

УДК 550.34

УСТОЙЧИВАЯ ОЦЕНКА МАГНИТУДЫ M_{wp} УМЕРЕННЫХ И СИЛЬНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ ДЛЯ ЦЕЛЕЙ ПРЕДУПРЕЖДЕНИЯ О ЦУНАМИ НА ДАЛЬНЕМ ВОСТОКЕ РОССИИ

© 2016 И.Р. Абубакиров, В.М. Павлов, Е.Н. Федосеева

Камчатский филиал Федерального исследовательского центра «Единая геофизическая служба Российской академии наук», Петропавловск-Камчатский, 683006; e-mail: air@emsd.ru

Для быстрой оценки цунамигенного потенциала землетрясений в зарубежных центрах предупреждения о цунами успешно используется магнитуда M_{wp} . Эта магнитуда представляет собой оценку моментной магнитуды M_w по широкополосным записям продольных волн. Представляет интерес создание регионального аналога шкалы M_{wp} для Дальнего Востока России, однако разреженность дальневосточной сети сейсмических станций пока не позволяет получать устойчивые оценки M_{wp} с использованием стандартного метода, предложенного в (Tsuboi et al., 1995, 1999). Для преодоления этой трудности в данной работе разработан модифицированный метод расчета M_{wp} , опирающийся на полосовую фильтрацию записей продольных волн. По существу, модифицированный метод дает серию оценок магнитуд для набора частотных полос и определяет эмпирическое правило выбора окончательной оценки. Этим методом обработано 461 землетрясение Дальнего Востока в диапазоне $M_w = 5.0-9.1$. К обработке привлекались широкополосные записи P -волн в диапазоне эпицентральных расстояний от 5 до 22 градусов. Проведено сравнение полученных оценок M_{wp} с величиной моментной магнитуды M_w из каталога GCMT. Расхождение с M_w лежит в диапазоне ± 0.31 . Среднее абсолютное значение сдвига составляет менее 0.10 единицы магнитуды.

Ключевые слова: землетрясение, широкополосные сейсмограммы, моментная магнитуда, предупреждение о цунами.

ВВЕДЕНИЕ

В настоящее время решение об объявлении тревоги в российской системе предупреждения о цунами (СПЦ) принимается на основе магнитуды M_s которая определяется по амплитудам поверхностных волн с периодом около 20 секунд. Известно, что M_s в диапазоне значений около 8.3–8.5 начинает «насыщаться», или, другими словами, начинает систематически занижать величину землетрясений. Решить эту проблему позволяет использование шкалы моментных магнитуд M_w (Hanks, Kanamori, 1979). Величина M_w определяется на основе скалярного сейсмического момента M_0 с использованием стандартной формулы

$$M_w = (\log_{10}(M_0) - 9.1) / 1.5, \quad (1)$$

где M_0 измеряется в единицах Н·м.

Одним из наиболее надежных источников информации о моментной магнитуде умеренных

и сильных землетрясений с $M_w \geq 5.0$ является каталог GCMT (Global Centroid Moment Tensor, <http://www.globalcmt.org>). Значения M_w из этого каталога, обозначенные нами через $M_w(\text{GCMT})$, обычно используются в качестве опорной величины при сравнении с любой другой магнитудой. Величина M_0 , необходимая для расчета $M_w(\text{GCMT})$, определяется из тензора момента центраида, полученного путем инверсии широкополосных сейсмограмм. Для инверсии используются записи всех доступных станций глобальной сейсмической сети (Ekström et al., 2012). Накопление и обработка такого массива исходных данных требует затрат времени, далеко выходящих за рамки нормативов, предусмотренных действующим регламентом СПЦ.

Существенно снизить временные затраты позволяют алгоритмы расчета M_w , основанные на инверсии записей региональных станций в тензор момента центраида или в тензор сейсмического момента (Павлов, Абубакиров, 2012;

Cesca et al., 2010). Разработка такого рода алгоритмов представляет несомненный интерес для целей предупреждения о цунами, однако для их реализации желательно иметь быструю предварительную оценку M_w , позволяющую определить приемлемый диапазон эпицентральных расстояний и полосу частот, в которой осуществляется инверсия.

Для быстрой оценки M_w в зарубежных центрах предупреждения о цунами успешно используется магнитуда M_{wp} , предложенная С. Цубои с соавторами (Tsuboi et al., 1995). Эта магнитуда определяется по сети станций путем усреднения индивидуальных оценок M_{wp} , которые рассчитываются по значению скалярного сейсмического момента M_0 с использованием формулы (1). Величина M_0 оценивается путем интегрирования вертикальной компоненты u_z широкополосных записей смещений P -волн с последующим приведением результата на фокальную сферу (Tsuboi et al., 1995):

$$M_0 = \max_{\tau} \left(\int_{t_p}^{t_p+\tau} u_z(t) dt \right) 4\pi\rho\alpha^3 r / F^P, \quad (2)$$

где t_p и τ — соответственно, начальное время фрагмента записи P -волн и его длительность, ρ и α — средние значения плотности и скорости P -волн вдоль трассы источник-приемник; r — эпицентральное расстояние, F^P — диаграмма направленности P -волн. В работах (Tsuboi et al., 1995, 1999) было показано, что в диапазоне $M_w = 4.9$ – 8.2 значения M_{wp} хорошо согласуются с M_w (GCMТ).

Теоретической основой для построения шкалы M_{wp} является приближение дальней зоны, хотя в практических расчетах могут использоваться и записи близких к эпицентру станций, для которых условие дальней зоны формально не выполняется (Hirshorn et al., 2013; Tezel, Yanik, 2013). Так, например, в работе (Hirshorn et al., 2013) показано, что значения M_{wp} , рассчитанные по сейсмограммам в диапазоне эпицентральных расстояний до 5° , дают аккуратную оценку для событий с $M_w \leq 7.5$. Для более сильных землетрясений, использование близких к очагу станций не позволяет получить адекватные оценки магнитуды. Еще одно допущение, использованное при теоретическом обосновании метода расчета M_{wp} , это предположение об однородности среды вдоль трассы распространения сейсмических волн. Для приближенного учета неоднородности реальной среды в (Kanjo et al., 2006) предложено использовать скорость продольных волн, линейно зависящую от эпицентрального расстояния, в отличие от постоянного значения, принятого в (Tsuboi et al., 1995, 1999).

Шкала M_{wp} оказалась особенно удобной для быстрой оценки цунамигенного потенциала землетрясений. С этой целью она была впервые внедрена в 1997 г. (Hirshorn et al., 2013) в Центре предупреждения о цунами на Западном побережье США и Аляске (West Coast and Alaska Tsunami Warning Center (WC/ATWC), Палмер, Аляска, США). С 2000 г. шкала M_{wp} стала использоваться в Тихоокеанском центре предупреждения о цунами (Pacific Tsunami Warning Center (PTWC), Эва Бич, Гавайи, США). С 2002 г. оба центра начали официально использовать M_{wp} при подготовке ранних предупреждений об угрозе цунами и информационных бюллетеней (Hirshorn et al., 2013). В работе (Whitmore et al., 2002) было обнаружено, что оценки M_{wp} систематически смещены относительно оценок M_w из каталога GCMТ. Для компенсации этого смещения предложена линейно зависящая от магнитуды поправка, которая начиная с апреля 2002 г. стала использоваться в обоих центрах предупреждения о цунами (WC/ATWC и PTWC) (Hirshorn et al., 2013).

