а также состояния рыхлых отложений.

Наиболее благоприятной является ситуация, когда рыхлые породы находятся в неводонасыщенном состоянии. В этом случае кровля скальных пород будет сильной преломляющей границей и для продольных, и для поперечных волн. Если рыхлые породы водонасыщены, то скоростная дифференциация для продольных волн выражена значительно слабее, а для поперечных она остается по-прежнему значительной. Наиболее сложным является случай, когда задача решается в условиях многолетней мерзлоты: скоростная дифференциация между нескальными и скальными мерзлыми породами для продольных и поперечных волн может быть весьма слабой (см. главу I).

В соответствии со сказанным выше определение глубины залегания кровли скальных пород может производиться с ис-

использованием как продольных, так и поперечных волн, причем с принципиальной точки зрения применение поперечных волн предпочтительнее.

Установление глубины залегания скальных пород при несложном рельефе их кровли производится с помощью наземных наблюдений. Если рыхлые породы, залегающие выше скальных, находятся в неводонасыщенном состоянии, надежные результаты дают наблюдения по схеме $Z-Z$. В этом случае, помимо продольной преломленной волны, связанной с кровлей скальных пород, нередко удается зарегистрировать обменные преломленные волны PSP или PSS, связанные с этой же границей [74]. Сильная скоростная дифференциация обеспечивает уверенное установление смены продольных волн, соответствующих толще рыхлых и кровле скальных пород. С помощью обменных волн можно определить значения v_s для преломляющей границы, что позволяет более обоснованно производить ее привязку и инженерно-геологическую оценку.

Использование продольных волн затрудняется, если скальные породы залегают ниже уровня грунтовых вод. В этом случае смена продольных преломленных волн, соответствующих границе полного водонасыщения (t_{PB}) и кровле скальных пород (t_{PC}), нередко устанавливается с трудом, поскольку скорости продольных волн в водонасыщенных рыхлых и трещиноватых скальных породах могут не очень существенно различаться между собой (см. рис. 29, а). Уверенное установление смены волн t_{PB} и t_{PC} возможно при условии, если волна t_{PB} прослеживается после перехода в последующие вступления (см. рис. 31). При залегании скальных пород ниже границы полного водонасыщения нередко отсутствуют также условия образования обменных преломленных волн типов PSP и PSS, поскольку v_p в водонасыщенных рыхлых породах часто выше, чем v_s в верхней части массива скальных пород (см. главу I).

В то же время использование поперечных волн с применением схемы $Y-Y$ дает в этих условиях надежные результаты (см. рис. 29, б).

На практике для определения глубины залегания кровли скальных пород обычно используют схему $Z-Z$, которая в отдельных случаях дополняется схемой $Y-Y$.

Существует ряд признаков, позволяющих достаточно уверенно отличать границу, соответствующую кровле скальных пород, от других сейсмических границ. К основным из этих признаков относятся:

1) сравнительно высокая частота соответствующей преломленной волны, причем, как правило, частота тем выше, чем выше скорость волны;

2) криволинейность и изломанность годографов преломленных волн; непараллельность нагоняющих и нагоняемых годографов в их начальной, обычно достаточно протяженной, части;

3) высокие скорости продольных и особенно поперечных волн.

В целом задача определения глубины залегания скальных пород обычно не вызывает затруднений. Однако могут встретиться условия, когда сложный рельеф их кровли приводит к весьма сложной волновой картине даже при наличии сильной скоростной дифференциации.

В качестве примера приведем результаты, полученные при изучении коренного ложа глубокой погребенной долины [43]. Из рис. 34 видно, что сейсмограммы, полученные при наблюдениях с двух различных ПВ, расположенных на разных бортах долины, сильно отличаются друг от друга. И в том и в другом случаях зарегистрированы две волны существенно различной интенсивности, но если при наблюдениях с ПВ 250 кажущиеся скорости этих волн совпадают, то в случае ПВ 1000 они совершенно различны.

Анализ полученных материалов позволяет установить, что пути распространения малоинтенсивной волны t_{pc} и имеющей большую амплитуду волны \bar{t}_{pc} различны, хотя обе волны связаны с кровлей коренных пород (см. рис. 34).

Из рисунка понятно различие в кажущихся скоростях волн t_{pc} и \bar{t}_{pc} вблизи ПВ 250. Различие в интенсивности объясняется тем, что волна t_{pc} ослабляется в результате дифракции в точке D .

Следует подчеркнуть, что в рассмотренном выше примере с помощью наземных сейсмических наблюдений оказалось невозможным определить конфигурацию долины в центральной части профиля (построение выполнено путем экстраполяции). Данная задача может быть решена с помощью сейсмических наблюдений во внутренних точках среды.

Так, в работе [74] описан пример определения конфигурации коренного ложа узкой каньонообразной долины при помощи сейсмического просвечивания между скважинами, расположенными на разных бортах долины и пробуренными ниже отметки переуглубления.

Определение конфигурации долины производилось по характеру изменения индикатрис скоростей, а также графиков средних скоростей, полученных при сейсмическом просвечивании.

Задача установления глубины залегания скальных пород в условиях многолетней мерзлоты в силу слабой скоростной дифференциации между нескальными и скальными мерзлыми породами решается не всегда. Наземные наблюдения должны проводиться с обязательным применением нагоняющих систем, так как практически только на основании совместного анализа нагоняющего и основного годографа может быть установлена смена волн, соответствующих толще нескальных и кровле скальных мерзлых пород.

Расчленение массива на литологические и стратиграфо-генетические комплексы

Выделение геологических тел предусматривает расчленение массива пород на литологические и стратиграфо-генетические¹ комплексы. Поскольку наблюдаются большие участки перекрытия в значениях v_p и v_s для скальных и нескальных пород различного состава (см. главу I), литологические границы внутри толщи рыхлых или массива скальных пород не всегда будут являться сейсмическими. То же самое относится и к границам между различными стратиграфо-генетическими комплексами. В большей мере справедливо обратное утверждение, т. е. выделенные сейсмические границы обычно хорошо соответствуют границам между различными геологическими телами. Однако такие границы чаще всего являются слабыми, вследствие чего их выделение и прослеживание сопряжено с определенными трудностями, особенно сильно проявляющимися при наземных сейсмических наблюдениях: близкие скорости преломленных волн, соответствующих различным слоям, затрудняют выявление их смены и приводят к протяженным зонам интерференции для соседних волн. Кроме того, для наземных сейсмических наблюдений должно выполняться условие увеличения скорости волн с глубиной.

Многообразие возможных геологических условий не позволяет рассмотреть подробности методики сейсмических исследований при расчленении массивов рыхлых или скальных пород на отдельные комплексы. Однако общая рекомендация сводится к необходимости использования для решения задач этого типа как продольных, так и поперечных волн. С одной стороны, использование волн разных классов позволяет выделять и прослеживать максимально возможное число границ, а с другой — уменьшает неоднозначность в геологическом истолковании выделенных сейсмических границ.

В качестве примера рассмотрим результаты, полученные на одном из участков при совместном использовании продольных и поперечных волн. Из рис. 35 видно, что с помощью продольных волн удалось выделить лишь одну преломляющую границу, соответствующую границе полного водонасыщения. В то же время при использовании поперечных волн выделяются две границы, соответствующие различным литологическим комплексам: слоям супесей и галечников, причем последний расположен в зоне полного водонасыщения.

Поскольку для неводонасыщенных рыхлых пород существует тенденция увеличения v_p и уменьшения v_s при возрастании

¹ Стратиграфо-генетические комплексы представляют собой совокупность горных пород одного генезиса и возраста, сформировавшихся в единой физико-географической и тектонической обстановке.

глинистости, то для использования продольных волн благоприятен случай, когда глинистые породы зоны аэрации залегают ниже песчаных. Для применения поперечных волн благоприятна противоположная ситуация. Наиболее четкая зависимость v_p и v_s от литологического состава наблюдается для нескальных пород в мерзлом состоянии (см. главу I). Здесь для использования и продольных, и поперечных волн благоприятна ситуация, когда глинистые породы залегают выше песчаных.

Для скальных пород трудно указать оптимальные условия, способствующие расчленению массива на литологические комплексы по сейсмическим данным. В этом случае многое зависит от степени сохранности пород различного состава.

Вторая часть задачи — геологическое истолкование выделенных сейсмических границ — является особенно сложной, из-за неоднозначности связей между сейсмическими свойствами горных пород, их составом и инженерно-геологическими свойствами.

Помимо кровли скальных пород под рыхлыми, по сейсмическим данным достаточно уверенно может быть определена природа границ, выделенных в толще мерзлых песчано-глинистых пород, поскольку сейсмические свойства последних существенно

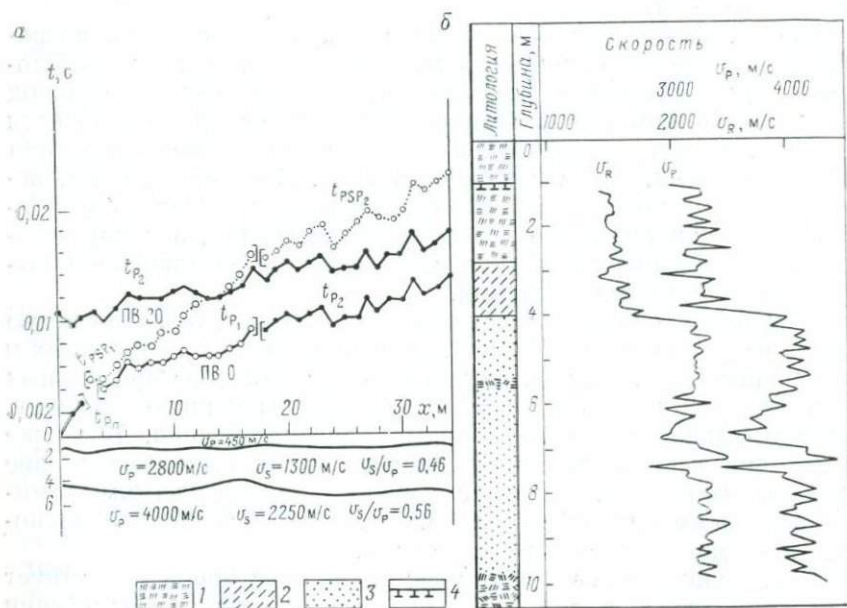


Рис. 38. Расчленение мерзлого массива с помощью наземных сейсмических наблюдений и УЗК.

a — годографы волн и сейсмический разрез; b — результаты ультразвукового каротажа на этом же участке в сопоставлении с данными бурения; 1 — торф; 2 — суглинок; 3 — песок; 4 — кровля мерзлых пород

зависят от их литологического состава (см. главу I). Возможность выделения границы мерзлых песков под суглинками с помощью наземных сейсмических наблюдений и ультразвукового каротажа показана на рис. 38. Отождествление выделенной границы с кровлей мерзлых песков достаточно уверенно производится по абсолютной величине скорости продольных волн. Достоверность данных значительно возрастает в случае дополнительного использования поперечных, обменных либо поверхностных волн (см. рис. 38).

Для нескальных пород выше границы полного водонасыщения оценка литологического состава может быть произведена по отношению v_s/v_p (см. главу I). Наиболее характерны для неводонасыщенных галечников $v_s/v_p=0,55\div 0,69$, неводонасыщенных песков $v_s/v_p=0,52\div 0,69$, неводонасыщенных супесей $v_s/v_p=0,45\div 0,62$, неводонасыщенных суглинков $v_s/v_p=0,30\div 0,55$ и для неводонасыщенных покровных глин $v_s/v_p=0,20\div 0,35$.

Таким образом, после независимого построения скоростных разрезов для продольных и поперечных волн сейсмическим границам, выделенным в толще неводонасыщенных песчано-глинистых пород, может быть дано геологическое истолкование на основании анализа величины v_s/v_p (см. рис. 35).

В большинстве остальных случаев геологическое истолкование сейсмических границ по результатам только сейсмических исследований производится недостаточно уверенно. Можно полагать, что точность и достоверность геологических оценок по сейсмическим данным возрастут после разработки надежных способов определения поглощающих свойств горных пород в массиве.

Определение мощности и строения зоны выветривания

Скальные породы, залегающие на небольшой глубине, всегда имеют более или менее развитую зону выветривания (ЗВ). Определить мощность и особенности строения ЗВ можно с помощью сейсмических методов.

