

УДК 551.21

© 1990 г.

А. А. ГУСЕВ, В. Н. МЕЛЬНИКОВА

СВЯЗИ МЕЖДУ МАГНИТУДАМИ — СРЕДНЕМИРОВЫЕ
И ДЛЯ КАМЧАТКИ

По единой схеме построены среднемировые связи всех распространенных магнитудных шкал с моментной магнитудой M_w . Изучены аналогичные связи для Камчатского региона.

RELATIONS BETWEEN MAGNITUDES: GLOBAL AND KAMCHATKA DATA, by Gusev A. A. and Melnikova V. N. Global averaged relations between all the presently used magnitude scales and moment magnitude M_w have been constructed on a uniform basis. In addition, analogous relations are discussed for the Kamchatkan region.

(Received February 8, 1990)

Institute of Volcanology, Far East Division, USSR Academy of Science, Petropavlovsk-Kamchatsky, 683006, USSR

Введение

В ряде практических задач сейсмологии возникает необходимость пересчета оценок магнитуд от одной шкалы к другой. Уже довольно давно выяснилось, что средние связи между магнитудами в ряде случаев нелинейны. Примеры такого рода есть уже в книге [6]. Т. Уцу [29] провел систематическое сопоставление магнитудных шкал в предположении нелинейной связи, используя как опору M_w , т. е. магнитуду, полученную на основе сейсмического момента M_0 . Близкий подход применен в [2], где нелинейные связи магнитуд с опорой на шкалу M_0 были привлечены для построения спектральных оценок. Массовые определения величины сейсмического момента M_0 Гарвардской группой под руководством А. М. Дзевонского [13] и группой С. А. Сипкина в NEIC (США) [28] дали в последние годы дополнительную основу для уточнения межмагнитудных связей, позволив выбрать моментную магнитуду [17]

$$M_w = \frac{2}{3} \lg M_0 - 10,7 \quad (1)$$

как опорную. Шкала M_w имеет следующие преимущества: 1) функция распределения $N(M_w)$ («график повторяемости») обычно очень близка к линейной при больших M ; для других магнитуд здесь обычно есть нелинейность. Это делает более надежными оценки повторяемости сильнейших событий; 2) шкала имеет ясный физический характер, поэтому экстраполяции на ее основе имеют больше шансов на успех. Однако для многих целей бывает нужно непосредственно связать две разные магнитуды M_i и M_j . Полученный ниже подбор связей (M_i , M_w) был детально проверен с этой точки зрения; было показано, что ошибки оценок по цепочке $M_i \rightarrow M_w \rightarrow M_j$ того же порядка, что и ошибки непосредственной оценки по регрессии ($M_i \rightarrow M_j$). Это упрощает задачу пересчета, так как делает излишним анализ всевозможных пар. В данной работе изучались мелкофокусные землетрясения.

О способах оценки межмагнитудных связей. Обозначения

Оценка связей магнитуд велась на основе исходных данных из существующих каталогов, в первую очередь ЕССН СССР, Камчатского регионального, NEIC США, Гарвардской группы («Гарвард»), Абе [11] и [25]. Однако привлекались также уже имеющиеся в литературе данные о межмагнитудных связях. Оценка линейных связей требует методов типа ортогональной регрессии. Для нелинейных связей стандартных методов такого типа нет. Поэтому для оценок был разработан простой графический метод «локальной ортогональной медианы», который включает следующие этапы: 1) найти центр тяжести облака точек и провести через него на глаз прямую, близкую к линии ортогональной регрессии (ЛОР); 2) развернуть систему координат так, чтобы ЛОР была новой осью x ; 3) разбить облако на несколько (4—8) групп вертикальными линиями; 4) найти медианы групп, нанести их в виде горизонтальных ступеней между вертикалями; 5) провести гладкую кривую, приближающую ступенчатую.

Данная процедура может давать большие ошибки, если данные по одной из двух магнитуд усечены. Обычно это бывает тогда, когда нижние пороги для приписывания магнитуд заметно различаются, например при изучении связи M_s — m_b . (В этом случае гипотетическое облако точек для всех землетрясений урезано при $M_s \approx 5$, и зависимость $m_b(M_s)$ вблизи $M_s = 5$ кажется круче, чем на самом деле). Хороших и простых способов исключить эффекты усечения мы не нашли и просто отказывались от построения оценок вблизи края облака точек, где усечение было существенным.

