

УДК 550.344.4+550.344.5

## РЕГИОНАЛЬНЫЕ ДЛИННОПЕРИОДНЫЕ МАГНИТУДНЫЕ ШКАЛЫ И ИХ ВОЗМОЖНОСТИ ДЛЯ ПРЕДУПРЕЖДЕНИЯ О ЦУНАМИ

© 2016 г. А.А. Гусев<sup>1,2</sup>, О.С. Чубарова<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский, Россия

<sup>2</sup> Камчатский филиал Геофизической службы РАН, г. Петропавловск-Камчатский, Россия

Российская служба предупреждения о цунами на Дальнем Востоке России в своей работе использует среднепериодную магнитуду  $M_S(BB)$  по Ванеку–Соловьеву. При этом, однако, возможны неадекватные, заниженные оценки цунамигенного потенциала возникшего землетрясения. В частности, это может произойти в случае так называемого цунами-землетрясения. Этот род землетрясений с нестандартным спектром выявлен Х. Канамори в 1972 г. Для преодоления проблемы необходима магнитудная шкала, использующая сейсмические волны с более длинными периодами. В данной работе развита методика определения магнитуд на региональных расстояниях (70–3000 км) с использованием амплитуд поверхностных сейсмических волн периодов 40 и 80 с. На расстояниях 70–250 км используется амплитуда неразделимого пакета поперечных и поверхностных волн. Для новых магнитуд, обозначенных  $M_S(40)$  и  $M_S(80)$ , построены экспериментальные калибровочные кривые с использованием более 1250 трехкомпонентных записей на 12 станциях региона. Магнитуды откалиброваны так, чтобы давать несмещенную оценку моментной магнитуды  $M_w$  в критическом диапазоне 7.5–8.8. Среднеквадратическая ошибка оценки  $M_w$  по одиночной станции – около 0.27. На расстояниях до 250 км при  $M_w \geq 8.3$  значение  $M_w$ , полученное по данной методике, будет «насыщаться» на уровне  $M_w \sim 8.3$ , что допустимо при оперативной работе, так как не ведет к пропущенным тревогам. Методика может быть использована при выработке оперативных предупреждений о цунами по сейсмологическим данным. При этом может быть достигнуто заметное снижение числа ложных тревог.

*Ключевые слова:* цунамигенное землетрясение, длиннопериодная калибровочная кривая, магнитуда, предупреждение о цунами.

PACS 91.30.Fn, 91.30.Nw

### Введение

Не так давно для условий Дальнего Востока России была разработана и успешно опробована региональная магнитудная шкалы  $M_S(20R)$  по поверхностным волнам периода 20 с [Чубарова и др., 2010; Чебров, Гусев, 2010; Чебров и др., 2013]. Подобно шкале

$M_S(BB)$  по Ванеку–Соловьеву [Ванек и др., 1962], она применима на региональных расстояниях ( $1-30^\circ$ ); подобно шкале  $M_S(20)$  по [Gutenberg, 1942], она использует оценки амплитуд в неширокой полосе периодов вблизи  $T = 20$  с. Выделение этой полосы выполняется путем полосовой цифровой фильтрации. Таким образом, новая шкала имеет четкую спектральную привязку. По ряду причин новая шкала удобнее и устойчивее привычной для российской региональной сейсмологии шкалы  $M_S(BB)$ . Она хорошо приспособлена для применения в задаче оперативного прогноза цунами и уже несколько лет включена в соответствующую автоматическую систему [Чебров, Гусев, 2010; Чебров и др., 2013].

Успешный опыт эксплуатации шкалы  $M_S(20R)$  дал основания опробовать аналогичный подход для волн более длинных периодов. Нужда в магнитудных оценках такого рода связана с тем, что для задачи прогноза цунами чем длиннее период волны, тем надежнее прогноз. Систематически возникают случаи, когда на периодах 20 с и короче излучение очага необычно низкое. В результате как магнитуда  $M_S(BB)$ , так и несколько улучшенная магнитуда  $M_S(20R)$  дают искаженную, заниженную оценку цунамигенного потенциала землетрясения. Это случай так называемых цунами-землетрясений, для которых недооценка магнитуды (в терминах  $M_w$ ) может составлять 0.6–0.7, а возможно, и более. Для страховки от таких случаев пороговую магнитуду для тревоги цунами приходится снижать до уровня  $M_S = 7$ , что неизбежно ведет к ненадежным оценкам опасности и, как следствие, к большому числу ложных тревог. Снизить их число, не ухудшая надежности выработки предупреждения, – важная задача.

Принципиально она решается путем перехода к длиннопериодным и сверхдлиннопериодным оценкам магнитуды [Kanamori, Polet, 2007]. Использование длиннопериодных волн могло бы заметно повысить надежность и обоснованность тревог цунами. В идеале следовало бы использовать оценку сейсмического момента  $M_0$  или моментной магнитуды  $M_w$ : эти параметры наиболее адекватно характеризуют цунамигенный потенциал землетрясения. Однако эту теоретически верную концепцию трудно реализовать для местных цунами. Чтобы сейсмологическими средствами уверенно оценить  $M_w$  для очагов землетрясений, порождающих самые мощные, катастрофические цунами ( $M_w = 8.5-9.5$ ), нужно использовать колебания с периодами до 500 с и более. Такие подходы известны. Так, в [Lee et al., 2012] для этой цели используется запись на расстояниях  $15-20^\circ$ . На трех примерах показано, что по записи в этом случае возможно определение не только  $M_w$ , но и тензора сейсмического момента. Для этого используется анализ волн с периодами до 500 с, что необходимо для аккуратного, без существенного занижения, определения  $M_w$  землетрясений с  $M_w \geq 9$ .

Для получения оперативных оценок можно обойтись и без определения тензорной структуры очага, ограничившись оценками магнитудного типа. Длиннопериодная магнитуда по поверхностным волнам – хорошо развитая концепция. Для телесеismicкого случая уже в работе [Brune, King, 1967] введена «мантийная магнитуда» на основе волн с периодами около 100 с. Этот подход далее развит в [Prozorov et al., 1977] для более широкого диапазона периодов – 50–300 с. В [Okal, Talandier, 1989] предложена аналогичная магнитуда  $M_m$ , которая вычислялась по спектрам Фурье в диапазоне периодов 30–300 с; по определению,  $M_m$  прямо связана с  $\lg M_0$ ; изученные расстояния – более  $20^\circ$ .

