УДК 550.347

ОЦЕНКА ОСОБЕННОСТЕЙ РАСПРОСТРАНЕНИЯ И ЗАТУХАНИЯ ОБЪЕМНЫХ ВОЛН НА ТЕРРИТОРИИ СЕВЕРНОГО КАВКАЗА

© 2020 г. Д. В. Лиходеев^{1,} *, А. С. Зверева²

¹Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт физики Земли имени О.Ю. Шмидта Российской академии наук, Москва, Россия

²Федеральный исследовательский центр "Единая геофизическая служба Российской академии наук", Пермь, Россия

**E-mail: dmitry@ifz.ru* Поступила в редакцию 29.07.2019 г. После доработки 30.08.2019 г. Принята к публикации 27.09.2019 г.

Проведена оценка особенностей распространения и затухания объемных волн в литосфере территории Северного Кавказа. По результатам анализа первичных данных сети сейсмологических наблюдений выполнены оценки добротности слоистой геофизической среды и поглощения энергии упругих волн.

DOI: 10.31857/S0367676520010202

введение

Изучение спектральных и динамических параметров очагов землетрясений необходимо для решения многих задач фундаментальной и прикладной сейсмологии: физики очага и процессов подготовки сильных землетрясений, сейсмического районирования и микрорайонирования, расчета сейсмических воздействий и т.д. Изучение очаговых параметров непосредственно связано с проблемой оценки величины землетрясения, которая может описываться следующими показателями: сейсмическая энергия, магнитуда, сейсмический момент, геометрические размеры очага – длина, ширина и высота, объем главного толчка или его области вместе с афтершоками, размеры главного разрыва – длина, ширина, величина смещения по главному разрыву, высвобожденные эффекты напряжения и пр. Прямое отношение к указанным характеристикам очага имеет сейсмическая добротность Q[1].

Сейсмическая добротность является безразмерным параметром, описывающим затухание сейсмической энергии при прохождении волны в геологической среде, это одна из наиболее информативных характеристик, дающая представление о материале и физических условиях внутренних слоев Земли. Знание добротности необходимо при приведении станционного спектра землетрясения к очаговому, также используется при расчете очаговых параметров землетрясений, для моделирования возможных сильных движений грунта, построения искусственных сейсмограмм, макросейсмических исследований. В данной работе представлены предварительные результаты картирования добротности изучаемого региона.

ОСОБЕННОСТИ СЕЙСМОТЕКТОНИКИ РАЙОНА ИССЛЕДОВАНИЯ

Северный Кавказ, характеризуется самой высокой сейсмичностью в европейской части России, на его территории располагаются активные вулканические центры, крупнейший и наиболее молодой из которых — Эльбрусский. Исследование природно-техногенных опасностей, обусловленных этими факторами, становится особенно актуальным в связи с активно развивающейся в регионе туристической инфраструктурой.

Согласно оценкам действующей Карты общего сейсмического районирования территории Российской Федерации (ОСР-97), вся территория исследования отнесена к 8- и 9-бальным зонам сейсмических воздействий [2]. В районе наблюдается существенная перестройка структурного плана на новейшем этапе, что является одним из основных геологических критериев выделения районов с повышенной сейсмической опасностью.

Уточнение региональных особенностей сейсмических характеристик требуется и для расчета необходимой сейсмостойкости строящихся сооружений. Геолого-геофизические исследования вулкана Эльбрус свидетельствуют о существовании в настоящее время находящихся в частично расплавленном состоянии элементов магматической питающей системы [3], оказывающих влияние на условия распространения сейсмических волн [4].