Описанный подход корректен лишь в том случае, когда предполагаемые ошибки сопоставляемых магнитуд M_i и M_j близки. В противном случае следует изменить масштабы по осям графика так, чтобы обеспечить равенство ошибок (см. [30]). Так, значения энергетического класса удобно изображать на шкале с двукратным сжатием. Следует отметить, что теория ортогональной регрессии в нашем случае есть не более, чем полезный рецепт. В этой теории (см., например, [30]) предполагается, что отклонение от линии регрессии $y(x)$ связано с «внутренними» ошибками в x и в y , а не с реальным разбросом между достаточно точно измеренными величинами, что имеет место в сейсмологической ситуации.

Ниже мы будем использовать следующую систему обозначений. Магнитуду M_s по поверхностным волнам (безразлично, по вертикальному или горизонтальному каналу) будем обозначать: M_s^{GR} — если использована формула Гутенберга, M_s^{US} — если использована «пражская» формула и период $T = 17$ — 23 с (это подход NEIC (США), M_s^{OB} — если использованы пражская формула, максимум амплитуды и соответствующий период (это подход ЕССН СССР). Для магнитуды m_{PV} по средне- и длиннопериодному каналу используем обозначение m_b (синонимы: m_{PV}^{CK} , $m_{PV}(B)$ MPLP. Для магнитуды m_{PV} по короткопериодному каналу используем обозначения: m_b — для m_{PV} NEIC по приборам Беньофа, m^{CKM} — для m_{PV} ЕССН по приборам СКМ-3. Единое обозначение $m_{PV}(A)$, MPSP мы не используем по причинам, упомянутым ниже. Далее, M_L — локальная магнитуда Рихтера, M_{JMA} — магнитуда JMA K^{P60} — энергетический класс Раутиан [7], K^{P68} — энергетический класс Федотова [9].

Среднемировые связи для M_w , M_s , m_B

Зависимость $M_s^{GR}(M_w)$ для больших магнитуд была построена по данным об M_s [11] за 1916—1980 гг. и об M_w по [25]. Следуя [11], мы считали, что $M_s^{US} \equiv M_s^{GR} + 0,18$ и вели анализ далее только для M_s^{US} . Для средних и малых магнитуд использовали сводку в [12], а также каталоги Гарвард и NEIC.

Зависимость $M_s^{OB}(M_w)$ искали непосредственно по каталогам «Гарвард» и ЕССН для малых и средних M , а для больших M проверяли гипотезу $M_s^{OB} = M_s^{US}$ по данным после 1968 г. Оказалось, что при M_s «более 5 различия M_s^{OB} и M_s^{US} малы (менее 0,05). Результаты приведены на рис. 1.

При $M_s < 6$ справедливо соотношение

$$\lg M_0 \approx M_s^{US} + 19,24. \quad (2)$$

Связь m_B с M_w для больших магнитуд изучали путем построения данных каталога [11] по m_B и [25] по M_w . Для средних и малых магнитуд использовали каталоги ЕССН для m_B и «Гарвард» для M_w . Результат почти совпадает с результатом подстановки в формулу Абе и Канамори (см. [11])

$$m_B = 0,65 M_s^{GR} + 2,5 \quad (3)$$

зависимости $M_s^{GR}(M_w) = M_s^{US}(M_w) - 0,18$, установленной выше. Результат приведен на рис. 1. Тенденция к насыщению при $M_w \approx 9$ может