Обычно для ЗВ характерно постепенное затухание трещиноватости с глубиной, что находит свое отражение в возрастании скорости упругих волн вниз по разрезу. Зависимость процессов выветривания от литологии, характера трещиноватости, местных условий (рельеф, гидрогеология) приводит к сложному, иногда мозаичному, изменению скоростей в ЗВ по площади и с глубиной. Это находит отражение в изломанной форме годографов продольной или поперечной волны $t_{ЗВ}$, распространяющейся в ЗВ. При усреднении отдельных годографов волны $t_{ЗВ}$ увеличение v^* с расстоянием (т. е. скорости с глубиной) проявляется более четко (рис. 39). Начиная с определенных расстояний от

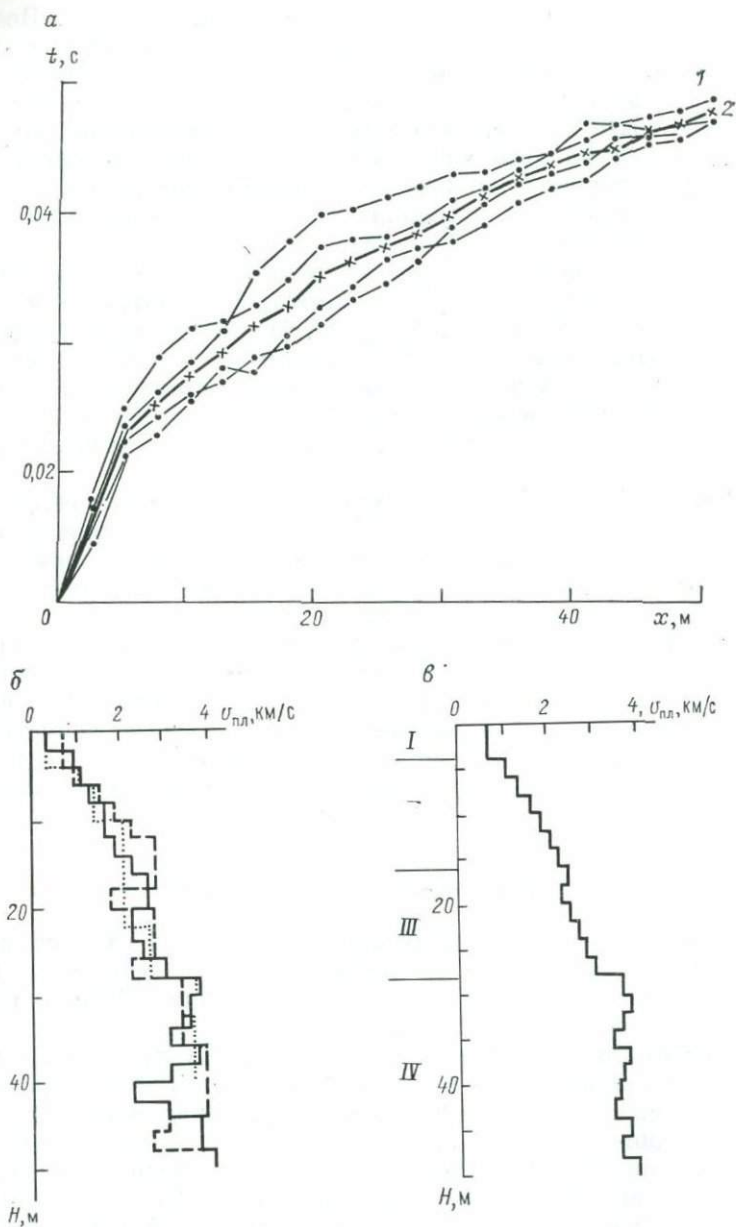


Рис. 39. Особенности скоростного строения зоны выветривания (Донбасс).

a — отдельные (1) и осредненный (2) годографы; *б* — результаты сейсмокаротажа с шагом 2 м по трем скважинам; *в* — осредненные данные сейсмокаротажа по 11 скважинам и результаты расчленения разреза на пласты (I—IV)

ПВ, закономерного увеличения v^* не наблюдается и отмечается примерная параллельность годографов $t_{ЗВ}$ и нагоняющего.

Эти признаки указывают на регистрацию волны t_c , соответствующей относительно сохранным породам, залегающим ниже ЗВ. Смена волны $t_{ЗВ}$ волной t_c обычно не сопровождается интерференцией или заметным изменением динамики волн. В ряде случаев по сейсмическим данным ЗВ разделяется на две-три подзоны.

В качестве типичного примера рассмотрим результаты исследования ЗВ по одному из районов Восточного Донбасса [60], где наблюдается поверхностное залегание метаморфизованных пород, представленных переслаиванием песчаников, сланцев, известняков и углей. Использовались данные МПВ (продольные волны) и сейсмокаротажа с шагом 2 м. Если не рассматривать поверхностный слой четвертичных отложений (I), то весь массив разделяется на три слоя: сильно выветрелых (II), выветрелых (III) и относительно сохранных пород (IV) (см. рис. 39).

Во II слое породы дезинтегрированы и в значительной степени утратили литологические особенности материнских сохранных пород, поэтому здесь отсутствуют заметные горизонтальные градиенты скорости. В III слое отложения сохраняют структурные особенности, что подтверждается значительными горизонтальными градиентами. Поле скоростей в этом случае носит мозаичный характер. Это особенно заметно при сопоставлении данных сейсмокаротажа по отдельным скважинам (см. рис. 39).

Таким образом, характерной особенностью поля скоростей в ЗВ являются значительные локальные флюктуации скорости, отмечаемые при замерах в скважинах на базах в несколько метров. В то же время по данным наземных наблюдений, при использовании баз длиной в десятки метров и волн большей длины ($\lambda = 20 \div 40$ м), в пределах ЗВ отмечается сравнительно плавное нарастание v_p и v_s (градиентная среда). Отметим, что в ряде случаев ЗВ может хорошо аппроксимироваться и однослойной моделью.

Если при использовании продольных волн могут возникнуть трудности определения кровли ЗВ под водонасыщенными рыхлыми отложениями, то в случае применения поперечных волн они отпадают (см. главу I). В связи с этим для решения данной задачи использование поперечных волн является более предпочтительным.

Определение положения зон тектонических нарушений [60, 74]

Возможности использования сейсмических методов для обнаружения и прослеживания зон тектонических нарушений основаны на: 1) резком различии сейсмических свойств трещино-

ватых пород, приуроченных к зоне тектонических нарушений, и пород, находящихся вне ее пределов; 2) сложном характере рельефа коренных пород на границах зоны тектонического нарушения.

Обычно сейсморазведку применяют для обнаружения малоамплитудных крутопадающих нарушений, поиски которых геологическими методами затруднены. В этом случае зону тектонических нарушений можно в первом приближении моделировать тонким крутопадающим пластом пониженной скорости и повышенного поглощения упругих волн. Для поисков тектонических нарушений такого типа применяется МПВ.

Указанная задача решается в процессе картирования невыветрелых коренных пород по системе параллельных профилей, направленных вкост предпологаемой системе нарушений. В связи с малой протяженностью зон нарушений по профилю используются детальные системы наблюдений (шаги $\Delta x = 2,0 \div \div 5,0$ м и между профилями до 100—200 м).

Обнаружение тектонических нарушений осуществляется по следующим признакам:

1) по наблюдаемым годографам отмечают участки как пониженных, так и повышенных значений v^* за счет регистрации дифрагированной волны, причем указанные участки смещены на встречных годографах;

2) на разностном годографе выделяются участки пониженной, а также аномально большой граничной скоростей; иногда нарушения отмечают по повышенному разбросу точек разностного годографа;

3) в ряде случаев наблюдается уменьшение интенсивности и преобладающей частоты преломленной волны (см. рис. 30);

4) отмечают изменения волновой картины (см. рис. 30): нарушается прослеживание ряда волн в последующих вступлениях (обменной PSP, многократной волн и др.).

Следует подчеркнуть, что уменьшение скорости и увеличение затухания волны могут наблюдаться и при пересечении профилем зоны повышенной трещиноватости, непосредственно не связанной с дизъюнктивным нарушением. Однако в этом случае характер наблюдаемой волновой картины в целом обычно не меняется, а дифрагированная волна отсутствует.

Изучение положения отдельных неоднородностей внутри массива

Нередко перед инженерно-геологическими исследованиями ставится задача выделения в массиве замкнутых неоднородностей сравнительно небольшого размера (карстовые полости, заброшенные горные выработки и т. д.). При использовании наземных наблюдений эта задача чаще всего решается с помощью проходящих волн.

Обычно с этой целью анализируется характер записи волны, преломленной на какой-либо нижележащей границе. Проложение такой волны через исследуемую неоднородность приводит к изменению как ее интенсивности и формы записи, так и величины t_0 для нижележащей преломляющей границы.

В некоторых случаях положительные результаты могут быть получены при изучении особенностей записи преломленной волны, непосредственно связанной с тем слоем, к которому приурочена неоднородность [29].

При решении задач этого типа наиболее уверенные результаты получают с помощью сейсмического (акустического) просвечивания. Положение неоднородности определяется по характеру индикатрис скоростей, а также по динамическим особенностям записи волн [10].

§ 19. Изучение гидрогеологических условий

При инженерно-геологических исследованиях гидрогеологические условия изучаются в той степени, в какой они оказывают влияние на инженерно-геологическую обстановку. В частности, оценивается роль подземных вод в возможном изменении состояния и свойств горных пород, устанавливается возможность и величина притоков подземных вод в строительные котлованы и горные выработки, выявляется роль подземных вод в активизации современных геологических процессов и т. д. Особое внимание уделяется изучению грунтовых вод и верховодки, так как они находятся вблизи дневной поверхности и имеют наиболее динамичный режим.

Для решения задач, связанных с изучением гидрогеологических условий, могут быть использованы сейсмические методы.

Определение глубины залегания грунтовых вод и верховодки

Возможность применения сейсмических методов для определения глубины залегания грунтовых вод и верховодки основана на различии скоростей продольных волн в неводонасыщенных и полностью водонасыщенных породах (см. главу I).

Для нескальных пород переход от неполного водонасыщения к полному сопровождается скачкообразным возрастанием скорости продольных волн (см. рис. 5). В результате граница между водонасыщенными и неводонасыщенными зонами в нескальных породах является сильной преломляющей границей для продольных волн.

Для скальных пород переход от неводонасыщенного состояния к водонасыщенному приводит к менее заметному возрастанию скорости продольных волн, причем степень увеличения

v_p во многом зависит от пустотности породы (см. рис. 3). Таким образом, в скальных массивах граница между рассматриваемыми зонами нередко будет являться лишь слабой преломляющей границей для продольных волн.

Поскольку скорость поперечных волн не зависит от степени водонасыщенности породы (см. главу I), граница зоны полного водонасыщения не является для них преломляющей.

Следует подчеркнуть, что граница между зонами неполного и полного водонасыщения не всегда может рассматриваться как непрерывная сейсмическая граница. Если ее можно считать таковой для большинства нескальных, а также пористых скальных пород (например, песчаников), то в трещиноватых скальных массивах непрерывной границы обычно не образуется, поскольку вода заполняет лишь трещины между монолитными частями массива. Очевидно, это обстоятельство должно отрицательно сказываться на возможности определения глубины залегания подземных вод в трещиноватых скальных породах.

Поскольку водонасыщенность влияет на характеристики только продольных волн, установление глубины залегания границы полного водонасыщения (ГПВ) может производиться лишь с их помощью. В соответствии с этим наземные сейсмические наблюдения проводятся по схеме $Z-Z$. В случае возникновения затруднений в определении природы границы, выделенной с помощью продольных волн, дополнительно к схеме $Z-Z$ используется схема $У-У$. При этом отсутствие на записи $У-У$ волны, соответствующей преломленной волне на записи $Z-Z$, позволяет однозначно отождествить выделенную с помощью продольных волн преломляющую границу с границей полного водонасыщения (см. рис. 29, 35). Другим признаком ГПВ является отсутствие на записи $Z-Z$ обменной волны типа PSP.

Таким образом, распознавание ГПВ может достаточно уверенно производиться по общему характеру наблюдаемой волновой картины. Кроме того, имеется еще ряд признаков, по которым границу полного водонасыщения можно отличить от других возможных сейсмических границ:

1) в случае горизонтальной поверхности наблюдений годографа продольной волны $t_{pв}$, преломленной на ГПВ, имеют форму, близкую к прямолинейной; кажущиеся скорости, определенные по встречным годографам, близки между собой; нагоняющие годографы практически параллельны нагоняемым (практическое отсутствие эффекта проницания);

2) при размещении ГПВ в нескальных породах граничная скорость v_g волны $t_{pв}$ изменяется в сравнительно узких пределах: примерно от 1450 м/с при залегании ГПВ на глубине первых метров в песчано-глинистых породах до 2500—2700 м/с при залегании ГПВ в крупнообломочных породах — гравии и

галечнике — на глубине десятков метров; при расположении ГПВ в скальных породах величина v_T может достигать весьма высоких значений (см. рис. 3).

В результате по совокупности перечисленных признаков волна $t_{PВ}$ обычно уверенно распознается на сейсмограммах с записью продольных волн.

Характерные сейсмограммы с записью продольной преломленной волны, соответствующей границе полного водонасыщения в рыхлых породах, приведены на рис. 29, 31, 32, 35, 37. Динамические особенности волны $t_{PВ}$ иллюстрирует сейсмограмма, представленная на рис. 32. На ней зарегистрированы две волны, связанные с различными границами полного водонасыщения: одна — с неглубоко залегающей границей при малой мощности водонасыщенных пород (верховодка) и другая — с более глубоко залегающей границей при большой мощности водонасыщенных пород (грунтовые воды). Как видно из рисунка, волна $t_{PВ1}$, связанная с верховодкой, имеет высокую частоту и очень быстро затухает, в то время как волна $t_{PВ2}$ имеет более низкую частоту и затухает гораздо медленнее.