В условиях разреженной Дальневосточной сети наблюдений стандартная методика расчета M_{wp} по записям региональных станций не позволяет получить достаточно устойчивые оценки — расхождение с M_w в некоторых случаях может достигать более одной единицы магнитуды (Чебров, Гусев, 2010). Для повышения устойчивости этих оценок в работе (Абубакиров и др., 2013) была предложена «спектральная» схема расчета, использующая полосовую фильтрацию. В рамках этой схемы сначала вычисляются значения M_{wp} в нескольких частотных полосах, а затем, из полученного набора «спектральных» магнитуд выбирается окончательная оценка. Процедура выбора окончательной оценки опирается на пороговые уровни магнитуд, заданные для каждой из частотных полос. Оказалось, что качество результатов, полученных с использованием предложенной расчетной схемы, существенно зависит от глубины гипоцентра h , а именно, для землетрясений с $h > 70$ км наблюдается систематическое занижение величины M_{wp} относительно значений M_w (GCMТ).

Для улучшения качества оценок M_{wp} в данной работе предложена модификация «спектральной» схемы. В модифицированном варианте частотные полосы и пороговые уровни магнитуд подбираются отдельно для поверхностных ($h \leq 70$ км), промежуточных ($70 \text{ км} < h \leq 300$ км) и глубоких ($h > 300$ км) землетрясений так, чтобы минимизировать расхождение между M_{wp} и M_w (GCMТ).

Использование подобного подхода потребовало предварительной оценки глубины гипоцентра, поскольку в данной работе, как и

в (Абубакиров и др., 2013), предполагается, что заранее известны лишь время в очаге землетрясения и положение эпицентра. Такая постановка задачи возникла из ситуации, относящейся к быстрой оценке цунамигенности землетрясения. В программном комплексе БЛИЦ, который используется в Камчатском филиале Федерального исследовательского центра «Единая геофизическая служба Российской академии наук» (ФИЦ ЕГС РАН) для автоматического определения параметров цунамигенных землетрясений (Чебров, Гусев, 2010) на этапе быстрой оценки цунамигенности глубина не определяется. Поскольку, как оказалось, для корректной оценки M_{wp} высокая точность оценок глубины не требуется, и важно лишь не перепутать поверхностные толчки с промежуточными или глубокими землетрясениями, то для оценки глубины был применен упрощенный подход. Незвестную фокальную глубину определяли путем минимизации расхождений между фактическими и теоретическими значениями времен пробега продольных волн для сферически-симметричной модели Земли IASP91 (Kennett, Engdahl, 1991), используя алгоритм поиска по сетке.

Проверку эффективности модифицированной расчетной схемы провели на выборке из 461 землетрясения в диапазоне $M_w(GCMT) = 5.0 \div 9.1$. Эпицентры этих землетрясений расположены либо в зоне ответственности сейсмической подсистемы СПЦ Дальнего Востока России, либо вблизи ее границ. Для расчета M_{wp} использовали широкополосные региональные сейсмограммы в диапазоне эпицентральных расстояний от 5 до 22 градусов.

Структура работа такова. Сначала мы даем краткое описание схемы расчета M_{wp} , а затем приводим результаты проверки ее эффективности.

СХЕМА РАСЧЕТА МАГНИТУДЫ M_{wp}

Исходными данными для расчета являются записи истинных смещений грунта в нескольких частотных полосах. Истинные смещения грунта восстанавливались по исходной записи широкополосного велосиметра путем деконволюции и интегрирования. Деконволюция проводилась во временной области (Kanatogi, Rivera, 2008). Для полосовой фильтрации использовался фильтр Баттерворта четвертого порядка. Набор частотных полос задавался исходя из того, в какой из трех интервалов попадает оценка глубины гипоцентра h_p (табл. 1–3, рис. 1). Величина h_p оценивалась по временам пробега P -волн, если величина диапазона эпицентральных расстояний превышала 150 км. В противном случае задавалось фиксированное

значение $h_p = 33$ км, поскольку для региональных сейсмических станций, с которыми мы имеем дело в данной работе, диапазон эпицентральных расстояний оказывается недостаточно широким для оценки h_p .

Положение эпицентра и время t_0 в очаге землетрясения предполагаются известными из независимых определений.

Для фиксированной частотной полосы оценки магнитуды M_{wp} получаются из индивидуальных стационарных оценок посредством двухступенчатой процедуры усреднения. Сначала вычисляются средние оценки по станциям, расположенным в азимутальных секторах, на которые разбивается полный диапазон азимутов, а затем полученные оценки, в свою очередь, усредняются по этим секторам. Усреднение производится с весами, в качестве которых берутся оценки отношения сигнал/шум.

Реализованное таким способом усреднение позволяет уменьшить смещение оценок M_{wp} в ситуации сильно неравномерного распределения станций по азимуту. Заметим, что эта ситуация является типичной при обработке дальневосточных землетрясений с использованием региональных станций.

Схема расчета M_{wp} состоит из следующих основных шагов:

- определение абсолютных времен вступления P -волн;
- оценка глубины гипоцентра по временам пробега P -волн;
- выделение фрагментов сейсмограмм для оценки M_0 ;
- расчет индивидуальных значений скалярного сейсмического момента M_0 для отдельных станций и частотных полос;
- оценка отношения сигнал/шум для отдельных станций и частотных полос;
- пересчет индивидуальных оценок M_0 в оценки магнитуды M_{wp} для отдельных станций и частотных полос;
- разбиение на азимутальные секторы и усреднение индивидуальных оценок M_{wp} в них;
- расчет «спектральных» магнитуд путем усреднения по азимутальным секторам;
- выбор финальной оценки M_{wp} из набора «спектральных» магнитуд.

Опишем последовательно каждый из перечисленных шагов расчетной схемы.

1. *Время t_p вступления продольной волны* мы оценивали в автоматическом режиме с использованием расчетных времен вступлений по модели IASP91 от источников на глубинах 5 км и 500 км. Для каждой глубины задавали двухминутный фрагмент, расположенный симметрично относительно расчетного времени вступления. На каждом из двух фрагментов

УСТОЙЧИВАЯ ОЦЕНКА МАГНИТУДЫ

Таблица 1. Набор частотных полос и пороговые уровни магнитуд для интервала глубин гипоцентров $0 \leq h \leq 70$ км.

№ полосы частот	Полоса частот, мГц (периодов, с).	Пороговый уровень магнитуды
1	20 – 55.6 (50 – 18)	7.00
2	6.7 – 55.6 (150 – 18)	7.35
3	2.2 – 55.6 (450 – 18)	7.70
4	1.0 – 55.6 (1000 – 18)	∞

Таблица 2. Набор частотных полос и пороговые уровни магнитуд для интервала глубин гипоцентров $70 < h \leq 300$ км.

№ полосы частот	Полоса частот, мГц (периодов, с).	Пороговый уровень магнитуды
1	13.3 – 66.6 (75 – 15)	5.35
2	10.0 – 66.6 (100 – 15)	7.15
3	6.7 – 55.6 (150 – 18)	7.45
4	2.2 – 55.6 (450 – 18)	7.75
5	1.0 – 55.6 (1000 – 18)	∞

Таблица 3. Набор частотных полос и пороговые уровни магнитуд для интервала глубин гипоцентров $h > 300$ км.