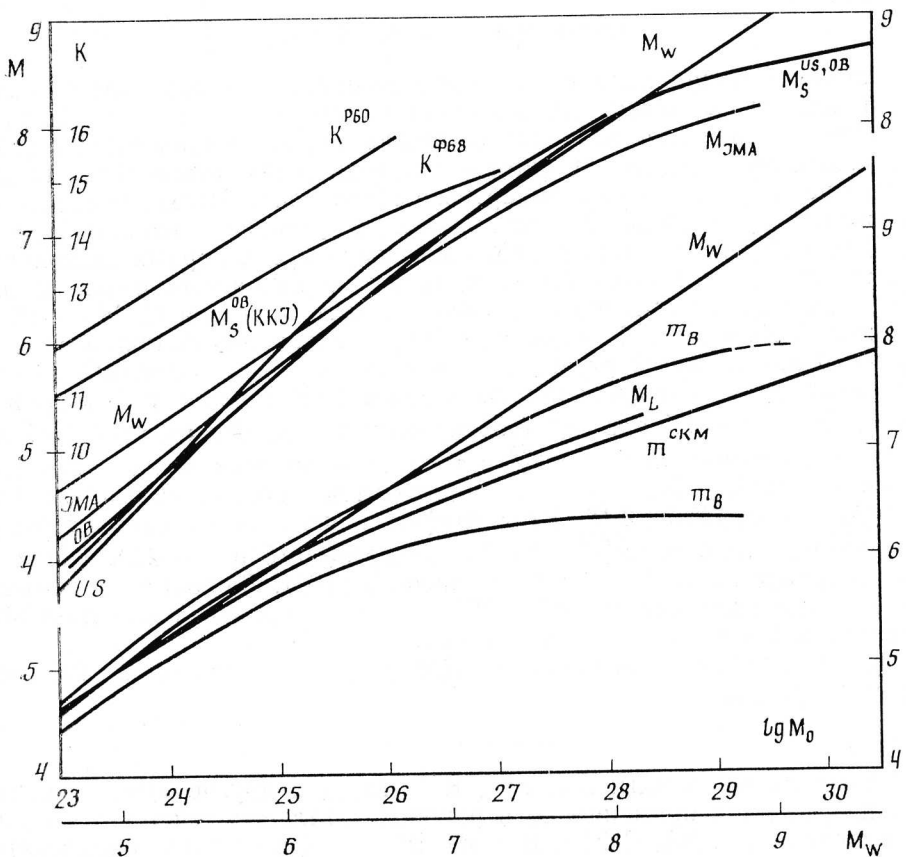


Рис. 1. Среднемировые межмагнитудные связи, представленные в виде зависимости различных магнитуд от M_0 и M_w

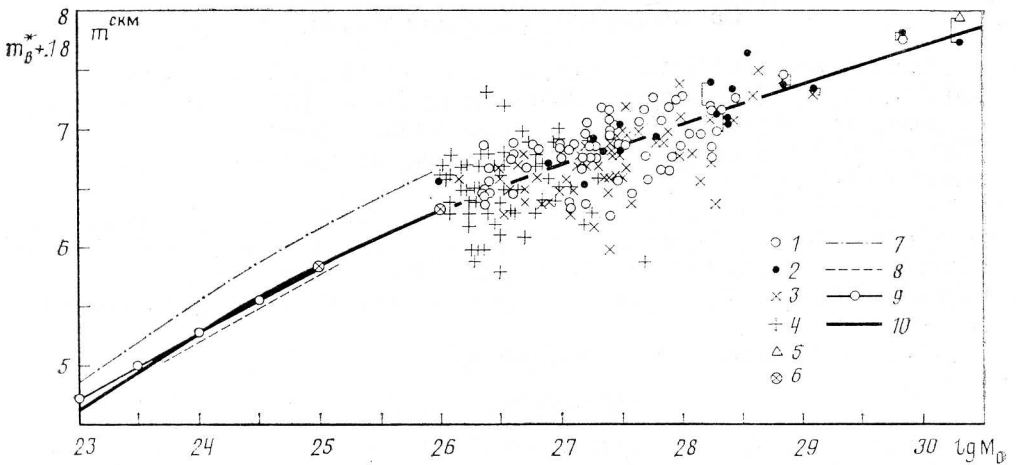


Рис. 2. Зависимость $m_b^{СКМ}$ от M_0 . Приведены также данные по m_b с поправкой $+0,18$. Обозначения: 1 — m_b^* по [22]; 2 — m_b по [18]; 3 — $m_b^{СКМ}$ по [25]; 4 — $m_b^{СКМ}$ по [15]; 5 — оценка m_{PV} для периода 1,5 с по [3]; 6 — центры тяжести данных по каталогу «Гарвард»; 7 — тренд для континентальных очагов; 8 — тренд для межплитовых очагов; 9 — тренд для камчатских данных с учетом M_0 по прямым объемным волнам; 10 — принятая зависимость. Скобкой помечены разные оценки для одного события

быть фиктивной и связанной с отсутствием внутриплитных толчков с $M_w = 9-9,5$, в то время как при $M_w = 8-9$ такие толчки смещали среднее m_b вверх.

