

**ОЦЕНКА РЕЗОНАНСНЫХ ЧАСТОТ И СКОРОСТНЫХ ХАРАКТЕРИСТИК
СЛОЯ МЕРЗЛЫХ ОТЛОЖЕНИЙ**

А.Ф. Дреннов, В.И. Джурик

Институт земной коры СО РАН, 664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128, Россия

Рассматривается соответствие теоретических построений о возможности появления резонансных явлений с экспериментальными данными на примере слоя твердомерзлых крупнообломочных грунтов, лежащего на полупространстве, представленном также мерзлыми скальными грунтами. Произведена оценка резонансных частот по отношению относительных частотных характеристик слоя, полученных по 14 землетрясениям в трех пунктах наблюдения для продольных и поперечных волн. Совместно, используя равенство отношений резонансных частот и скоростей продольных и поперечных волн и обобщенные значения этих скоростей для мерзлых крупнообломочных грунтов Прибайкалья и Забайкалья, изменяющихся в зависимости от влажности и температуры, оцениваются вероятные значения самих скоростей продольных и поперечных волн в рассматриваемом слое. Этим показана возможность определения вероятных значений скоростей распространения волн в слое рыхлых отложений по записям землетрясений при наличии обобщенных данных о значениях самих скоростей, полученных лабораторными и натурными измерениями.

Слой, сейсмический сигнал, частотные характеристики, резонансные частоты, скорости продольных и поперечных волн, их отношение.

RESONANCE FREQUENCIES AND SEISMIC VELOCITIES IN A PERMAFROST LAYER

A.F. Drennov and V.I. Dzhurik

Theoretical probability of resonance is tested against experimental seismic measurements in a layer of frozen coarse sediments overlying frozen bedrock. Resonance frequencies are estimated relative to the frequencies of P and S waves from 14 earthquakes obtained at three stations. P and S velocities in the sediments are predicted proceeding from the equality of resonance frequency/velocity ratios using integrate values of water content- and temperature-dependent velocities in sedimentary frozen ground in the Baikal and Transbaikalian regions. Thus, seismic velocities in unconsolidated sediments can be predicted from earthquake records using integrate laboratory and field velocity data.

Frozen ground, seismic signal, frequency, resonance frequency, P and S velocities, velocity ratio

ВВЕДЕНИЕ

Явление волнового или конструктивного резонанса в слое при землетрясениях [1] почти всегда привлекается для объяснения того, что амплитуды колебаний, зарегистрированных на слое рыхлых отложений, превышают более чем в 2 раза амплитуды сейсмических сигналов, но зарегистрированных на скальном грунте. Например, при сейсмическом микрорайонировании площадей по методу акустических жесткостей предусматривается поправка за резонансные явления в слое к непосредственно определенному по акустическим жесткостям значению приращения балльности ΔI , достигающая (в максимуме) 2,5 балла. Для умеренных отношений акустических жесткостей исследуемого слоя и полупространства $V_k \cdot \rho_k / V_s \cdot \rho_s = 0,3—0,6$ в зависимости от преобладающего периода, $\Delta I_{рез}$ принимает значения от 0,1 до 1,3 балла [2]. Сама поправка получена расчетным путем в предположении о плоскопараллельном залегании слоя рыхлых отложений на полупространстве. Если учесть, что границы раздела слой—полупространство в естественном залегании, как правило, не отвечают условию плоскопараллельности, то введение поправки, как и сама ее величина, нуждается в достаточно обоснованном экспериментальном подтверждении.

Поскольку теоретические представления о волновом резонансе в слое отвечают требованиям линейной теории упругости, то слабые землетрясения являются вполне подходящим источником упругих колебаний грунта. Кратковременность сейсмического процесса, а также цементирующее действие льда как в слое рыхлого грунта, так и в подстилающем его полупространстве позволяют, в первом при-

ближении, рассматривать последние как упругие тела. Таким образом, можно считать, что условия эксперимента вполне соответствуют теоретическим представлениям.

