

*Б. И. ВОЛОСЕЦКИИ*

**ОПРЕДЕЛЕНИЕ РАССТОЯНИЯ И АЗИМУТА  
ПРИХОДА ВОЛНЫ  
ПРИ ИЗУЧЕНИИ СПЕКТРАЛЬНЫХ ХАРАКТЕРИСТИК  
ПОВЕРХНОСТНЫХ СЕЙСМИЧЕСКИХ ВОЛН**

Изучение современных движений земной поверхности представляет одну из актуальных проблем наук о Земле. Наиболее активное проявление движений наблюдается в зонах сочленения различных структур земной коры, в областях нарушения сплошности земных недр и проявления современной динамики.

Наиболее эффективными для изучения физических свойств и строения среды на значительных глубинах являются сейсмические методы, которые основаны на изучении параметров сейсмических колебаний. Изучение времен пробега отдельных типов сейсмических волн и их скоростей распространения дает возможность определять строение земной коры и более глубоких слоев Земли.

Для изучения физических свойств неоднородных сред, кроме упругих модулей, необходимо знать и реологические характеристики вмещающих пород, которые могут быть определены через параметры затухания сейсмических волн. Параметры сейсмических волн зависят от спектрально-временных характеристик источника излучения, условий регистрации и от особенностей строения и физических свойств среды, в которой они распространяются. Изменение сейсмического сигнала за область источника определяется поглощением, сопровождающимся дисперсией скоростей и рассеянием на малых неоднородностях.

Спектральную характеристику поглощения среды и дисперсию скоростей можно получить из комплексных спектров поверхностных волн. Для волны Лява, например, спектры смещений запишем в виде (1)

$$\bar{S}_n(\omega) = \frac{N}{V\sqrt{r}} \Phi(\omega) \bar{V}_n(\omega, h) e^{i\bar{k}(\omega)r}, \quad (1)$$

где  $\Phi(\omega) = \int_{-\infty}^{\infty} f(t) e^{i\omega t} dt$  — временной спектр источника;  $N = \sqrt{2\pi}$ ;  $\bar{V}_n(\omega, h)$  — при заданной глубине и модели источника имеет смысл частотных характеристик среды для  $n$ -х гармоник волны Лява. Множитель  $1/\sqrt{r}$  описывает эффект ослабления амплитуды за счет геометрического расхождения на расстоянии  $r$ . Дополнительное поглощение сейсмической энергии может возникнуть при отклонениях от идеальной упругости среды, что учитывается введенным коэффициентом поглощения  $\alpha(\omega)$ . Комплексное волновое число  $\bar{k}(\omega) = k(\omega) - i\alpha(\omega)$ , где  $k(\omega) = \omega/v_\Phi(\omega)$ ;  $v_\Phi(\omega)$  — фазовая скорость поверхностной волны;  $\omega$  — частота;  $r$  — расстояние от источника излучения.

Поскольку амплитуды поверхностных волн затухают экспоненциально с глубиной и энергия колебаний распространяется вдоль слоев земной коры, то можно определить по параметрам поверхностных волн характеристики среды на пути прохождения волн. Поэтому частотная характеристика среды на участке между двумя пунктами регистрации определяется из отношения комплексных спектров, зарегистрированных в этих пунктах волн

$$\bar{V}(\omega) = \frac{\bar{S}_2(\omega)}{\bar{S}_1(\omega)} = \frac{V\sqrt{r_1}}{V\sqrt{r_2}} U(\omega) e^{-[k(\omega)r_2 - \alpha(\omega)r_2]} e^{-i\left[\frac{\omega}{v_\Phi(\omega)}r_2 - \frac{\omega}{v_\Phi(\omega)}r_1\right]}, \quad (2)$$

Здесь  $\bar{S}_1(\omega)$  и  $\bar{S}_2(\omega)$  — комплексные спектры колебаний в пунк-

тах наблюдений 1 и 2;  $r_1$  и  $r_2$  — соответственно расстояния до этих пунктов от источника излучения;  $U(\omega)$  описывает зависимость от частоты коэффициентов прохождения и отражения на неоднородностях среды, спектральную функцию рассеяния на этом участке и т. п. В случае однородной диссипирующей среды этот член отсутствует.