Связи между m_b , $m_b^{СКМ}$ и M_w

Начнем с оправдания наших обозначений. Для короткопериодной m_{PV} -шкалы оказывается, что величина магнитуды зависит от точного значения периода маятника, отчего шкалы m_b , $m_b^{СКМ}$ неидентичны даже при малых M_w (где между ними нет методических различий). Это вынудило нас отказаться от стандартного обозначения M_{PSP} . При $M_w > 6$ становится существенным дополнительное условие, используемое в NEIC при обмере амплитуд: брать максимум среди первых нескольких циклов (ср. [6], т. I, стр. 142), из-за чего m_b теряет ясный смысл и быстро насыщается примерно на уровне 6,4. Дж. Кояма и С. Жень [22], а также Г. Хьюстон и Г. Канамори [18] «исправили» величину m_b для многих больших землетрясений, взяв с сейсмограмм истинный максимум амплитуды, и обозначили «исправленную» m_b как m_b^* (первые) или \hat{m}_b (вторые). Шкала m_b^* (совпадающая с m_b при $m_b < 5,6$) оказывается идентичной шкале $m_{PV}^{СКМ}$ с точностью до постоянной поправки: $m_b^* \approx m_b^{СКМ} - 0,18$. На рис. 2 приводится объединенный график $m_b^{СКМ}(M_0)$ и $m_b^*(M_0) + 0,18$. Этот график очень хорошо аппроксимируется прямой линией $m_{PV}^{СКМ} = 0,525 M_w + 2,86 = 0,35 \lg M_0 - 2,75$ в широком интервале $M_w = 6,6-9,5$ (в согласии с [18]). Любопытна асимметрия распределения отклонений $m_b^{СКМ}$ от средней кривой: положительные отклонения более 0,4 почти отсутствуют.

График $m_b^{СКМ}(M_w)$ по рис. 2 и $m_b(M_w)$ на основе сводки в [12] приведены на рис. 1.

Региональные шкалы

Региональные шкалы: M_L , K^{P60} , $K^{Ф68}$, M_{JMA} и другие имеют важное значение, так как применяются в районах детальных сейсмологических исследований в США, СССР, Японии. Шкала K в ее распространенных модификациях по существу есть шкала магнитудного типа и связана с энергией лишь регрессионным соотношением [8]. На рис. 1 приведе-

Зависимости магнитуд от сейсмического момента — среднемировые, для региональных шкал и региональные средние для Камчатки (К) и Камчатки—Курил—Японии (ККЯ)

Магнитуда	lg M ₀ , дин·см							
	23	24	25	26	27	28	29	30
M _S ^{GR}	3,58	4,58	5,54	6,34	7,12	7,82	8,23	8,45
M _S ^{US}	3,76	4,76	5,72	6,52	7,30	8,00	8,41	8,63
M _S ^{OB}	4,00	4,83	5,68	6,49	7,30	8,00	8,41	8,63
m _B	4,70	5,47	6,08	6,62	7,13	7,55	7,85	(7,98)
m ^{СКМ}	4,62	5,27	5,86	6,33	6,71	7,05	7,40	7,75
m _b	4,45	5,10	5,66	5,05	6,26	6,34	6,34	6,34
M _L	4,60	5,34	5,95	6,42	6,82	(7,16)	—	—
M _{JMA}	4,22	4,99	5,77	6,49	7,12	7,64	8,04	(8,27)
K ^{Ф68}	11,08	12,22	13,36	14,37	(15,11)	(15,80)	—	—
M _S ^{US} (ККЯ)	3,73	4,68	5,65	6,47	7,25	(7,99)	—	—
M _S ^{OB} (ККЯ)	3,84	4,84	5,95	6,84	7,48	(8,04)	—	—
m _B (К)	4,98	5,62	6,23	6,77	(7,28)	—	—	—
m ^{СКМ} (К)	4,70	5,27	5,83	6,33	6,71	—	—	—
m _b (К)	4,46	5,06	5,63	5,99	6,23	—	—	—
M _W	4,63	5,30	5,97	6,63	7,30	7,97	8,63	9,30

Примечание. В скобках даны менее надежные оценки.