Характерные граничные скорости волны $t_{PВ}$, а также сравнительно неширокий диапазон изменения скорости продольных волн в неглубоко залегающих рыхлых породах зоны аэрации позволяют для быстрой оценки глубины залегания ГПВ в рыхлых породах использовать простую приближенную формулу

$$H_B \approx 0,4x_{ТВ}, \quad (IV.1)$$

где $x_{ТВ}$ — точка выхода в первые вступления волны $t_{PВ}$.

Данная формула нередко дает вполне удовлетворительные результаты (см. рис. 29, 31, 32, 35, 37).

Значительный перепад скоростей продольных волн на границе полного водонасыщения в рыхлых породах, выдержанность и «гладкость» этой границы создают благоприятные условия для образования на ней отраженных волн. В отдельных случаях волну, отраженную от ГПВ, удается уверенно регистрировать на сейсмограммах (см. рис. 36).

Определение границы полного водонасыщения с помощью наземных наблюдений сталкивается с существенными трудностями, если она приурочена к скальным породам. Специально выполненные эксперименты [18] показали, что преломленную волну, связанную с границей полного водонасыщения в трещиноватых скальных породах, непосредственно на записи выделить обычно не удается. В этих условиях переход от неводонасыщенной части массива к водонасыщенной при наземных наблюдениях может быть зафиксирован лишь по косвенным признакам, наиболее надежным из которых является увеличение скорости продольных волн при неизменности скорости поперечных. Достаточно объективно такой факт может быть ус-

тановлен лишь при совместном анализе нагоняющих и нагоняемых годографов для продольных и поперечных волн.

Определение ГПВ в пористых скальных породах (например, в песчаниках) производится более надежно [18].

В заключение можно отметить следующее.

1. Преломляющая сейсмическая граница для продольных волн, связанная с границами между зонами неполного и полного водонасыщения в естественных условиях, не всегда будет совпадать с уровнем воды, устанавливающимся в скважине в течение не очень длительного промежутка времени. Так, в глинистых породах, обладающих слабой проницаемостью и большой высотой капиллярного поднятия, установившийся уровень обычно располагается заметно ниже границы полного водонасыщения в естественных условиях. С другой стороны, при наличии местного напора уровень воды в скважине устанавливается выше границы полного водонасыщения.

Этими причинами и вызывается наблюдающееся иногда несоответствие между данными сейсморазведки и бурения, особенно часто встречающееся при изучении глинистых пород. Очевидно, что это несоответствие связано с чисто физическими причинами и ни в коем случае не может рассматриваться как погрешность сейсмических определений.

2. По сейсмическим данным непосредственно нельзя установить, с каким типом подземных вод связана выделенная зона полного водонасыщения.

3. Полная водонасыщенность пород, фиксируемая по сейсмическим данным, непосредственно не связана с их водопроницаемостью и водоотдачей.

4. С помощью сейсмических методов может быть зафиксировано изменение положения границы полного водонасыщения, связанное с естественными причинами или искусственными мероприятиями (например, откачками).

Определение глубины залегания и мощности водоупоров

Для использования сейсмических методов наиболее благоприятной является ситуация, когда водоупор представлен монолитными скальными породами. Определение их кровли обычно не вызывает затруднений как в том случае, когда водовмещающими являются рыхлые породы, так и тогда, когда воды приурочены к трещиноватым скальным породам (см. § 18).

Положение осложняется, если водоупором являются глины. Вследствие слабой скоростной дифференциации определение глубины их залегания в толще водонасыщенных пород возможно лишь в отдельных благоприятных случаях и только при использовании продольных волн. К таким, в частности, относится случай, когда водовмещающие песчаные породы под-

стилаются плотными коренными глинами. Одним из признаков слоя глин является значительная интенсивность и многофазность связанной с ними продольной преломленной волны. Тем не менее, смена волн, соответствующих толще водонасыщенных песчаных пород и глин, устанавливается с определенным трудом.

Мощность глинистого водоупора при использовании преломленных волн может быть уверенно определена лишь в том случае, если ниже глин залегают достаточно плотные скальные породы (см. рис. 37).

Определение зон повышенного водосодержания скальных пород

Определение зон повышенного водосодержания скальных пород имеет большое значение при некоторых видах инженерно-геологических работ. В принципе решение указанной задачи сводится к установлению зон повышенной трещиноватости скального массива в пределах зоны полного водонасыщения при минимальной степени кольтматации трещин.

Возможность использования сейсмических методов для решения этой задачи основана на различии в сейсмических свойствах: 1) монолитных, трещиноватых неводонасыщенных и трещиноватых водонасыщенных скальных пород; 2) закольтмированных и незакольтмированных водонасыщенных трещиноватых пород.

Для монолитных скальных пород характерны высокие скорости продольных и поперечных волн. Трещиноватые неводонасыщенные породы характеризуются низкими значениями v_p и v_s , а трещиноватые водонасыщенные — промежуточными значениями v_p и низкими v_s . Отношение v_s/v_p имеет максимальное значение в трещиноватых неводонасыщенных и минимальное в трещиноватых водонасыщенных породах. Особенно малая величина v_s/v_p наблюдается в случае открытой трещиноватости водонасыщенного скального массива (см. рис. 4). При этом поперечная волна имеет минимальную интенсивность и максимальное затухание.

С помощью наземных сейсмических наблюдений задача решается в четыре этапа: 1) выделяются участки повышенной трещиноватости скальных пород; 2) определяются границы зоны полного водонасыщения в пределах участков повышенной трещиноватости; 3) устанавливается характер и степень трещиноватости водонасыщенных трещиноватых пород в плане и по глубине; 4) оценивается закольтмированность трещин в трещиноватом водонасыщенном массиве.

Участки повышенной трещиноватости скальных пород выявляются по уменьшению скоростей и увеличению коэффициентов поглощения продольных и поперечных волн при переходе

от монолитных пород к трещиноватым, причем в случае, если зона трещиноватости связана с тектоническим нарушением, характер волновой картины на границе зоны существенно изменяется (см. § 18). После этого устанавливается положение границы полного водонасыщения, которая может располагаться либо внутри трещиноватого массива, либо в вышележающих рыхлых отложениях. Далее по характеру индикатрис скоростей оценивается преобладающее направление, а по величине

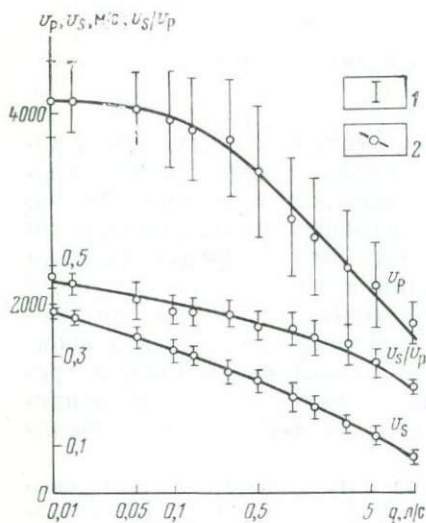


Рис. 40. Зависимость между скоростями волн величиной v_s/v_p от удельного дебита скважин в трещиноватых водонасыщенных изверженных скальных породах (по экспериментальным данным).

1 — диапазон изменения соответствующих характеристик; 2 — средние значения характеристик и осредняющие кривые

не v_p — степень трещиноватости водонасыщенного массива в плане и по глубине (см. § 21). Наконец, по отношению v_s/v_p , величине v_s и характеру записи поперечной волны оценивается, закольматированы ли трещины или нет.

В результате по сейсмическим данным оказывается возможным не только выявлять зоны повышенного водосодержания скальных пород, но в ряде случаев оценивать ряд характеристик, связанных со степенью водосодержания.

В качестве примера приведем данные, полученные в пределах Приазовского кристаллического массива, где сейсморазведка была использована для прогноза удельного дебита гидрогеологических скважин (материалы В. С. Стеценко).

На рис. 40 приведен ряд зависимостей между $q_{уд}$ и некоторыми сейсмическими характеристиками. Как видно из рисунка, наблюдается четкая корреляция между удельным дебитом скважин, с одной стороны, и величинами v_p и особенно v_s/v_p и v_s — с другой. При этом основным поисковым признаком зон повышенного водосодержания является малая величина v_s/v_p .

Определение коэффициента фильтрации горных пород

Как следует из главы I, существуют достаточно тесные связи между сейсмическими свойствами горных пород, с одной стороны, их пористостью и трещиноватостью — с другой. Таким образом, в тех случаях, когда коэффициент фильтрации k_f определяется лишь пористостью и трещиноватостью пород, сейсмические методы могут быть использованы для его оценки. Это, в частности, имеет место для крупнообломочных или скальных пород с раскрытыми трещинами.

Однако в общем случае k_f определяется величиной не общей, а динамической пористости. Поэтому прямая оценка коэффициента фильтрации требует определения динамической пористости, что с помощью сейсмических методов выполнено быть не может.

Тем не менее на практике, в определенных геологических условиях, между сейсмическими свойствами пород и величиной k_f может наблюдаться достаточно тесная корреляция. Поэтому имеются отдельные положительные примеры использования сейсмических методов для оценки фильтрационных свойств пород [11].

Следует отметить, что поскольку величина коэффициента фильтрации в рыхлых породах во многом определяется их глинистостью, а от глинистости зависит отношение v_s/v_p (см. § 18), существуют предпосылки для оценки k_f в зоне аэрации по величине v_s/v_p . Однако точность таких оценок невысока.

§ 20. Изучение геокриологических условий

При проведении инженерно-геологических исследований в области развития многолетнемерзлых пород важнейшее значение приобретает изучение геокриологических условий. Для решения ряда возникающих при этом задач могут быть использованы сейсмические методы.

Определение кровли и подошвы мерзлых пород

Возможность использования сейсмических методов для определения кровли и подошвы мерзлых пород основана на различии сейсмических свойств пород в талом и мерзлом состояниях (см. главу I).

Для скальных пород основным фактором, определяющим степень скоростной дифференциации, является влажность. В трещиноватых скальных породах с высокой влажностью наблюдается наиболее значительное изменение величин v_p и особенно v_s при переходе от положительных температур к отрицательным. В то же время в монолитных либо трещиноватых

скальных породах в воздушно-сухом состоянии величины v_p и v_s при переходе от положительных температур к отрицательным практически не меняются [26, 73].

Для нескальных пород степень скоростной дифференциации зависит как от состава, так и от влажности. Наибольшая степень дифференциации по v_p и особенно v_s наблюдается для неводонасыщенных крупнообломочных пород высокой, и наименьшая — для глинистых пород малой влажности (см. рис. 5). Следует отметить, что во всех породах при очень малой влажности переход от положительных температур к отрицательным (морозные грунты) не сопровождается изменением скоростей продольных и поперечных волн.

Наконец, как для скальных, так и для нескальных пород степень скоростной дифференциации зависит от величины соответствующей отрицательной температуры и химического состава льда (см. главу I).

На практике величины v_p и v_s в талых и мерзлых нескальных породах различаются, как правило, очень существенно, а для скальных пород это различие может быть небольшим (см. табл. 5). Данное обстоятельство способствует уверенному определению кровли мерзлых нескальных пород по сейсмическим данным, тогда как решение этой задачи при изучении скальных пород не всегда возможно.

Определение глубины залегания кровли мерзлых отложений производится с помощью наземных наблюдений при использовании схемы $Z-Z$ или $Y-Y$.

При этом распознавание кровли мерзлых пород производится в случае использования схемы $Z-Z$ — по наличию на записи, помимо продольной преломленной волны, обменной преломленной волны типа PSP (см. рис. 33), которая на границе полного водонасыщения (т. е. на основной преломляющей границе в области развития талых пород) не образуется; в случае использования схемы $Y-Y$ — по наличию на записи преломленной поперечной волны SH, обладающей высокой скоростью ($v_s > 800-900$ м/с). Кроме того, продольная преломленная волна $t_{pм}$, соответствующая кровле мерзлых пород, имеет более высокую граничную скорость по сравнению с волной $t_{pв}$, соответствующей ГПВ (см. главу I).

Перечисленных критериев оказывается достаточно для уверенного распознавания кровли мерзлых пород и разделения на этой основе зон развития мерзлых и талых нескальных пород.

В то же время задача определения подошвы многолетне-мерзлых пород является для сейсмических методов очень сложной. Очевидно, что прямое определение нижней границы мерзлоты возможно лишь с помощью отраженных волн, поскольку скорость волн на этой границе уменьшается. Однако, как показывает опыт [15], регистрация волн, отраженных от

подошвы мерзлоты, возможна лишь в особо благоприятных условиях. Это связано с нерезкостью, невыдержанностью и «шероховатостью» данной границы. Кроме того, высокие скорости волн в толще многолетнемерзлых пород приводят к тому, что отраженная волна прослеживается в области, близкой к первым вступлениям, где наблюдаются более интенсивные волны других типов. Выделение на их фоне отраженной волны чаще всего оказывается невозможным.

