

УДК 550.34

ЛЕМЗИКОВ В. К., ГУСЕВ А. А.

ЭНЕРГЕТИЧЕСКАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ БЛИЗКИХ КАМЧАТСКИХ
ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ ПО УРОВНЮ КОДА-ВОЛН

Проверена стабильность формы огибающих кода-волн камчатских землетрясений. На основе корреляционной зависимости между уровнем коды $2A_{100}$ и энергетическим классом по С. А. Федотову предложена методика энергетической классификации местных камчатских землетрясений. Определены поправки — станционные и за глубину очага. При учете поправок относительная точность оценок энергетического класса по коде составляет 0,1—0,5.

ENERGY CLASSIFICATION OF CLOSE KAMCHATKA EARTHQUAKES BASED ON CODA-WAVE LEVEL, by Lemzikov V. K.,* and Gusev A. A.**. A test was made on the stability of coda-envelope shape of Kamchatka earthquakes. Based on correlation dependence between the coda level $2A_{100}$ and energy class according to S. A. Fedotov, a method was suggested for classification of local Kamchatka earthquakes. Station corrections were determined. Taking into account these corrections, the relative accuracy of energy class estimates from coda waves is 0.1—0.5.

(Received May 25, 1988)

* DALNIIS, Pobeda Prospect, 9, Petropavlovsk-Kamchatskii, 683006, USSR

**Institute of Volcanology, Far East Division, USSR Academy of Sciences, Petropavlovsk-Kamchatskii, 683006, USSR

Введение

Энергия упругих волн, излученных очагом землетрясения, является одной из его главных физических характеристик. Для определения сейсмической энергии близких землетрясений традиционно используются «прямые» волны. Однако в последние годы выяснилось, что для этой цели можно также применять хвостовую часть записей землетрясений — кода-волны [1, 8, 9, 12, 14, 15]. Следуя во многом работе [9], мы предлагаем в данной статье региональную шкалу K_c для энергетической классификации землетрясений Камчатки, которая опирается на амплитудный уровень огибающей коды. Эта шкала не имеет независимой абсолютной калибровки, вместо этого она корреляционно «связана» со стандартной для Камчатского региона шкалой С. А. Федотова $K_{S1,2}^{Ф68}$ [10].

Методические вопросы классификации по коде

В статье использованы записи землетрясений региональной сетью сейсмических станций Камчатки (рис. 1). Параметры сейсмических каналов стандартные: сейсмоприемник ВЭГИК (или СМ-3) с $T_s=1,2$ с и гальванометр ГБ-IV с $T_g \approx 0,07$ с. Увеличение в основном от 3000 до 10 000. Столообразная часть амплитудно-частотной характеристики аппаратуры охватывает частоты 1—10 Гц. Скорость развертки записи землетрясений на фотобумаге (120 мм/мин) позволяет уверенно различать колебания с периодом до $T=0,2$ с.

Шкала $K_{S1,2}^{Ф68}$, которая используется при обработке сейсмограмм региональной сети сеймостанций Камчатки, оценивает энергию «прямых» волн S в диапазоне частот 1—4 Гц. Энергия волн за пределами отмеченного диапазона, а также сравнительно малый вклад энергии волн P не учитываются, что обычно не ведет к существенным погрешностям [10].

Наблюдения показали, что диапазон видимых частот колебаний в кода-волнах на записях землетрясений Камчатской региональной сети составляет $0,7 \leq f \leq 2$ Гц [3]. Кода близких землетрясений в диапазоне частот от 1 Гц и выше в основном сформирована за счет рассеяния поперечных волн [13]. Таким образом, в нашем случае амплитуды «прямых» S-волн и коды формируются волнами одного типа. При этом спектральные диапазоны этих волн в большей мере перекрываются. Вклад поверхностных волн (если только он является существенным) должен проявиться в обоих случаях. Эти соображения позволяют предполагать достаточно тесную связь между значениями класса $K_{S1,2}^{\Phi 68}$ и энергетическими оценками с использованием кода-волн.

В настоящее время общепринятым является представление, что кода-волны формируются в результате рассеяния «прямых» волн на многочисленных неоднородностях среды. Поэтому при формировании их амплитуд происходит эффективное осреднение диаграммы направленности источника и разнообразия свойств трасс сейсмических лучей в реальной горизонтально-неоднородной среде. Хорошо известно, что именно эти факторы являются причиной относительно большого разброса оценок при магнитудной и энергетической классификации землетрясений с использованием «прямых» сейсмических волн. Применение коды позволяет заметно снизить разброс этих оценок. Следует отметить, что при использовании коды отпадает необходимость строгого выделения вступлений S-волн. При этом значительно упрощается процедура измерения и исключается основной источник грубых ошибок (неверное S—P) при определении энергетического класса в оперативном режиме по малому числу станций.

Ранее были предложены два варианта использования кода-волн для классификации землетрясений: с использованием амплитуд коды и по визуальной продолжительности записи. Оценка энергии землетрясения по продолжительности записи менее трудоемка, более оперативна и позволяет частично исключить применение станционных поправок [14]. Однако в условиях Камчатки эта оценка, по нашему мнению, не вполне надежна, так как уровень микросейсм во время циклонов и штормов в прибрежных водах Тихого океана возрастает в несколько раз. Это может способствовать появлению больших методических ошибок. При использовании измерений амплитуд коды процедура измерений более формализована, ее результаты мало искажаются вариациями уровня микросейсм, а увеличение трудоемкости несущественно.

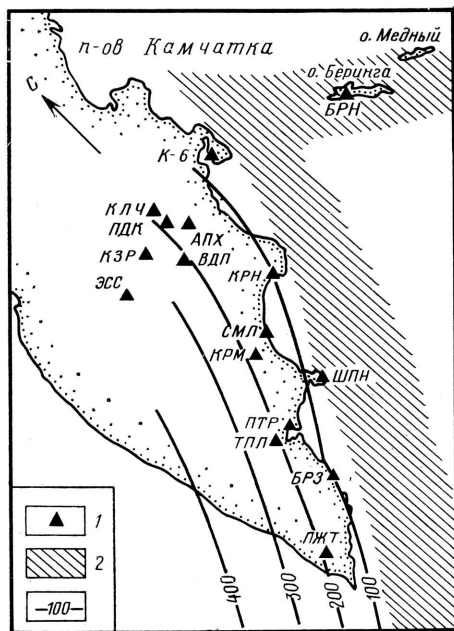
В работе использованы исходные данные обмера амплитуд коды, сделанные по методике, применявшейся ранее для поиска временных вариаций огибающей коды [2]. При этом за амплитуду коды в настоящей работе принималась сумма максимальных отклонений в обе стороны от средней линии («двойная амплитуда») на интервале записи длительностью 10 с, отсчет таких интервалов производился от времени в очаге землетрясения. Мы использовали материалы работы [2], а также провели дополнительные измерения.