Комплексные спектры  $\bar{S}_1(\omega)$  и  $S_2(\omega)$  определяем из преобразования Фурье записей поверхностных волн  $f_1(t)$  и  $f_2(t)$ . По синус- и косинус-трансформантам находим модуль и аргумент преобразования.

Выражение для комплексного спектра будет

$$\bar{S}(\omega) = |S(\omega)| e^{i\varphi(\omega)}, \quad (3)$$

где  $|S(\omega)|$  — амплитудный, а  $\varphi(\omega)$  — фазовый спектры.

Из (2) и (3) для двух пунктов наблюдения, которые находятся на одном большом круге с источником излучения, определим фазовую скорость и коэффициент затухания:

$$v_\varphi(\omega) = \frac{\omega \Delta r}{\Delta \varphi + 2\pi n}, \quad (4)$$

где  $\Delta \varphi + 2\pi n = \varphi_2(\omega) - \varphi_1(\omega)$  — разность фазовых спектров в пунктах 1 и 2 для частоты  $\omega$ ;  $n$  — целое число, указывающее, сколько длин волн укладывается на отрезке между пунктами наблюдений.

$$\alpha(\omega) = \frac{1}{\Delta r} \ln \left| \frac{S_2(\omega)}{S_1(\omega)} \right| \sqrt{\frac{\sin \Delta_2 r_2}{\sin \Delta_1 r_1}}. \quad (5)$$

Здесь  $\Delta_1$  и  $\Delta_2$  — угловые расстояния соответственно 1 и 2 пунктов наблюдения от источника.

Как видно из (4) и (5), для определения фазовой скорости и коэффициента поглощения необходимо знать расстояния от источника излучения до пунктов регистрации, а также расстояние между соответствующими пунктами наблюдения. Расстояния от источника до пунктов наблюдения достигают значений от 2000...3000 до 10 000...15 000 км, расстояния между пунктами наблюдения падают в пределах 100...1500 км. Кроме того, при изучении поляризации колебаний частиц среды и идентификации колебаний в поверхностной волне в пунктах наблюдений возникает необходимость определения азимута прихода фронта волны в данную точку наблюдения.

Исходными данными для определения расстояния и азимута являются географические координаты источника излучения (эпидентра)  $\varphi_0$ ,  $\lambda_0$  и географические координаты пунктов регистрации сейсмических волн  $\varphi_1$ ,  $\lambda_1$  и  $\varphi_2$ ,  $\lambda_2$ . Координаты эпицентров даны в «Каталогах землетрясений» [6] с точностью до сотых долей градуса, что составляет  $\sim 1,1$  км. Координаты пунктов регистрации можно определить графически с топокарт крупных масштабов с точностью до 0,1 км.

В общем случае расстояние между пунктами наблюдения, пройденное какой-либо фазой колебания в поверхностной волне за время  $t$  будет [5]

$$r_2 - r_1 = d = v_{\phi} \cdot t, \quad (6)$$

где  $v_{\phi}$  — фазовая скорость распространения данной фазы колебания. Из экспериментальных наблюдений можно принять, что для периода  $T=30$  с фазовая скорость волн Релея  $v_{\phi}=3,5$  км/с, тогда длина волны  $\lambda \sim 100$  км.

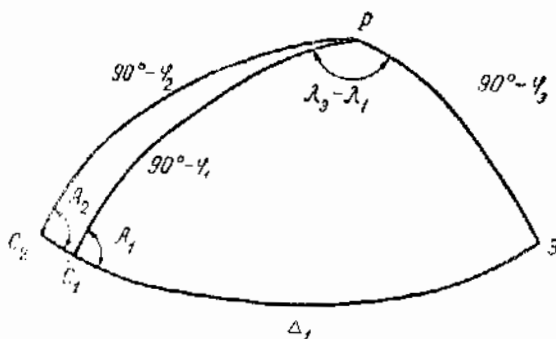


Схема расположения источника излучения волны и пунктов регистрации:

Э — источник излучения сейсмических волн (эпицентр);  $C_1$  и  $C_2$  — пункты регистрации;  $P$  — полюс;  $\Delta$  — угловое расстояние от источника излучения до соответствующего пункта наблюдения;  $A$  — азимут траектории распространения поверхностной волны (нормаль к фронту волны).