В то же время приблизительная оценка мощности многолетнемерзлых пород может быть произведена с помощью отраженных волн, связанных с более глубоко залегающими отражающими границами [8]. При этом большей мощности мерзлых пород соответствуют более высокие скорости до опорного отражающего горизонта.

Оценить мощность мерзлоты можно и с помощью преломленных волн, связанных с более глубокими границами (см. ниже).

Выявление отдельных неоднородностей, связанных с особенностями геокриологических условий

Сейсмические методы могут использоваться для выявления и оконтуривания отдельных неоднородностей внутри массива, связанных с особенностями геокриологических условий. К таким неоднородностям, в частности, относятся: 1) линзы талых пород в толще мерзлых, 2) линзы мерзлых пород в толще талых, 3) отдельные неоднородности в толще мерзлых пород, отличающиеся пониженным либо повышенным льдосодержанием (в том числе подземные льды).

Использование сейсмических методов для определения положения и формы указанных неоднородностей принципиально возможно лишь в том случае, если существует достаточно четкая скоростная дифференциация между породами неоднородности и вмещающей среды. Однако данное условие выполняется не всегда: если оно, как правило, справедливо по отношению к породам, находящимся в различных состояниях (мерзлом и талом), то изменение льдистости (в случае полного льдонасыщения) может не сопровождаться заметным изменением скоростей упругих волн (см. гл. I).

При наличии скоростной дифференциации с помощью наземных измерений наиболее уверенно задача решается в том случае, если удастся использовать методику просвечивания на преломленных волнах, подобно тому, как это делается при изучении неоднородностей, связанных с особенностями геологического строения (см. § 18). При этом над низкоскоростными неоднородностями (линзы талых пород среди мерзлых, зоны повышенной льдистости в льдонасыщенных крупнообломочных породах и т. п.) наблюдается повышенная величина t_0 для ни-

жележащей преломляющей границы, а над высокоскоростными неоднородностями (линзы мерзлых пород среди талых, скопления подземных льдов в глинистых породах и т. д.) — пониженные значения t_0 . Одновременно изменяется характер записи волны, преломленной на нижежащей границе (в отличие от случая, когда изменение t_0 связано с изменением глубины залегания этой границы).

В благоприятных условиях возможны и иные решения.

Так, в работе [9] описываются результаты определения участков с крупными скоплениями льда в мелкодисперсных породах. При этом анализировались граничные скорости волны, преломленной на кровле слоя, к которому были приурочены льды. Участки их скопления отмечались увеличением граничной скорости.

Об определении льдистости мерзлых пород

Льдистость является одной из основных характеристик мерзлых пород. За последнее время предпринимаются попытки использовать для ее оценки сейсмические методы.

Как следует из теоретических расчетов, а также лабораторных ультразвуковых определений (см. главу I), льдистость оказывает значительное влияние на величины v_p и v_s . Особенно сильно это влияние проявляется в случае неполного льдонасыщения. Однако в этом случае одной и той же величине v_p (или v_s) могут соответствовать совершенно различные значения льдистости в зависимости от трещиноватости скальных пород или пористости, состава и температуры нескальных грунтов (см. рис. 5).

При полном льдонасыщении (см. рис. 3 и 5) для пород одного и того же состава, находящихся при постоянной температуре, наблюдается закономерное изменение величин v_p и v_s с изменением льдистости. При этом для нескальных пород увеличению льдистости может соответствовать как увеличение, так и уменьшение величины v_p . Например, для температуры -3°C увеличению льдистости при полном льдонасыщении соответствует увеличение v_p в глинах и уменьшение v_p в крупнообломочных породах. В принципе для нескальных пород можно подобрать такие температурные условия и такой состав, когда изменение льдистости никак не будет сказываться на величине v_p (и v_s). Для скальных пород увеличение льдистости при полном льдонасыщении приводит к закономерному уменьшению v_p и v_s .

Отсюда следует, что наибольшими возможностями сейсмические методы обладают при изучении льдистости скальных пород. В настоящее время получены отдельные примеры использования сейсмических методов для решения этой задачи [12].

Для оценки льдистости нескальных пород в общем случае необходимо знать их литологический состав и температуру.

§ 21. Изучение физико-механических свойств горных пород

Изучение физико-механических свойств горных пород является одной из важнейших задач инженерно-геологических исследований, с решением которой приходится сталкиваться при различных видах и на разных стадиях инженерно-геологических работ. На ранних стадиях исследований (среднемасштабные съемки) обычно бывает достаточно дать сравнительную характеристику отдельных участков исследуемой территории по величине того или иного инженерно-геологического показателя. На поздних стадиях инженерно-строительных изысканий задача заключается в определении с необходимой детальностью и точностью расчетных показателей физико-механических свойств пород.

Основные методические приемы, используемые при решении данной задачи с помощью сейсмических и геоакустических методов, изложены в гл. II. В общем случае задача решается в три этапа: 1) устанавливаются расчетные соотношения между сейсмическими и физико-механическими характеристиками пород; 2) с необходимой детальностью определяются сейсмические характеристики изучаемого массива; 3) с помощью ранее установленных расчетных соотношений определяются физико-механические свойства пород.

При использовании сейсмических и геоакустических методов для оценки физико-механических свойств пород очень важное значение приобретает вопрос о величине тех объемов, к которым относятся сейсмические (геоакустические) определения.

Как показано в работе [71], «глубина захвата» упругих волн приблизительно равна одной четверти длины волны. Следовательно, «активный» объем породы Q , обуславливающий наблюдаемые скорости упругих волн, зависит от длины волны λ . В пределах каждой точки среды, к которой относится найденная величина v , он составляет приблизительно

$$Q \approx 4/3\pi (0,25\lambda)^3 \quad (\text{IV.2})$$

или

$$Q \approx 0,065 (v/f)^3, \quad (\text{IV.3})$$

где f — частота упругих колебаний.

При распространении волны по пути длиной l «активный» объем

$$Q \approx \pi l (0,25\lambda)^2, \quad (\text{IV.4})$$

т. е. диаметр исследуемого в виде цилиндра объема пород приблизительно принимается равным половине длины волны.

Определение упругих свойств пород

С помощью сейсмических (геоакустических) методов могут быть определены динамические модули упругости пород, представляющие интерес при изысканиях под некоторые строительные объекты, а также при сейсмическом микрорайонировании. При этом величина динамического коэффициента Пуассона μ полностью определяется отношением скоростей поперечных и продольных волн (v_S/v_P), а для определения динамического модуля Юнга E и динамического модуля сдвига G необходимо дополнительно знать величину плотности σ . Однако и с помощью одних сейсмических (геоакустических) измерений величины E и G можно оценивать с достаточно высокой точностью, поскольку от скоростей волн они зависят в гораздо большей степени, чем от плотности. Вычисления ведутся по известным формулам теории упругости

$$\mu = \frac{1 - 2(v_S/v_P)^2}{2 - 2(v_S/v_P)^2}; \quad (IV.5)$$

$$E = 2v_S^2 \sigma (1 + \mu) = v_P^2 \sigma \frac{(1 + \mu)(1 - 2\mu)}{1 - \mu}; \quad (IV.6)$$

$$G = v_S^2 \sigma. \quad (IV.7)$$

Для оценки E и G значение σ берется по табличным данным, исходя из состава пород, или оценивается по результатам сейсмических (геоакустических) измерений (см. ниже). Вычисленные значения динамических модулей упругости, в зависимости от диапазона частот, характеризуют тот или иной объем породы.

В случае, если по каким-либо причинам не удастся определить скорость поперечных волн, для оценки μ и E могут использоваться корреляционные зависимости $\mu = f(v_P)$, $E = f(v_P)$ [74].

В настоящее время для скальных пород установлена четкая зависимость между величиной динамического и статического модуля Юнга E_c [74]. Это позволяет использовать сейсмические (геоакустические) методы для оценки величины E_c скальных пород.

Определение трещиноватости, пористости и плотности горных пород

Для оценки трещиноватости и пористости (пустотности) скальных пород обычно используется формула среднего времени в несколько модернизированном виде [45]

$$\frac{1}{v_p} = \frac{1 - K_p}{v_{pT}} + \frac{K_p M}{v_{p3}}, \quad (\text{IV.8})$$

где v_p , v_{pT} и v_{p3} — скорости продольных волн соответственно в трещиноватой пористой породе, твердой фазе (минеральном скелете) и заполнителе пустот; K_p — коэффициент пустотности; M — числовой коэффициент, по опытным данным составляющий примерно 1,7.

Величина v_p определяется непосредственно по результатам сейсмических (геоакустических) измерений.

Для вычисления v_{pT} используется один из двух способов. Первый из них основан на решении системы уравнений типа (IV.8) по данным, полученным при ультразвуковых измерениях на образцах, с одновременным определением коэффициента пустотности (в данном случае пористости). При этом образцы должны находиться в воздушно-сухом либо водонасыщенном состоянии, что позволяет в качестве значения v_{p3} брать величины $v_{p3} = 350$ м/с либо $v_{p3} = 1500$ м/с.

Второй способ сводится к установлению максимальной величины v_p в изучаемом массиве, после чего $v_{p \max}$ принимается равным v_{pT} . При этом значение $v_{p \max}$ обычно берется по данным ультразвукового каротажа.

Величина v_{p3} в формуле (IV.8) принимается равной 350 м/с, если трещиноватый массив находится вне зоны полного водонасыщения, и $v_{p3} = 1500$ м/с, если он расположен в зоне полного водонасыщения независимо от того, заполнены трещины рыхлым материалом или нет.

Следует подчеркнуть, что с помощью формулы (IV.8) можно вычислить как общую пустотность породы, так и пористость, и трещиноватость в отдельности [45]. Так, если необходимо оценить только трещиноватость, за v_{pT} принимается среднее значение v_p в нетрещиноватых образцах естественной пористости. При определении пористости используется фактическое значение v_{pT} , но измерения v_p проводятся в нетрещиноватых частях массива или на образцах.

Изложенный подход, в силу ряда допущений, не всегда позволяет устанавливать величину пустотности (трещиноватости, пористости) с высокой степенью точности. Однако при наличии опорных геотехнических определений в сейсмические (геоакустические) данные могут быть введены соответствующие поправки. В то же время изложенные способы полностью применимы для сравнительной характеристики отдельных участков территории по степеням пустотности скальных пород. Для приближенной оценки K_p может быть использован и график, приведенный на рис. 3.

Для нескальных пород также наблюдается уменьшение v_p с увеличением пустотности (пористости).

Оценить характер изменения v_p в водонасыщенных нескаль-

ных породах при отсутствии давления можно с помощью графика, приведенного на рис. 5, а. При наличии давления зависимость v_p от k_{II} выражена сильнее в связи с зависимостью от пористости упругости скелета (см. § 5). Если задаться значениями ряда параметров твердой фазы (плотность, динамические модули упругости, скорость продольных волн), то с помощью приведенных в § 5 формул представляется возможным определить пористость по значению v_p в водонасыщенных зернистых породах. Такой подход был впервые использован в работе [40] и в целом дал положительные результаты.

Тем не менее, в силу зависимости v_p от многих факторов, которые не учитываются расчетными формулами (например, наличие структурных связей), а также вследствие допущений о параметрах твердой фазы, упомянутые формулы не нашли значительного практического применения. Основное их значение заключается в том, что они устанавливают наличие зависимости между пористостью среды и ее сейсмическими свойствами, а также позволяют определять структуру этой зависимости.

Как показывает анализ, структура данной зависимости такова, что для зернистой упругой среды величины v_p и v_s оказываются связанными близкими к линейным зависимостям с величиной плотности (объемной массы) скелета $\sigma_{ск}$, по крайней мере, в диапазоне $\sigma_{ск}$, характерном для нескальных пород в естественном состоянии. Данное положение подтверждается лабораторными экспериментами [16]. Поскольку величина v_s не зависит от влажности (см. главу I), для $\sigma_{ск}$ более тесной оказывается связь с v_s .

Зависимость скорости поперечных волн от плотности скелета для нескальных пород на глубине z имеет следующий вид [75]:

$$v_{sz} = (A\sigma_{ск} + B)z^C, \quad (IV.9)$$

где A и B — параметры, зависящие от материала твердой, жидкой и газообразной фазы, а также от динамических модулей упругости твердой фазы; C — параметр, зависящий от сцепления между отдельными зернами и равный примерно — для песков $C \approx 1/6$, для суглинков $C \approx 1/8$, для глин $C \approx 1/10$.

Из анализа формулы (IV.9) следует, что на небольших глубинах, где величина z^C невелика, зависимость между $\sigma_{ск}$ и v_s должна быть близка к линейной.

Это подтверждается экспериментальными данными. В частности, установлена следующая расчетная формула для величин $\sigma_{ск}$ в лёссах (Средняя Азия):

$$\sigma_{ск} = 1,19 + 475 \cdot 10^{-6} v_s. \quad (IV.10)$$

На практике для оценки плотностных свойств пород обычно используют величину v_p , которая определяется значительно проще, чем v_s . Чаще всего идут по пути установления корре-

ляционных связей между v_p и общей плотностью пород σ . Следует отметить, что физическая обоснованность связей вида $v_p = f(\sigma)$ дает возможность их широкого использования при решении обратных задач.