Построение средних огибающих коды проведено двумя методами: совмещения и «градиентным»; вторым — по аналогии с работой [10]. При методе совмещения огибающие коды отдельных землетрясений в логарифмическом масштабе совмещались между собой в точке $t=105$ с параллельным перемещением вдоль оси амплитуд. Отдельные огибающие не имели точки $t=105$ с (заканчивались раньше или начинались позже), эти кривые перемещались вдоль оси амплитуд до наилучшего совпадения с уже имеющимся пучком кривых. При «градиентном» методе построения средних огибающих вначале определялись для каждой огибающей разности соседних значений по формуле:

$$\delta_i \lg (2A) = \lg (2A (t_i)) - \lg (2A (t_{i+1}))$$

с дальнейшим осреднением соответствующих значений для нескольких огибающих. Затем выполнялось суммирование с накоплением («интегрирование»). Практическое совпадение кривых, полученных двумя различными способами, показало отсутствие существенных методических ошибок (рис. 2, а). Применение на этом этапе ЭВМ значительно облегчило работу. Затем было важно выяснить поведение формы огибающих коды по трем сейсмическим каналам одной станции. Оказалось, что огибающие коды, построенные по одинаковому набору землетрясений для двух горизонтальных и одного вертикального каналов станций региональной сети, не имеют существенных отличий (см. рис. 2, б, в, г). Та-

Рис. 1. Сеть региональных сейсмических станций Камчатки. 1 — станции; 2 — область наибольшей плотности мелкофокусных землетрясений; 3 — изоглубины зоны Вадати-Заварицкого-Беньофа (ориентировочно). Коды и названия станций: БРН — Беринг, К-Б — Крутоберегово, КЛЧ — Ключи, ПДК — Подкова, АПХ — Апахончич, КЗР — Козыревск, ВДП — Водопадный, КРН — Кроноцкий, ЭСС — Эссо, СМЛ — Семячик, КРМ — Карымский, ШПН — Шипунский, ПТР — Петропавловск-Камчатский, ТПЛ — Тополовое, БРЗ — Березовая, ПЖТ — Паужетка



кой же результат был получен в работе [9] для трехкомпонентных станций Средней Азии. Таким образом, в условиях Камчатки для энергетической классификации землетрясений по уровню коды можно применять данные как горизонтального, так и вертикального сейсмического канала, используя единую стандартную огибающую коды.

Связь уровня коды и энергетического класса $K_{S1,2}^{\Phi 68}$

В качестве параметра, определяющего амплитудный уровень коды, выбрана величина $\lg(2A_{100})$, где $2A_{100}$ есть двойная амплитуда огибающей для фиксированного запаздывания $t=100$ с, считая от времени в очаге землетрясения. Для расчета $2A_{100}$ сначала произведен обмер амплитуд записи коды при различных значениях запаздывания t . Результаты обмера (значения $2A(t)$) пересчитаны в амплитуды колебаний грунта с использованием номинального увеличения сейсмографа (без учета видимого периода). Затем для конкретной амплитуды $2A(t)$ на конкретном запаздывании t значение $\lg(2A_{100})$ определялось по формуле

$$\lg(2A_{100}) = \lg(2A(t)) + \lg(a(100)/a(t)),$$

где $a(t)$ — общая средняя огибающая коды региона, имеющая смысл калибровочной функции; $a(100)$ — значение этой огибающей при $t=100$ с. На рис. 3 приведены экспериментальные зависимости $2A_{100}(K_{S1,2}^{\Phi 68})$, построенные по отсчетам вертикальных каналов четырех сейсмических станций. Прямые на графиках соответствуют формуле