Если расстояние между пунктами наблюдения  $r_2 - r_1 = 100$  км, время прохождения фазы колебания  $t = 28,6$  с, при  $r_2 - r_1 = 200$  км,  $t = 57,1$  с.

Продифференцировав (6), получим

$$m_d = t \cdot m_{v_{\phi}} + v_{\phi} \cdot m_t.$$

Точность отсчета времени на сейсмограммах  $m_{\tau} = 0,1$  с, а так как  $m_t$  определяем из разности времени по двум записям, то  $m_t = m_{\tau} / 2$ , т. е.  $m_t = 0,15$  с. Ошибка в определении скорости должна быть  $\pm 0,01$  км/с. Тогда  $m_d = \pm 0,8$  км при  $d = 100$  км и  $m_d = \pm 1,1$  км при  $d = 200$  км. Предельная ошибка определения расстояния  $\Delta d = \pm 2-3$  км.

Для определения расстояний и азимутов используем известные соотношения из сферической геометрии [2]. Рассмотрим сферический треугольник (см. рисунок). Из рисунка для  $C_1$  получим

$$\cos \Delta_1 = \sin \varphi_1 \sin \varphi_2 + \cos \varphi_1 \cos \varphi_2 \cos (\lambda_2 - \lambda_1); \quad (7)$$

аналогичное выражение получим для  $\Delta_2$ .

Азимут определяем из выражения

$$\cos A_1 = \frac{\sin \varphi_2 - \sin \varphi_1 \cos \Delta_1}{\cos \varphi_2 \sin \Delta_1}. \quad (8)$$

Точность вычисления расстояния и азимута в (7) и (8) зависит в основном от ошибок определения координат источника излучения, которые на порядок больше ошибок определения координат пунктов наблюдения.

Влияние ошибки установления положения источника значительно ослабляется в случае нахождения разности расстояний  $d=r_2-r_1$ , относительно которой вычисляются фазовые скорости и коэффициенты затухания.

Определение расстояний и азимутов производилось с помощью ЭВМ. По координатам источника и пунктов наблюдений [6] рассчитывались расстояния  $\Delta_1$  и  $\Delta_2$ , азимутов  $A_1$  и  $A_2$ ; производился перевод с градусов в километры, определялась разность расстояний  $r_2-r_1$ . Эти расчеты входили подпрограммой в комплексную программу вычисления спектральных характеристик поверхностных сейсмических волн.

Формулы (7) и (8) использовали для определения фазовых скоростей и коэффициентов затухания при исследовании структуры земной коры и ее физических свойств на профилях в Карпатском регионе и на Восточно-Европейской платформе.

Были рассчитаны коэффициенты затухания на профилях Львов—Ужгород и Минск—Львов. Амплитудные спектры рассчитаны в диапазоне периодов  $T=15 \dots 30$  с, а для относительно более короткопериодных волн — в диапазоне  $T=10 \dots 25$  с.

Для всех записей на кривых зависимости спектральных плотностей от периода (частоты) наблюдаются максимумы в диапазоне периодов  $20 \dots 30$  с. При прохождении поверхностных волн через складчатую область Карпат (профиль Львов—Ужгород) отмечено в большинстве случаев смещение максимумов в сторону более низких частот. Наблюдаются также общие уменьшения уровня спектральных амплитуд, затухание сильнее для сравнительно короткопериодных колебаний.