Однако даже для магнитудных оценок имеется проблема с выработкой тревоги цунами для пунктов побережья непосредственно напротив очага землетрясения. Одна из трудностей заключается в том, что для выполнения оценок амплитуд на упомянутых периодах (300–500 с) требуется достаточный резерв времени. Рассмотрим условный, но реалистичный пример. При расстоянии станции от оси протяженного очага с  $M_w = 9$  в

диапазоне 80–150 км время добегаания волны цунами может быть 10–15 мин (600–900 с), и тревогу надо подать хотя бы через 300 с, а лучше через 200 с после начала очагового процесса. На этот момент волны периодов 300–500 с еще не сформировались, так как развитие разрыва в очаге с  $M_w = 8.8–9.2$  продолжается дольше, чем 200 с. Так, для очага Суматранского землетрясения 26.12.2004 г. ( $M_w = 9.3$ ) время формирования очага – около 550 с.

Рассмотрим более простой случай очага размером  $\sim 220$  км с  $M_w = 8.3$ , когда период волны длиной порядка размера очага составляет  $\sim 70$  с. Эта волна должна добежать до станции, после чего на станции должен записаться хотя бы один полный период волны (а лучше, полтора периода). Приняв скорость волны (поперечной или поверхностной) 3 км/с и эпицентрального расстояние 150 км, получим потерю времени до начала обработки сигнала порядка 160 с. Это позволяет надеяться на выполнение, как правило, требования провести обработку в пределах лимита 200–250 с. Но если магнитуда  $M_w > 8.3$ , действия по обсуждаемой программе все равно дадут оценку магнитуды не более 8.3–8.5. Занижение оценок  $M_w$  относительно истинного значения происходит по двум причинам: 1) сыграют роль уже обсужденные выше ограничения по спектру; 2) для очага с  $M_w = 8.5$  и более волны от удаленных частей очага просто не успеют подойти к приемнику. Из этих рассуждений следует, что сейсмологический способ оценки магнитуды при заданном лимите времени 200–300 с будет давать при  $M_w > 8.3–8.5$  «насыщение» оценки в области  $M_w = 8.3–8.5$ . Поэтому задача аккуратного определения магнитуды при соблюдении поставленных временных ограничений просто неразрешима.

Однако, с практической точки зрения, если методика оценки магнитуды дает оценку, ограниченную при  $M_w > 8.3–8.5$  верхним порогом в области  $M = 8.3–8.5$  и притом приемлемую при меньших магнитудах, это не должно быть препятствием для использования подобной методики в оперативной работе, так как все практические алгоритмы предупреждения о возможности цунами дают тревогу при существенно меньших порогах – обычно в области  $M = 7.5$ . Это просто означает, что если оценка находится в области  $M_w \approx 8.3–8.5$  и получена на станции вблизи очага, она должна рассматриваться как оперативная минимальная оценка и непременно уточняться по более удаленным станциям. Пример такого уточнения приведен в работе [Lee et al., 2012].

Существующая в России практика использования в первую очередь волн с периодом 20 с настоятельно требует доработки. Для обеспечения выработки тревоги цунами на ближайшем побережье в приемлемо короткие сроки приходится искать работоспособное компромиссное решение, пусть даже нестрогое. С учетом изложенных выше соображений, в настоящей статье изучается возможность использования для оперативной работы ограниченного диапазона периодов 30–100 с. Для практической реализации описанной концепции использованы сигналы на выходе полосовых фильтров с осевыми частотами, соответствующими периодам 40 и 80 с. Ширина полосы фильтров – 2/3 октавы; они, таким образом, покрывают (на уровне 3 дБ) диапазоны периодов 32–50 и 64–100 с.

Обсудим вопрос о том, в какой мере данный подход улучшит подачу тревоги именно при цунами-землетрясениях. При невысоких магнитудах, например  $M_S = 7–7.3$ ,  $M_w = 7.7–8$ , использование диапазона периодов до 100 с, сопоставимых с очаговой длительностью таких землетрясений, явно может существенно улучшить результаты по сравнению с использованием вариантов шкалы  $M_S$ . Такие землетрясения известны [Kanamori, Polet, 2007]. Данные о более мощных цунами-землетрясениях отрывочны. Наиболее известно цунами-землетрясение 15.06.1896 г., для него  $M_w = 8.2$  и  $M_S = 7.4$

[Abe, 1989]. Его известность связана с очень слабыми ощутимыми (периоды 0.3–2 с) сотрясениями на побережье; в области периодов около 20 с его излучение также было аномально низким. Этот случай не должен быть пропущен как опасный по новой методике. В целом в основной части случаев можно ожидать существенный выигрыш от перехода к использованию для оценки магнитуды волн с периодами 30–100 с вместо принятых сегодня волн с периодом 20 с.

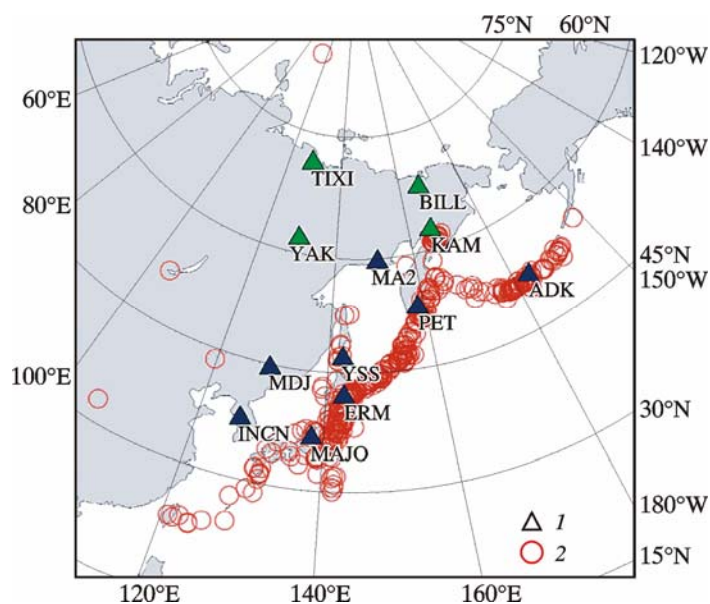
Следует сделать важную терминологическую оговорку. На малых (70–250 км) эпицентральных расстояниях на региональных записях после вступления поперечной волны фактически наблюдается единый волновой пакет, который можно рассматривать как неразделимую группу поперечных и поверхностных волн. Для краткости эту группу далее будем называть поверхностной волной, несмотря на терминологическую неточность. Именно амплитуда этой группы волн будет использована нами для оценки магнитуды.