$$K_{S1,2}^{\Phi 68} = 1,60 \cdot \lg(2A_{100}) + 11,0 + C,$$

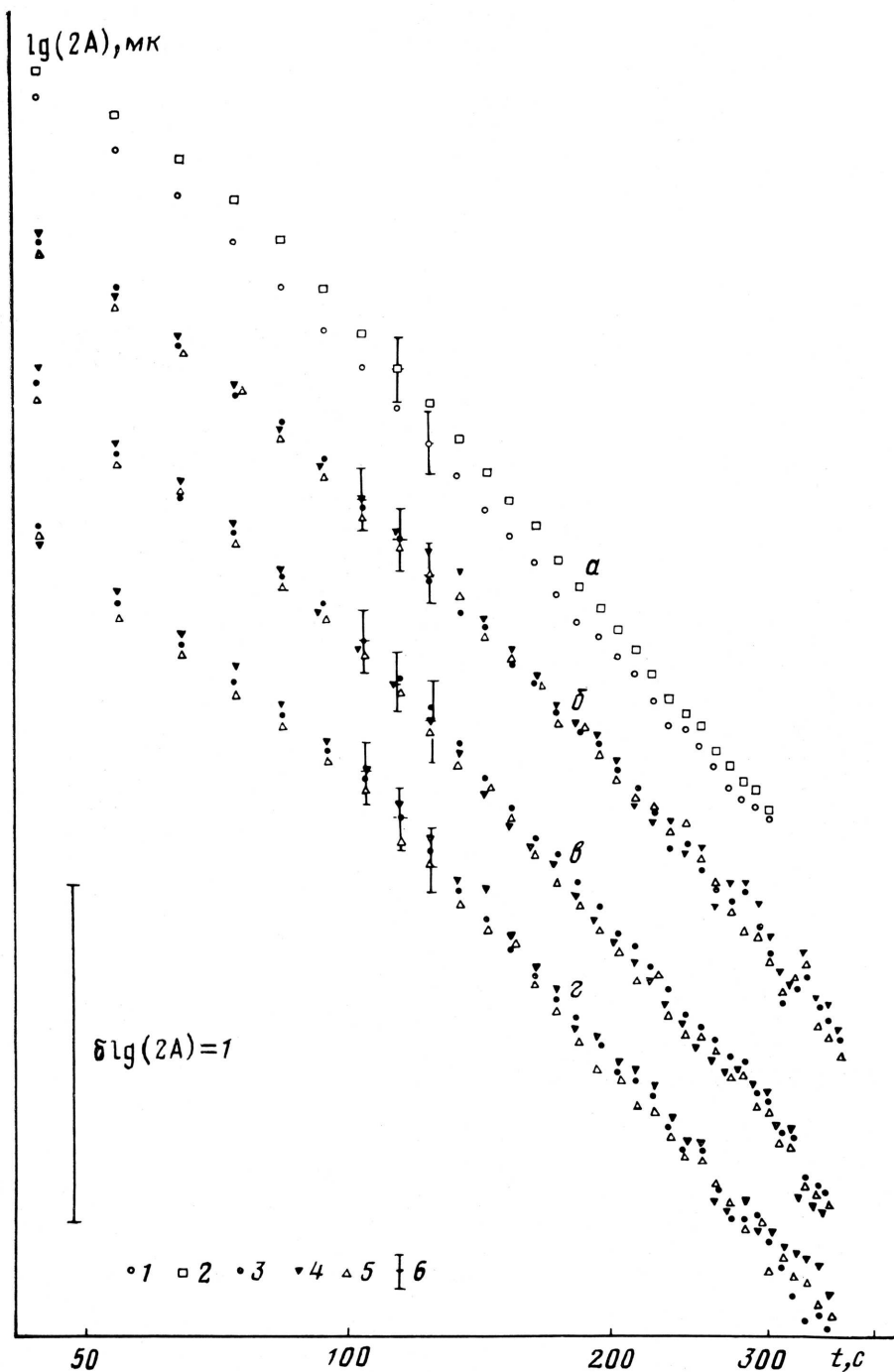


Рис. 2. Средние огибающие коды, построенные различными способами и по данным различных сейсмических каналов. *a* — региональные средние, полученные двумя методами; *б* — кривые по данным ст. ШПН; *в* — то же, ст. КЛЧ; *г* — то же, ст. КРН. 1 — средние огибающие, полученные методом совмещения; 2 — то же, градиентным методом; 3 — то же для канала Z; 4 — то же для СЮ; 5 — то же для ВЗ; 6 — среднее квадратическое отклонение

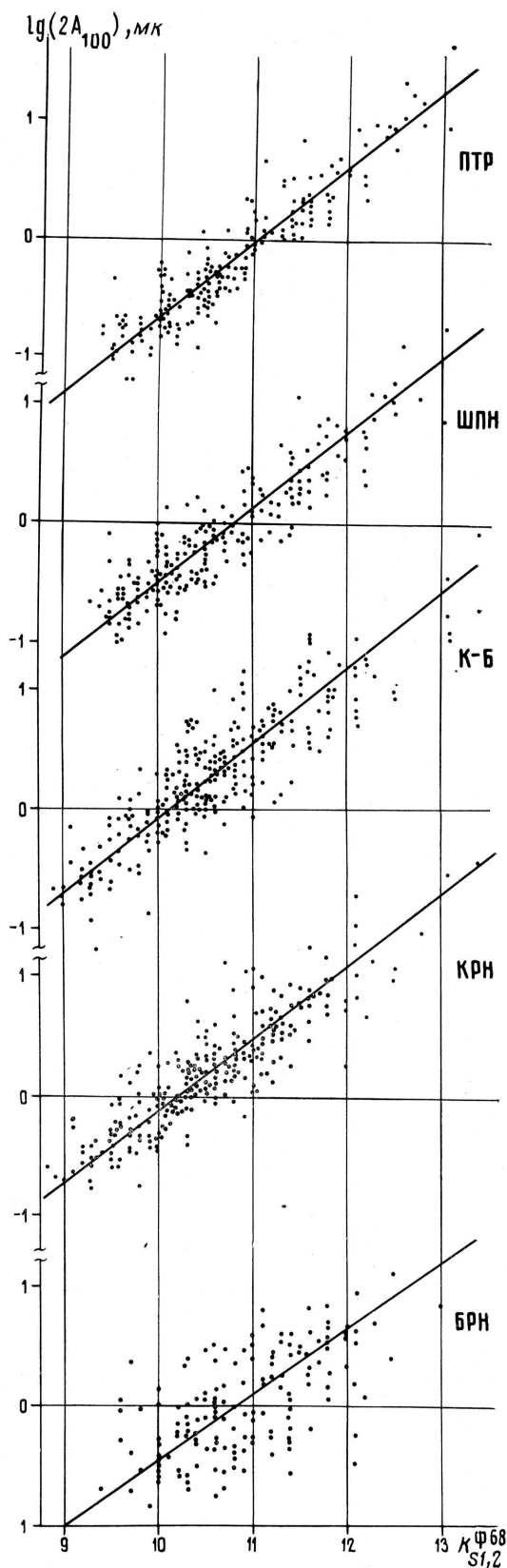


Рис. 3: Графики корреляции уровня огибающей коды при $t=100$ с и энергетического класса $K_{S1,2}^{\Phi 68}$