Регистрация землетрясений производилась на слое мерзлых крупнообломочных отложений в трех пунктах наблюдения. Мощность этого слоя, залегающего на гранитном фундаменте, не превышала 150 м. Температура грунтов (T) равнялась: в первом пункте наблюдения $T = -3,1$ °С; во втором — $T = -2$ °С и в третьем — $T = -1,8$ °С. Наибольшее расстояние между пунктами наблюдения составляло 1200 м. Эталонными грунтами являлись граниты с $T = -3,5$ °С. Скорости поперечных волн (V_S) в крупнообломочных грунтах были около 2 км/с, в гранитах — 2,9 км/с. Изменение скоростей распространения поперечных волн в гранитах с глубиной в пределах верхних 150 м не превышало 0,3 км/с. Каждый пункт наблюдения был представлен тремя компонентами — NS , Z , EW . Сейсмометрические каналы регистрировали смещение почвы и имели увеличение $V = 10\,000$ в пределах столбчатой части амплитудно-частотной характеристики на частотах $f = 1—20$ Гц [3].

ОПРЕДЕЛЕНИЕ РЕЗОНАНСНЫХ ЧАСТОТ

Известно [4], что колебания, вызванные сейсмическим сигналом от землетрясения, в некотором пункте наблюдения на поверхности можно записать в виде блок-схемы:

$$S_{\text{п}}^i(f) = H_{\text{анн}}(f) \cdot H_{\text{гр}}^i(f) \cdot H_{\text{ср}}^i(f) \cdot S_0^i(f), \quad (1)$$

где индекс i определяет генетический тип волны (P , S), $S_{\text{п}}(f)$ — спектральное представление сейсмического сигнала, зарегистрированного на поверхности, $H_{\text{анн}}(f)$ — частотная характеристика аппаратуры, $H_{\text{гр}}(f)$ — частотная характеристика местных грунтовых условий в пункте наблюдения, $H_{\text{ср}}(f)$ — частотная характеристика среды, описывающая взаимодействие сейсмических волн со средой на пути их распространения от излучателя до границы раздела слой—полупространство, когда среда описывается частотной характеристикой $H_{\text{гр}}(f)$, $S_0(f)$ — спектр колебаний на границе излучателя.

Запишем уравнение (1) для одного землетрясения, зарегистрированного в двух пунктах наблюдения, разнесенных на незначительное расстояние по сравнению с гипоцентральной. При этом один пункт наблюдения расположен на слое мерзлых рыхлых отложений, а другой — на скальных грунтах, представленном эталонным пунктом наблюдения:

$$S_{\text{п гр}}^p(f) = H_{\text{анн}}^p(f) \cdot H_{\text{гр}}^p(f) \cdot H_{\text{ср}}^p(f) \cdot S_0^p(f), \quad (2a)$$

$$S_{\text{п ск}}^p(f) = H_{\text{анн}}^p(f) \cdot H_{\text{ср}}^p(f) \cdot S_0^p(f). \quad (2б)$$

Разделив уравнение (2a) на уравнение (2б), получим:

$$S_{\text{п гр}}^p(f)/S_{\text{п ск}}^p(f) = H_{\text{гр}}^p(f) \cdot H_{\text{ср}}^p(f) / H_{\text{ср}}^p(f). \quad (3)$$

Здесь штрих при $H_{\text{ср}}^p(f)$ указывает на неодинаковость сред, которые описываются значениями $H_{\text{ср}}^p(f)$ и $'H_{\text{ср}}^p(f)$, поскольку скальные грунты верхней части разреза, мощность которых равна мощности исследуемых рыхлых отложений, оказывают дополнительное влияние на динамические характеристики сейсмического сигнала по сравнению с таковыми, присущими сейсмическому сигналу, падающему на границу слой—полупространство непосредственно под пунктом наблюдения, расположенным на слое рыхлых отложений. Поэтому $S_{\text{п ск}}^p(f)$ по отношению к $S_{\text{п гр}}^p(f)$ не является спектром входного сигнала, как этого требует физическое определение частотной характеристики системы (в нашем случае — слоя мерзлых крупнообломочных отложений). В силу неравенства $H_{\text{ср}}^p(f)$ и $'H_{\text{ср}}^p(f)$, их отношение не будет равно единице, а значит отношение спектров колебаний, зарегистрированных на поверхности скальных и рыхлых грунтов, не будет точно определять частотную характеристику слоя. Величина $S_0(f)$, характеризующая излучатель по данному типу волны — S или P , принимается одинаковой для обоих пунктов наблюдения. Если принять $H_{\text{ср}}^p(f) = 'H_{\text{ср}}^p(f)$ для одного и того же землетрясения, то выражение (3) вырождается в выражение, определяющее относительную частотную характеристику слоя рыхлого грунта:

$$H_{\text{гр}}^p(f) = S_{\text{п гр}}^p(f)/S_{\text{п ск}}^p(f). \quad (4)$$

Подобно уравнениям (2a) и (2б), записанным для P -волны, можно для тех же пунктов наблюдения написать уравнения для S -волны. Выполнив затем аналогичные операции, получим

$$S_{\text{п гр}}^s(f)/S_{\text{п ск}}^s(f) = H_{\text{гр}}^s(f) \cdot H_{\text{ср}}^s(f) / H_{\text{ср}}^s(f), \quad (5)$$