### Общий подход

В настоящей статье решается задача построения магнитудной шкалы по поверхностным волнам периодов 40 и 80 с. На эпицентральных расстояниях менее  $3^\circ$  на региональных записях фактически наблюдается неразделимая группа поперечных и поверхностных волн. Для построения шкалы экспериментально определен стандартный ход с расстоянием (калибровочная функция) для амплитуд поверхностных волн на региональных записях. Обмер амплитуд проводится после фильтрации в нешироком диапазоне периодов, в полосах с осевыми периодами 40 и 80 с (частоты – 0.025 и 0.0125 Гц, ширина полосы – около  $2/3$  октавы). При построении калибровочных функций проводилась нормализация наблюденных амплитуд, для чего использовались теоретические спектральные функции, значения которых вычислялись для каждого события на основе значений моментной магнитуды  $M_w$  из каталога GCMT (<http://www.iris.edu/dMs/wilber.htm>) и частоты излома спектра («корнер-частоты»), оцененной по  $M_w$  на основе известных корреляционных зависимостей. Для волн периодов 40 и 80 с с определенной точностью найдены калибровочные функции. Абсолютный уровень в формуле для вычисления магнитуды выбран так, что значения новых магнитуд –  $M_S(40)$  и  $M_S(80)$  – численно близки к  $M_w$ . Их использование позволит получить приемлемую оперативную оценку магнитуды  $M_w$  вплоть до  $M_w = 8.5$ – $8.7$  даже в условиях редкой сейсмической сети. Для более высоких магнитуд  $M_w = 8.8$ – $9.6$  найденные значения  $M_S(40)$  и  $M_S(80)$  будут являться оценками  $M_w$  снизу, что приемлемо для целей службы предупреждения о цунами.

### Исходные данные

В качестве исходного материала в работе использованы записи 433 землетрясений северо-западной части Тихоокеанского региона периода 1993–2009 гг. на 12 широкополосных цифровых сейсмических станциях (PET, YSS, MA2, YAK, KAM, ADK, TIXI, BILL, MDJ, INCN, ERM, MAJO) в районе северо-западной части Тихого океана (рис. 1) – всего более 1250 трехкомпонентных записей каналов ВН в диапазоне эпицентральных расстояний  $0.7$ – $40^\circ$ . Цифровые записи землетрясений выбирались из архива IRIS DMC и из базы данных цунами Камчатского филиала Геофизической службы РАН. Глубина очагов землетрясений – до 70 км. Отбирались только те землетрясения, для которых имелась оценка моментной магнитуды  $M_w$  в каталоге GCMT



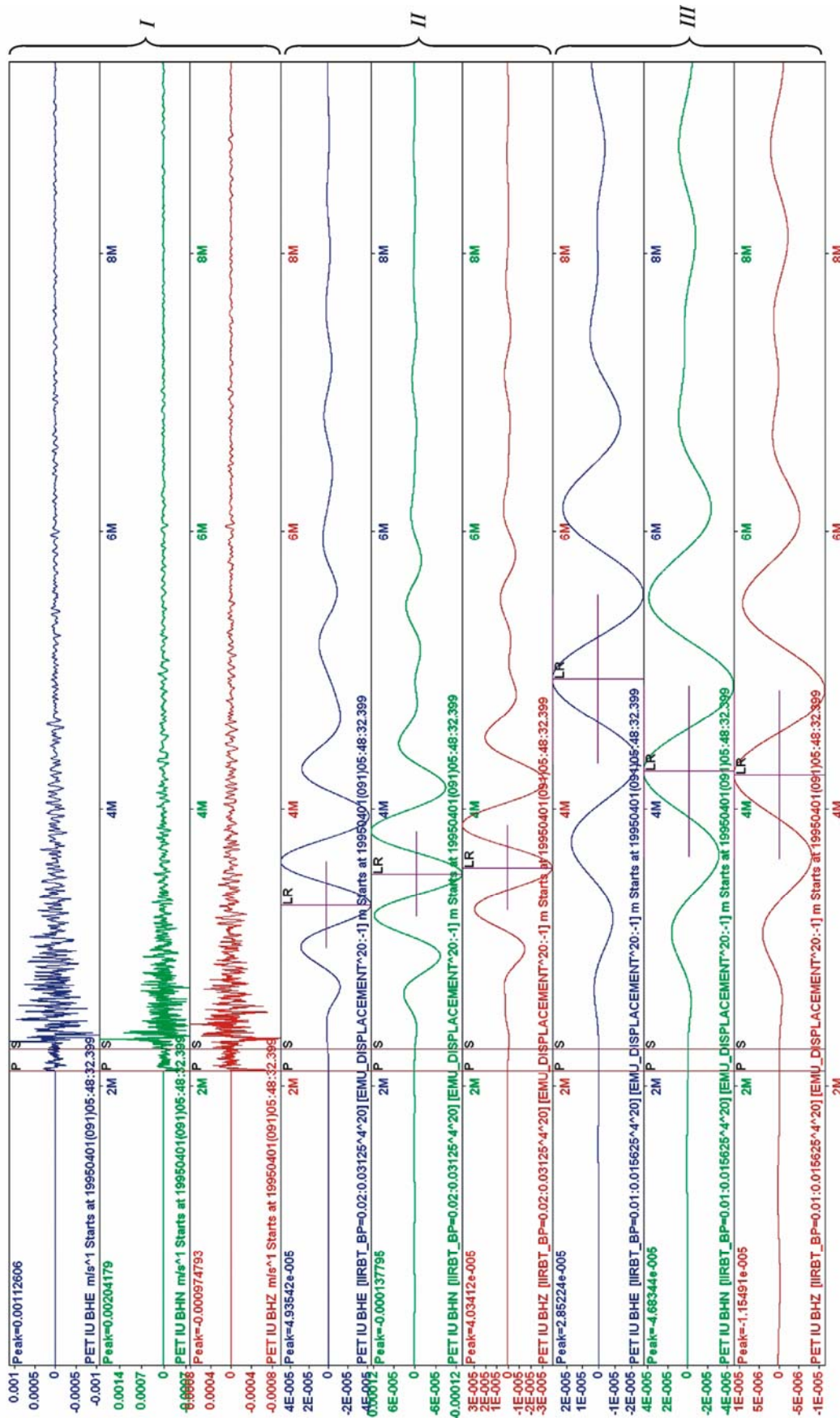
**Рис. 1.** Карта эпицентров землетрясений северо-западной части Тихоокеанского региона (1) и цифровых сейсмических станций (2), использованных при построении калибровочных функций

(<http://www.globalcmt.org/CMTsearch.html>) (см. рис. 1). Диапазон магнитуд использованных землетрясений – 4.7–8.3. Для обработки исходной цифровой записи применялась программа DIMAS [Дрознин, Дрознина, 2010].