МЕТОДИКА РАСЧЕТА И ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ

Существует множество методов оценки добротности среды по записям локальных землетрясений. В данной работе добротность О определялась по методу поперечных кода-волн. Кода-волны представляет собой окончание сейсмического сигнала локального или регионального события. В записи кода- землетрясения практически отсутствуют регулярные волны, и наблюдается чисто случайный колебательный процесс. Определение Q из кода-волны является одним из наиболее распространенных методов, поскольку достаточно иметь данные с одной станции и не требуются данные о калибровке инструмента. Полагают, что амплитуда кода-волны уменьшается только за счет затухания (собственного поглощения) и геометрического расхождения, поскольку считается, что кода-волны — это рассеянные волны только S-типа [5, 6].

Обычно добротность увеличивается с частотой согласно формуле [7, 8]:

$$Q_{c(f)} = Q_0 \cdot \left(\frac{f}{f_0}\right)^n,\tag{1}$$

где $Q_{c(f)}$ – добротность среды по кода-волне, Q_0 – добротность на некоторой референтной частоте f_0 (как правило, 1 Гц) и n – частотный параметр, который близок к единице и меняется в зависимости от неоднородности среды региона. Амплитуда кода-волны в момент времени t в очаге для сейсмограммы, отфильтрованной на центральной частоте f, связывается с добротностью следующим соотношением [7]:

$$A(f,t) = t^{-\beta} w(f) e^{\frac{-\pi f t}{Q_c(f)}},$$
(2)

где β — характеристика геометрического расхождения (для объемных волн β = 1.0), W(f) — временная функция источника, $W(f) = A_0 e^{-\pi f k}$, где A_0 — амплитуда в очаге, k — приповерхностное затухание. Прологарифмировав (2), получим:

$$\ln\left(A\left(f,t\right)\cdot t\right) = \ln\left(W\left(f\right)\right) - \frac{\pi f t}{Q_{c}\left(f\right)}.$$
(3)

Согласно [4, 8], приведенные выше соотношения действительны для времен, больших, чем удвоенное время пробега *S*-волны, т.к. для них очаговым процессом можно пренебречь. Наклон графика в выражении (3), построенного от времени *t*, на выбранной частоте *f* аппроксимируется прямой с углом наклона, равном $\frac{\pi f}{Q_c(f)}$, отсюда может быть определена добротность $Q_c(f)$ [4]. Расчеты проводили в программном комплексе SAC2000 с использованием алгоритмов CODA *Q*.

Были проведены оценки добротности по записям 240 событий, произошедших на Северном Кавказе в период с 2013 по 2018 гг. по записям четырех сейсмических станций: "Нейтрино" (NEY), "Домбай" (DOM), "Красная Поляна" (RPOR), "Гузерипль" (GUZR), расположенных в районе Большого Кавказа [10]. Сейсмостанция NEY размещена на базе Северокавказской геофизической обсерватории ИФЗ РАН, расположенной в непосредственной близости от вулканической постройки Эльбруса, в подземных сооружениях Баксанской нейтринной обсерватории Института ядерных исследований РАН. Все используемые в расчетах события верхнекоровые (глубина очага – менее 40 км) с гипоцентральными расстояниями от 15 до 100 км и значениями локальных магнитуд ML = 1.6 - 5.5.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Средние значения добротности Q_c были рассчитаны для центральных частот: 1.5, 2.75, 4.5, 6.75, 9.5, 12.75, 16.5, 20.75 Гц и для временных окон W: 20, 30, 40, 50, 60, 70, 80, 90 с. В табл. 1. представлены средние значения Q_c . Увеличение длительности окна (от 20 до 90 с) позволяет оценить поглощающие свойства более глубоких слоев земной коры.

Для каждого из рассматриваемых временных окон рассчитана эмпирическая зависимость добротности от частоты Q(f) (табл. 2). Из табл. 1 видно, что с увеличением длины временного окна W = 70-90 с, зависимость Q(f) становится близкой для всех сейсмических станций, кроме результатов по станции "Домбай", для которой наблюдаются пониженные значения добротности. Также для исследуемой области были оценены средние значения коэффициентов затухания сейсмических волн [7]:

$$\delta = \frac{\pi f}{V Q_c},\tag{4}$$

где f – частота, Q_c – добротность. Результаты представлены в табл. 3.