где сохранена индексация выражения (3). Очевидно, что все ограничения, сделанные для P -волны, верны и для S -волны, и при допущении равенства $H_{\text{ср}}^s(f) = 'H_{\text{ср}}^s(f)$, получим

$$H_{\text{гр}}^s(f) = S_{\text{п гр}}^s(f)/S_{\text{п ск}}^s(f). \quad (6)$$

Ситуация, когда влияние самой верхней зоны разреза скальных грунтов на динамические характеристики сейсмического сигнала не учитывается, довольно часто встречается при решении практических задач. Например, прямой метод сейсмического микрорайонирования в своей основе подразумевает именно такой подход. Поэтому частотная характеристика слоя рыхлых отложений носит относительный характер.

В градиентных средах, к классу которых можно отнести верхнюю зону разреза скальных грунтов, многократное отражение волн из-за отсутствия резких отражающих границ раздела будет сказываться в значительно меньшей мере. Можно ожидать, что в спектре сейсмического сигнала, зарегистрированного на поверхности скального грунта, практически должны отсутствовать составляющие, определяемые резонансными явлениями. Более подробно влияние глубинных стратиграфических и нерегулярных неоднородностей на динамические характеристики сейсмического сигнала рассмотрено в работах [3, 5, 6].

Фактором, обуславливающим неравенство частотных характеристик среды в различных пунктах наблюдения, является рассеяние сейсмического сигнала различного рода неоднородностями [7, 8], когда на регистрируемый сейсмический сигнал накладывается рассеянное волновое поле. При небольших радиусах корреляции рассеянного волнового поля, сравнимых с расстоянием между пунктами наблюдений, флюктуирующее волновое поле в зависимости от длины волны в S -волнах может достигать 40 %. При таких обстоятельствах частотная характеристика рыхлого грунта может определяться практически со 100 % неопределенностью и не будет нести сколько-нибудь полезной информации. В случае „резонансного“ рассеяния поля на резко выраженной неоднородности [9] регистрируемый сейсмический сигнал может быть частотно-модулированным даже в пределах скального грунта. В этом случае частотная характеристика непосредственно слоя рыхлых отложений может не отражать резонансных явлений в последнем. Наконец, форма и уровень частотной характеристики слоя рыхлых отложений может зависеть от характера и „силы“ взаимодействия различных типов волн (P и S) с регулярными и нерегулярными неоднородностями среды, в которой они распространяются.

Элементарное условие волнового резонанса в слое рыхлых отложений при нормальном падении волн на границу раздела слой—полупространство определяется соотношением между длиной волны λ и мощностью слоя h в зависимости от кратности следующим выражением

$$h = (2n - 1)\lambda_{ij}/4, \quad n = 1, 2, 3, \dots, \quad (7)$$

где индексы i, j определяют волны P или S . При падении волн P или S под углом к подошве слоя эта зависимость несколько усложняется, однако физическая суть остается прежней, как и в случае нормального падения волн на границу раздела слой—полупространство.