### Построение калибровочных функций

Для построения калибровочных функций новых региональных магнитуд  $M_S(40)$  и  $M_S(80)$  была существенно модифицирована методика, ранее примененная для построения региональной магнитудной шкалы  $M_S(20R)$  [Чубарова и др., 2010]. Для создания шкалы  $M_S(40)$  изучали зависимость от расстояния максимальных амплитуд смещения  $A$  в поверхностных волнах, пропущенных через полосовой фильтр с осевой частотой 0.025 Гц. Применяли физически реализуемый (каузальный) фильтр Баттерворта четвертого порядка с частотами среза 0.03125 и 0.02 Гц (периоды 32–50 с). Аналогично для шкалы  $M_S(80)$  осевая частота фильтра составляла 0.0125 Гц, а частоты среза – 0.15625 и 0.01 Гц (периоды 64–100 с). Фильтры применяли к сигналу смещения, полученному обратной фильтрацией цифровой записи велосиграфа ВН. Последняя операция не является необходимой: полосовую фильтрацию можно применять с тем же успехом прямо к выходу велосиграфа – записи скорости. Небольшие фазовые искажения, имеющие место в таком случае, малосущественны для задачи магнитудной классификации. Все же на этапе построения шкалы мы сочли необходимым от них избавиться.

Максимальные амплитуды измерялись во временном окне длительностью 600 с после вступления  $S$ -волны:  $[t_S, t_S + 600 \text{ с}]$ , где  $t_S$  – время вступления  $S$ -волны. Максимальные значения на каждой из трех компонент измерялись в независимые моменты времени. Пример записи землетрясения и проведенных измерений приведен на рис. 2. Для контроля того, максимумы каких именно волн измеряются, была изучена зависимость между моментом обмера максимальной амплитуды поверхностных волн  $t_L$  (отсчет от времени в очаге  $t_0$ ) и эпицентральной расстоянием  $\Delta$ . Отметим, что за счет фазового сдвига в полосовом фильтре измеренный момент  $t_L$  является кажущимся и отстает от

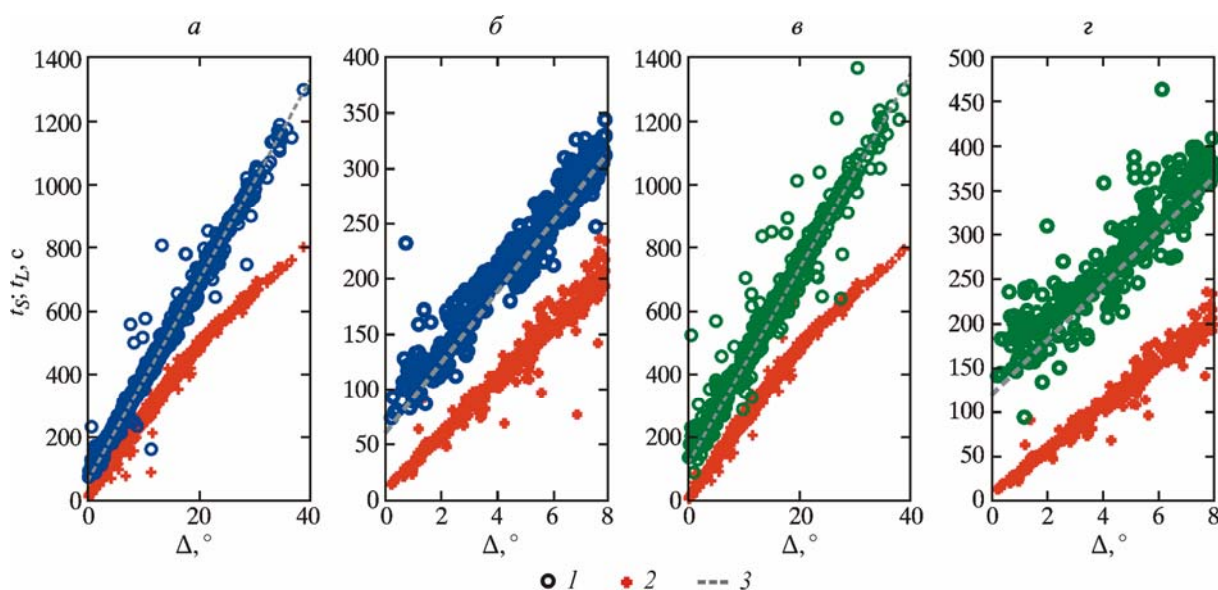


**Рис. 2.** Пример записи землетрясения и проведенных измерений в диалоговом окне программы DIMAS

*I* – сигналы велосиграфа на компонентах (сверху вниз) ВНЕ, ВНН, ВНЗ; *II* – результат полосовой фильтрации сигнала смещения для периода 40 с; *III* – то же для периода 80 с. Вертикальные линии – моменты вступления *P*- и *S*-волн и моменты вступления амплитуд профильтрованных поверхностных волн. Шаг меток времени – 2 мин. Амплитуды для вертикальных каналов – нижние в группах *I–III* – соответственно 974 мкм/с, 40 мкм, 11 мкм. Амплитуды горизонтальных каналов сопоставимы



идеального (для случая нулевого сдвига фаз) примерно на полтора периода (запаздывание  $dt_f \approx 60$  с для периода 40 с и  $dt_f \approx 120$  с – для периода 80 с). Выбор данной методики определялся перспективой ее дальнейшего использования в реальном времени. В этом случае практически удобный алгоритм фильтрации требует применения физически реализуемого фильтра; обычно применяется рекурсивный цифровой фильтр. Полученные графики  $t_L(\Delta)$  для вертикальной компоненты колебания см. на рис. 3. По ним построен прямолинейный годограф поверхностной волны (Рэлея). Наблюдаемые скорости (в сущности, групповые) равны 2.95 км/с для  $T = 20$  с [Чубарова и др., 2010], 3.5 км/с – для  $T = 40$  с и 3.6 км/с – для  $T = 80$  с. Для расчета магнитуды по конкретной станции, основываясь на опыте построения магнитуды  $M_S(20R)$ , использовали среднеквадратическое значение максимумов амплитуд трех компонент записи, снятых в независимые моменты времени. Далее среднеквадратическая амплитуда обозначается как  $A$ .



**Рис. 3.** Зависимость от  $\Delta$  момента  $t_L$  обмера амплитуды для смещения на вертикальных компонентах (1), на выходе физически реализуемого полосового фильтра

$a$  – полный диапазон времен и расстояний для периода 40 с;  $b$  – только малые эпицентральные расстояния, для периода 40 с;  $v, z$  – то же для периода 80 с.