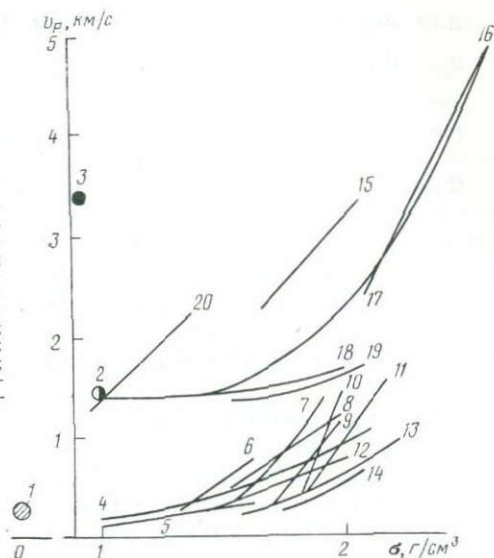


Рис. 41. Графики связи плотности σ и скорости v_p .

1 — воздух; 2 — вода; 3 — лед; 4 — пролювий (по Воронкову); 5 — лёссовая паста; 6 — лёсы; 7, 10 — глины [53]; 8 — суглинки; 9 — суглинки (по Аникину); 11 — аллювий, гравий; (по Берман); 13 — аллювий (по Лаврову); 14 — рыхлые грунты (по Писецкому); 15 — пыльные известняки; 16 — зависимости Нейфа и Дрейка; 17 — данные по формуле (IV.11); 18 — водонасыщенные илы (по Шамуэю); 19 — водонасыщенные глины; 20 — пористый туф

На рис. 41 показаны корреляционные зависимости $v_p = f(\sigma)$ для различных горных пород. Большинство из них получено на основании лабораторных измерений на образцах. При использовании этих зависимостей для пород в естественном залегании необходимо учитывать, что горное давление в большей степени увеличивает скорость, чем плотность.

В зоне аэрации ($v_p < 1,5$ км/с) наблюдаются следующие закономерности. Диапазон $0,2-0,5$ км/с соответствует плотности $1,7-1,8$ для всех типов рыхлых пород (пески, суглинки, глины). При увеличении σ нарастание v_p в наименьшей степени идет для зернистых пород, в большей — для суглинков и в еще большей — для глин. Это, по-видимому, объясняется тем, что в глинистых породах возрастание плотности вызывает не только увеличение числа контактов, но и быстрый рост сил сцепления. Таким образом, для неводонасыщенных рыхлых пород наблюдается достаточно четкая зависимость $v_p = f(\sigma)$, однако ее вид для пород различного состава неодинаков.

В диапазоне $1,5-2,8$ км/с заметно большое разнообразие корреляционных графиков. Для высокопористых, но жестких туфов, известняков характерны высокие v_p при малой σ , для морских илов и осадков v_p практически не меняется при значительном изменении σ .

Четкая зависимость v_p и σ характерна для осадочных пористых пород в диапазоне 2,8—5,0 км/с, при этом для естественного залегания (по Р. Ф. Володарскому)

$$v_p = (5\sigma \text{ г/см}^3 - 7,85) \text{ км/с}; \quad (\text{IV.11})$$

для образцов (по Н. Н. Пузыреву)

$$v_p = (6\sigma \text{ г/см}^3 - 11) \text{ км/с}. \quad (\text{IV.12})$$

Определение модуля общей деформации горных пород

Физической основой использования сейсмических методов для оценки модуля общей деформации $E_{\text{деф}}$ является то, что как скорости упругих волн и динамический модуль Юнга E , так и модуль общей деформации $E_{\text{деф}}$ характеризуют одно и то же свойство породы — способность деформироваться. Различие заключается лишь в том, что v_p , v_s и E определяют деформации, возникающие при небольших кратковременных знакопеременных нагрузках, в то время, как $E_{\text{деф}}$ характеризует деформации, соответствующие значительным и длительным нагрузкам одного знака. Таким образом, величины v_p , v_s и E , с одной стороны, и $E_{\text{деф}}$ с другой — соответствуют лишь разным стадиям одного и того же процесса.

Как показано в работе [74], E и $E_{\text{деф}}$ в большинстве случаев зависят от одних и тех же причин и, следовательно, связь между ними чаще всего должна быть функциональной. Расчеты модели сплошной упруго-вязко-пластической [20, 46] и дискретной упругой сред с учетом сил сцепления [49, 84] приводят к такому же выводу.

Однако на практике составление прямых расчетных формул затруднительно вследствие сложности явления и необходимости учета различных трудноопределяемых величин [47, 84]. В этих условиях прибегают к установлению связей между E и $E_{\text{деф}}$ экспериментальным путем, однако с физической точки зрения они обоснованы.

При изучении скальных пород [74] для установления связей между E и $E_{\text{деф}}$ используют два способа корреляции: прямой и косвенный. Последний заключается в предварительном установлении связи между $E_{\text{деф}}$ и величиной статического модуля упругости E_c (причем $E_{\text{деф}}$ и E_c определяются в ходе одного и того же опыта) и в дальнейшем переходе к E с помощью известного корреляционного графика между E_c и E [74]. Следует отметить, что способ косвенной корреляции дает более точные результаты в силу идентичности условий при сопоставлении $E_{\text{деф}}$ и E_c и одновременно — в силу тесной связи E_c и E . В настоящее время имеются многочисленные примеры успешного использования сейсмических методов для оценки $E_{\text{деф}}$ скальных пород [74], в том числе — мерзлых [12].

Для песчано-глинистых пород, залегающих на глубинах до 10 м, в работах [47, 65] приводится ряд формул, непосредственно связывающих величины E и $E_{\text{деф}}$. Пригодность этих формул проверена на большом экспериментальном материале. В табл. 7 приведены наиболее общие из них.

Формулы, приведенные в табл. 7, получены при сопоставле-

Таблица 7

Связь между E и $E_{\text{деф}}$ для рыхлых пород (по экспериментальным данным)

Порода	Районы	Уравнение связи $E_{\text{деф}}$ и E в кгс/см ²	Пределы применимости уравнения связи ($E_{\text{деф}}$ в кгс/см ²)
Песчаные неводонасыщенные [65]	Различные районы СССР	$E_{\text{деф}} = 0,085 E + 30$	$150 < E_{\text{деф}} < 600$
Песчаные водонасыщенные [65]	То же	$E_{\text{деф}} = 0,045 E + 31$	$64 < E_{\text{деф}} < 807$
Песчано-глинистые (кроме глины) неводонасыщенные [65]	»	$E_{\text{деф}} = 0,093 E + 4$	$45 < E_{\text{деф}} < 616$
Лёссы неводонасыщенные [46]	УССР	$E_{\text{деф}} = 0,045 E + 70$	$100 < E_{\text{деф}} < 360$
Суглинки [47]	ТатССР	$E_{\text{деф}} = 0,033 E + 65$	—

нии измерений в сейсмическом диапазоне частот с результатами полевых определений $E_{\text{деф}}$ с помощью штампов. При сопоставлении измерений в ультразвуковом диапазоне с результатами испытаний на образцах для неводонасыщенных песчано-глинистых грунтов получена следующая зависимость [65].

$$E_{\text{деф}} \approx 0,061 E + 28,5 \text{ кгс/см}^2. \quad (\text{IV.13})$$

Все приведенные выше уравнения связи между $E_{\text{деф}}$ и E были опробованы в различных природных условиях и дали результаты с погрешностью, не превышающей 10—15%.

Определение прочностных характеристик горных пород

В настоящее время сейсмические методы находят все большее применение для определения прочностных свойств горных пород и, в первую очередь, предела прочности на сжатие τ (для всех типов пород) и сцепления C (для рыхлых пород).

Для приближенной оценки величины τ разных типов скальных пород, находящихся в воздушно-сухом состоянии, могут быть использованы следующие соотношения, полученные в работе [41]:

$$\tau \approx \frac{v_p^2 \sigma (1 - 2\mu)^2}{140g (1 - \mu)^2}; \quad (\text{IV.14})$$

$$\tau \approx \frac{v_s^2 \sigma (1 - 2\mu)}{70g (1 - \mu)}, \quad (\text{IV.15})$$

где g — ускорение силы тяжести.

Из приведенных формул следует, что характер связи между скоростями волн и τ зависит от величины коэффициента Пуассона μ , причем породы с малыми значениями μ при одной и той же величине v_p обладают более высокой прочностью по сравнению с породами, имеющими высокие μ .

Данный вывод подтвержден результатами экспериментальных работ. Так, при исследовании образцов скальных пород различных типов получено [83], что одна и та же величина $v_p = 5000$ м/с соответствует: $\tau = 1800$ кгс/см² (песчаники, $\mu = 0,19$); $\tau = 1150$ кгс/см² (базальты, $\mu = 0,22 \div 0,25$); $\tau = 800$ кгс/см² (карбонатные породы, $\mu = 0,29 \div 0,31$).

Ряд обобщенных зависимостей между v_p и τ получен для образцов песчано-глинистых пород в мерзлом состоянии [31]. Так, для температуры $-3,5^\circ\text{C}$ при измерении v_p в км/с

$$\tau = 6,8v_p^2 - 9,8v_p + 9,8 \text{ кгс/см}^2. \quad (\text{IV.16})$$

При этом данные, относящиеся к различным по составу грунтам, располагаются в разных частях единого графика. В результате для оценки по v_p значений τ необходимо знать лишь величину отрицательной температуры, в то время как сведения о литологическом составе грунтов необязательны.

Если для скальных, а также нескальных пород в мерзлом состоянии положительные результаты могут быть получены при сопоставлении τ со скоростью продольных волн, то для песчано-глинистых пород в талом состоянии графики $\tau = f(v_p)$ имеют, как правило, большой разброс и, кроме того, несут частный характер. Это объясняется отсутствием строгой физической основы для сопоставления τ и v_p в песчано-глинистых породах, так как некоторые факторы (увеличение прочности структурных связей, уменьшение пористости и т. д.) вызывают одновременное увеличение τ и v_p , в то время как другие (увеличение влажности) приводят к увеличению v_p и уменьшению τ . В результате связи $\tau = f(v_p)$ оказываются неоднозначными.

Значительно более тесными являются связи между τ и скоростью поперечных волн. Однако определение величины v_s на образцах небольших размеров, подвергающихся испытаниям на сжатие, сопряжено с существенными трудностями.

Величина сцепления C в песчано-глинистых породах также более тесно связана с характеристиками поперечных волн. Зависимость наиболее общего характера установлена в работе [65] для различных неводонасыщенных суглинков;

$$C = 38 \cdot 10^{-5} G + 0,087 \text{ кгс/см}^2, \quad (\text{IV.17})$$

где G — динамический модуль сдвига.

Пределы применимости формулы $0,100 < C < 1,470$ кгс/см². При этом величина G определялась с помощью сейсмических измерений.

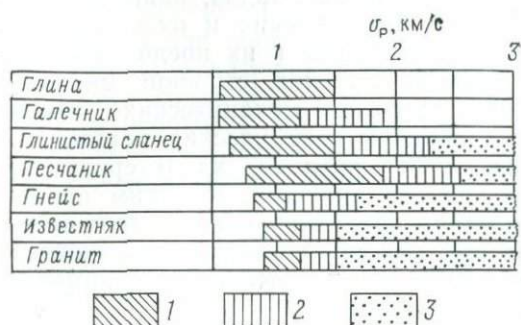


Рис. 42. Диаграмма связи скорости v_p с категорией рыхлости горных пород (при использовании трактора типа Cat—D9 [95]). Степень рыхлости пород: 1 — рыхлима, 2 — частично рыхлима, 3 — неразыхлима

С прочностью пород тесно связана их способность к разрыхлению с помощью различных механизмов. Имеются примеры оценки категории рыхлости пород по сейсмическим данным (рис. 42) [95].

Об использовании сейсмических методов для оценки параметров напряженного состояния

Проблема изучения напряженного состояния массивов имеет два аспекта. Первый из них связан с исследованием относительного распределения напряжений, второй — с количественными оценками их величины.

Для решения первого круга вопросов анализируется характер распределения скоростей волн, на основании чего делается заключение о положении зон повышенных и пониженных напряжений и анизотропии напряжений в массиве [74].

Оценка абсолютных величин напряжений производится с помощью тарировочных зависимостей между значениями напряжений и сейсмических характеристик среды. В последнее время в Гидропроекте разработана методика получения таких кривых, базирующаяся на использовании трехмерной связи (напряжение — скорость волн без нагрузки — скорость волн под нагрузкой). Как показали экспериментальные работы, указанный подход во многих случаях позволяет производить оценку напряжений внутри скального массива. Можно ожидать, что аналогичный подход окажется перспективным и при изучении рыхлых пород.