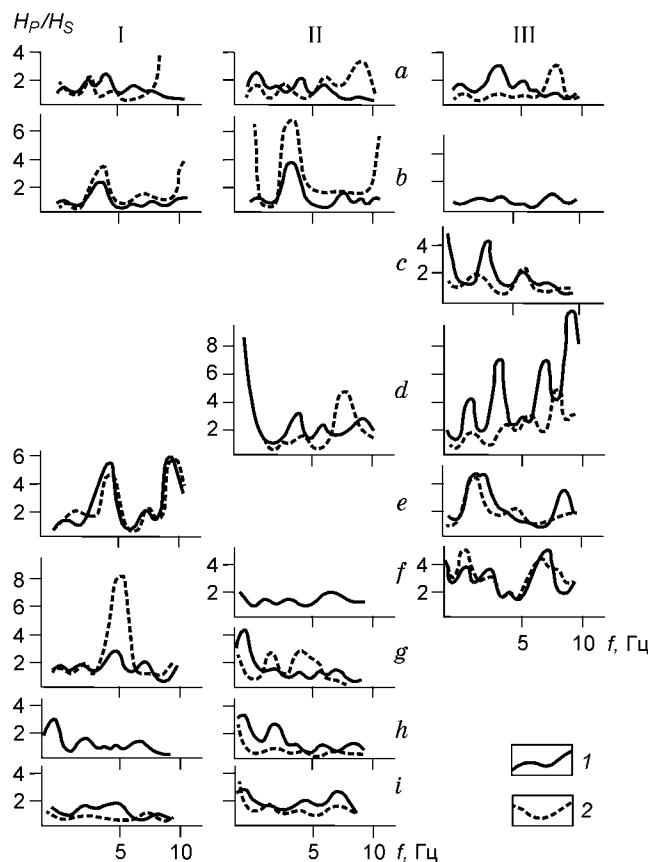
Выражая длину волны через соответствующие скорости распространения сейсмических P - и S -волн V_{ij} и частоту f_{ij} и подставляя это выражение в (7), находя отношение для P - и S -волн, получим

$$f_P/f_S = V_P/V_S. \quad (8)$$

Таким образом, имея возможность найти отношение частот, соответствующих резонансным для P - и S -волн, можно определить отношение скоростей распространения продольных и поперечных волн в слое рыхлых отложений. Очевидно, наиболее простым способом определения

Рис. 1. Отношение частотных характеристик $H_P(f)/H_S(f)$ слоя мерзлых крупнообломочных отложений в разных пунктах наблюдения (I—III).

$a-i$: получены по P - и S -волнам от одновременно зарегистрированных землетрясений различных энергетических классов $7 \leq K \leq 10$ и эпицентральных расстояний $7 \leq \Delta \leq 480$ км. 1 — по записям S -волн (NS -компонента) к P -волнам (зарегистрированным Z -компонентой); 2 — то же, что и 1, по S -волнам, зарегистрированным EW -компонентой.



Частоты минимумов, максимумов (Гц) и их отношения, полученные по кривым (см. рис. 1)

№ п/п	Пункты наблюдения								
	I			II			III		
	f_{\min}	f_{\max}	f_{\max}/f_{\min}	f_{\min}	f_{\max}	f_{\max}/f_{\min}	f_{\min}	f_{\max}	f_{\max}/f_{\min}
1	4,2	6,1	1,45	4,3	5,8	1,35	4,3	7,7	1,79
2	4,3	6,3	1,47	4,2	6,4	1,52	4,0	8,0	2,0
3	4,3	8,0	1,86	4,8	7,8	1,62	—	—	—
4	4,8	8,2	1,71	4,5	7,4	1,65	—	—	—
5	—	—	—	—	—	—	3,2	6,4	2,0
6	—	—	—	5,8	8,9	1,53	2,0	5,3	2,66
7	5,3	9,1	1,72	5,3	9,4	1,78	2,4	3,9	1,63
8	6,4	9,2	1,44	—	—	—	2,2	4,0	1,82
9	3,1	5,2	1,68	3,5	5,2	1,49	2,8	5,3	1,89
10	2,7	4,3	1,59	4,2	6,0	1,43	2,8	4,8	1,72
11	3,2	5,3	1,66	3,9	5,7	1,46	1,9	3,6	1,9
12	—	—	—	4,2	6,1	1,45	2,1	3,7	1,76
13	3,6	5,5	1,53	3,7	6	1,62	—	—	—
14	—	—	—	3,0	5,3	1,77	—	—	—

f_p/f_s является их нахождение по отношению относительных частотных характеристик исследуемого слоя, полученных по записям землетрясений.