№ полосы частот	Полоса частот, мГц (периодов, с).	Пороговый уровень магнитуды
1	13.3 – 200 (75 – 5)	5.95
2	6.7 – 200 (150 – 5)	6.95
3	3.3 – 200 (300 – 5)	7.45
4	1.7 – 200 (600 – 5)	7.95
5	1.1 – 200 (900 – 5)	∞

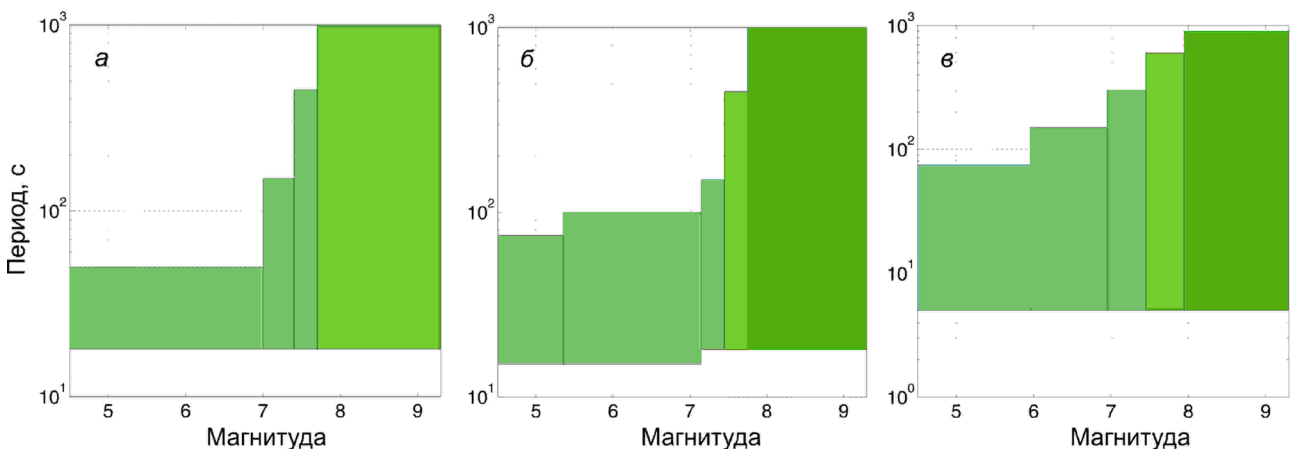


Рис. 1. Варианты частотных полос и пороговых уровней магнитуд для трех интервалов глубин гипоцентров h : a — $h \leq 70$ км, b — $70 \text{ км} < h \leq 300$ км, v — $h > 300$ км. Для удобства представления вместо оси частот на графиках использована ось периодов. Масштаб по этой оси — логарифмический. Набор частотных полос и пороговые уровни магнитуд приведены в табл. 1–3.

сначала получали грубую оценку времени вступления t_p^{raw} , используя метод Short Term Average to Long Term Average (STA/LTA, (Allen, 1978)) для набора относительно узкополосных сигналов, полученных пропусканием вертикальной компоненты v_z исходной широкополосной записи через гребенку полосовых фильтров. Затем искали уточненную оценку t_p в пределах десятисекундного фрагмента, расположенного симметрично относительно момента времени

t_p^{raw} . Для этого использовали модель огибающей фрагмента записи v_z в виде последовательности независимых гауссовских случайных величин с кусочно-постоянными значениями среднего и дисперсии. Время вступления в такой модели идентифицировали как момент разладки, который сопровождается скачком среднего и дисперсии (Lavielle, 2005). Для поиска момента разладки использовали метод максимального правдоподобия.

Если оценки времени вступления t_p^1, t_p^2 , полученные для двух фрагментов, принимали одно и то же значение, то это значение фиксировали в качестве финальной оценки t_p . В противном случае, за окончательную оценку t_p принимали значение, получающееся после уточнения грубой оценки, рассчитанной на основе времени $(t_p^1 + t_p^2)/2$.

Описанная процедура может показаться искусственной, но она позволяет получить приемлемое для определения глубины гипоцентра качество оценок t_p даже в том случае, когда группа продольных волн обрабатываемого землетрясения оказывается на «хвосте» более раннего события, или, когда на нее накладывается вступление от более позднего толчка.

2. *Оценку глубины гипоцентра источника h_p* мы искали перебором по сетке пробных глубин, заданных в интервале от 0 км до 700 км с шагом в 5 км. Для каждой пробной глубины $h_k (k = 1, 2, \dots, 141)$ рассчитывали меру расхождения (невязку) между фактическими и теоретическими временами пробега P -волн:

$$\delta(h_k) = \sum_{i=1}^{n_{sta}} \rho(\delta_i(h_k)), \quad (3)$$

где n_{sta} — число станций, $\delta_i(h_k) = T_{pi}^{obs} - T_{pi}^{IASP91}(h_k)$ — станционная невязка между фактическим временем пробега и теоретическим значением по модели IASP91, $\rho(x)$ — функция Хьюбера (Хьюбер, 1984):

$$\rho(x) = \begin{cases} x^2, & |x| \leq b \\ 2b|x| - b^2, & |x| > b \end{cases}, \quad (4)$$

где b — параметр, значение которого в данной работе принято равным 1.5 с. За оценку глубины гипоцентра принимали величину h_p , доставляющую минимум целевой функции $\delta(h_k)$. Из определения функции $\rho(x)$ следует, что, если станционная невязка δ_i принимает небольшое значение ($\leq b$), то ее вклад в суммарную невязку $\delta(h_k)$ будет квадратичным, как и в методе наименьших квадратов. В противном случае вклад станционной невязки будет линейным, что позволяет ослабить (т.к. $b > 1$) влияние станций с грубыми ошибками определения времен вступлений на оценки h_p .

3. *Фрагменты записей для оценки M_{wp}* мы выделяли между вступлениями P - и S -волн, ограничивая их длительность τ_m так, чтобы абсолютное время правой границы не превышало шести минут от времени t_0 в очаге землетрясения. Это позволяет уложиться во временные нормативы, действующие в СПЦ, и получить оценку

M_{wp} за время, не превышающее 7 минут от t_0 . Времена вступлений рассчитывали по модели IASP91 от источника с глубиной h_p , полученной на шаге 2.

4. *При расчете индивидуальных значений M_{op}* для отдельных станций и частотных полос использовался модифицированный вариант формулы (2), в котором величина r приобретает смысл *гипоцентрального* расстояния, в отличие от исходного варианта, где r — эпицентрального расстояние. Отметим, что модифицированный таким образом вариант формулы (2) при замене вертикальной компоненты смещения на смещение вдоль луча совпадает по своей структуре с выражением для скалярного сейсмического момента в однородной безграничной идеально упругой среде. Кроме того, при расчете индивидуальных оценок M_{op} исключалась коррекция за диаграмму направленности F^p . Эта коррекция, как и в работе (Tsuboi et al., 1995), проводилась на этапе усреднения индивидуальных оценок по сети станций (см. пункт 8 расчетной схемы).

С учетом этих модификаций величину M_{op} для станции с номером $i (i = 1, 2, \dots, n_{sta})$ и полосы частот с номером $j (j = 1, 2, \dots, n_f(h_p))$ мы рассчитывали по формуле:

$$M_{op}^i(f_j) = \max_{0 \leq \tau \leq \tau_m} (|U_z^{ij}(\tau)|) 4\pi r \alpha_i^3 r_i, \quad (5)$$

где

$$U_z^{ij}(\tau) = \int_{t_p}^{t_p+\tau} u_z^i(t | f_j) dt, \text{ а}$$

$u_z^i(t | f_j)$ — запись вертикальной компоненты истинных смещений грунта в полосе частот с номером j ; ρ и α_i — соответственно, средние значения плотности и скорости P -волн вдоль трассы источник-приемник; r_i — *гипоцентрального* расстояние, которое оценивали, используя однородную сферически-симметричную модель Земли:

$r_i = (R^2 + (R - h_p)^2 + 2R(R - h_p) \cos \Delta_i)^{1/2}$, где $R = 6371$ км — радиус Земли, Δ_i — эпицентрального расстояние в радианах. Значение ρ принято равным 3400 кг/м^3 ,

$$\alpha_i = r_i / T_{pi}^{IASP91}(h_p)$$

5. *Отношение сигнал/шум $w_i(f)$* для отдельных станций и частотных полос оценивалось по формуле:

$$w_i(f_j) = \frac{\max_{0 \leq \tau \leq \tau_m} \left(\left| \int_{t_p}^{t_p+\tau} u_z^i(t | f_j) dt \right| \right)}{\max_{0 \leq \tau \leq \tau_m} \left(\left| \int_{t_p-\tau}^{t_p} u_z^i(t | f_j) dt \right| \right)}. \quad (6)$$

В формуле (6) числитель отличается от знаменателя лишь интервалом интегрирования: в числителе используется интервал длины τ после t_p , а в знаменателе — интервал такой же длины перед t_p .