§ 22. Изучение современных геологических и инженерно-геологических процессов

При изучении современных геологических и инженерно-геологических процессов сейсмические методы можно использовать для решения самых разнообразных задач, например картирования территории с целью обнаружения и оконтуривания участков развития процессов, выявления в их пределах наиболее динамичных зон, детального изучения строения массивов, а также состава, состояния и физико-механических свойств горных пород. При этом с помощью сейсмических методов могут быть установлены некоторые признаки, характеризующие особенности динамики изучаемого процесса. К таким признакам часто относятся преобладающее направление трещиноватости пород, характер распределения в массиве напряжений и т. д. Все перечисленные выше задачи решаются с помощью разовых измерений (см. §§ 18—21).

В последнее время для контроля за развитием различных процессов стали использоваться режимные сейсмические наблюдения. Они могут осуществляться в направлениях: 1) контроля за отдельными границами (уровнем грунтовых вод, границей мерзлых пород и т. д.), меняющими свое положение при развитии процесса, 2) контроля за изменением состояния и физико-механических свойств горных пород, 3) установления прямых сейсмических критериев, характеризующих особенности развития изучаемого процесса.

Режимные наблюдения, проводимые по первым двум направлениям, отличаются от аналогичных разовых исследований лишь повторностью измерений. Третье направление имеет определенную специфику, связанную с особенностями непосредственного перехода от характеристик поля упругих колебаний к характеристикам изучаемого процесса. Ниже коротко остановимся на некоторых примерах применения сейсмических методов в этом новом для них направлении.

Изучение оползневых процессов

При изучении оползней особенно важными задачами являются определение поверхностей их смещения и изучение динамики оползневых процессов.

Использование сейсмических методов для определения поверхностей смещения основано на различии сейсмических свойств более нарушенных оползневых отложений и относительно ненарушенных пород ложа оползня. Надежные результаты при решении этой задачи обычно могут быть получены, если поверхность смещения совпадает с литологическим контактом, особенно между рыхлыми и скальными породами. Если поверхность смещения расположена внутри однородных по

составу отложений, ее выделение с помощью наземных сейсмических наблюдений удается не всегда. В этом случае основной деформирующийся горизонт может быть выделен по данным ультразвукового каротажа: он отмечается уменьшением скоростей и увеличением коэффициентов поглощения продольных и поперечных (поверхностных) волн.

Основой для постановки сейсмических наблюдений с целью контроля за динамикой оползневых процессов является наличие тесной связи между сейсмическими характеристиками среды и ее прочностными свойствами, а также параметрами напряженного состояния, нарушение равновесия между которыми и обуславливает оползневые смещения.

Лабораторные эксперименты, поставленные во ВСЕГИНГЕО на некоторых моделях оползней, изготовленных из песка в смеси с солидолом, показали, что скорости продольных волн чрезвычайно чутко реагируют на изменение напряжений. Последнее достигалось либо снятием ограничивающей стенки (изменение напряжений без изменения прочности пород), либо с помощью подогревания модели (перераспределение напряжений при изменении прочности пород) (рис. 43, а). Основным выводом, который может быть сделан в результате моделирования, заключается в том, что началу смещений всегда предшествует изменение сейсмических характеристик среды, связанное с перераспределением напряжений (см. рис. 43, а).

Данные моделирования были подтверждены результатами натурного эксперимента, проводившегося на одном из оползневых участков вблизи г. Керчи. Эксперимент заключался в постановке стационарных сейсмических наблюдений в период подготовки оползневых смещений, вызванных искусственной подрезкой оползня (рис. 43, б). Как показали результаты эксперимента, изменение скоростей продольных волн в массиве началось одновременно с началом подрезки, в то время как небольшие смещения, не выходящие за пределы обычных деформаций в естественном режиме, отмечались лишь через 96 ч. Интенсивные смещения, вызванные собственно подрезкой, начались спустя 240 ч после ее начала.

Следует отметить качественное совпадение графиков скорости продольных волн и деформаций по данным моделирования и натурного эксперимента при распространении изменений сейсмических характеристик на ненарушенную часть массива (см. рис. 43).

Таким образом, имеющиеся данные позволяют говорить о том, что началу смещений всегда предшествует изменение сейсмических характеристик среды. Это создает предпосылки для разработки сейсмических способов изучения динамики оползневых процессов, включая их пространственный и временной прогнозы.

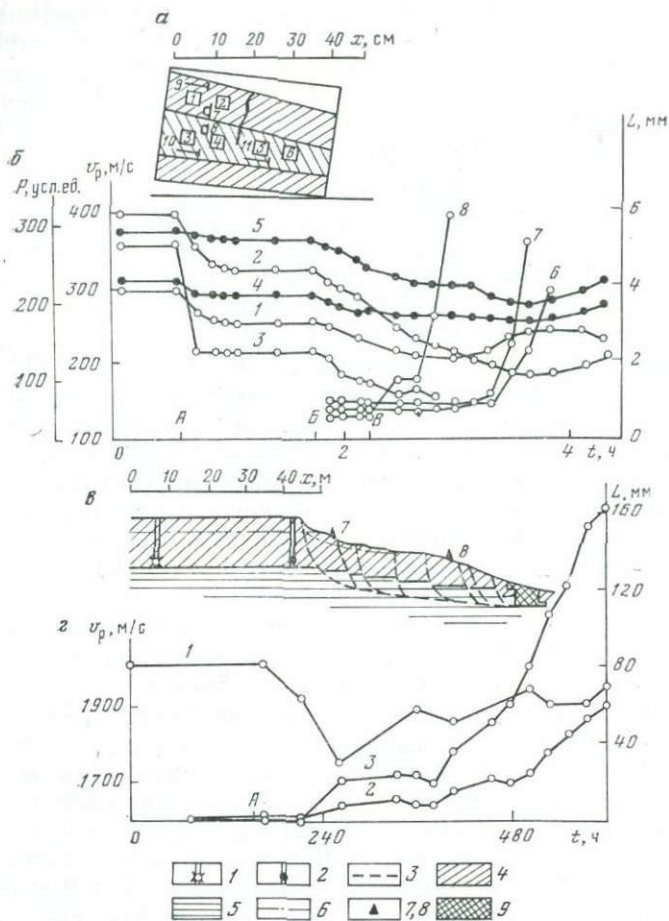


Рис. 43. Применение сейсмоакустических методов для изучения динамики оползневых процессов.

a — Схема проведения эксперимента на модели оползня: 1–6 — ультразвуковые датчики; 7, 8 — измерители напряжений; 9–11 — измерители деформаций; штриховкой выделены различные слои модели, сплошной линией — образующая трещина; б — результаты модельных испытаний; 1–3 — графики изменения скорости продольных волн между датчиками 1 и 2, 3 и 4, 5 и 6 соответственно; 4, 5 — графики изменения напряжений P , фиксируемые измерителями 7 и 8 соответственно; 6–8 — графики смещений L по данным измерителей 9–11 соответственно; А — момент снятия стенки; Б — момент включения подогрева; В — начало образования трещины; в — схема проведения натурального эксперимента с искусственной подрезкой; 1 — положение ПВ во взрывной скважине; 2 — положение приемника в наблюдательной скважине; 3 — основные поверхности смещения; 4 — суглинки; 5 — глины; 6 — уровень грунтовых вод; 7, 8 — геодезические реперы; 9 — участок подрезки; 2 — результаты натурального эксперимента; 1 — график изменения скорости продольных волн в массиве между взрывной и наблюдательной скважиной; 2, 3 — графики горизонтальных смещений реперов 7, 8 соответственно; А — момент начала подрезки.

Физической предпосылкой, определяющей корректность постановки задачи об использовании сейсмических методов для изучения процессов промерзания и протаивания, является существенное различие сейсмических свойств пород в талом и мерзлом состоянии.

С целью изучения характера отображения процессов промерзания и протаивания пород в волновом поле на полигоне ВСЕГИНГЕО (Московская область) были поставлены режимные наблюдения, включавшие наземные сейсмические измерения с помощью продольных (схема $Z-Z$) и поперечных (схема $Y-Y$) волн в осенний и зимний периоды времени. Участок наблюдений сложен песками, которые на глубине 25—30 м подстилаются коренными глинами. Уровень грунтовых вод (УГВ) расположен на глубине около 4 м.

При наблюдениях в осенний период волновая картина была достаточно простой. При использовании схемы $Z-Z$ в первых вступлениях прослеживается рефрагированная волна, связанная с зоной аэрации, которая сменяется волной, преломленной на УГВ. При использовании схемы $Y-Y$ вслед за первой волной $t_{SH\text{п}}$, связанной с самым верхним слоем, в первые вступления выходит волна t_{SH1} , преломленная на границе более плотных пород в пределах зоны аэрации (рис. 44, а). В последующей части записи видны волны Лява (t_L). Скорости продольных волн в зоне аэрации — 370—430 м/с, в зоне водонасыщения — 1500 м/с. Скорость поперечных волн в верхнем слое составляет около 220 м/с. Волновая картина полностью изменяется при промерзании пород в зимнее время.

При наблюдениях по схеме $Z-Z$ в первых вступлениях прослеживается быстро затухающая волна с кажущейся скоростью около 750 м/с. Однако она не является продольной волной, связанной с мерзлыми породами. Последняя имеет скорость около 2100 м/с и регистрируется при использовании схемы $X-X$.

Наиболее существенные изменения произошли при наблюдениях по схеме $Y-Y$ (рис. 44, б). В первых вступлениях здесь прослеживается поперечная волна $t_{SH\text{м}}$, связанная с промерзшим слоем. Ее кажущаяся скорость составляет около 1150 м/с. В последующей части записи отсутствуют волны Лява, однако видна отраженная волна $t_{SH\text{отр}}$. Как показывают приближенные расчеты, отражающая граница находится на глубине около 25 м и, по-видимому, связана с коренными глинами.

Таким образом, процесс промерзания пород оказывает настолько сильное влияние на структуру поля упругих колебаний, что это приводит к качественному изменению характера наблюдаемой волновой картины. В результате появляются реальные предпосылки для разработки способов контроля за

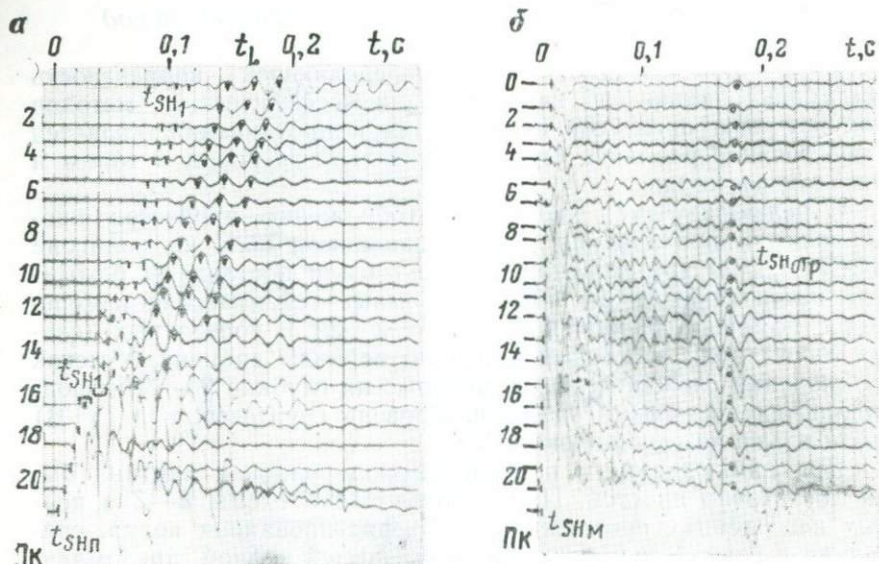


Рис. 44. Волновая картина на одном и том же участке при наблюдениях в осеннее (а) и зимнее (б) время года (Подмосковье). Пункт удара ПУ 21, схема приема Y—Y

процессами промерзания (протаивания) пород на основе методов не только количественной, но и качественной интерпретации. Необходимо отметить также изменение разведочных возможностей сейсмических методов (наличие или отсутствие волны $t_{SH\text{отр}}$) при наблюдениях в различное время года.

Выполненные к настоящему времени пока еще немногочисленные эксперименты, на наш взгляд, убедительно демонстрируют широкие возможности сейсмических методов для изучения различных процессов. В связи с этим важное значение приобретают разработка методики стационарных сейсмических исследований и выявление индикационных признаков, позволяющих по сейсмическим данным изучать, контролировать и прогнозировать ход развития того или иного процесса.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Имеющийся к настоящему времени опыт свидетельствует о высокой эффективности применения сейсмических и геоакустических методов при различных видах инженерно-геологических исследований: инженерно-геологических съемках, изучении геодинамических процессов, изысканиях под различные виды строительства и т. д. В частности, сейсмоакустические методы были с успехом применены на таких важных объектах, как Куйбышевская, Братская, Ингурская, Усть-Илимская, Ассуанская ГЭС, канал Иртыш—Караганда, газопровод Сияние Севера, Норильский горный комбинат и др. [15, 42, 45, 74].