На практике это будет представлять собой кривую, средний уровень которой близок к единице, с чередующимися максимумами, соответствующими f_p , и минимумами, соответствующими f_s (согласно (7), (8)). Поскольку V_p всегда больше V_s , следовательно, f_p будет всегда больше f_s . Тогда отношение частоты максимума частотной характеристики, расположенного на более высоких частотах к частоте минимума, расположенного на низких частотах, определит отношение V_p/V_s . Определение V_p/V_s производилось по широкополосным сейсмическим сигналам в диапазоне частот 1—9 Гц, когда отношение сигнал/шум больше двух. Разрешающая способность спектров по частоте в подавляющем большинстве случаев была не меньше 0,75 Гц для волн S и 1 Гц для волн P . Соответственно разрешающая способность кривой отношения частотных характеристик достигала 3—4 Гц, что, естественно, приводит к сглаживанию кривой, полученной по одному землетрясению. Осреднение этих кривых по многим землетрясениям даст еще более гладкие кривые. Поэтому анализировался ансамбль отношений частотных характеристик, полученных по каждому землетрясению с различными энергетическими классами (K) и эпицентрными расстояниями (Δ). Основным критерием являлась стабильность повторяемости первых минимумов и максимумов [10, 11] на определенных частотах. На рис. 1 видно, что наиболее стабильно повторяются первые минимумы и максимумы на кривых отношений частотных характеристик, полученных по различным землетрясениям. Их значения для каждого пункта наблюдения сведены в таблицу.

Из приведенного на рис. 1 и в таблице следует, что для первого пункта наблюдения первые минимумы, с учетом разрешающей способности кривой отношения частотных характеристик, присущи частотам 2,7—5,3 Гц, а максимумы — частотам 4,3—9,1 Гц. Их отношение в среднем равно 1,6. Соответствующие значения для второго пункта наблюдения составляют 3—5,3; 5,2—8,9 Гц (среднее 1,6) и для третьего — 1,9—4; 3,6—7,7 Гц (среднее 1,9). В среднем для всего слоя отношение частот максимумов к минимумам равно 1,7. Диапазон изменения уровней минимальных значений кривой отношения частотных

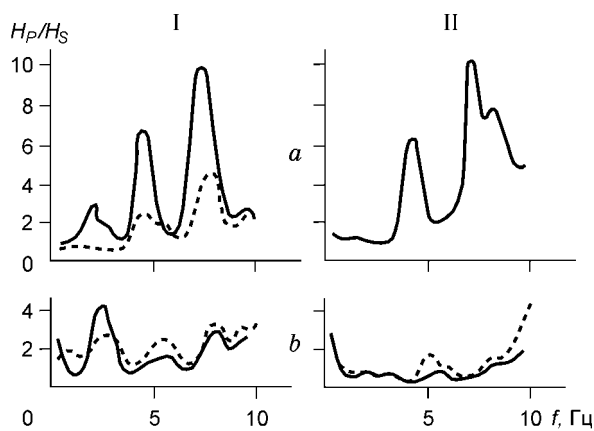


Рис. 2. Отношение частотных характеристик $H_p(f)/H_s(f)$ в двух пунктах наблюдения, расположенных на мерзлых скальных грунтах, удаленных от эталонного мерзлого скального грунта, полученное для двух одновременно зарегистрированных землетрясений (a, b — соответствуют кривым b и d на рис. 1).

Усл. обозн. см. на рис. 1.

характеристик составляет 0,3—1,1, тогда как значения максимумов ее колеблются в пределах от 4 до 9 для различных пунктов наблюдения. Отмечена достаточно хорошая повторяемость формы отношения частотных характеристик, полученных по различным компонентам (см. рис. 1).

Проверка наличия шумовой компоненты в данном сейсмическом сигнале производилась путем нахождения кривой отношения частотных характеристик, найденных по P - и S -волнам, зарегистрированным в различных пунктах наблюдения, расположенных на поверхности вечномёрзлых скальных грунтов (рис. 2). При этом выявляется, что полученная таким образом кривая может быть как гладкой, так и в значительной степени изрезанной в диапазоне частот 1—10 Гц (см. рис. 2). Причем для одних и тех же землетрясений, зарегистрированных в различных пунктах наблюдения, расположенных на мерзлых скальных грунтах, кривые отношений частотных характеристик P - и S -волн не совпадают в деталях. Так, для одного пункта наблюдения эта кривая может быть достаточно сглаженной, тогда как для другого — содержать выраженные минимумы и максимумы. В последнем случае уровни первых минимумов и максимумов могут быть сопоставимы с таковыми для кривых, полученных для рыхлых грунтов.

Таким образом, в реальном случае ошибки в вычислении частотных характеристик и наложения на основной сейсмический сигнал рассеянных, случайных по своей природе волновых компонент, влияние которых определяется радиусом корреляции сейсмического волнового поля на скальных грунтах в функции частоты [8], влияют на уровень и форму кривых отношений относительных частотных характеристик, что сказывается и при нахождении кривой отношения относительных частотных характеристик, полученных по P - и S -волнам. Степень этого влияния не сохраняется от землетрясения к землетрясению, что является одной из основных причин значительного разброса определяемых значений резонансных (преобладающих) частот f_P и f_S .