2 – вступления  $S$ -волн, снятые с записи; 3 – групповые скорости волн Рэлея: 3.5 км/с для  $T = 40$  с ( $a, b$ ), 3.6 км/с для  $T = 80$  с ( $v, z$ ). Отсчет времени ведется от времени в очаге  $t_0$

Как обычно, принимали, что магнитуда  $M_S(T)$  для периода  $T$ , которую пока для краткости обозначим просто  $M_S$ , определяется по формуле  $M_S = \lg A - \sigma(\Delta)$  (где  $\Delta$  – эпицентральный расстояние), причем функцию  $\sigma(\Delta)$  удобно записать в виде

$$\sigma(\Delta) = C_1 - \tau(\Delta). \quad (1)$$

Калибровочную функцию  $\tau(\Delta)$ , т.е. функцию затухания амплитуд с расстоянием для периода  $T$ , подобрали путем повторения нескольких итераций следующей последовательности шагов.

1. По текущему варианту  $\tau^{(i)}(\Delta)$ , где  $i$  – номер итерации, привести все амплитуды к заданному опорному расстоянию  $\Delta_0$ , получив приведенные амплитуды:

$$\lg A_0^{(i)} = \lg A - \tau^{(i)}(\Delta) + \tau^{(i)}(\Delta_0). \quad (2)$$

2. Для каждого выбранного землетрясения, используя его значение  $M_w = M_w(\text{GCMТ})$ , найти «расчетную» приведенную амплитуду  $A_0^{(C)(i)}$  поверхностной волны периода  $T$  на расстоянии  $\Delta_0$ , принимая ее пропорциональной значению очагового спектра на фиксированной частоте  $f_T = 1/T$ . Для этого выполнить следующие шаги:

1) оценить по  $M_w(\text{GCMТ})$  значение корнер-частоты землетрясения  $f_c$ , предполагая, что зависимость между  $f_c$  и  $M_w$  следует гипотезе подобия очагов:

$$\lg(f_c^{(i)}) = -1/2 (M_w - M_{w0}^{(i)}) + \lg f_T. \quad (3)$$

Здесь параметр  $M_{w0}^{(i)}$  означает типичное значение  $M_w$  для случая землетрясения, у которого  $f_c = f_T$ ; его точное численное значение (из диапазона 7.5–8) определяется подбором и уточняется на каждой итерации;

2) для модельного очага с корнер-частотой  $f_c$  и магнитудой  $M_w$  задать спектральную функцию для расчета спектральных поправок, используя обобщенную формулу Бруна

$$a(f_T, f_c)^{(i)} = \lg \frac{1}{1 + (f/f_c)^{\gamma^{(i)}}}. \quad (4)$$

Здесь спектральный параметр  $\gamma^{(i)}$  (из диапазона 1.3–2) уточняется на каждой итерации;

3) подставив в (4) значение частоты  $f = f_T$ , оценить уровень очагового спектра текущего события на частоте  $f_T$  как

$$\lg A_0^{(C)(i)} = 1.5 M_w + C_2 + a(f_T, f_c)^{(i)}, \quad (5)$$

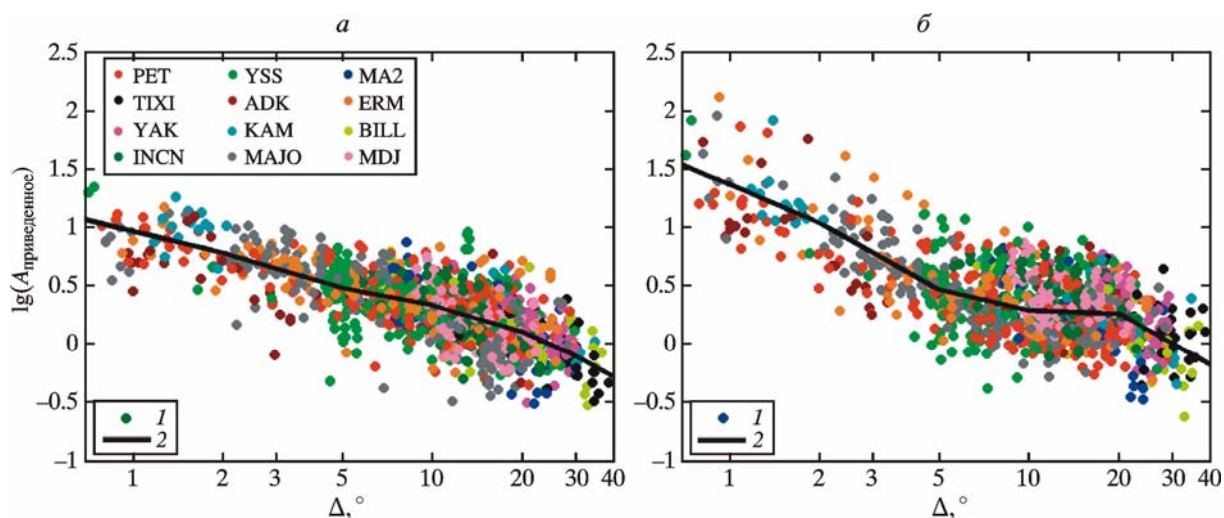
где  $C_2$  – несущественная постоянная. Поясним, что  $(1.5 M_w + C_2)$  – это логарифм очагового спектра при  $f = 0$ . Значение  $A_0^{(C)(i)}$  одновременно можно понимать как амплитуду пика на выходе полосового фильтра фиксированной ширины с осевой частотой  $f_T$ .

3. Для множества землетрясений зависимость  $\lg A_0$  от  $\lg A_0^{(C)(i)}$  в идеале должна иметь вид постоянной функции:  $\lg A_0 = \lg A_0^{(C)(i)} + C_3$ . Систематические отклонения от такой связи, обнаруженные для текущей итерации, можно уменьшить путем модификации параметров  $M_{w0}$  и  $\gamma$ . Путем такого подбора мы нашли искомые оценки этих параметров для нашего случая. Окончательные оценки следующие:  $M_{w0} = 7.5$  для  $T = 40$  с и  $M_{w0} = 7.9$  для  $T = 80$  с; в обоих случаях  $\gamma = 1.5$ .

4. Ход остаточных разностей  $\lg A_0 - \lg A_0^{(C)}$  в функции  $\Delta$  в идеале должен давать постоянную функцию. Фактические отклонения от постоянной функции можно уменьшить, модифицируя функцию  $\tau(\Delta)$ , что и выполнялось. После такой модификации следовало бы снова повторить итеративный цикл по пп. 2 и 3, но оказалось, что в этом нет нужды: при введении поправок к  $\tau(\Delta)$  оценки  $M_{w0}$  и  $\gamma$  остаются стабильными.