Однако нельзя сказать, что возможности инженерной сейсмологии и геоакустики используются пока в полной мере. Такое положение сложилось главным образом в связи с тем, что применяемая сейсмическая и геоакустическая аппаратура плохо приспособлена к решению инженерно-геологических задач, а мощные портативные невзрывные источники возбуждения продольных и поперечных волн в настоящее время отсутствуют. Явно недостаточны также объемы научно-исследовательских работ в этой области.

Перспективы дальнейшего развития инженерной сейсмологии и геоакустики связаны с усовершенствованием теоретической, методической, аппаратурной и интерпретационной основ указанных методов.

В области теоретических исследований необходима дальнейшая разработка теории распространения упругих волн в пористых многофазных средах при различных температурных режимах и напряжениях с учетом неоднородности и анизотропности естественных массивов. Целью этих исследований является установление как функциональных, так и корреляционных связей между сейсмоакустическими характеристиками и инженерно-геологическими свойствами пород.

В области методических исследований необходимо изучить возможности применения в инженерной сейсмоакустике новых методических приемов и модификаций: различных вариантов сейсмоакустического просвечивания, площадных наблюдений МПВ и МОВ, разных интерференционных систем, сейсмической голографии и др. Заметим, что инженерно-геологические объекты в силу хорошей изученности являются удобным полигоном для отработки методики и техники перечисленных видов исследований.

Внедрение сложных систем наблюдения невозможно без перехода к цифровой регистрации и машинной обработке сей-

смических данных. По сравнению с аналоговой аппаратурой цифровые станции обладают большим динамическим диапазоном и точностью регистрации сейсмических сигналов [59]. В связи с этим в области аппаратурных разработок необходимо создавать переносную портативную аппаратуру для работы в широком диапазоне частот от единиц герц до сотен килогерц с аналоговым и цифровым выходом. В сейсмической аппаратуре должна быть предусмотрена система накопления. Важной задачей является разработка малогабаритных невзрывных источников для возбуждения продольных и поперечных волн в скважинах, горных выработках и на поверхности. Для обеспечения работ по просвечиванию и вертикальному сейсмическому профилированию должны быть созданы трехкомпонентные скважинные зонды малого диаметра. Необходимо вести разработку вибросейсмических комплексов для исследования малых глубин, а также специализированной аппаратуры для стационарных наблюдений за естественными полями упругих колебаний высокой частоты, связанными с развитием геодинамических процессов в верхней части разреза.

В области интерпретации стоят задачи создания удобных алгоритмов машинной обработки сейсмоакустических данных. Комплекс программ должен предусматривать ввод информации в виде полевых магнитограмм и вывод результатов в графической или табличной форме.

Машинная обработка позволит более полно использовать динамические характеристики упругих волн. Одновременно необходимо совершенствовать и традиционные ручные способы интерпретации аналоговых записей, которые будут применяться при решении простых задач, а также для оперативного анализа получаемого материала в полевых условиях.

1. *Авербух А. Г.* Интерпретация материалов сейсморазведки преломленными волнами. М., «Недра», 1975. 223 с. с ил.
2. *Берзон И. С.* Высокочастотная сейсмика. М., изд-во АН СССР, 1957. 302 с. с ил.
3. *Берзон И. С., Васильев Ю. И., Стародубровская С. П.* О преломленных волнах, соответствующих водоносным пескам.—«Известия АН СССР. Сер. геофизическая», 1959, № 1, с. 32—47, № 2, с. 177—182 с ил.
4. *Богданов А. И.* Теория сейсмических годографов. М., Гостоптехиздат, 1960. 289 с. с ил.
5. *Бондарев В. И.* Численный способ решения прямых и обратных кинематических задач сейсмики рефрагированных волн в средах с вертикальным градиентом скорости.—В кн.: Вопросы разведочной геофизики. Свердловск, 1975, с. 51—54 с ил.
6. *Бондарев В. И., Шмаков В. Н.* Интерпретация годографов головных волн в случае градиентного слоя, лежащего на однородном полупространстве.—В кн.: Вопросы разведочной геофизики. Свердловск, 1975, с. 63—68 с ил.
7. *Бурмаков Ю. А., Облогина Т. И.* Определение лучей и годографов рефрагированных волн численными методами.—«Известия АН СССР. Сер. Физика Земли», 1968, № 12, с. 81—88 с ил.
8. *Возможности сейсморазведки отраженными волнами для картирования и районирования мерзлых пород.*—II Международная конференция по мерзлотоведению. Доклады и сообщения». Якутск, Якутское книж. изд-во, 1973, вып. 6, с. 91—97 с ил. Авт.: Ю. К. Агафонов, В. А. Гершаник, А. Д. Медведев и др.
9. *Воронков О. К., Михайловский Г. В.* Изучение строения мерзлых рыхлых отложений в естественном залегании методом инженерной сейсморазведки.—«Известия ВНИИГ», 1974, т. 104, с. 117—136 с ил.
10. *Воронков О. К., Акатов Ю. Е.* Сейсморазведочные исследования на карсте.—«Геология и геофизика», 1967, № 6, с. 98—105 с ил.
11. *Воронков О. К., Моторин Г. А., Михайловский Г. В.* Изучение и схематизация геологического строения скальных оснований инженерных сооружений методом сейсморазведки в области многолетней мерзлоты.—В кн.: Геофизические методы исследования мерзлых толщ. Якутск, Якутское книж. изд-во, 1975, с. 118—138 с ил.
12. *Воронков О. К., Ноздрин Г. А., Михайловский Г. В.* Сейсмоакустические исследования свойств и состояния мерзлых скальных пород, вскрытых разведочными выработками.—«Известия ВНИИГ», 1976, т. 111, с. 56—66 с ил.
13. *Гамбурцев Г. А.* Основы сейсморазведки. М., Гостоптехиздат, 1959. 378 с. с ил.
14. *Гарднер Л.* Сейсморазведка соляного купола с помощью скважинного сейсмографа, помещенного на крыле купола.—В кн.: Вопросы сейсмической разведки. М., ИЛ, 1958, с. 124—134 с ил.
15. *Географические, геофизические и геологические методы инженерно-геологической съемки в области развития многолетнемерзлых пород и вопросы их комплексирования.*—В кн.: Скоростные методы исследований при гидрогеологических и инженерно-геологических съемках. М., «Недра», 1969, с. 7—80 с ил. Авт.: Е. С. Мельников, С. П. Абрамов, Н. Н. Горяинов и др.

16. *Горяинов Н. Н., Полякова Т. А.* Применение методов сейсмоакустики для определения физико-механических свойств глинистых пород.— В кн.: Применение геофизических методов при гидрогеологических и инженерно-геологических исследованиях. М., изд. ВИЭМС, 1970, с. 46—55 с ил.

17. *Горяинов Н. Н., Каринская Р. В., Семитко Т. С.* К вопросу о повышении информативности сейсмоакустических методов при гидрогеологических и инженерно-геологических съемках с целью мелиорации земель.— «Труды ВСЕГИНГЕО», 1974, вып. 74, с. 51—61 с ил.

18. *Горяинов Н. Н., Магдаченко Г. Ф., Скворцов А. Г.* Об определении уровня грунтовых вод в трещиноватых и пористых породах полускального типа с помощью сейсморазведки.— «Труды ВСЕГИНГЕО», 1975, вып. 90, с. 43—50 с ил.

19. *Гречишников Г. А., Номоконов В. П., Шаров В. И.* Особенности сейсмических волн, преломленных на криволинейных границах раздела.— В кн.: Геоакустика. М., «Наука», 1955, с. 52—58 с ил.

20. *Григорьев В. А.* Сейсмоакустические и комплексные методы определения деформативных и прочностных характеристик грунтов.— В кн.: Динамика оснований и фундаментов. М., изд. НИИОСП, 1969, т. 11, с. 90—97 с ил.

21. *Грунтоведение.* М., изд-во МГУ, 1973. 386 с. с ил. Авт.: Е. М. Сергеев, Г. А. Голодковская, Р. С. Знангиров и др.

22. *Гурвич И. И.* Об эффективной скорости в методе преломленных волн.— «Труды МГРИ», 1959, т. 36, с. 78—86 с ил.

23. *Гурвич И. И.* Сейсмическая разведка. Изд. 2-е. М., «Недра», 1970. 552 с. с ил.

24. *Гурьянов В. М.* Лучевой метод интерпретации годографов сейсмических волн.— «Известия АН СССР. Сер. Физика Земли», 1965, № 9, с. 31—43 с ил.

25. *Дерягин Б. В., Кусаков М. М.* Свойства тонких слоев жидкости и их влияние на взаимодействие твердых поверхностей.— «Известия АН СССР, отделение математических и естественных наук», 1936, № 5, с. 1571—1588 с ил.

26. *Джурик В. И., Лещиков Ф. Н.* Экспериментальные исследования сейсмических свойств мерзлых грунтов.— «II Международная конференция по мерзлотоведению. Доклады и сообщения». Якутск, Якутское книж. изд-во, 1973, вып. 6, с. 64—68 с ил.

27. *Динамическая характеристика сейсмических волн в реальных средах.* М., изд-во АН СССР, 1962. 511 с. с ил. Авт.: И. С. Берзон, А. М. Епинатьева, Г. Н. Парийская и др.

28. *Епинатьева А. М.* Физические основы сейсмических методов разведки. М., изд-во МГУ, 1970. 104 с. с ил.

29. *Ефимова Е. А.* Опыт использования сейсмоакустических методов для обнаружения и трассирования заброшенных горных выработок.— «Труды Гидропроекта», 1971, вып. 21, с. 219—229 с ил.

30. *Ефимова Е. А.* Решение прямой задачи сейсмического просвечивания численными методами.— «Вестник МГУ. Сер. IV, геологическая» 1973, № 5, с. 118—122 с ил.

31. *К вопросу о связях между геофизическими и инженерно-геологическими параметрами грунтов.* — «Труды ПНИИС», 1976, вып. 51, с. 46—62. Авт.: А. Н. Боголюбов, Ю. Д. Зыков, Ю. И. Баулин, Р. И. Коркина.

32. *Кефели А. С.* Изучение околоскважинного пространства методом проходящих волн.— «Геология и геофизика», 1965, № 4, с. 114—119 с ил.

33. *Кондратьев О. К., Гамбурцев А. Г.* Сейсмические исследования в прибрежной части Восточной Антарктиды. М., изд-во АН СССР, 1963. 187 с. с ил.

34. *Коптев В. И.* Изучение упругих свойств, механизма уплотнения грунтов и степени сохранности скальных пород ультразвуковыми методами.— «Труды Гидропроекта», 1963, вып. 9, с. 323—357 с ил.
35. *Корреляционный метод преломленных волн.* М., изд-во АН СССР, 1952. 239 с. с ил. Авт.: Г. А. Гамбурцев, Ю. В. Ризниченко, И. С. Берзон и др.
36. *Левин А. С., Мирандов В. Л.* Сейсмоакустические методы в морских инженерно-геологических изысканиях. М., «Транспорт», 1977. 176 с. с ил.
37. *Левшин А. Л.* Распространение поверхностных волн в рыхлых породах.— «Известия АН СССР. Сер. геофизическая», 1962, № 12, с. 1749—1763 с ил.
38. *Левшин А. Л., Горяинов Н. Н.* Распространение продольных сейсмических волн в песчаных породах.— «Известия вузов. Сер. Геология и разведка», 1962, № 4, с. 113—125 с ил.
39. *Ляховицкий Ф. М.* Применение пластовых скоростей для построения геологических разрезов.— «Известия АН СССР. Сер. геофизическая». 1957, № 8, с. 1055—1059 с ил.
40. *Ляховицкий Ф. М.* О скоростях распространения продольных волн в зернистых средах.— «Труды Гидропроекта», 1960, вып. 3, с. 319—325 с ил.
41. *Ляховицкий Ф. М.* О соотношении упругих и прочностных свойств горных пород.— В кн.: Геофизические исследования. М., изд-во МГУ, 1964, вып. 1, с. 294—305 с ил.
42. *Ляховицкий Ф. М.* Методика и интерпретация данных сейсморазведки при инженерно-геологическом картировании. М., изд. ВИЭМС, 1970, 64 с. с ил.
43. *Ляховицкий Ф. М.* Изучение природы некоторых волн при сейсмических инженерно-геологических исследованиях.— «Труды Гидропроекта», 1971, вып. 21, с. 91—96 с ил.
44. *Ляховицкий Ф. М., Нападенский Г. Б.* Опыт автоматической обработки данных малоглубинной сейсморазведки методом преломленных волн.— «Разведочная геофизика», вып. 70. М., «Недра», 1976, с. 44—56.
45. *Методы геофизики в гидрогеологии и инженерной геологии (методическое руководство).* М., «Недра», 1972. 295 с. с ил.
46. *Миндель И. Г.* Изучение физико-механических свойств лёссовидных пород сейсмоакустическими методами.— «Труды ПНИИИС», 1970, вып. 4, с. 278—298 с ил.
47. *Миндель И. Г.* Методика сейсмоакустических исследований физико-механических свойств связных и малосвязных грунтов.— «Труды ПНИИИС», 1975, вып. 35, с. 3—25 с ил.
48. *Назарный С. А.* Интерпретация данных малоглубинной сейсморазведки с помощью полей скоростей. Л., «Недра», 1974, 80 с. с ил.
49. *Назаров Г. Н.* Новые данные о скоростях распространения упругих волн в грунтовых массивах.— В кн.: Инженерно-строительные изыскания. М., изд. ЦТИСИЗ, № 2 (27), 1972, с. 50—59 с ил.
50. *Невский М. В.* Квазианизотропия скоростей сейсмических волн. М., «Наука», 1974. 179 с. с ил.
51. *Невский М. В., Епинатьева А. М., Волосов С. Т.* Исследования сейсмической анизотропии кристаллического фундамента.— «Доклады АН СССР», 1974, т. 218, № 5, с. 1082—1085 с ил.
52. *Никитин В. Н.* Опыт регистрации обменных преломленных волн типа PSP с целью вычисления упругих постоянных диабазов, скрытых под наносами.— «Известия АН СССР. Сер. геофизическая», 1959, № 8, с. 114—1126 с ил.
53. *Никитин В. Н.* Использование данных сейсморазведки для оценки объемного веса рыхлых обломочных и связных пород.— «Вестник МГУ. Сер. IV, геологическая», 1976, № 2, с. 87—95 с ил.