Можно отметить также, что для рыхлых грунтов кривые, полученные по отношению частотных характеристик P - и S -волн, с увеличением эпицентрального расстояния, превышающего 100 км, становятся более сглаженными, особенно на частотах больших 5 Гц, в то время как подобные кривые, полученные для скальных грунтов, меняются случайным образом как от землетрясения к землетрясению, так и от пункта наблюдения к пункту наблюдения независимо от эпицентрального расстояния.

ОЦЕНКА ВОЗМОЖНОСТИ ОПРЕДЕЛЕНИЯ V_P И V_S ПО ДИНАМИЧЕСКИМ ХАРАКТЕРИСТИКАМ

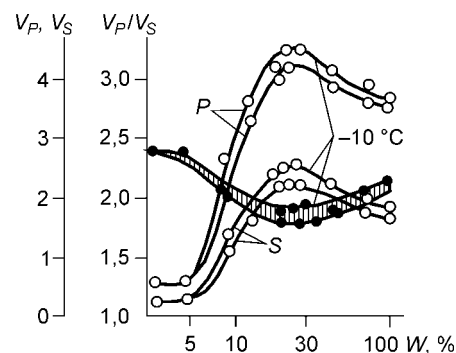
Полученные значения скоростей V_P/V_S по отношению частотных характеристик $H_P(f)/H_S(f)$ достаточно хорошо укладываются в пределы распределений, приведенных в работе [12] для рассмотренных грунтов. Значение V_P/V_S , полученное в пункте наблюдения 3, равно 1,92, относится к крайним правым значениям обобщенного распределения. Хотя этот пункт наблюдения представляет грунты с $T = -1,8^\circ\text{C}$, но находится он практически в пределах (русла) поймы р. Сюльбан ($r \approx 50$ м), которая за счет интенсивного таяния снегов летом практически всегда заливается тальми водами, что обуславливает повышенное влагонасыщение грунтов в этом пункте наблюдения. Это подтверждается окружающими деградирующими буграми пучения, которые в буквальном смысле окружают этот пункт наблюдения. Поэтому повышенное значение $V_P/V_S = 1,92$ можно отнести на счет повышенного влагонасыщения (льдистости) грунтов.

Это вполне согласуется и с выводами, сделанными В.И. Джуриком [13] в результате многочисленных исследований крупнообломочных грунтов, имеющих различную температуру ($T^\circ\text{C}$) и влажность ($W\%$), Прибайкалья и Забайкалья по лабораторным и полевым измерениям (рис. 3).

В лабораторных экспериментах по измерению скоростей сейсмических волн температура грунтов менялась практически от 0...-0,05 до -10°C , а влажность — от 0...10 до 100%. Для возбуждения упругих волн использовались излучатели с собственной частотой от 70 кГц до 1,5 МГц. При измерении скоростей распространения поперечных сейсмических волн использовались специальные насадки, которые обеспечивали необходимую направленность при излучении и приеме сигналов.

Полевые измерения скоростей распространения P - и S -волн выполнялись с помощью 30- и 48-канальных станций по стандартной методике [14]. Состав и состояние грунтов определялись по материалам инженерно-геологических изысканий и данным бурения.

Рис. 3. Обобщенный график изменения скоростей продольных (V_P) и поперечных (V_S) волн и их отношение от температуры ($T^\circ\text{C}$), изменяющейся в диапазоне от $-0,05^\circ\text{C}$ (нижние кривые соответствующих величин) до -10°C (верхние кривые — обозначены на рисунке), и влажности (льдистости) ($W, \%$) для мерзлых крупнообломочных грунтов Прибайкалья и Забайкалья.



Кривые измеренных зависимостей $V_p = f(T, W)$; $V_s = f(T, W)$ и $V_p/V_s = f(T, W)$ можно разделить условно на три участка (см. рис. 3). Первый — до начала цементации грунта (морозные грунты) с влажностью от 0 до 5 %. Он показывает, что скорости V_p и V_s практически не зависят от температуры, а их отношения имеют наибольшие значения по сравнению с другими участками кривых и равны 2,3—2,4.