Согласно [1], значение добротности, полученное для трассы источник-приемник, характеризует некоторый объем среды (предположительно эллипсоид, в фокусах которого находятся очаг и сейсмическая станция). В данной работе были определены размеры эллипсоида: *a*, *b* – длина по-

<i>W</i> , c	DOM			NEY			GUZR			RPOR		
	Q_c	σ	N	Q_c	σ	N	Q_c	σ	N	Q_c	σ	N
20	20	7	49	47	15	33	33	12	108	38	12	90
30	29	10	47	61	13	33	49	20	106	50	16	77
40	36	13	44	77	19	31	59	18	99	65	25	72
50	46	21	43	93	25	28	69	24	89	83	30	63
60	56	27	41	105	23	23	80	22	75	100	36	58
70	67	30	38	119	28	22	93	32	70	116	43	50
80	75	36	36	123	21	22	107	50	69	126	48	41
90	83	38	35	133	24	21	125	117	57	142	56	38

Таблица 1. Значения добротности Q_c , на частоте 1 Гц, стандартного среднеквадратического отклонения σ и количества событий N, по которым проводился расчет, для четырех сейсмических станций

Таблица 2. Эмпирическая функциональная зависимость добротности Q_c от центральной частоты f для всех временных окон

<i>W</i> , c	DOM	NEY	GUZR	RPOR	Среднее
20	20f ^{1.10}	47 <i>f</i> ^{1.04}	33f ^{1.00}	$27f^{0.92}$	31 <i>f</i> ^{1.05}
30	29 <i>f</i> ^{1.07}	61 <i>f</i> ^{1.02}	$49 f^{0.94}$	$32f^{0.99}$	$45f^{1.01}$
40	36 <i>f</i> ^{1.07}	77 <i>f</i> ^{0.95}	$59f^{0.94}$	$41f^{1.02}$	$55f^{0.99}$
50	46 <i>f</i> ^{1.08}	93 <i>f</i> ^{0.90}	69 <i>f</i> ^{0.93}	$52f^{1.02}$	$59f^{1.00}$
60	56 <i>f</i> ^{1.10}	105 <i>f</i> ^{0.87}	$80f^{0.92}$	61 <i>f</i> ^{1.02}	$68f^{0.99}$
70	67 <i>f</i> ^{1.10}	119 <i>f</i> ^{0.83}	93 <i>f</i> ^{0.90}	69 <i>f</i> ^{1.03}	$90f^{0.92}$
80	75 <i>f</i> ^{1.13}	123 <i>f</i> ^{0.85}	$107f^{0.89}$	74 <i>f</i> ^{1.05}	$101 f^{0.93}$
90	83 <i>f</i> ^{1.16}	133 <i>f</i> ^{0.84}	$125f^{0.85}$	82 <i>f</i> ^{1.04}	$114f^{0.91}$

луосей эллипсоида, *с* – глубина нижней границы эллипсоида (рис. 1).

Полуоси эллипсоида определяются как:

$$a = \frac{Vt}{2},\tag{5}$$

$$b = \sqrt{\left(\frac{Vt}{2}\right)^2 - \frac{r^2}{4}},$$
 (6)

где

$$t = t_{start} + \frac{W}{2}.$$
 (7)

Здесь *а* и *b* – длины полуосей эллипсоида, *V* – скорость *S*-волн, *r* – эпицентральное расстояние, *W* – длина временного окна, t_{start} – начало окна, определяемое в данном случае как двойное время распространения *S*-волны. Отнесение рассчитанного значения добротности к области, очерченной данным овалом, позволяет построить карту площади распределения данного параметра. По каждой из пар этих параметров можно построить распределение добротности по площади.