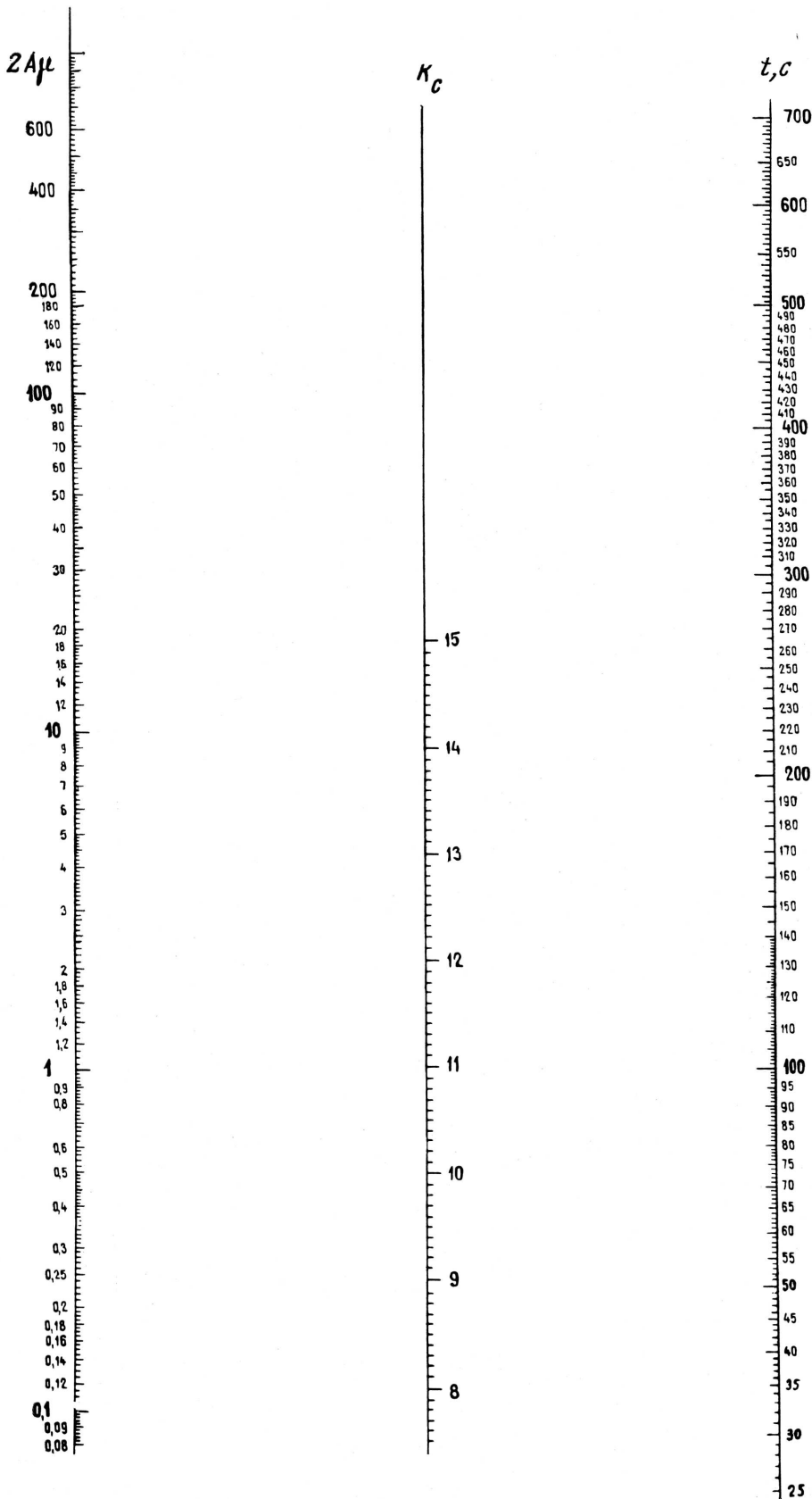


Рис. 4. Номограмма для определения энергетического класса землетрясения по уровню огибающей коды

Общая средняя огибающая коды по данным региональных станций Камчатки

t	$\lg a(t)$	t	$\lg a(t)$
25	(1,096)	160	-0,577
30	0,973	180	-0,710
40	0,732	200	-0,870
50	0,562	250	-1,161
60	0,415	300	-1,387
70	0,292	350	-1,588
80	0,199	400	-1,750
90	0,097	450	-1,907
100	0,00	500	-2,066
120	-0,208	550	-2,208
140	-0,402	600	-2,328

Примечание. Время t отсчитывается от времени в очаге землетрясения. Реальная точность значений $\lg a$ — два знака после запятой.

где C имеет смысл стационарной поправки. Было принято $C \equiv 0$ для вертикального канала ст. ПТР. Наклон 1,60 оказался приемлемым для данных всех станций. Поэтому для определения нового параметра «энергетический класс по коде», или K_c , использована формула

$$K_c = 1,60 \cdot (\lg(2A(t) + \lg(a(100) - \lg a(t)) + 11,0 + C.$$

Функция $\lg a(t)$ для аппаратуры и условий региона Камчатки дополнительно приведена в табл. 1. Заметим, что $\lg a(100) \equiv 0$. Для приведенной формулы составлена номограмма (рис. 4), дающая K_c (без поправки) по амплитуде коды $2A$ на определенном времени t , считая от времени в очаге землетрясения.

О влиянии возможной нестабильности формы огибающих коды на точность определения энергетического класса

Возможность энергетической классификации землетрясений по уровню коды основана на свойстве стабильности формы огибающей коды. Это свойство заключается в том, что для фиксированного частотного интервала форма огибающей коды слабо зависит от параметров землетрясения: географического положения очага в пределах региона, эпицентрального расстояния, энергии и глубины очага и т. д.; кроме того, уровень огибающей коды данного землетрясения после внесения постоянных поправок совпадает на записях разных станций независимо от расстояния [9]. Свойство стабильности формы огибающей коды землетрясений подтверждается на опыте многочисленных исследований [4, 5, 7, 8, 14, 16]. В детальном исследовании [9], в частности, изучены огибающие коды близких камчатских землетрясений по прибору СКМ-3 станции ПТР (см. рис. 1). Амплитудно-частотные характеристики для приборов СКМ-3 и ВЭГИК близки. Общий вывод этой работы относится и к камчатским данным: «...форма огибающих коды землетрясений не зависит ни от магнитуды, ни от глубины очага и эпицентрального расстояния, ни от локализации источника и станции».

Проведенное нами визуальное сопоставление множества индивидуальных огибающих коды, полученных в условиях Камчатки, показало, что свойство стабильности в общем проявляется и здесь. Для надежного обоснования методики классификации землетрясений мы провели дополнительные исследования возможной нестабильности формы огибающих коды с некоторой ее количественной оценкой и возможного влияния этой нестабильности на точность определения энергетического класса по

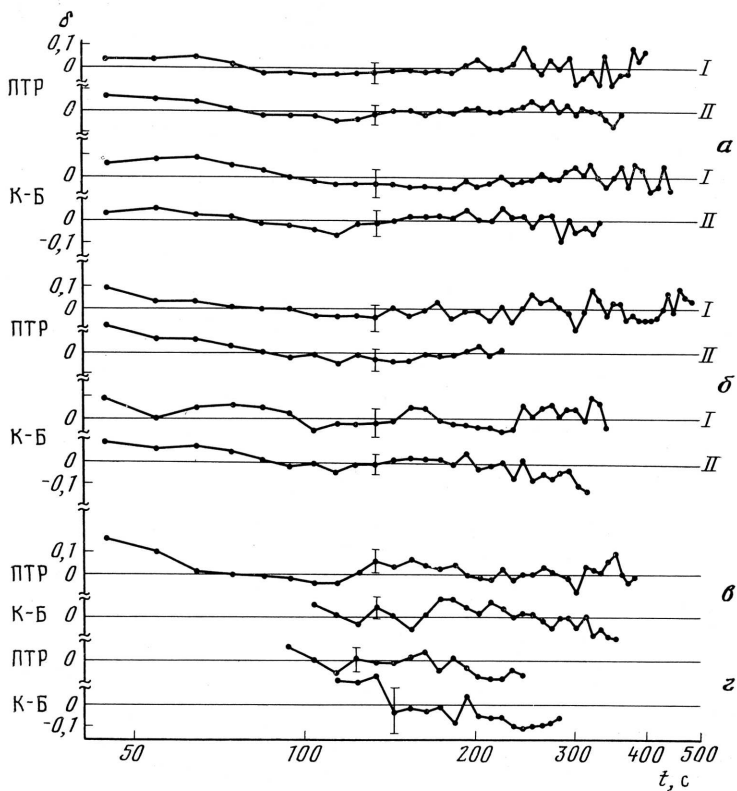


Рис. 5. Разностные кривые для средних огибающих коды станций ПТР и К-Б. I и II — периоды наблюдений (см. текст); а—г — выборки землетрясений по глубинам очагов, км: а—0—60, б—60—120, в—120—200, г—200—600. Среднеквадратичное отклонение относится к диапазону кри-вых 65—265 с, за пределами которого разброс точек больше

уровню коды. В работах [3] и [9] выявлена некоторая зависимость формы огибающей коды от таких факторов, как глубина очага, положение сейсмической станции и календарное время. Мы изучили возможное влияние на форму огибающих этих факторов, а также энергетического класса.