Второй участок охватывает диапазон изменения влажности от начала цементации грунта льдом до полного насыщения. Скорости продольных волн на этом участке кривой увеличиваются в 7—8 раз, а поперечных — в 10 раз. Такой характер изменения скоростей приводит к уменьшению их отношения, если брать крайние значения до 1,6, т. е. 1,7—1,9. На этом участке с уменьшением температуры наибольшие значения скоростей отмечаются при полном насыщении грунта водой и льдом, а отношение скоростей минимально.

Третий участок кривой, где влажность увеличивается до 100 %, характеризуется снижением значений V_p и V_s и увеличением их отношения. С понижением температуры скорости распространения поперечных и продольных волн увеличиваются не одинаково, что приводит к уменьшению их отношения с увеличением влажности. Причем с понижением температуры V_p/V_s увеличивается. Так, при влажности, равной 100 %, отношение V_p/V_s достигает значений 2,1—2,3 в зависимости от температуры.

Исходя из полученных по отношению частотных характеристик величин V_p/V_s , можно судить, что исследуемый нами грунт в п.н. 1 и 2 полностью или близок к полному насыщению водой и льдом. Разницу в значениях V_p/V_s в этих пунктах наблюдения можно отнести за счет ошибок определения значений f_p/f_s (см. таблицу). Если это так, то из рис. 3 по значениям V_p/V_s , полученным таким образом, можно оценить и скорости V_p и V_s . В результате получаем, что скорости распространения поперечных волн в грунте пунктов наблюдения 1 и 2 должны быть не выше 2,5—2,6 км/с, а продольных — не выше 4,1—4,4 км/с. В 3-м пункте наблюдения соответствующие скорости, если предположить их повышенную влажность, должны быть не выше для $V_s = 1,8—1,9$, для $V_p \leq 3,5$ км/с. Реальные скорости V_p и V_s могут отличаться от вышеоцененных за счет гранулометрического состава, наполнителя, насыщенности солевыми растворами льда и т. п.

Из изложенного следует, что по отношению относительных частотных характеристик грунтов, полученных по сейсмическим сигналам от землетрясений, мы можем определить не только резонансные (преобладающие) частоты данного слоя (мерзлых) рыхлых отложений, но и отношения скоростей распространения волн P и S в этом грунте, а в совокупности с данными прямых измерений скоростей V_p и V_s по найденному таким образом их отношению и при известной влажности (льдистости) оценить и сами скорости для данного грунта в пределах температур практически от 0 до -10 °С. В настоящей статье это сделано на примере мерзлых крупнообломочных грунтов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Саваренский Е.Ф. Сейсмические волны. М., Недра, 1972, 293 с.
2. Рекомендации по сейсмическому микрорайонированию при инженерных изысканиях для строительства. М., Госстрой СССР, 1985, 73 с.
3. Джурик В.И., Дреннов А.Ф., Басов А.Д. Сейсмические воздействия в условиях криолитозоны. Новосибирск, Изд-во СО РАН, 2000, 272 с.
4. Слабые землетрясения. М., Иностран. лит., 1961, 300 с.
5. Джурик В.И., Дреннов А.Ф. Влияние глубинных и приповерхностных неоднородностей на динамику сейсмических сигналов // Геология и геофизика, 1991, № 9, с. 115—122.
6. Влияние регулярных и нерегулярных неоднородностей земной коры на динамику сейсмических сигналов // Вулканология и сейсмология, 2002, № 9, с. 44—56.
7. Анализ колебаний грунтов при землетрясениях / О.В. Павлов, А.Ф. Дреннов, Н.Н. Дреннова и др. Новосибирск, Наука, 1983, 97 с.
8. Дреннов А.Ф. Статистические характеристики волновых полей землетрясений // Геология и геофизика, 1987, № 9, с. 99—109.
9. Исакович М.А. Общая акустика. М., Наука, 1973, 495 с.
10. Дженкинс Г., Ваттс Д. Спектральный анализ и его приложения. М., Мир, 1972, 273 с.
11. Бендат Дж., Пирсол А. Измерение и анализ случайных процессов. М., Мир, 1974, 464 с.
12. Интерпретация данных сейсморазведки: Справочник / Ред. О.А. Потапов. М., Недра, 1990, 448 с.
13. Сейсмическое микрорайонирование / Ред. О.В. Павлов, В.А. Рогожина. М., Наука, 1984, 236 с.
14. Справочник геофизика. М., Недра, 1981, 460 с.