Таблица 3. Средние коэффициенты затухания сейскических волн δ исследуемого региона для различных временных окон W

W	а	b	с	δ	σ
20	51	46	57	0.031557	0.01123
30	59	55	66	0.022941	0.008134
40	68	65	76	0.018493	0.006592
50	77	74	85	0.015406	0.004901
60	86	83	94	0.013063	0.003815
70	95	92	103	0.011325	0.003336
80	103	101	112	0.010079	0.002555
90	112	110	121	0.009096	0.002079

Для предварительного анализа выбраны карты для центральной частоты 1.5 Гц и длительности окна кода-волны 40 с (рис. 2). Для построения изолиний высот использовались данные General Bathymetric Chart of the Oceans (GEBCO) [8]. Видно, что в ближней зоне (до 50 км) значения Q(f)существенно зависят от эпицентрального расстояния, далее (≥ 60 км) такая зависимость не обна-



Рис. 1. Проекция на поверхность зоны "просвечивания" объемными волнами.

руживается. Для Большого Кавказа значения Q(f) лежат в интервале 90—110. Наблюдается азимутальная зависимость изменения значений добротности с повышением значений Q(f) в направлении, перпендикулярном структурам Большого Кавказа.

Полученные распределения добротности показывают существенную зависимость величины добротности от частоты и окна. Однако наблюдаются и общие закономерности: район Большого Кавказа характеризуется более пониженными значениями добротности, чем моноклиналь Предкавказья (платформенная структура Скифской плиты).

ОЦЕНКА ЗАВИСИМОСТИ ПОГЛОЩЕНИЯ ОБЪЕМНЫХ ВОЛН ОТ ЧАСТОТЫ

В основе затухания амплитуд с расстоянием лежат два эффекта – поглощение и расхождение. Под термином расхождение понимается убывание амплитуд с увеличением гипоцентрального расстояния, обусловленное не только собственно геометрическим расхождением, но и конверсией на земной поверхности. потерями на отражение при прохождении преломляющих границ, а также влиянием направленности очага. Допускается, что расхождение не меняется с частотой сейсмических колебаний и описывается функцией f(r), зависящей от типа волны, строения среды и типа источника. Суммарное влияние всех других факторов, обусловливающих убывание амплитуд и зависящих от частоты, называется поглощением. Основным является поглощение, вызванное неидеальной упругостью среды. Коэффициент поглощения α зависит от частоты и характеризует изменение с расстоянием соответствующего значения спектральной функции S(f) для той и иной фиксированной частоты [10].

Методом оценки поглощения независимо от расхождения по наблюдениям за изменением формы спектра записей землетрясений с расстоянием [10] были проанализированы частотные зависимости коэффициента поглощения α . В основе способа определения поглощения, не зависящего от расхождения, лежит предположение, что



Рис. 2. Карта распределения добротности. Центральная частота 1.5 Гц, окно 40 с.

поглощение зависит от частоты и изменение спектра с расстоянием происходит только вследствие поглощения [1]. Пусть индекс 1 и 2 относятся к точкам наблюдения, а штрихи к частотам. Если в первой точке наблюдения отношение ам-

плитуд (каких-либо двух частот) равно A_{l}''/A_{l}' , то во второй точке их отношение будет:

$$\frac{A_2''}{A_2'} = \frac{A_1''}{A_1'} e^{-(\alpha'' - \alpha')(r_2 - r_1)} .$$
(8)

Логарифмируя, получим выражение, позволяющие исключить расхождение, одинаковое для всех частот:

$$\lg \frac{A_2''}{A_2'} - \lg \frac{A_1''}{A_1'} = 0.43 (\alpha' - \alpha'') (r_2 - r_1).$$
(9)

Введем обозначения:

$$l = 0.43(r_2 - r_1), \tag{10}$$

$$\eta = \lg \frac{A_2''}{A_2'} - \lg \frac{A_1''}{A_1'}.$$
 (11)

Величина η показывает изменение с расстоянием логарифмического наклона спектра между двумя частотами, называемое разницей в поглощении этих частот. Следовательно:

$$(\alpha' - \alpha'') = \frac{\eta}{l}.$$
 (12)