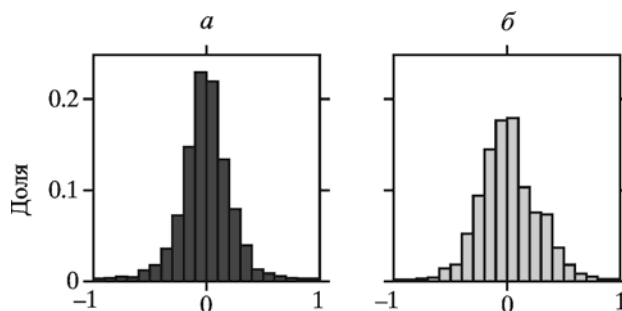
Константу  $C_1$  подобрали из требования, чтобы новые магнитуды  $M_S$  были численно близки к моментной магнитуде  $M_w$  в диапазоне 7.0–8.4. Для бóльших магнитуд не было данных. Для меньших магнитуд в среднем  $M_w$  всегда выше, чем  $M_S(T)$ . Результат описанного итеративного поиска устойчив и не зависит от начального приближения. Новые калибровочные функции приведены на рис. 4, а разброс невязок после проведенного итеративного поиска – на рис. 5. Окончательные варианты зависимостей  $\tau(\Delta)$  приводятся ниже (заданы через узловые точки).





**Рис. 4.** Нормированные станционные амплитуды для магнитуд  $M_S(40)$  (а) и  $M_S(80)$  (б)

1 – наблюдаемые данные – приведенное среднеквадратичное значение трех компонент; 2 – калибровочная функция для магнитуды  $M_S(T)$



**Рис. 5.** Распределение невязок индивидуальных нормированных амплитуд для магнитуд  $M_S(40)$  (а) и  $M_S(80)$  (б)

### Применение новых шкал

Опишем рекомендуемые калибровочные функции для определения магнитуд  $M_S(40)$ ,  $M_S(80)$  и процедуру их использования в расчетах. Магнитуды  $M_S(40)$  и  $M_S(80)$  определяются формулами

$$M_S(40) = \lg(A) - \tau_{40}(\Delta) + 4.670, \quad (6)$$

$$M_S(80) = \lg(A) - \tau_{80}(\Delta) + 5.115, \quad (7)$$

где  $\tau_{40}(\Delta)$ ,  $\tau_{80}(\Delta)$  – новые калибровочные функции, численно определяемые по приведенной ниже процедуре;  $\Delta$  – эпицентральное расстояние (градусы),  $0.7^\circ < \Delta < 40^\circ$ ;  $A$  – среднеквадратическое по трем каналам значение максимальной («2A»/2) амплитуды смещения на выходе описанного выше каузального цифрового фильтра (мкм) во временном окне  $[t_s, t_s + 600 \text{ с}]$ ;  $t_s$  – время вступления S-волны. Максимальная амплитуда соответствует либо поверхностной волне, либо (обычно при  $\Delta \leq 3^\circ$ ) неразделимой группе поперечных и поверхностных волн. Калибровочные функции  $\tau_{40}(\Delta)$  и  $\tau_{80}(\Delta)$  задаются своими узловыми значениями для набора узлов  $\Delta$  (таблица). Предполагается использование данной процедуры для очагов с глубинами менее 70 км.

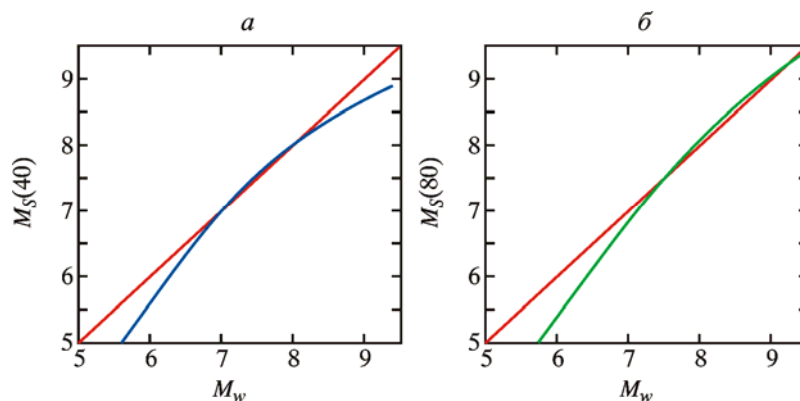
Точность получаемых оценок можно оценить по невязкам подгонки калибровочных функций (см. рис. 4). Соответствующее стандартное отклонение составляет 0.20 для

Узловые точки калибровочных функций  $\tau_{40}(\Delta)$  и  $\tau_{80}(\Delta)$  шкал магнитуд по поверхностным волнам  $M_S(40)$  и  $M_S(80)$  для набора узловых значений эпицентрального расстояния

Параметры	Эпицентрального расстояния ( $\Delta$ ), °						
	0.7	2	5	10	20	30	40
$\lg(\Delta)$	-0.1549	0.3010	0.6990	1.0000	1.3010	1.4771	1.6021
$\tau_{40}(\Delta)$	1.06	0.78	0.48	0.33	0.09	-0.11	-0.28
$\tau_{80}(\Delta)$	1.53	1.03	0.46	0.28	0.25	0.00	-0.17

*Примечание.* Для промежуточных значений  $\Delta$  при вычислении функций  $\tau_{40}(\Delta)$  и  $\tau_{80}(\Delta)$  следует использовать линейную интерполяцию по аргументу  $\lg(\Delta)$ .

$M_S(40)$  и 0.25 – для  $M_S(80)$ ). Были также получены оценки ошибок прогноза значений  $M_w$  по принципу  $M_w = M_S(40)$  для  $M_w > 7$  или по принципу  $M_w = M_S(80)$  для  $M_w > 7.2$ . Средняя ошибка – менее 0.03, а стандартное отклонение – 0.25–0.28. Таким образом, при больших магнитудах значения  $M_S(40)$  и (или)  $M_S(80)$  являются неплохими оперативными оценками  $M_w$  даже для случая одиночной станции. Эта возможность проверялась вплоть до  $M_w = 8.3$ . При еще больших магнитудах оценки подобного рода будут в среднем несколько ниже истинных (ожидаемое искажение – до -0.2–0.3 ед.  $M$  при  $M_w$  около 9.2), что приемлемо при оперативной работе. Теоретическая средняя связь новых магнитуд с магнитудой  $M_w$  приведена на рис. 6. Поясним для случая оперативной работы, что в качестве оценки  $M_w$  следует использовать большее из двух значений обсуждаемых магнитуд.