54. *Облогина Т. И., Пийп В. Б.* Исследование кинематических особенностей волн в неоднородных средах.—«Известия АН СССР. Сер. Физика Земли», 1966, № 3, с. 24—32 с ил.
55. *Основы геокриологии (мерзлотоведения)*. М., изд-во АН СССР, ч. I, 1959. 460 с. с ил.
56. *Парийская Г. Н.* Об определении средней скорости по точке пересечения годографов преломленных волн.—«Труды Геол. ин-та АН СССР», 1956, № 35 (162), с. 215—247 с ил.
57. *Петкевич Г. И.* Информативность акустических характеристик неоднородных геологических сред. Киев. «Наукова думка», 1976. 214 с. с ил.
58. *Пилипенко В. Н., Малосилко В. А., Соколовская Т. П.* Обработка материалов КМПВ на ЭВМ.— В кн.: Обработка и интерпретация результатов геофизических исследований. Киев, «Техника», 1976, с. 7—13 с ил.
59. *Полишков М. К.* Теория аналоговой и цифровой сейсморазведочной аппаратуры. М., «Недра», 1973. 272 с. с ил.
60. *Применение МПВ для изучения разрывной тектоники шахтных полей в Донбассе*. — «Разведочная геофизика», вып. 66. М., «Недра», 1975, с. 54—60 с ил. Авт.: Ф. М. Ляховицкий, В. А. Стародубцев, М. Л. Хацкель и др.
61. *Пузырев Н. Н.* Построение разреза по встречным годографам преломленных волн.—«Прикладная геофизика», вып. 8. М., Гостоптехиздат, 1952, с. 160—168 с ил.
62. *Пузырев Н. Н.* Об интерпретации данных метода преломленных волн при наличии градиента скорости в нижней среде.—«Геология и геофизика», 1960, № 10, с. 120—128 с ил.
63. *Пузырев Н. Н.* Об условиях выпадения слоев при регистрации первых вступлений.—«Геофизический сборник АН УССР», вып. 48. Киев, «Наукова думка», 1972, с. 17—30 с ил.
64. *Райт Р. У.* Анизотропия верхней мантии.— В кн.: Земная кора и верхняя мантия. М., «Мир», 1972, с. 208—214 с ил.
65. *Рекомендации по применению сейсмической разведки для изучения физико-механических свойств рыхлых грунтов в естественном залегании для строительных целей* (сост. В. И. Бондарев). М., изд. РосглавНИИ Строй-Проект, 1974. 141 с.
66. *Ризниченко Ю. В.* Геометрическая сейсмика слоистых сред.—«Труды ин-та теоретической геофизики», т. 2, вып. 1, 1946, с. 15—24 с ил.
67. *Рудницкий В. П.* Сейсмические исследования в скважинах. Киев, «Наукова думка», 1968. 138 с. с ил.
68. *Саваренский Е. Ф.* Сейсмические волны. М., «Недра», 1972. 293 с. с ил.
69. *Савинов О. А.* Современные конструкции фундаментов под машины и их расчеты. М.—Л., Стройиздат, 1964. 342 с. с ил.
70. *Савич А. И.* Упругие свойства пород в массиве вокруг горных выработок.—«Известия АН СССР. Сер. Физика Земли», 1965, № 11, с. 20—34 с ил.
71. *Савич А. И.* О зоне «захвата» упругих волн.—«Труды Гидропроекта», 1971, вып. 21, с. 29—40.
72. *Савич А. И., Лаврова Л. Д.* Оценка неоднородности упругих свойств скальных пород по данным комплекса разночастотных модификаций сейсмоакустики. «Труды Гидропроекта», 1971, вып. 21, с. 119—126 с ил.
73. *Седов Б. М.* Скорости сейсмических волн в многолетнемерзлых горных породах.— В кн.: Геофизические методы исследования мерзлых толщ. Якутск, Якутское книж. изд-во, 1975, 107—117 с. с ил.
74. *Сейсмоакустические методы изучения массивов скальных пород*. М., «Недра», 1969. 238 с. Авт.: А. И. Савич, В. И. Коптев, В. Н. Никитин, З. Г. Ященко.
75. *Сейсморазведка при инженерно-геологических исследованиях рыхлых пород* (составитель Н. Н. Горяинов). М., изд. ВСЕГИНГЕО, 1971. 87 с. с ил.

76. *Сергеев Е. М.* О будущем инженерной геологии.—«Вестник МГУ. Сер. IV, геологическая», 1974, № 1, с. 7—15.
77. *Справочник геофизика. Т. IV. Сейсморазведка.* М., «Недра», 1966. 749 с. с ил.
78. *Старобинец А. Е., Старобинец Л. Н.* Состояние региональных и поисковых работ методом преломленных волн на нефть и газ за рубежом.—«Обзор. Сер. Региональная, разведочная и промысловая геофизика.» М., изд. ВИАМС, 1974. 74 с. с ил.
79. *Установка акустического просвечивания с искровым излучателем и некоторые результаты ее применения.* — «Труды Гидропроекта», 1971, вып. 21, с. 244—253 с ил. Авт.: А. М. Ананевич, В. И. Коптев, А. А. Кучалин и др.
80. *Физические свойства горных пород и полезных ископаемых.* Справочник геофизика. М., «Недра», 1976. 527 с. с ил.
81. *Фролов А. Д., Зыков Ю. Д.* Особенности распространения упругих волн в мерзлых горных породах.—«Известия вузов. Сер. Геология и разведка», 1971, № 10, с. 80—87 с ил., 1972, № 2, с. 136—143 с ил.
82. *Халевин Н. И.* К оценке точности интерпретации данных метода преломленных волн.—«Известия АН СССР. Сер. геофизическая», 1956, № 8, с. 912—919 с ил.
83. *Шаумян Л. В.* О связи между пределом прочности пород на одноосное сжатие и скоростью распространения продольных волн.—«Труды Гидропроекта», 1971, вып. 21, с. 148—152 с ил.
84. *Шемшурин В. А.* Физическая природа зависимости между модулем деформации и скоростями упругих волн в песчано-глинистых грунтах. «Инженерно-строительные изыскания», № 2 (27). М., изд. ЦТИСИЗ, 1972, с. 59—66 с ил.
85. *Яновский А. К., Боголюбовский А. Д.* Способ автоматической аппроксимации вертикального годографа, основанный на последовательном выделении пластов.—«Прикладная геофизика», вып. 82. М., «Недра», 1976, с. 95—100 с ил.
86. *Adachi R.* On a proof of fundamental formula concerning refraction method.—«Kumamoto Journal science, ser.» A, 1954, vol. 2, No 1, p. 18—23 with il.
87. *Bois P., La Porte M., Lavagne M., Thomas G.* Essai de détermination automatique des vitesses sismiques par mesures entre puits.—«Geophysical prospecting», 1971, vol. 19, No 1, p. 42—83.
88. *Gardner L. W.* Refraction seismograph profile interpretation.—«Seismic refraction prospecting», Tulsa, Oklahoma, 1967, p. 338—347.
89. *Laster S. I., Backus M. M., Schell R.* Analog model studies of the simple refraction problem.—«Seismic refraction prospecting». Tulsa, Oklahoma, 1967, p. 15—66 with il.
90. *Meidav T.* Hammer refraction seismics in engineering geophysics.—«Geophysics», 1969, vol. 34, No 3, p. 383—395 with il.
91. *Mooney H. M.* Handbook of Engineering Geophysics. USA Minneapolis, Bison Instruments, Inc., 1973, 150 p. with il.
92. *Peraldi R., Clement A.* Digital processing of refraction data—study of first arrivals.—«Geophysical Prospecting», 1972, vol. 20, No 3, p. 529—548 with il.
93. *Schepers R.* A seismic reflection method for solving engineering problems.—«Geophysics», 1975, vol. 41, p. 367—384 with il.
94. *Stulken E. J.* Constructions, graphs and nomographs for refraction computations.—«Seismic refraction prospecting» Tulsa, Oklahoma, 1967, p. 304—339.
95. *Using seismics to determine rippability.*—Engineering and mining Journal, 1959, vol. 161, No. 6 with il.

96. *Warrick R. E., Winslow I. D.* Application of seismic Methods to a ground—water problem in Northeastern Ohio.—«Geophysics», 1960, vol. 25, No 2, p. 505—519 with il.

97. *White I. E.* Seismic waves: radiation, transmission, and attenuation. New York McGraw Hill, 1965, p. 302 with il.

98. *Wooley W. C., Musgrave A. W., Gray H.* A method of in—line refraction profiling.—«Seismic refraction prospecting.» Tulsa, Oklahoma, 1967, p. 267—289 with il.

99. *Wyllie M., Gregory A., Gardner L.* Elastic wave velocities in heterogeneous and porous media.—«Geophysics», 1956, vol. 21, No. 1, p. 41—70 with il.

Введение	3
Глава I. Сейсмические свойства горных пород верхней части разреза	7
§ 1. Общие положения	7
§ 2. Зависимость сейсмических свойств горных пород от вещественного состава	8
§ 3. Зависимость сейсмических свойств горных пород от характера структурных связей	9
§ 4. Зависимость сейсмических свойств горных пород от фазового состава	11
§ 5. Зависимость сейсмических свойств горных пород от величины напряжений	21
§ 6. Сейсмические свойства анизотропных сред	25
Глава II. Вопросы методики сейсмических исследований в инженерной геологии	29
§ 7. Особенности применения сейсмических методов	29
§ 8. Методика наблюдений	34
§ 9. Аппаратура и оборудование для сейсмических и геоакустических исследований	42
Глава III. Интерпретация сейсмических данных	44
§ 10. Физические основы методики интерпретации данных инженерной сейсмики	44
§ 11. Интерпретация годографов преломленных волн в случае однородно-слоистой среды с плоскими границами	51
§ 12. Интерпретация годографов преломленных волн в случае одной криволинейной границы	56
§ 13. Интерпретация годографов преломленных волн при изучении многослойных сред с криволинейными границами	66
§ 14. Интерпретация данных неперодольного профилирования	73
§ 15. Интерпретация годографов в случае неоднородно-слоистых сред	76
§ 16. Интерпретация данных скважинных сейсмических и геоакустических наблюдений	84
§ 17. Предварительная обработка сейсмических данных	89
Глава IV. Применение сейсмических методов для решения инженерно-геологических задач	102
§ 18. Изучение геологического строения	102
§ 19. Изучение гидрогеологических условий	111
§ 20. Изучение геокриологических условий	117
§ 21. Изучение физико-механических свойств горных пород	121
§ 22. Изучение современных геологических и инженерно-геологических процессов	130
Заключение	135
Список литературы	137

ИБ № 2446

**Николай Николаевич Горяинов,
Феликс Моисеевич Ляховицкий**

**СЕЙСМИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ
В ИНЖЕНЕРНОЙ ГЕОЛОГИИ**

Редактор издательства *Т. А. Петрова*
Переплет художника *В. П. Александрова*
Художественный редактор *В. В. Шутько*
Технический редактор *Е. Н. Семенова*
Корректор *Р. Т. Баканова*

Сдано в набор 12.05.78. Подписано в печать 05.01.79.
Т-02516. Формат 60×90^{1/16}. Бумага № 1
Гарнитура литер. Печать высокая. Печ. л. 9,0.
Уч.-изд. л. 9,07. Тираж 2900 экз. Заказ 1482/7041—3
Цена 50 коп.

Издательство «Недра», 103633, Москва К-12, /
Третьяковский проезд, 1/19.
Московская типография № 6 Союзполиграфпрома при
Государственном комитете СССР по делам издательств,
полиграфии и книжной торговли.
109088, Москва, Ж-88, Южнопортовая ул., 24.

50 коп.

2734

НЕДРА