6. Пересчет $M_{0p}^i(f_j)$ в оценки магнитуды

$M_{wp}^i(f_j)$ для отдельных станций и частотных полос проводился по стандартной формуле (1).

7. Разбиение на азимутальные секторы производилось с целью уравнивания оценок для различных азимутов. Полный диапазон азимутов $[0^\circ, 360^\circ]$ разбивался на n_{az} азимутальных секторов (в данной работе принимали $n_{az} = 12$), в которых усреднялись оценки $M_{wp}^i(f_j)$ и $w_i(f_j)$.

Усредненные оценки $M_{wp}^k(f_j)$ и $w^k(f_j)$ для сектора с номером k рассчитывали по формулам:

$$M_{wp}^k(f_j) = \frac{\sum_{i=1}^{n_{sta}(k)} w_i(f_j) M_{wp}^i(f_j)}{\sum_{i=1}^{n_{sta}(k)} w_i(f_j)}, \quad (7)$$

$$w^k(f_j) = \sum_{i=1}^{n_{sta}(k)} w_i(f_j) / n_{sta}(k), \quad (8)$$

где $n_{sta}(k)$ — число станций, попадающих в азимутальный сектор с номером k . В формуле (7) в качестве весов используются оценки отношения сигнал/шум $w_i(f_j)$.

8. Расчет «спектральных» магнитуд M_{wp} , усредненных по азимутальным секторам, производился по формуле:

$$M_{wp}(f_j) = \frac{\sum_{k=1}^{n_{az}} w^k(f_j) M_{wp}^k(f_j)}{\sum_{k=1}^{n_{az}} w^k(f_j)} + \frac{1}{3} \log_{10}(15/4). \quad (9)$$

Аддитивная добавка в формуле (9) компенсирует эффекты диаграммы направленности излучения P -волн (Tsuboi et al., 1995).

9. Для выбора финальной оценки M_{wp} мы упорядочивали «спектральные» магнитуды $M_{wp}(f_j)$ по убыванию осевой частоты f_j . Выбор финальной оценки осуществляли в соответствии со следующим, эмпирически установленным, правилом.

Если «спектральная» магнитуда $M_{wp}(f_j)$ в первой, самой высокочастотной, полосе не превосходит установленного для этой полосы порогового уровня $M_{max}(f_1)$, задаем финальную оценку $M_{wp} = M_{wp}(f_1)$. В противном случае, переходим ко второй полосе частот. Если в этой полосе выполнено условие $M_{max}(f_1) < M_{wp}(f_2) \leq M_{max}(f_2)$, полагаем $M_{wp} = M_{wp}(f_2)$. Если справедливо неравенство $M_{wp}(f_2) \leq M_{max}(f_1)$, в качестве финальной оценки принимаем величину $M_{wp} = (M_{wp}(f_1) + M_{wp}(f_2))/2$. Если же верно соотно-

шение $M_{wp}(f_2) > M_{max}(f_2)$, переходим к следующей полосе. В последней полосе оценка M_{wp} принимается без всяких условий.

ПРОВЕРКА ЭФФЕКТИВНОСТИ РАСЧЕТНОЙ СХЕМЫ

Для проверки эффективности расчетной схемы из каталога GCMT отбирались землетрясения с $M_w \geq 5.0$, локализованные в двух географических прямоугольниках. Один из прямоугольников ограничен параллелями 34° и 41° с.ш. и меридианами 128° и 144° в.д., другой — диапазоном северных широт $41^\circ - 65^\circ$ и интервалом восточных долгот $128^\circ - 180^\circ$. Вместе эти два прямоугольника приблизительно охватывают зону ответственности сейсмической подсистемы СПЦ (рис. 2) на Дальнем Востоке России (Чебров, 2012).

Отбор событий в диапазоне магнитуд $5.0 \leq M_w < 6.5$ проводили за период с января 1994 г. по декабрь 2010 г., при $M_w \geq 6.5$ — за период с января 1994 г. по март 2013 г. В полученную выборку дополнительно включили глубокое Охотоморское землетрясение 24 мая 2013 г., $M_w = 8.3$.

Координаты эпицентра и время t_0 в очаге землетрясения принимали по каталогу NEIC PDE (National Earthquake Information Center Preliminary Determination of Epicenters, <http://earthquake.usgs.gov/earthquakes/search/>). Глубина гипоцентра h_{pDE} из этого каталога использовалась в качестве реперной величины при сравнении с оценками h_p , полученными в данной работе.

Для расчета M_{wp} использовались материалы регистрации шести сейсмических сетей: глобальной сейсмической сети GSN (Global Seismographic Network); французской GEOSCOPE; японской F-net; сейсмической сети Японского метеорологического агентства (Japan Meteorological Agency Seismic Network); региональной сети Аляски (Alaska Regional Network) и Национальной сейсмической сети Китая (China National Seismic Network). Кроме того, к обработке привлекали записи опорных станций Службы предупреждения о цунами на Дальнем Востоке России и Центра предупреждения о цунами WC/ATWC.

Для получения сейсмограмм в формате Standard for the Exchange of Earthquake Data (SEED) в качестве основного источника данных использовался центр обработки данных Incorporated Research Institutions for Seismology Data Management Center (IRIS DMC, <http://ds.iris.edu/ds/nodes/dmc/>). В качестве дополнительных — центр данных Национального исследовательского института наук о Земле и предотвращения стихийных бедствий (NIED, National Research Institute for Earth