Поскольку относительный сдвиг огибающих по уровню легко выявить и скомпенсировать постоянной поправкой, наибольшие опасения вызывало появление anomalно крутых или anomalно пологих огибающих, которые могут в принципе заметно исказить энергетические оценки по коде. Чтобы изучить вопрос о возможных anomalиях крутизны огибающих коды, мы использовали ранее разработанную методику [2]. Рассчитывали оценку anomalии логарифмической крутизны огибающей α :

$$\alpha = d/dt (\lg A(t) - \lg a(t)),$$

где $a(t)$ — «реперная», $A(t)$ — индивидуальная огибающая. В качестве реперной, или опорной, огибающей использовали оценку средней региональной огибающей коды [2].

Были изучены огибающие коды по записям землетрясений, полученным в 1968—1984 гг. на 12 региональных станциях. Землетрясения были разбиты на группы по глубинам очагов; аналогично работе [10] выделялись следующие интервалы глубин: 0—60, 60—120, 120—200 и 200—600 км. При этом для первых двух интервалов глубин данные 1968—1973 гг. (период I) и 1978—1984 гг. (период II) были обработаны отдельно. Выбор периодов времени определялся, в частности, желанием

сопоставить результаты, полученные до и после дополнительной стандартизации характеристик аппаратуры, завершенной в 1973, 1974 гг. [11]. Фактические отклонения $\delta = \lg \bar{A}(t) - \lg a(t)$ для средних огибающих коды некоторых станций Камчатки приведены на рис. 5. Можно видеть общую стабильность разностных кривых при наличии слабо выраженных индивидуальных особенностей. Только для ст. К-Б, для очагов землетрясений $H > 200$ км, обнаруживается заметное отличие соответствующей огибающей от реперной. На рис. 5 видно также, что форма огибающей для периодов I и II не имеет заметных отличий.

Объемы выборок по отдельным станциям для первых двух диапазонов глубин: 0—60 и 60—120 км — составляют несколько десятков землетрясений. Для диапазонов 120—200 и 200—600 км по каждой из 12 изученных станций удалось подобрать, как правило, не более 5—10 записей. Поясним, что для оценок α были нужны достаточно длинные участки коды.

Полученные средние значения α почти для всех станций и интервалов глубин находятся в диапазоне $\pm 0,6 \cdot 10^{-3} \text{ с}^{-1}$ при стандартном отклонении оценок $(0,5 \div 1,1) \cdot 10^{-3} \text{ с}^{-1}$. Для иллюстрации приведем значения α для ст. ПТР и КРН (табл. 2).

Вне указанного интервала — оценки α для групп К-Б (200—600), КРН (200—600) и АПХ (120—200).

Для наиболее отклоняющейся группы К-Б (200—600) форма огибающей видна на рис. 5, при этом $\alpha = -1,5 \cdot 10^{-3} \pm 1,0 \cdot 10^{-3} \text{ с}^{-1}$, так что значимость этой аномалии невысока. Итак, вариации логарифмической крутизны огибающей при группировании по станциям и глубинам почти всегда укладываются в диапазон $\pm 1 \cdot 10^{-3} \text{ с}^{-1}$, а в основном заключены в пределах $\pm 0,6 \cdot 10^{-3} \text{ с}^{-1}$.

Следует пояснить, что аномально крутые или пологие огибающие будут вносить искажения в основном на этапе пересчета амплитуды коды от $2A(t)$ к $2A_{100}$. Для возникающей ошибки $\Delta \lg 2A_{100}$ можно считать, что $\Delta \lg 2A_{100} = \alpha(t - 100)$. Обычно t лежит в пределах 50—200 с, тогда даже при выраженной аномалии ($\alpha = 1 \cdot 10^{-3}$) получим предельное $\Delta \lg 2A_{100} = 0,1$, что ведет к ошибке $\Delta K_c = 0,16$. В типичных случаях ошибка будет существенно меньше, а осреднение по станциям снизит ее дополнительно, так что в целом данный источник ошибок можно считать малосущественным.

Средние станционные огибающие для шести наиболее детально изученных станций, для глубин очагов 0—100 км, приведены на рис. 6. Снова видны небольшие различия относительно средней региональной кривой, исключая случай ст. БРН, для которой в [3] отмечалось вероятное «засорение» коды T -фазой. Данные ст. БРН не включались в расчет региональной средней огибающей.

В [2, 3] были обнаружены отрицательные аномалии α порядка $-2 \cdot 10^{-3} \text{ с}^{-1}$ в период 1—2 года до и после сильных ($M \approx 8$) землетрясений Курило-Камчатской зоны; они наблюдались на нескольких станциях вблизи очагов этих землетрясений. Для таких аномальных периодов времени возникновение определенных систематических ошибок для любых стабильных магнитудно-энергетических шкал, по-видимому, неизбежно, так как меняется поглощение в среде. В этих условиях по ориентировочной оценке возможны ошибки K_c до 0,2—0,3.

Было также проведено исследование влияния на форму огибающих величины энергетического класса $K_{S_{1,2}}^{\Phi_{68}}$, снова путем расчета параметра

Таблица 2

Значения $\alpha \cdot 10^3$ для станций ПТР и КРН

Интервал глубин, км	$\alpha \cdot 10^3$ (ПТР)	$\alpha \cdot 10^3$ (КРН)
0—60	—0,15	+0,03
60—120	—0,22	—0,22
120—200	—0,13	+0,03
200—600	—0,27	—0,71