ны зависимости M_L(M_W) [16], M_{JMA}(M_W) на основе графиков M_{JMA}(M_W) и M_{JMA}(M_S) в статье [29], K^{Ф68}(M_W) по [7] и K^{Ф68}(M_W), построенная нами.

При рассмотрении рис. 1 нельзя не отметить близость формы кривых m^{СКМ}(M_W), M_L(M_W) и 0,5 K^{Ф68}(M_W). Следует учесть, что M_L ~ lg A, но m_{PV} ~ lg(A/I) и 0,5 K^{Ф68} ~ lg(A/T). По-видимому, деление на период мало меняет характер связи, и 0,5 K^{Ф68} в среднем совпадает с M_L и m^{СКМ} с точностью до константы. Это, конечно, связано с использованием во всех трех шкалах записей короткопериодных (T ≈ 1 с) приборов.

Все упомянутые зависимости представлены в табличном виде в таблице 1.

Межмагнитудные связи для Камчатского региона

Данный вопрос ранее затрагивался в [1, 9]. Целью нового рассмотрения является уточнение связей по расширенным исходным данным, сопоставление региональных и среднемировых связей, а также проверка наличия систематических различий для отдельных групп данных. Для работы использовали каталоги камчатской сети, ЕССН и NEIC США. Методика статистической обработки двумерных распределений описана выше. Средние региональные зависимости изучали для магнитуд M_{LH}, M_S, m^{СКМ}, m_B, m_b и для K^{Ф68}. При K^{Ф68} > 13 для величины K^{Ф68}, по данным В. М. Зобина (частное сообщение), нередко возникают систематические ошибки в результате несовершенства калибровки заглубленных каналов сети. Поэтому при K^{Ф68} > 13 вместо прямой оценки K^{Ф68} по S-волнам по [9] использовали оценки по кода-волнам [5]. Данные по M_{LH} при M_{LH} < 4,5 были пополнены оценками сейсмической станции Петропавловск, в которые была внесена поправка +0,6 [6, т. II, стр. 15].

Зависимости $M_s^{OB}(M_w)$ и $M_s^{US} \sim (M_0)$ изучались для Курило-Камчатского региона в целом, а также для Японии. Оказалось, что имеют место отклонения от среднемировой зависимости (до 0,1) для M_s^{US} и заметные (до 0,33) для M_s^{OB} . Оказалось также, что различия между двумя регионами малы. Общая для двух регионов зависимость $M_s^{OB}(M_w)$ приведена на рис. 1 и в табл. 1, она построена по каталогам [25] «Гарвард» и ЕССН.

Зависимости m_B , m^{CKM} , m_b от M_w для региона Камчатки либо почти не отличаются от среднемировых (m^{CKM} , m_b), либо отличаются на константу: $m_B(M_w)$ выше среднемировой кривой на 0,15. Оцененные зависимости приведены в табл. 1.

Стандартные уклонения построенных эмпирических зависимостей от аргумента M_w следующие: $\sigma(M_s^{OB})=0,35$; $\sigma(M_s^{US})=0,2$; $\sigma(m_B)=0,25$; $\sigma(m_b)=\sigma(m^{CKM})=0,30$. Для $K^{\Phi 68}$, $\sigma=0,65$.

Для интервала $M_s^{OB}=4-6$ ($K^{\Phi 68}=11-14$) применимы следующие линеаризованные оценки связей:

$$K^{\Phi 68} = 1,08 M_s^{OB} + 6,96, \quad (4)$$

$$m^{CKM} = 0,57 M_s^{OB} + 2,47, \quad (5)$$

$$m_B = 0,64 M_s^{OB} + 2,44. \quad (6)$$

С хорошей точностью линейна зависимость

$$K^{\Phi 68} = 2,00 m^{CKM} + 1,68 \pm 0,55. \quad (7)$$

Причины столь «круглого» соотношения не вполне ясны, так как $K^{\Phi 68}$ соответствуют заметно более высоким частотам (типично 1,3—4 Гц), чем m^{CKM} (типично около 0,7 Гц).

Зависимость $K^{\Phi 68}(M_w)$ при малых M_w опирается на данные по M_w из каталога «Гарвард» и на зависимость $K^{\Phi 68}(M_s^{US}(M_w))$, где $M_s^{US}(M_w)$ принято по среднемировым данным. Дополнительно были привлечены авторские материалы оценок M_0 по прямым объемным волнам.