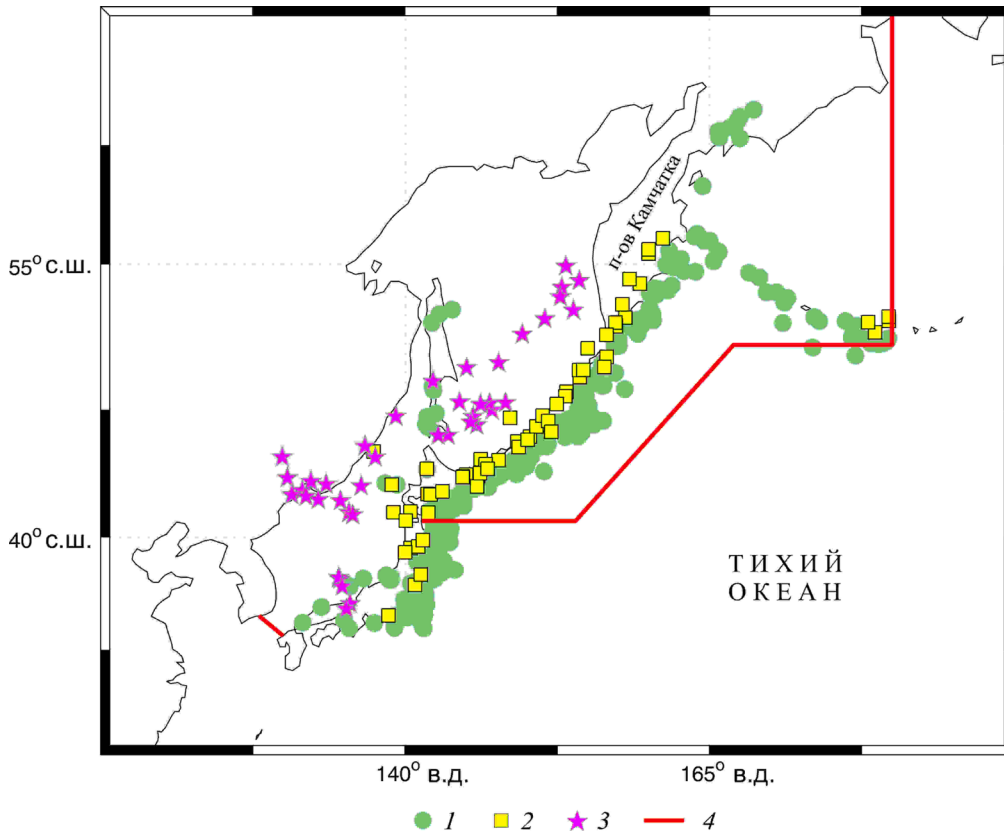


Рис. 2. Положение эпицентров обработанных землетрясений по данным каталога NEIC PDE: 1, 2, 3 — эпицентры землетрясений для трех диапазонов глубин h_{PDE} : 1 — $h_{PDE} \leq 70$ км, 2 — $70 \text{ км} < h_{PDE} \leq 300$ км, 3 — $h_{PDE} > 300$ км; 4 — граница зоны ответственности сейсмической подсистемы СПЦ на Дальнем Востоке России.

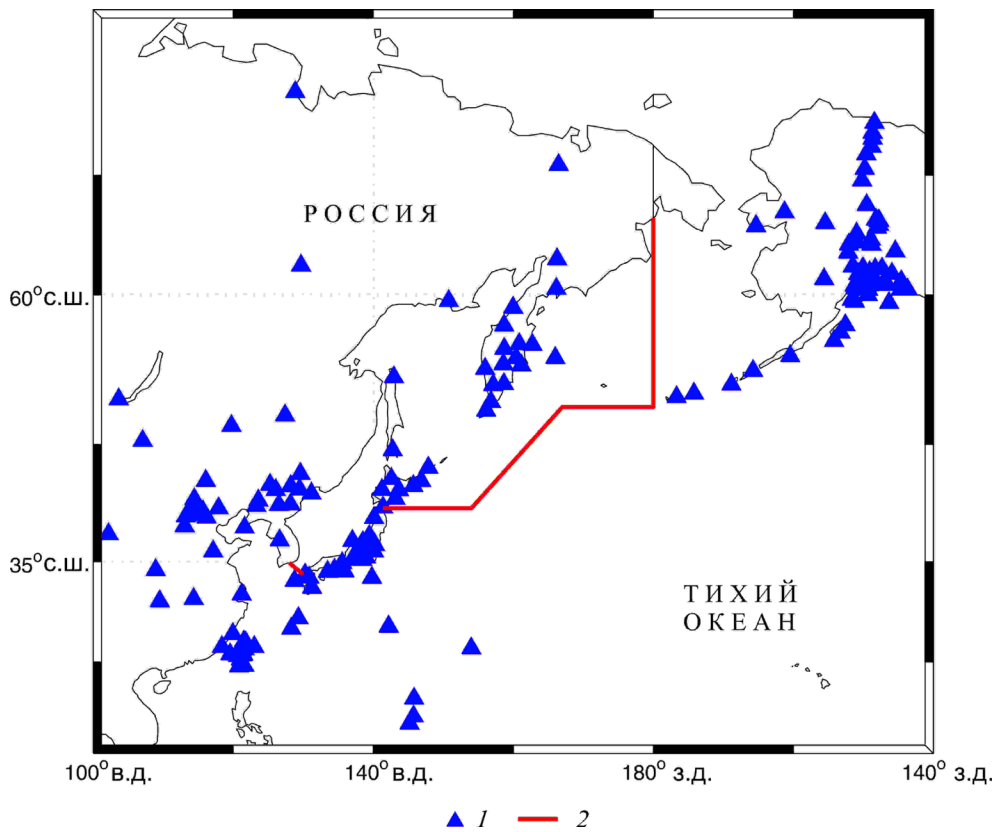


Рис. 3. Положение сейсмических станций, записи которых использованы для расчета M_{wp} : 1 — сейсмические станции, 2 — граница зоны ответственности СПЦ.

УСТОЙЧИВАЯ ОЦЕНКА МАГНИТУДЫ

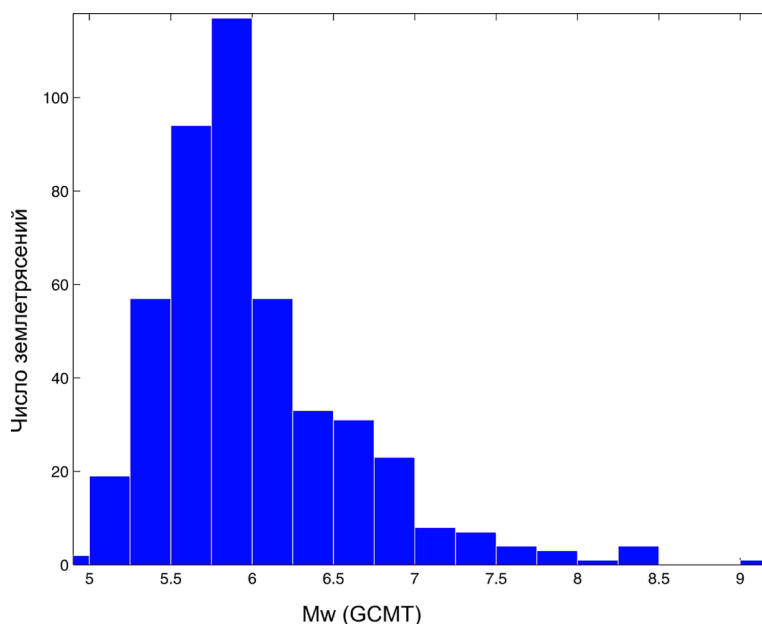


Рис. 4. Гистограмма M_w обработанных землетрясений с моментной магнитудой из каталога GCMT.