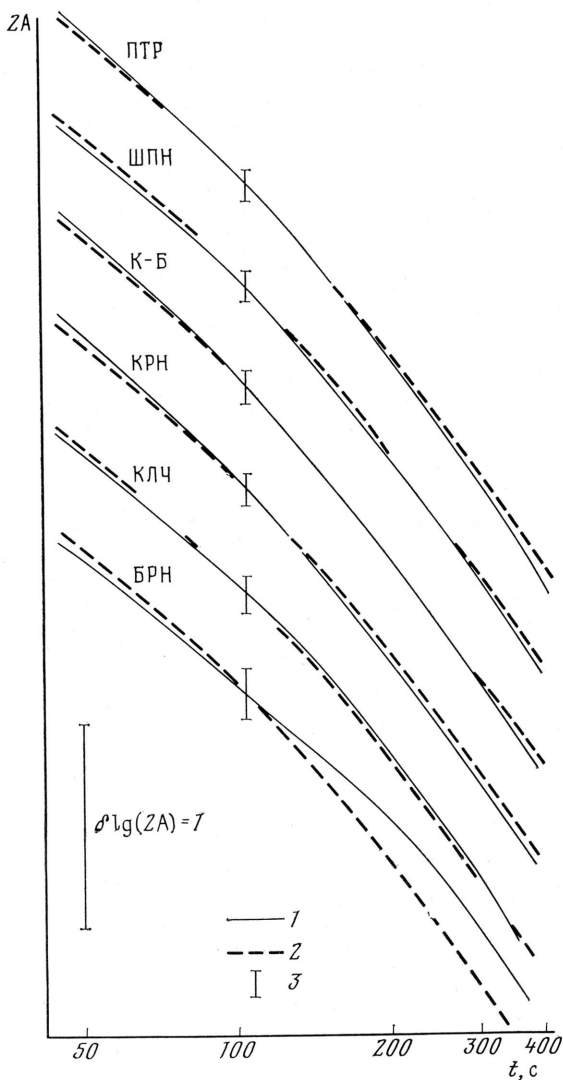


Рис. 6. Среднестанционные огибающие коды некоторых станций Камчатки и сводная огибающая по станциям. 1 — среднестанционные огибающие коды; 2 — сводная огибающая коды для Камчатки; 3 — стандартное уклонение распределения точек отдельных огибающих

α . Заранее можно было предполагать, что более слабые толчки в среднем высокочастотные, и их огибающая поэтому круче, чем для сильных. Оказалось, что подобная тенденция действительно имеет место, но она ясно выражена лишь в диапазоне $K=8-10$. В диапазоне $K=10-14$ параметр α близок к нулю (в пределах $\pm 0,4 \cdot 10^{-3} \text{ c}^{-1}$), а при $K=9$ α снижается до $-1 \cdot 10^{-3} \text{ c}^{-1}$ и продолжает падать при дальнейшем снижении K (примерно до $-2,5 \cdot 10^{-3} \text{ c}^{-1}$ при $K=8$). Этот факт не имеет большого практического значения при массовой обработке, но важен для особых случаев (например, для серии толчков вблизи станции). В таких случаях при необходимости можно рассчитать поправки с использованием формулы ($\Delta \lg A_{100} = \alpha(K) \cdot (t-100)$).

Следует отметить, что практическое применение шкалы K_c для слабых толчков затрудняется тем, что часто даже на ближайшей к очагу станции кода «тонет» в микросейсмах. Для типичного на Камчатке уровня микросейсм ориентировочное предельное гипоцентральное расстоя-

ние (r), до которого еще можно получить оценку K_c , составляет для разных K :

K	8	9	10	11	12
r , км	40	80	160	300	600

С учетом реальной плотности сети станций и их удаления от основных очаговых зон из этих данных следует, что в условиях Камчатки для большинства толчков с $K=8$ и заметной части толчков с $K=9$ оценки K_c не могут быть определены.

Поправки к величинам K_c , полученным из номограммы

Ряд факторов приводит к систематическому постоянному сдвигу уровня огибающих коды (при фиксированном K_c) относительно некоторого опорного уровня, за который был принят уровень вертикального канала ст. ПТР. В нашем исследовании были обнаружены три источника такого систематического сдвига: сейсмический канал, станция и глубина очага землетрясения. Для этих источников были определены величины поправок к K_c .

Влияние сейсмического канала. Уровень огибающей коды на горизонтальном канале каждой из станций выше, чем на вертикальном канале той же станции. Это различие, как оказалось, почти одинаково для всех изученных станций. Для компенсации влияния этого фактора в данные по горизонтальному каналу следует ввести поправку к значению K_c , равную $\delta_{\text{кан}} = -0,3$.

Влияние станции. Станционные особенности для условий Камчатки оказались весьма выраженными. Станционные поправки $\delta_{\text{ст}}$ (относительно ПТР — опорной станции ЕССН)¹ приведены в табл. 3. Поправка для ст. БРН имеет условный характер, так как огибающие этой станции аномальны, и ее, как правило, не следует использовать для расчета K_c . Отметим, что по величине $\delta_{\text{ст}}$ станции явно делятся на две группы — южную с $\delta_{\text{ст}} = 0-0,5$ и северную с $\delta_{\text{ст}} = 0,8-1,0$. Исключениями являются ст. БРН и ЭСС.

Влияние глубины очага землетрясения. Огибающие коды и номограмма строились вначале применительно к толчкам с глубинами $H = 0-60$ км, составляющим основную массу камчатских землетрясений. При обработке более глубоких толчков выяснилось, что значения K_c , найденные по номограмме рис. 4, оказываются систематически ниже, чем $K_{S_{1,2}}^{\Phi_{68}}$. Соответствующие поправки, обозначаемые $\delta_{\text{гл}}$, были определены для интервалов глубин в табл. 4. В последней строке табл. 4 приведены поправки из [10]. Поправки $\delta_{\text{гл}}$ приводят к $K_{S_{1,2}}^{\Phi_{68}}$ из регионального каталога. Поправки $\Delta K_{S_{1,2}}^{\Phi_{68}}(H)$ были введены для корректировки значений $K_{S_{1,2}}^{\Phi_{68}}$, найденных по соответствующей номограмме, с целью получения оценок энергии, не зависящих от

Таблица 3

Станционные поправки $\delta_{\text{ст}}$

Станция	$\delta_{\text{ст}}$	Станция	$\delta_{\text{ст}}$
ПТР	0	КРН	-0,8
ШПН	-0,2	КЛЧ	-0,8
ТПЛ	-0,2	КЗР	-1,0
ПЖТ	-0,3	АПХ	-0,8
КРМ	-0,5	ВДП	-0,8
ЭСС	0	ПДК	-0,9
СМЛ	-1,1	БРН	(-0,2)
К-Б	-0,9		

Таблица 4

Поправки за глубину $\delta_{\text{гл}}$

Интервал глубин, км	$\delta_{\text{гл}}$	$\Delta K_{S_{1,2}}^{\Phi_{68}}(H)$
0—60	0	0
60—120	+0,2	+0,2
120—200	+0,5	-0,2
200—600	+0,7	-0,6

¹ Единая сеть сейсмических наблюдений.

глубины. Они не были рекомендованы к массовому применению. При необходимости для наилучшей оценки энергии источника по коде можно использовать в качестве поправки сумму $\delta_{\text{гл}} + \Delta K_{\text{Si},2}^{\Phi 68}(H)$.