Было изучено также влияние на короткопериодные магнитуды факторов глубины и субрегиона (в пределах Камчатского региона). Это единственный случай в данной работе, когда привлекались данные об очагах с глубиной более 50 км. Для изучения влияния глубины наиболее предпочтительно изучение зависимостей типа $m^{CKM}(M_w)$, но недостаток данных по M_0 пока не дает такой возможности. Мы выбрали за опорную величину m_B и определили зависимости от нее m^{CKM} , m_b и $K^{\Phi 68}$. Форма кривых считалась совпадающей со средней региональной, и оценивали лишь средние отклонения. Они составили (для интервала глубин 50—180 км) $\Delta m^{CKM}=0$, $\Delta m_b=0,2$, $\Delta K^{\Phi 68}=0,4$, при объемах выборки 20—30. Для глубин более 180 км сколько-нибудь надежных оценок получить не удалось.

Влияние субрегиона изучали по той же схеме для толчков с $H=0-45$ км; поэтому использовали связи $K^{\Phi 68}(M_{LH})$, $K^{\Phi 68}(M_s)$, $m^{CKM}(M_{LH})$. Были выделены следующие три группы данных: район Петропавловска-Камчатского (52°—54° с. ш., 158°—161° в. д.) индекс А; район Усть-Камчатска (55°—57° с. ш., 163°—168° в. д.), индекс Б; и группа афтершоков землетрясения 15.XII.1971 г. в районе Усть-Камчатска, индекс В. Результаты представлены в табл. 2. В предпоследней строке приведены средневзвешенные оценки, в предположении $\Delta m=0,5 \Delta K$. Объемы выборок указаны в последней строке. Для изученных тем же способом связей $K^{\Phi 68}-m_b$, $K^{\Phi 68}-m^{CKM}$, $m_b m_B - m^{CKM}$ найденные нами отклонения от регионального среднего тренда оказались близки к нулю.

Таким образом, в целом обнаруживаются реальные особенности излучения очагов для различных глубин и субрегионов. Примечательно,

Средние отклонения магнитудных связей для трех подгрупп данных от региональных средних зависимостей

Магнитудные связи	Группа		
	А	Б	В
$K^{\Phi_{68}}(M_S^{OB})$	0,20	-0,15	-0,80
$K^{\Phi_{68}}(M_S^{US})$	0,15	-0,12	—
$m^{CKM}(M_S^{OB})$	0,17	-0,09	-0,20
$m^{CKM}(M_S^{US})$	0,12	-0,03	—
Среднее	0,10	-0,08	-0,30
N	60—100	30—40	30

в частности, различие между средними групп Б и В; оно указывает, на наш взгляд, на отсутствие прямой связи между свойствами очага сильного землетрясения и свойствами слабых и умеренных толчков в окружающей его зоне.

Связь параметров очага с M_w и M_0

Попутно с соотношениями для магнитуд полезно дать сводку соотношений для параметров очага, таких, как площадь S , длина L , ширина W , средняя подвижка D , очаговая длительность T . Мы приведем сначала систему соотношений для предположительно прямоугольного очага при допущении строгого подобия

$$L \sim W \sim S^{1/2} \sim D \sim M_0^{1/3} \sim 10^{0,5M_w}, T \sim L. \quad (8)$$

Иначе говоря, предполагается, что: $\omega = L/W = \text{const}$, сброшенное напряжение $\Delta\sigma = \mu CD/W = \text{const}$, $v = L/T = \text{const}$. Здесь C — коэффициент, близкий к единице (0,5—3), зависящий от геометрии очага и от близости свободной поверхности [24]. Обозначим $a = \Delta \lg L$ поправку, связанную с отклонением $\Delta\sigma$ от среднего; в среднем $a = 0$. Для нахождения параметров связей $L(M_w)$, $S(M_w)$... проведено обобщение результатов анализа эмпирических данных, выполненного в [2, 10, 21, 25, 26]. На этой основе были получены приводимые далее оценки для интервала $M_w = 5—9$. В процессе обобщения была сделана попытка построения непротиворечивой с теоретической точки зрения системы оценок, обобщающей наблюдательные данные. Наиболее устойчива оценка для площади очага

$$\lg S[\text{км}^2] = M_w - 4,10 + 2a = \frac{2}{3} \lg M_0 - 14,80 + 2a. \quad (9)$$