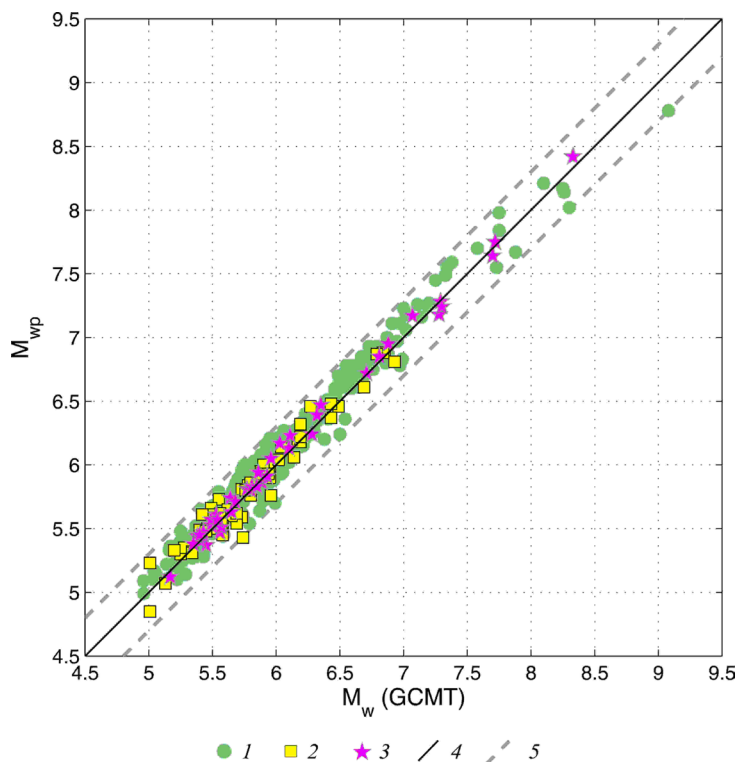


Рис. 5. Сравнение оценок M_{wp} с определениями моментной магнитуды M_w из каталога GCMT (обе величины рассчитаны с точностью до двух знаков после запятой): 1, 2, 3 – оценки магнитуд M_{wp} для трех диапазонов глубин h_{PDE} : 1 – $h_{PDE} \leq 70$ км, 2 – $70 \text{ км} < h_{PDE} \leq 300$ км, 3 – $h_{PDE} > 300$ км; 4 – линия $M_{wp} = M_w$; 5 – линии $M_{wp} = M_w \pm 0.3$.

Таблица 4. Параметры распределения невязки $\delta M_w = M_{wp} - M_w(\text{GCMT})$ для трех интервалов глубин гипоцентров в случае, когда глубина гипоцентра определяется по временам пробега P -волн.

Интервал глубин, км	Среднее значение	Стандартное отклонение	Максимальное абсолютное значение
0–70	0.06	0.10	0.31
71–300	0.01	0.10	0.31
300–700	0.02	0.06	0.14

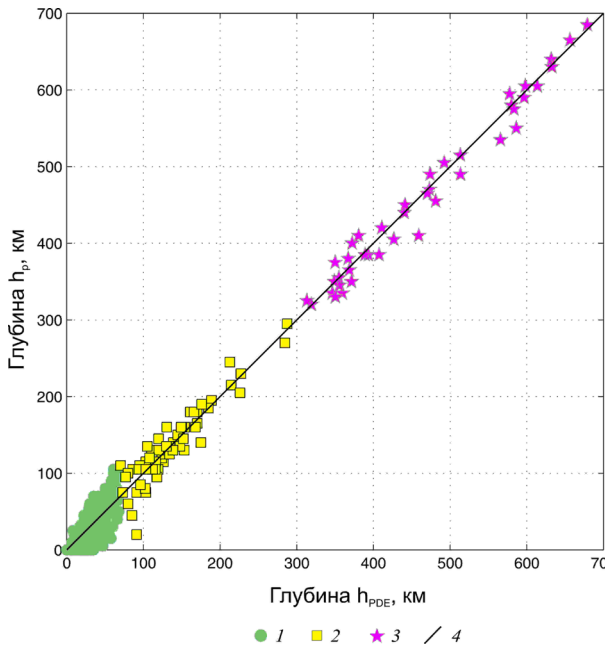


Рис. 6. Сравнение оценок глубины гипоцентра h_p с определениями h_{PDE} из каталога NEIC PDE: 1, 2, 3 — оценки глубины для трех диапазонов h_{PDE} : 1 — $h_{PDE} \leq 70$ км, 2 — $70 \text{ км} < h_{PDE} \leq 300$ км, 3 — $h_{PDE} > 300$ км; 4 — линия $h_p = h_{PDE}$.

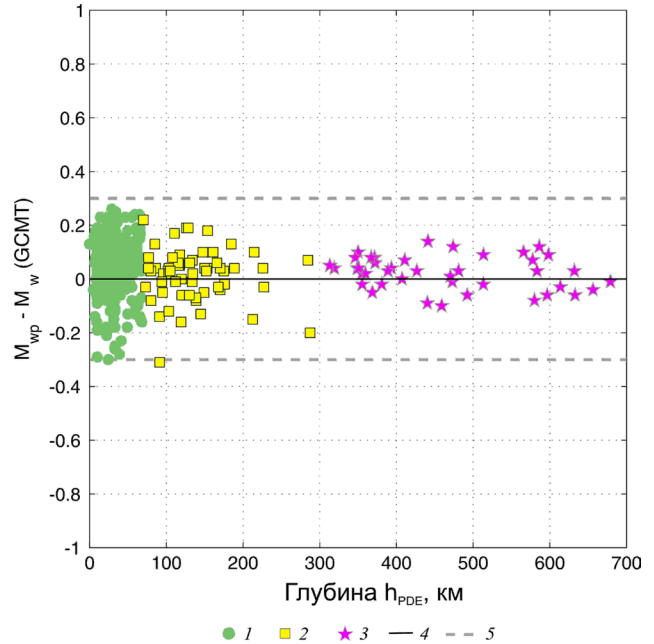


Рис. 8. Зависимость невязки δM_w от глубины гипоцентра из каталога NEIC PDE. Условные обозначения приведены на рис. 7.

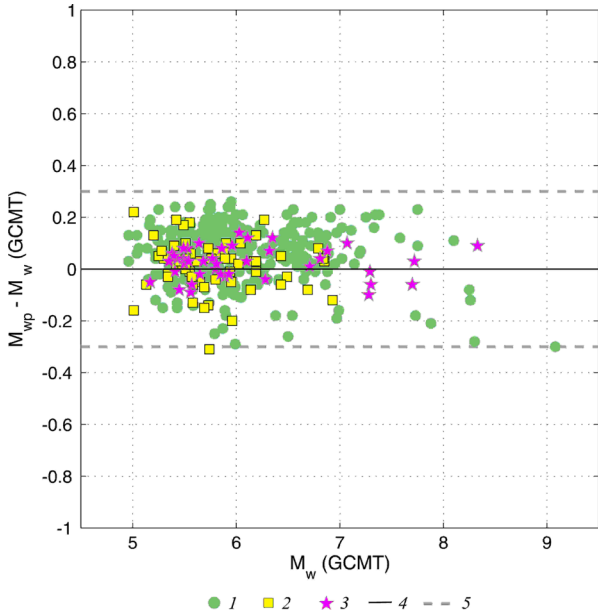


Рис. 7. Зависимость невязки $\delta M_w = M_{wp} - M_w$ от моментной магнитуды из каталога GCMT: 1, 2, 3 — оценки невязки δM_w для трех диапазонов глубин h_{PDE} : 1 — $h_{PDE} \leq 70$ км, 2 — $70 \text{ км} < h_{PDE} \leq 300$ км, 3 — $h_{PDE} > 300$ км; 4 — линия $\delta M_w = 0$; 5 — линии $\delta M_w = \pm 0.3$.

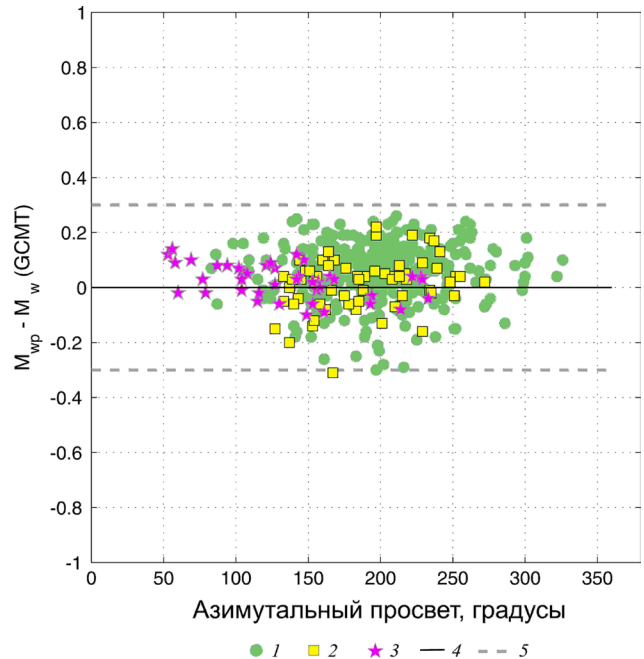


Рис. 9. Зависимость невязки δM_w от азимутального просвета (наибольшего угла между соседними по направлению станциями). Условные обозначения приведены на рис. 7.