**Рис. 6.** Теоретическая зависимость новых магнитуд  $M_S(40)$  (а) и  $M_S(80)$  (б) от моментной магнитуды  $M_w$

### Перспектива использования новых шкал в реальном времени

Единственным элементом описанной методики, который нельзя прямо перенести в режим реального времени, является использование обратной фильтрации для перехода от велосиграммы к записи смещения. Данный вопрос был детально изучен для случая магнитуды  $M_S(20)$ . Оказалось, что при записи с неширокой полосой частот тривиальное соотношение для синусоидального сигнала

$$A = V/(2\pi/T), \quad (8)$$

где  $A$  и  $V$  – амплитуды смещения и скорости соответственно, выполняется с вполне приемлемой точностью и для пиковых амплитуд волновых групп. Данный факт был

проверен для нескольких десятков записей на выходе использованных нами фильтров и вполне подтвердился. Таким образом, в режиме реального времени вместо обратной фильтрации можно использовать описанный упрощенный подход: применять полосовой фильтр непосредственно к сигналу велосиграфа, измерять его пиковое значение,  $V$ , а затем определять  $A$  по формуле (8).

Кроме амплитуды, для оперативной оценки магнитуды нужны хотя бы грубые оценки эпицентрального расстояния. Обычно для этой цели используют запаздывание вступления  $S$ -волны относительно вступления  $P$ -волны ( $S-P$ ). Однако вблизи больших очагов вступление  $S$ -волны часто невозможно зафиксировать (особенно в режиме реального времени), поскольку длительность очагового процесса легко может превысить  $S-P$ . В этом случае на вступление  $S$ -волн накладываются энергичные волны  $P$  от поздних стадий развития очага, и вступление оказывается полностью зашумлено. Эта трудность может быть преодолена за счет использования сигнала поверхностной волны. Как следует из данных, приведенных на рис. 3, запаздывание максимума в длиннопериодной поверхностной волне может дать вполне устойчивую грубую оценку расстояния. Хотя на рис. 3 отсчет времени идет от  $t_0$ , ясно, что этот вывод сохранится и для основного для практики случая, когда отсчет времени идет от вступления  $P$ -волны. При этом, как видно из приведенного на рис. 2 материала, если момент прихода максимума отсчитывать не по моменту максимума фактической амплитуды, а по максимуму огибающей (модуля аналитического сигнала), точность отсчета времени (а значит, оценки  $\Delta$ ) можно заметно повысить.

### Обсуждение

В работе [Talandier, Okal, 1992] применение длиннопериодной магнитуды  $M_m$  по поверхностным волнам было распространено на региональный случай. Была исследована принципиальная возможность работы в диапазоне расстояний  $1.5-15^\circ$ , но в основном изучалась область  $2.5-15^\circ$ . При практической реализации методики Окала–Талантье [Schindelé et al., 1995] время от вступления  $P$ -волны до начала работы алгоритма составило 15 мин, что для побережий Дальнего Востока недопустимо поздно. Отметим, что в этой работе, как и в работе авторов настоящей статьи, используются и вертикальные, и горизонтальные компоненты записи. Представляет интерес сопоставление двух работ по точности. Стандартное уклонение для оценки  $\lg M_0$  в работе [Schindelé et al., 1995] составило для случая неглубоких землетрясений 0.29 (по одиночной станции). Оценки разброса для  $M_w$  получаются умножением на коэффициент  $2/3$ , что дает 0.19. Наши оценки разброса несколько хуже, что понятно, поскольку использовалась ограниченная полоса частот. Новизна настоящей работы состоит, главным образом, в том, что создана и опробована возможность оценки (или, при  $M > 8.3$ , оценки снизу) длиннопериодной магнитуды на предельно малых (до  $0.7^\circ$ ) эпицентральных расстояниях.

Реальную конкуренцию развитому здесь подходу могла бы составить широкополосная магнитуда  $C$ . Цубои по  $P$ -волнам  $M_{wP}$  [Tsuboi et al., 1995]. Даже при использовании первых 120 с записи она в среднем дает неплохую оценку цунамигенного потенциала. Как отмечено в [Hirshorn, Weinstein, 2011],  $M_{wP}$  может, однако, недооценивать потенциал цунами-землетрясений. Эту проблему частично исправили в исследованиях группы П. Борманна [Bormann, Wylegalla, 2005; Bormann et al., 2006] путем суммирования

амплитуд на интервале времени подходящей длительности. Однако минимальное эпицентрального расстояние для применения этих методик пока составляет 550 км.

Предложенная в данной работе методика оценки длиннопериодной магнитуды (а с ней и цунамигенного потенциала) землетрясения по данным одиночной станции представляет практический интерес для служб предупреждения о цунами. Она особенно важна для побережий островов или малонаселенной суши. В этом случае вполне может оказаться, что имеется лишь единственная станция, на которой в пределах временного окна приемлемой длины (200–300 с) успели сформироваться записи поверхностных волн. В подобных случаях более «продвинутые» подходы к характеристике цунамигенного потенциала очага (такие, например, как оперативная оценка тензора сейсмического момента) реализованы быть не могут. В то же время магнитудный подход сохраняет применимость.

При малых (до 250–300 км) расстояниях и при больших магнитудах  $M_w$  развитый подход по объясненным во Введении причинам будет давать заниженные оценки магнитуды. На расстояниях более 300 км по значениям  $M_S(40)$  и  $M_S(80)$  можно получить малоискаженную оценку  $M_w$  в важнейшем диапазоне  $M_w = 7–8.8$ ; при больших  $M_w$  и в этих случаях возникает систематическая ошибка в сторону занижения, достигающая  $-0.2–0.3$  при  $M_w$  около 9.2. Это – неизбежное следствие используемых ограничений по частотной полосе.

### Заключение

На материале достаточного объема (более 1250 записей на 12 станциях) успешно решена задача построения региональных длиннопериодных магнитудных шкал  $M_S(40)$  и  $M_S(80)$  для условий Дальнего Востока России. Среднеквадратическая ошибка такой оценки по данным одной станции – 0.20–0.25. Оперативные оценки магнитуды необходимы в первую очередь для целей службы предупреждения о цунами. Использование волн периодов 40 и 80 с может существенно улучшить методику прогноза опасного цунами. Для прогноза цунами важно значение моментной магнитуды  $M_w$ . По значениям  $M_S(40)$  и  $M_S(80)$  можно получить малоискаженную оценку  $M_w$  в важнейшем диапазоне 7–8.8; при больших  $M_w$  возникает небольшая систематическая ошибка в сторону занижения, малосущественная на практике. Среднеквадратическая ошибка подобной оценки  $M_w$  по одной станции составляет до 0.28. При этом время, требующееся для обработки сигнала, для эпицентральных расстояний до 300 км составляет до 4–5 мин (см. рис. 3), что приемлемо по временным нормативам подачи тревоги цунами.