Величину η можно найти по изменению формы спектров землетрясений, записанных несколькими сейсмическими станциями. Данный способ позволяет исключить влияние задаваемого очагом частотного состава колебаний, прису-



Рис. 3. Зависимость $\alpha(f)$ для различных пар сейсмических станций: 1 - DOM-RPOR, 2 - DOM-SHA, 3 - ARH-SHA, 4 - NEY-SHA, 5 - DOM-NEY, 6 - RPOR-SHA; a - группа P-волн, 6 - группа S-волн.

щего данному землетрясению, но на результаты будут влиять местные сейсмогеологические условия расположения сейсмостанций.

Вычисленная величина η откладывается на графике напротив значений *l*, таким образом, получается совокупность экспериментальных точек. Затем через точки и начало координат проводится осредняющая прямая. Угловой коэффициент прямой определяет разность Δα для обработанной серии записей и для данной пары частот.

Располагая данными о разностях коэффициентов поглощения для нескольких пар частот, можно получить общий ход кривой $\alpha - \alpha(f)$. Для определения абсолютных значений коэффициентов поглощения надо задать дополнительные условия для оценки уровня кривой. Одним из способов является определение значения α при какой-либо фиксированной частоте независимым способом.

На рис. 3 представлены графики $\alpha(f)$ для продольных и поперечных групп волн, распространяющихся вдоль профилей для нескольких пар сейсмических станций. Можно предположить, что повышенные значения коэффициента затухания для *S*-волн на трассе распространения "Домбай—Нейтрино" подтверждают гипотезу о вероятном месте грядущих проявлений флюидномагматических процессов в Эльбрусской вулканической области. Для уточнения полученных параметров необходимо провести расчеты по большему числу событий и станций, что позволит более детально выделить неоднородности геологической среды на Северном Кавказе. Работа выполнена при финансовой поддержке гранта Президента Российской федерации для поддержки научных школ № НШ-5545.2018.5, а также в рамках государственного задания ИФЗ РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. *Havskov J., Ottemoller L.* Routine data processing in earthquake seismology: with sample data, exercises and software. Berlin: Springer Science & Business Media, 2010. 347 p.
- Рогожин Е.А., Овсюченко А.Н., Лутиков А.И. и др. Эндогенные опасности Большого Кавказа. М.: ИФЗ РАН, 2014. 256 с.
- 3. Лиходеев Д.В., Дударов З.И., Жостков Р.А. и др. // Вулк. и сейсм. 2017. № 6. С. 28; Likhodeev D.V., Dudarov Z.I., Zhostkov R.A. et al. // J. Volc. Seismol. 2017. V. 11. № 6. Р. 413.
- Маловичко А.А., Габсатарова И.П., Лиходеев Д.В. и др. // Сейсм. приборы. 2014. Т. 50. № 4. С. 47; Malovichko A.A., Gabsatarova I.P., Likhodeev D.V. et al. // Seism. Instrum. 2015. V. 51. № 3. Р. 259.
- Aki K., Chouet B. // J. Geophys. Res. 1975. V. 80. № 1. P. 3322.
- Раутиан Т.Г., Халтурин М.С., Закиров М.С. Экспериментальные исследования сейсмической коды. М.: Наука. 1981. 146 с.
- 7. Добрынина А.А., Чечельницкий В.В., Саньков В.А. // Геол. и геофиз. 2011. Т. 52. № 5. С. 712.
- Weatherall P. K. et al. // Earth Space Sci. 2015. V. 2. № 8. P. 331.
- 9. Собисевич А.Л., Зверева А.С., Лиходеев Д.В. // ДАН. 2019. Т. 486. № 4. С 76.
- 10. *Халтурин В.И., Урусова Н.В.* // Тр. Ин-та физ. Земли АН СССР. 1962. № 25. С. 192.