Таблица 5. Параметры распределения невязки магнитуд $\delta M_w = M_{wp} - M_w$ для трех интервалов глубин гипоцентров в случае, когда глубина гипоцентра задается по каталогу NEIC PDE.

Интервал глубин, км	Среднее значение	Стандартное отклонение	Максимальное абсолютное значение
0–70	0.06	0.10	0.31
71–300	0.02	0.10	0.30
300–700	0.03	0.06	0.14

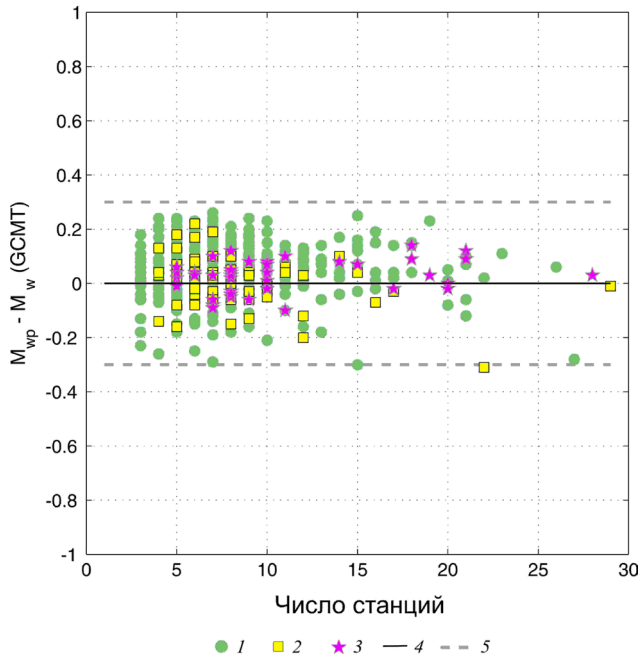


Рис. 10. Зависимость невязки δM_w от числа сейсмических станций. Условные обозначения приведены на рис. 7.

Science and Disaster Prevention, Цукуба, Япония, <http://www.fnet.bosai.go.jp>) и цифровой архив Камчатского филиала Геофизической службы РАН. Для последующей обработки сейсмограммы конвертировались в формат ASCII с помощью программы DIMAS (Дрознин, Дрознина, 2010).

К обработке привлекались записи вертикальной компоненты широкополосных велосиметров с плоским участком передаточной функции по скорости на периодах не менее 100 с. Это позволяет восстановить длиннопериодные истинные смещения грунта с высоким отношением сигнал/шум. Волновые формы с видимым дрейфом нулевой линии и записи с высоким уровнем шума, когда вступление P -волны трудно выделить даже визуально, исключались из дальнейшего анализа на этапе предварительного просмотра. Использовали записи станций, расположенных в диапазоне эпицентральных расстояний от 5° до 22° . Нижняя граница этого диапазона выбрана так, чтобы условие дальней зоны нарушалось не слишком грубо даже для сильных землетрясений. Выбор верхней границы продиктован необходимостью одновременно обеспечить приемлемую длительность анализируемого сигнала, достаточное число станций и выполнение действующего в СПЦ временного регламента. События, зарегистрированные менее чем тремя станциями, исключались из обработки. Число использованных станций для отдельных землетрясений варьирует от 3 до 29. Всего удалось обработать 3840 записей на 185 станциях и получить оценки

M_{wp} и h_p для 461 землетрясения, из которых 360 являются поверхностными, 60 — промежуточными, 41 — глубокими. Положение эпицентров обработанных землетрясений и использованных станций показано на рис. 2 и 3, соответственно. Гистограмма M_w приведена на рис. 4.

Графики невязки $\delta M_w = M_{wp} - M_w$, представленные как функции M_w — рис. 7, в зависимости от глубины h_{PDE} — рис. 8, в зависимости от азимутального просвета — рис. 9, а также в зависимости от числа станций — рис. 10, демонстрируют отсутствие систематического разброса по отношению к указанным параметрам.

Рисунки 5–8 демонстрируют наличие устойчивой корреляции между парами величин M_{wp} , M_w и h_p , h_{PDE} , а также отсутствие существенного систематического смещения полученных оценок M_{wp} и h_p в диапазоне глубин от 0 км до 700 км. Заметное занижение оценок M_{wp} относительно M_w наблюдается лишь для поверхностных землетрясений с магнитудой $M_{wp} > 8.0$ (рис. 5, 7). Такое занижение не является неожиданным, поскольку в случае крупных субдукционных землетрясений длительность τ_m фрагментов сейсмограмм, используемых в расчете M_{wp} , для большинства станций оказывается меньше значений длительности T_s очагового процесса. Так, например, для землетрясения Тохоку 11 марта 2011 г., $M_w = 9.1$, величина T_s составила около 150 с (Lentas et al., 2014), а значения τ_m в интервале эпицентральных расстояний 5° – 22° варьируют в широком диапазоне от 58 с до 156 с.

Формальные оценки точности полученных определений M_{wp} даны в табл. 4. В этой таблице для трех интервалов глубин h_{PDE} приведены параметры распределения невязки $\delta M_w = M_{wp} - M_w$: среднее значение, стандартное отклонение и максимальное абсолютное значение.

ОБСУЖДЕНИЕ

В данной работе для оценки M_{wp} мы использовали подход, требующий предварительного расчета глубины гипоцентра. Интересно сравнить качество полученных таким образом оценок M_{wp} с качеством определений, полученных в предположении, что глубина известна заранее. В табл. 5 приведены параметры распределения невязки δM_w для случая, когда в расчет M_{wp} закладывалось значение глубины из каталога NEIC PDE.

Сравнение таблиц 4 и 5 показывает, что вариант расчета с глубиной, заданной по каталогу NEIC PDE, не дает улучшения качества магнитудных определений. Более существенным фактором, влияющим на точность оценок

M_{wp} , по-видимому, являются ошибки в положении эпицентра и времени в очаге землетрясения, однако их исследование выходит за рамки данной работы.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Мы продемонстрировали, что предложенная схема расчета позволяет получить устойчивые оценки магнитуды M_w умеренных и сильных ($M_w \geq 5.0$) землетрясений Дальнего Востока с глубиной до 700 км по региональным широкополосным сейсмограммам в диапазоне эпицентральных расстояний от 5 до 22 градусов.

Расхождение полученных оценок M_{wp} с определениями M_w из каталога GСMT не превышает 0.31 единиц магнитуды. Среднее абсолютное значение невязки $\delta M_w = M_{wp} - M_w$ составляет не более 0.06, а стандартное отклонение не превышает 0.10 единиц магнитуды. Заметим, что приведенные оценки точности представляют собой оценки снизу. При реальной оперативной обработке данных следует ожидать некоторого снижения точности магнитудных определений из-за роста ошибок определения параметров инструментального эпицентра.

Время, необходимое для получения оценок M_{wp} , не превышает 7 минут от времени в очаге землетрясения, что, в принципе, позволяет использовать предложенную расчетную схему для целей предупреждения о цунами.