О точности оценок K_c

Рассмотрим вопрос о точности оценок величины K_c , а также оценок $K_{\text{Si},2}^{\Phi 68}$ по K_c . На практике оценка K_c есть результат осреднения единичных оценок, полученных по разным станциям и каналам и по отсчетам амплитуды в разные моменты времени. Предполагая отсутствие систематических ошибок (за счет использования поправок, описанных ранее), будем считать, что ошибка единичного определения K_c складывается из трех независимых случайных компонент $\varepsilon_{\text{ст}}$, $\varepsilon_{\text{к}}$, $\varepsilon_{\text{т}}$ с нулевым средним, каждая из которых формируется за счет одного из названных источников (станция, канал, отсчет амплитуды). Допустим, что количества отсчетов амплитуды на канале, каналов и станций фиксированы и равны N , M и $N_{\text{ст}}$. Введем определения:

$$\begin{aligned}\varepsilon_{\text{к}}^* &= \varepsilon_{\text{к}} + \frac{1}{N} (\varepsilon_{\text{т},1} + \varepsilon_{\text{т},2} + \dots) \\ \varepsilon_{\text{ст}}^* &= \varepsilon_{\text{ст}} + \frac{1}{M} (\varepsilon_{\text{к},1}^* + \varepsilon_{\text{к},2}^* + \dots) \\ \varepsilon_{\text{с}} &= \frac{1}{N_{\text{ст}}} (\varepsilon_{\text{ст},1}^* + \varepsilon_{\text{ст},2}^* + \dots).\end{aligned}$$

Дисперсию величины $\varepsilon_{\text{т}}$ можно оценить по выборке как

$$\begin{aligned}\sigma^2(\varepsilon_{\text{т}}) &= \frac{1}{N-1} \sum_{i=1}^N (K_i - K^{(\text{т})})^2 \\ K^{(\text{т})} &= \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N K_i, \quad i = 1, 2, \dots, N,\end{aligned}$$

где K_i — оценки K_c по конкретным отсчетам амплитуды. Можно получить аналогичную оценку по нескольким каналам:

$$\begin{aligned}\sigma^2(\varepsilon_{\text{к}}^*) &= \frac{1}{M-1} \sum_{j=1}^M (K_j - K^{(\text{к})})^2 \\ K^{(\text{к})} &= \frac{1}{M} \sum_{j=1}^M K_j, \quad j = 1, 2, \dots, M,\end{aligned}$$

где K_j — есть значение $K^{(\text{т})}$ для канала j . Легко видеть, что

$$\sigma^2(\varepsilon_{\text{к}}^*) = \sigma^2(\varepsilon_{\text{к}}) + \frac{1}{N} \sigma^2(\varepsilon_{\text{т}}).$$

Эти рассуждения можно повторить для осреднения по станциям и придти к аналогичной формуле

$$\sigma^2(\varepsilon_{\text{ст}}^*) = \sigma^2(\varepsilon_{\text{ст}}) + \frac{1}{M} \sigma^2(\varepsilon_{\text{к}}^*).$$

Значения $\sigma^2(\varepsilon_{\text{т}})$, $\sigma^2(\varepsilon_{\text{к}}^*)$, $\sigma^2(\varepsilon_{\text{ст}}^*)$ определяли по выборкам объема порядка 100, при $N_{\text{т}}=3$, $M=3$ и $N_{\text{ст}}=6-10$. Получены оценки $\sigma(\varepsilon_{\text{т}})=0,20$, $\sigma(\varepsilon_{\text{к}}^*)=0,15$, $\sigma(\varepsilon_{\text{ст}}^*)=0,20$, откуда $\sigma(\varepsilon_{\text{к}})=0,1$, $\sigma(\varepsilon_{\text{ст}})=0,18$. Эти численные результаты — довольно грубые, так как оценки дисперсий по разным выборкам (для разных лет, глубин, станций и каналов) имели заметный разброс, указывая на неполную однородность данных.

Теперь можно определить точность K_c , т. е. типичную величину разности $\epsilon_c = K_c - K_c^{(\text{идеал})}$ между фактической оценкой K_c и некоторой идеальной оценкой, полученной по большому числу станций, отсчетов и экземпляров землетрясения. Для ϵ_c в наших предположениях имеет место формула

$$\sigma_M^2(\epsilon_c) = \frac{1}{N_{\text{ст}}} (\sigma^2(\epsilon_{\text{ст}}) + \frac{1}{M} (\sigma^2(\epsilon_{\text{к}}) + \frac{1}{N} \sigma^2(\epsilon_{\text{т}}))).$$

Для получения численных оценок рассмотрим два практических варианта обработки, используя в каждом $N_{\text{ст}}$ станций и по одному отсчету на трех или на одном канале ($M=1$ или 3 , $N=1$). При типичном $N_{\text{ст}}=5$ и приведенных выше численных значениях получим $\sigma_1=0,13$, $\sigma_3=0,10$. Таким образом, практическая точность K_c близка к $0,1$. Подчеркнем, что во втором варианте ($M=3$) отсчеты на разных каналах следует брать в разные моменты времени (с интервалом не менее 10 с) во избежание потери точности. Отметим, что столь высокая точность K_c обеспечена исключением станционных аномалий. При расчете K_c без учета станционных поправок стандартное уклонение оценки K_c по пяти станциям растет до $0,35$.

Рассмотрим теперь связь K_c и $K_{S_{1,2}}^{\text{Ф68}}$. Для целей внутреннего контроля было важно проверить, действительно ли величина $\epsilon_{\text{шк}}^* = K_c - K_{S_{1,2}}^{\text{Ф68}}$ имеет нулевое среднее. Для этого данные разбивали на группы по диапазонам $K_{S_{1,2}}^{\text{Ф68}}$ и глубины. Все средние для выделенных групп оказались близкими к нулю. Далее изучали дисперсии. Величина $\epsilon_{\text{шк}}^*$ складывается из трех случайных компонент: «внутренней» ошибки шкалы $K_{S_{1,2}}^{\text{Ф68}}$, или ϵ_s , «внутренней» ошибки шкалы K_c , или ϵ_c , и ошибки $\epsilon_{\text{шк}}$ за счет несоответствия шкал. Согласно [10], $\sigma(\epsilon_s)=0,2$. По нашим оценкам $\sigma(\epsilon_c)=0,1$. Мы определили также по эмпирическим данным значения $\sigma(\epsilon_{\text{шк}}^*)=0,40$. Отсюда ошибка несоответствия шкал составит $\sigma(\epsilon_{\text{шк}}) = 0,33$. Эта величина больше, чем «внутренняя» ошибка каждой из шкал. Теперь можно определить ошибку оценки $K_{S_{1,2}}^{\text{Ф68}}$ по коде. В важнейшем случае оперативной работы по одиночной станции и во втором варианте обмера $M=3$ $\sigma_3=0,23$; в комбинации с $\sigma(\epsilon_{\text{шк}}) = 0,33$ это дает $\sigma=0,4$ для искомой ошибки.