При типичном $\omega = 2,5$ это дает

$$\lg L[\text{км}] = 0,5 M_w - 1,85 + a = \frac{1}{3} \lg M_0 - 7,20 + a, \quad (10)$$

что не противоречит наблюдениям. Эмпирическая оценка D следующая

$$\lg D[\text{см}] = 0,15 M_0 - 1,40 - 2a = \frac{1}{3} \lg M_0 - 6,75 - 2a, \quad (11)$$

что примерно соответствует $\lg \Delta\sigma[\text{бар}] = 1,40 + 3a$ при $C = 1$. Для T с учетом [14] можно рекомендовать две оценки: полная («длиннопериодная») длительность ($v = 2,2$ км/с)

$$\lg T[C] = \lg L - 0,35 \quad (12)$$

и «короткопериодная» длительность ($v = 3,5$ км/с)

$$\lg T_{HF} = \lg L - 0,55. \quad (13)$$

Для корнер-частоты пригодна оценка

$$\lg f_c = -\lg T - 0,1. \quad (14)$$

В значение a делают вклад механизм очага и период t повторяемости разрыва в очаге. Пусть соответственно $a = a_m + a_{\Pi}$. С учетом [4, 10] для a_m можно принять значение $-0,1$ для коровых взбросов и $+0,15$ для сдвигов. Для a_{Π} на основе [20] можно использовать следующую схему:

t (лет) = до 70	70—300	300—2000	2000 и более
$a_{\Pi} = 0,15$	0,05	-0,95	-0,15.

Фактор a_{Π} в общем дублирует известный [21] фактор «межплитовое-внутриплитовое землетрясение», внося в него более ясный смысл. Для внутриплитовых землетрясений повышена (при заданном M_w) и высокочастотная сейсмическая энергия; это дает поправку $+(0,3-0,4)$ к $m^{СКМ}$ и m_b (см. рис. 2).

Следуя [20], для коровых очагов дадим другую систему соотношений, в предположении $W \sim L^{1/2}$

$$\lg L[\text{км}] = 0,75M_w - 3,60 + 2b \quad (15)$$

$$\lg W[\text{км}] = 0,375M_w - 1,45 + b \quad (16.1)$$

$$\lg S[\text{км}^2] = 1,125M_w - 5,05 + 3b \quad (16.2)$$

$$\lg D[\text{см}] = 0,375M_w - 0,37 - 3b \quad (16.3)$$

$$\lg \Delta\sigma[\text{бар}] = 1,40 - 4b, \quad (16.4)$$

где $b \approx 0,75a$.

Наконец, для сдвигов с аномально большими $\omega > 6$, следуя [27], можно принять

$$\lg D[\text{см}] = \lg L[\text{км}] + 0,1 \quad (17.1)$$

$$\lg L^2 W[\text{км}^3] = \lg M_0 - 21,8 \quad (17.2)$$

Заключение и выводы

Приведенная сводка среднемировых и камчатских межмагнитудных связей полезна для решения следующих задач: для приведения к единой шкале разнотипных данных об очагах, для изучения спектральных аномалий как пространственного, так и временного характера, для сопоставления региональных оценок параметров сильных движений, выраженных в терминах региональных шкал, в качестве эмпирических данных для проверки моделей очагов землетрясений.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Викулин А. В. О соотношении между энергетическими и магнитудными классификациями землетрясений Камчатки, Курил и Японии//Вулканология и сейсмология. 1983. № 3. С. 90—98.
2. Гусев А. А. Описательная статистическая модель излучения очага землетрясения и ее применение к оценке сильного движения//Вулканология и сейсмология. 1984. № 1. С. 3—22.
3. Запольский К. К., Соловьева Р. П. Спектральные характеристики сильного землетрясения на Аляске 28 марта 1964 г. и его афтершоков//Экспериментальная сейсмология. М.: Наука, 1971. С. 152—162.
4. Копничев Ю. Ф. Короткопериодные сейсмические волновые поля. М.: Наука, 1985. 176 с.
5. Лемзиков В. К., Гусев А. А. Энергетическая классификация близких камчатских землетрясений по уровню кода-волн//Вулканология и сейсмология. 1989. № 4. С. 83—97.
6. Магнитуда и энергетическая классификация землетрясений. Т. 1, 2. М.: Ин-т физики Земли АН СССР, 1974. Т. 1. 220 с. Т. 2. 220 с.
7. Методы детального изучения сейсмичности//Под ред. Ю. В. Ризниченко//Тр. Ин-та физики Земли АН СССР. 1960. № 9. 176 с.