Авторы выражают благодарность А.В. Ландеру за проявленный интерес к работе и ее обсуждение, В.А. Рашидову за замечания по стилю изложения, а также анонимному рецензенту за замечания, позволившие улучшить качество изложения материала статьи.

Авторы благодарны Национальному исследовательскому институту наук о Земле и предотвращению стихийных бедствий (Цукуба, Япония) за предоставление доступа к сейсмическим данным станций сети F-net.

В работе также использовались материалы регистрации глобальной сейсмической сети GSN; региональной сети Аляски и Китайской национальной сейсмической сети. Кроме того, использовались записи опорных станций Службы предупреждения о цунами на Дальнем Востоке России и Центра предупреждения о цунами Западного побережья США и Аляски. Для доступа к волновым формам и метаданным использованы средства Системы обработки данных IRIS DMS, а именно, Центр обработки данных IRIS DMC. Авторы благодарны этим организациям за доступ к данным.

Исследование выполнено в Камчатском филиале ФИЦ ЕГС РАН. В части подбора

и предварительной обработки исходного материала работа выполнена в рамках плана научно-исследовательских работ ФИЦ ЕГС РАН по теме «Развитие методов оценки цунамигенного потенциала сильных землетрясений на основе анализа параметров их очагов и волновых полей для системы предупреждения о цунами», № 0152-2015-0006. В части разработки методического подхода, создания и пробной эксплуатации алгоритмов и программного обеспечения работа выполнялась за счет гранта Российского научного фонда (проект № 14-17-00621).

Список литературы

- Абубакиров И.Р., Павлов В.М., Федосеева Е.Н.* Новый метод оценки магнитуды M_w умеренных и сильных землетрясений по региональным широкополосным сейсмограммам // Проблемы комплексного геофизического мониторинга Дальнего Востока России. Труды Четвертой научно-технической конференции. Петропавловск-Камчатский, 29 сентября–5 октября 2013 г. / Отв. ред. В.Н. Чебров. Обнинск: ГС РАН, 2013. С. 226–230.
- Дрознин Д.В., Дрознина С.Я.* Интерактивная программа обработки сейсмических сигналов DIMAS // Сейсмические приборы. 2010. Т. 46. № 3. С. 22–34.
- Павлов В.М., Абубакиров И.Р.* Алгоритм расчета тензора сейсмического момента сильных землетрясений по региональным широкополосным сейсмограммам объемных волн // Вестник КРАУНЦ. Серия: Науки о Земле. 2012. Вып. №. 2. С. 149–158.
- Хьюбер П.* Робастность в статистике. М.: Мир, 1984. 304 с.
- Чебров В.Н.* О проекте нового порядка действий системы предупреждения о цунами на Дальнем востоке России (Информационно-обработывающие центры ГС РАН) [Электронный ресурс] // Материалы научно-технического совещания по фундаментальным и прикладным проблемам развития Российской системы предупреждения о цунами. Новосибирск, 8–12 октября 2012 г. URL: <http://conf.ict.nsc.ru/RTWS-2012/ru/reportview/138678> (дата обращения: 31.03.2016).
- Чебров Д.В., Гусев А.А.* Автоматическое определение параметров цунамигенных землетрясений на Дальнем Востоке России в режиме реального времени: алгоритмы и программное обеспечение // Сейсмические приборы. 2010. Т. 46. №. 3. С. 35–57.
- Allen R.V.* Automatic earthquake recognition and timing from single traces // Bulletin of the

- Seismological Society of America. 1978. V. 68. № 5. P. 1521–1532.
- Cesca S., Heimann S., Stammler K. et al. Automated procedure for point and kinematic source inversion at regional distances // *JGR*. 2010. V. 115. B06304. doi:10.1029/2009JB006450.
- Ekström G., Nettles M., Dziewoński A.M. The global CMT project 2004–2010: Centroid-moment tensors for 13,017 earthquakes // *Physics of the Earth and Planetary Interiors*. 2012. V. 200–201. P. 1–9.
- Hanks T.C., Kanamori H. A moment magnitude scale // *JGR*. 1979. V. 84. № B5. P. 2348–2350.
- Hirshorn B., Weinstein S., Tsuboi S. On the application of M_{wp} in the near field and the March 11, 2011 Tohoku earthquake // *Pure and Applied Geophysics*. 2013. V. 170. № 6–8. P. 975–991.
- Kanamori H. The energy release in great earthquakes // *JGR*. 1977. V. 82. № 20. P. 2981–2987.
- Kanamori H., Rivera L. Source inversion of W phase: speeding up seismic tsunami warning // *Geophysical Journal International*. 2008. V. 175. № 1. P. 222–238.
- Kanjo K., Furudate T., Tsuboi S. Application of M_{wp} to the great December 26, 2004 Sumatra earthquake // *Earth Planets and Space*. 2006. V. 58. № 2. P. 121–126.
- Kennett B.L.N., Engdahl E.R. Traveltimes for global earthquake location and phase identification // *Geophysical Journal International*. 1991. V. 105. № 2. P. 429–465.
- Lavielle M. Using penalized contrasts for the change-point problem // *Signal Processing*. 2005. V. 85. № 8. P. 1501–1510.
- Lentas K. et al. Source models of great earthquakes from ultra low-frequency normal mode data // *Physics of the Earth and Planetary Interiors*. 2014. V. 233. P. 41–67.
- Tezel T., Yanik K. Improvement in M_{wp} magnitude determinations and applications to earthquakes in Turkey // *Seismological Research Letters*. 2013. V. 84. № 6. P. 991–996.
- Tsuboi S., Abe K., Takano K., Yamanaka Y. Rapid determination of Mw from broadband P waveforms // *Bull. Seismol. Soc. Am.* 1995. V. 85. P. 606–613.
- Tsuboi S., Whitmore P.M., Sokolowski T.J. Application of M_{wp} to deep and teleseismic earthquakes // *Bull. Seismol. Soc. Am.* 1999. V. 89. P. 1345–1351.
- Whitmore P.M. et al. Magnitude-dependent correction for M_{wp} // *Science of Tsunami Hazards*. 2002. V. 20. № 4. P. 187–192.

ROBUST M_{wp} MAGNITUDE ESTIMATION FOR MODERATE TO LARGE EARTHQUAKES FOR TSUNAMI WARNING IN THE RUSSIAN FAR EAST

I.R. Abubakirov, V.M. Pavlov, E.N. Fedoseyeva

Kamchatka Branch, Geophysical Survey, the Russian Academy of Sciences, Petropavlovsk-Kamchatsky, 683006; e-mail: air@emsd.ru

Foreign tsunami warning centers successfully use the M_{wp} magnitude for the fast characterization of tsunamigenic potential of an earthquake. This magnitude is an estimate of the moment magnitude M_w based on broadband P -wave records. The development of regional M_{wp} scale for the Russian Far East region is suitable, but the current sparsity of the far-eastern seismic network does not allow obtaining robust M_{wp} estimates using original technique proposed in (Tsuboi et al., 1995, 1999). To overcome this problem in the current study, a modified technique is developed for the M_{wp} calculation using P -wave portions of bandpass filtered records. Basically this technique provides a series of magnitudes for a set of frequency bands and determines an empirical rule of the choice of the final M_{wp} estimate. By modified technique, 461 earthquakes of Far East of moment magnitude range of 5.0–9.1 are processed using P -wave records in the epicentral distance range of 5°–22°. Obtained results are compared to moment magnitude estimates from the Global CMT catalog. The difference with M_w lies within the limits ± 0.31 . The average absolute deviation is less than 0.10 magnitude units.

Keywords: earthquake, broadband seismograms, moment magnitude, tsunami warning.