#### Коэффициенты затухания

Частота $\omega$ , Гц	Период $T$ , с	Коэффициент затухания $\alpha_{cp} \cdot 10^{-3}$ км <sup>-1</sup>		Частота $\omega$ , Гц	Период $T$ , с	Коэффициент затухания $\alpha_{cp} \cdot 10^{-3}$ км <sup>-1</sup>	
		Профиль Львов—Ужгород	Профиль Минск—Львов			Профиль Львов—Ужгород	Профиль Минск—Львов
0,200	31,4	1,26	1,51	0,268	23,4	0,86	1,40
0,204	30,8	1,31	1,63	0,272	23,1	1,58	1,52
0,208	30,2	1,27	1,90	0,276	22,8	0,99	1,24
0,212	29,6	1,44	2,15	0,280	22,4	1,02	0,93
0,216	29,1	1,53	2,24	0,284	22,1	1,22	0,81
0,220	28,6	2,04	2,07	0,288	21,8	1,39	0,73
0,224	28,0	1,84	1,78	0,292	21,5	1,75	0,72
0,228	27,6	2,33	1,64	0,296	21,2	2,20	0,72
0,232	27,1	1,57	1,76	0,300	20,9	2,05	0,65
0,236	26,6	0,87	2,08	0,308	20,4	2,49	0,68
0,240	26,2	0,67	2,50	0,316	19,9	2,15	0,77
0,244	25,8	0,52	2,61	0,324	19,4	1,40	1,13
0,248	25,3	0,84	2,27	0,332	18,9	1,17	0,85
0,252	24,9	1,42	1,95	0,340	18,5	1,26	0,53
0,256	24,5	1,45	1,79	0,348	18,1	1,37	0,33
0,260	24,2	1,10	1,47	0,356	17,6	0,57	0,53
0,264	23,8	0,73	1,28	0,364	17,3	0,48	0,43

В таблице приведены значения коэффициентов затухания на профилях Львов—Ужгород, Минск—Львов, которые получены как

$$\sum_{i=1}^n \alpha_i$$

средние значения из  $n$  записей:  $\alpha_{\text{ср}} = \frac{\sum_{i=1}^n \alpha_i}{n}$ .

Анализ результатов вычислений показывает, что значения эффективных коэффициентов затухания одинакового порядка как на профиле Львов—Ужгород, так и на профиле Минск—Львов и составляют  $0,5 \dots 2,5 \cdot 10^{-4} \text{ км}^{-1}$ . На профиле Львов—Ужгород наблюдается относительное увеличение значений коэффициента затухания с увеличением частоты. На профиле Минск—Львов отмечается относительное увеличение коэффициента затухания в диапазоне периодов  $T = 23 \dots 29 \text{ с}$ .

Относительное увеличение коэффициентов затухания на профиле Львов—Ужгород для более высокочастотных колебаний можно объяснить большим затуханием короткопериодных сейсмических волн при их прохождении в верхних частях земной коры Карпат, которая характеризуется значительной неоднородностью строения. По другим данным получены приблизительно такие же значения коэффициентов затухания для поверхностных волн  $\alpha = 1,2 \dots 3,5 \cdot 10^{-4} \text{ км}^{-1}$  [4]; для Карпато-Балканского региона по объемным волнам для глубин  $350 \dots 2000 \text{ км}$   $\alpha = 3,0 \dots 5,0 \times 10^{-4} \text{ км}^{-1}$  [3].

Список литературы: 1. Андрианова З. С., Кейлис-Борок В. Н., Левшин А. Л. и др. Поверхностные волны Лява. — М.: Наука, 1965. 2. Корн Г., Корн Т. Справочник по математике. — М.: Наука, 1973. 3. Кутас В. В. Оценка эффективных коэффициентов поглощения  $P$ -волн в оболочке Земли. — В кн.: Геофиз. сб. АН УССР, 1972, вып. 46. 4. Проскуракова Т. А., Новотны О. Изучение строения Земли методом поверхностных волн. — М.: Наука, 1981. 5. Саваренский Е. Ф. Сейсмические волны. — М.: Недра, 1972. 6. Сейсмологический бюллетень за 1970—1976 гг. — М.: АН СССР, 1970—1976.