8. Раутман Т. Г. и др. Экспериментальные исследования сейсмической коды. М.: Наука, 1981. 142 с.
9. Федотов С. А. Энергетическая классификация курило-камчатских землетрясений и проблема магнитуд. М.: Наука, 1972. 116 с.
10. Штейнберг В. В. О параметрах очагов и сейсмическом эффекте землетрясений// Докл. АН СССР. Сер. Физика Земли. 1983. № 7. С. 49—64.
11. Abe K. Magnitudes of large shallow earthquakes from 1904 to 1980//Phys. Earth. Planet. Inter. 1981. V. 27. P. 72—92.
12. Boore D. M. Short period P- and S-wave radiation from large earthquakes: implications for spectral scaling relations//Bull. Seismol. Soc. Amer. 1986. V. 76. P. 43—64.
13. Dziewonski A. M., Woodhouse J. H. An experiment in the seismic study of global seismicity: centroid moment tensor solutions for 201 moderate and large earthquakes of 1981//J. Geophys. Res. 1983. V. 88. P. 3247—3271.
14. Furumoto M., Nakanishi I. Source times and scaling relations of large earthquakes// J. Geophys. Res. 1983. V. 88. P. 2191—2198.
15. Giardini D., Dziewonski A. M., Woodhouse J. H. Centroid moment tensor solutions for 113 large earthquakes in 1977—1980//Phys. Earth. Planet. Inter. 1985. V. 40. P. 259—272.
16. Hanks T. C., Boore D. M. Moment magnitude relations in theory and practice//J. Geophys. Res. 1984. V. 89. P. 6229—6236.
17. Hanks T. C., Kanamori H. A moment magnitude scale//J. Geophys. Res. 1979. V. 84. P. 2348—2350.
18. Houston H., Kanamori H. Source spectra of great earthquakes: teleseismic constraints on rupture process and strong motion//Bull. Seismol. Soc. Amer. 1986. V. 76. P. 19—42.
19. Jonson A. S. Moment magnitude estimation for stable continental earthquakes//Seismol. Res. Lett. 1989. V. 60. P. 13.
20. Kanamori H., Allen C. R. Earthquake repeat time and Average stress drop//Earthquake Source Mechanics, Geophys. Monograph 37, Washington D. C.: Amer.: Geophys. Union. 1986. P. 227—236.
21. Kanamori H., Anderson D. L. Theoretical basis of some empirical relations in seismology//Bull. Seismol. Soc. Amer. 1975. V. 65. P. 1073—1095.
22. Koyama J., Zheng S. H. Excitation of short period body waves by great earthquakes// Phys. Earth. Planet. Inter. 1985. V. 37. P. 108—123.
23. Nuttli O. W. Average seismic source parameter relations for plate-margin earthquakes//Tectonophysics. 1985. V. 118. P. 161—174.
24. Parsons I. D., Hall J. F., Lyzenga C. A. Relations between average offset and average stress drop for two and threedimensional faults//Bull. Seismol. Soc. Amer. 1988. V. 78. P. 931—945.
25. Purcaru G., Berckhemer H. Quantative relations of seismic source parameters and classification of earthquakes//Tectonophysics. 1982. V. 84. P. 57—128.
26. Sato R. Theoretical basis on relationships between focal parameters and magnitude// J. Phys. Earth. 1979. V. 27. P. 353—372.
27. Scholoz C. H. Scaling laws for large earthquakes: consequences for physical models// Bull. Seismol. Soc. Amer. 1982. V. 72. P. 1—14.
28. Sipkin S. A. Estimation of earthquakes source parameters by the inversion of waveform data: global seismicity 1981—1983//Bull. Seismol. Soc. Amer. 1986. V. 76. P. 1515—1541.
29. Utsu T. Relationships between magnitude scales//Bull. Earthquake Res. Inst. 1982. V. 57. P. 465—497.
30. York D. Least squares fitting of a straight line//Canadian J. Phys. 1966. V. 44. P. 1079—1086.

Институт вулканологии ДВО
АН СССР

Поступила в редакцию
8.02.1990