Процедура практического определения K_c

Для практического применения предлагаемой методики необходимо четкое описание процедуры определения K_c . Этому посвящен настоящий раздел. Описан второй вариант обработки (обмер трех каналов на каждой станции), но даны пояснения и к первому варианту (один канал на станции).

1. Выбор «окна обмера». Отложить интервал $t_s - t_p$ от вступления S -волны, т. е. найти момент $t_{c_1} = t_s + (t_s - t_p)$. Если вблизи этого момента уровень коды ниже, чем удвоенная амплитуда микросейсм, обмер невозможен. В противном случае надо найти момент t_{c_2} , когда амплитуда коды примерно вдвое выше амплитуды микросейсм. «Окно обмера» есть интервал от t_{c_1} до t_{c_2} .

Если вступление S не выделяется, следует найти максимум в группе S -волн (самый ранний из трех максимумов по каналам). Пусть время этого максимума t_A , тогда будем считать, что $t_{c_1} = t_p + 2(t_A - t_p)$. Если запись зашкалена (размыта), надо выбрать t_{c_1} как момент, когда двойная амплитуда упала до 5 см на записи. Если ширина окна обмера получилась более 150 с, сужить его до 150 с, уменьшив соответственно t_{c_2} .

2. Выбор измеряемого пика записи. Разбить окно обмера на три равные части; пометить самый выдающийся (локально наибольший по

модулю) из экстремумов в первой трети — на первом, во второй — на втором и в третьей — на третьем из каналов. Под номерами каналов понимаются порядковые номера их записей на сейсмограмме. В первом варианте обработки — найти выдающийся экстремум на канале ВЗ на средней из упомянутых третей. При неисправности канала ВЗ использовать СЮ. Если окно обмера короче 15 с, выбрать экстремумы в окне обмера на каждом канале без разбивки на трети.

Если трудно определить, какой из нескольких экстремумов выбрать, следует остановиться на самом раннем из «кандидатов».

3. Определение $2A(t)$. Измерить значения двойной амплитуды в миллиметрах обычным путем — от пика до наибольшего из двух ближайших пиков противоположного знака (в отличие от способа в [2], где под $2A$ понимался размах в окне длиной 10 с). Рассчитать $2A$ в микронах по номинальному увеличению канала.

4. Определение времени. Определить значение t для каждого измеренного пика; для этого найти интервал от вступления P -волн до измеренного пика — Δt_1 и прибавить Δt_p — время пробега P -волны для данной станции: $t = \Delta t_1 + \Delta t_p$.

Если идет обработка по одной станции и есть ясное вступление S , определить $\Delta t_p = \frac{1}{\kappa - 1} (t_S - t_p)$, где $\kappa = V_p/V_s$. Если нет ясного S , определить время до максимума в группе S , как в п. 1, и оценить $\Delta t_p \approx t_A - t_p$.

5. Определение оценки K_c по одной станции. Войти в номограмму с значениями t и $2A$. Определить единичную оценку K_c . Прибавить $\delta_{кан} = 0,3$, если канал ВЗ или СЮ. Осреднить оценки по каналам.

6. Определение сводной оценки K_c . Выполнив п. 1—5 для каждой сейсмической станции, прибавить станционные поправки к найденным средним по каналам и результаты осреднить.

Заключение

Предложена методика энергетической классификации землетрясений Камчатки на основе подхода [9]. Детально изучена обоснованность и внутренняя согласованность методики. Введена система поправок, позволяющая исключить систематические ошибки за счет влияния конкретной станции или канала и глубины очага. Приведены статистические оценки точности, связанные с различными источниками ошибок, даны рекомендации по практическому использованию методики.

ЛИТЕРАТУРА

1. Востриков Г. А. Определение сейсмического момента местных землетрясений по характеристикам коды // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1975. № 11. С. 33—47.
2. Гусев А. А., Лемзиков В. К. Предварительные результаты изучения вариаций огибающих кода-волн близких землетрясений перед Усть-Камчатским землетрясением 1971 г. // Вулканология и сейсмология. 1980. № 6. С. 82—95.
3. Гусев А. А., Лемзиков В. К. Аномалии характеристик кода-волн слабых землетрясений перед тремя сильными землетрясениями Курило-Камчатской зоны. // Вулканология и сейсмология. 1984. № 4. С. 76—90.
4. Закиров М. С., Раутиан Т. Г., Халтурин В. И. Магнитудная классификация землетрясений Узбекистана по уровню хвостовой части сейсмограммы. // Узб. геол. ж. 1978. № 1. С. 65—69.
5. Копничев Ю. Ф. Сейсмические кода-волны. М.: Наука, 1978. 82 с.
6. Маламуд А. С. О связи между энергией землетрясения и продолжительностью записи. // Тр. Тадж. ин-та сейсмологии и сейсмостойкого стр-ва АН ТаджССР (ТяССС). 1962. Т. 10. С. 161—165.
7. Маламуд А. С. О возможности классификации землетрясений по длительности колебаний. // АН СССР. Сер. геофиз. 1964. № 5. С. 728—732.
8. Нерсесов И. Л., Копничев Ю. Ф., Востриков Г. А. Магнитудная калибровка землетрясений по кода-волнам на расстояниях до 3000 км. // Докл. АН СССР. 1975. Т. 222. № 1. С. 76—78.

9. Раутиан Т. Г., Халтурин В. И., Закиров М. С. и др. Экспериментальные исследования сейсмической коды. М.: Наука, 1981. 142 с.
10. Федотов С. А. Энергетическая классификация Курило-Камчатских землетрясений и проблема магнитуд. М.: Наука, 1972. 116 с.
11. Феофилактов В. Д., Гордеев Е. И. О стандартизации характеристик региональной сейсмической сети станций и повышении точности наблюдений.//Сейсмичность и глубинное строение Сибири и Дальнего Востока. Владивосток: Наука, 1976. С. 234—240.
12. Aki K. Analysis of the seismic coda of local earthquakes as scattered waves//J. Geophys. Res. 1969. V. 74. № 3. P. 615—631.
13. Aki K. Attenuation of shear waves in the lithosphere for frequencies from 0,025 to 25 Hz.//Phys. Earth Planet. Inter. 1980. № 21. P. 50—60.
14. Aki K., Chouet B. Origin of coda-waves: source, attenuation and scattering effects// J. Geophys. Res. 1975. № 80. P. 3322—3342.
15. Bisztriczany E. A new method of the determination of the magnitude of earthquakes//Geophys. Kozl. 1958. V. 7. № 2. P. 69—96.
16. Rautian T. G., Khalturin V. I. The use of coda for determination of the earthquake source spectrum//Bull. Seismol. Soc. Amer. 1978. № 68. P. 923—948.

ДальНИИС, Петропавловск-
Камчатский

Поступила в редакцию
25.V.1988

Институт вулканологии
ДВО АН СССР