### Благодарности

Исследование в части методики, расчетов и оценок (кроме сбора и обработки сейсмограммного материала) выполнено при финансовой поддержке Российского научного фонда (проект №14-17-00621) в Камчатском филиале Геофизической службы РАН. Авторы признательны С.А. Викулиной за техническую помощь в работе. Авторы благодарны консорциуму IRIS за возможность доступа к цифровым записям.

## Литература

- Ванек И., Затопек А., Карник В., Кондорская Н.В., Ризниченко Ю.В., Саваренский Е.Ф., Соловьев С.Л., Шебалин Н.В. Стандартная шкала магнитуд // Изв. АН СССР. Сер. геофиз. 1962. № 2. С. 153–158.
- Дрознин Д.В., Дрознина С.Я. Интерактивная программа обработки сейсмических сигналов DIMAS // Сейсмические приборы. 2010. Т. 46, № 3. С. 22–34.
- 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.
- Чебров Д.В., Чебров В.Н., Викулина С.А., Оттоук Д.А. Опыт оценки магнитуд сильных землетрясений в РИОНЦ «Петропавловск» в рамках Службы предупреждения цунами // Проблемы комплексного геофизического мониторинга Дальнего Востока России: Тр. Четвертой науч.-технич. конф., г. Петропавловск-Камчатский, 29 сентября – 5 октября 2013 г. / Отв. ред. В.Н. Чебров. Обнинск: ГС РАН, 2013. С. 299–303.
- Чубарова О.С., Гусев А.А., Викулина С.А. Двадцатисекундная региональная магнитуда  $M_S(20R)$  для Дальнего Востока России // Сейсмические приборы. 2010. Т. 46, № 3. С. 58–63.
- Abe K. Quantification of tsunamigenic earthquakes by the  $M_t$  scale // Tectonophysics. 1989. V. 166. P. 21–34.
- Bormann P., Wylegalla K. Quick estimator of the size of great earthquakes // EOS Trans. AGU. 2005. V. 86 (46). P. 464.
- Bormann P., Wylegalla K., Saul J. Broadband body-wave magnitudes  $mB$  and  $mBC$  for quick reliable estimation of the size of great earthquakes // USGS Tsunami Sources Workshop 2006: poster. URL: [http://spring.msi.umn.edu/USGS/Posters/Bormann\\_etal\\_poster.pdf](http://spring.msi.umn.edu/USGS/Posters/Bormann_etal_poster.pdf)
- Brune J., King C.-Y. Excitation of mantle Rayleigh wave of period 100 s as a function of magnitude // Bull. Seismol. Soc. Amer. 1967. V. 57. P. 1355–1365
- Gutenberg B. Amplitudes of surface waves and magnitude of shallow earthquakes // Bull. Seismol. Soc. Amer. 1945. V. 35. P. 3–12.
- Hirshorn B., Weinstein S. Earthquake source parameters, rapid estimates for tsunami warning // Extreme environmental events: Complexity in forecasting and early warning / Ed. R.F. Myers. Springer, 2011. P. 447–461.
- Kanamori H. The energy release in great earthquakes // J. Geophys. Res. 1977. P. 2981–2987.
- Kanamori H., Polet Y. Tsunami earthquakes // Encyclopedia of complexity and systems science / Ed. R. Myers. Springer, 2007. P. 9577–9592.
- Lee J., Friederich W., Meier T. Real time monitoring of moment magnitude by waveform inversion // Geophys. Res. Lett. 2012. V. 39, N 2. S. L02309. doi: 10.1029/2011GL050210
- Okal E.A., Talandier J.  $M_m$ : A variable period mantle magnitude // J. Geophys. Res. 1989. V. 94. P. 4169–4193.
- Prozorov A., Shimshoni M., Knopoff L. Magnitude studies from ultra-long-period records // Geophys. J. Roy. Astr. Soc. 1977. V. 48. P. 407–414.
- Schindelé F., Reymond D., Gaucher E., Okal E.A. Analysis and automatic processing in near-field of the eight 1992–1994 tsunamigenic earthquakes: Improvements in real-time tsunami warning // Pure Appl. Geophys. 1995. V. 144. P. 381–408.
- Talandier J., Okal E.A. One-station estimates of seismic moments from the mantle magnitude  $M_m$ : The case of the regional field ( $1.5^\circ \leq \Delta \leq 15^\circ$ ) // Pure Appl. Geophys. 1992. V. 138. P. 3–60.
- Tsuboi S.K., Abe K., Takano K., Yamanaka Y. Rapid determination of  $M_w$  from broadband  $P$ -wave forms // Bull. Seismol. Soc. Amer. 1995. V. 83. P. 606–613.

*Сведения об авторах*

**ГУСЕВ Александр Александрович** – доктор физико-математических наук, заведующий лабораторией, Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН; главный научный сотрудник, Камчатский филиал Геофизической службы РАН. 683006, г. Петропавловск-Камчатский, б-р Пийпа, д. 9. Тел.: +7 (415) 243-18-57. E-mail: gusev@emsd.ru

**ЧУБАРОВА Ольга Сергеевна** – кандидат физико-математических наук, старший научный сотрудник, Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН. 683006, г. Петропавловск-Камчатский, б-р Пийпа, д. 9. Тел.: +7 (415) 229-77-42. E-mail: ochubarova@emsd.ru

## REGIONAL LONG-PERIOD MAGNITUDE SCALES AND THEIR CAPABILITIES FOR THE TSUNAMI WARNING

A.A. Gusev<sup>1,2</sup>, O.S. Chubarova<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Institute of Volcanology and Seismology, Far Eastern Branch of the Russian Academy of Sciences,  
Petropavlovsk-Kamchatsky, Russia

<sup>2</sup>Kamchatka Branch of Geophysical Service, Russian Academy of Sciences,  
Petropavlovsk-Kamchatsky, Russia

**Abstract.** The tsunami warning system at the Russian Far East employs medium-period magnitude  $M_S(BB)$  after Vaniek–Solovyev. With its use, inadequate, understated estimates of tsunamigenic potential of an occurred earthquakes are possible. This can happen in case of a so-called «tsunami-earthquake». This kind of earthquakes with non-standard spectrum was revealed by Kanamori in 1972. To overcome this problem, a longer-period magnitude scale is needed. In the present study, a technique is developed for determination of magnitudes at regional distances (from 70–4500 km) based on amplitudes of surface waves of periods 40 and 80 s. At distances 70–250 km, the amplitude of the joint group of shear and surface waves is used. For the new magnitudes, designated  $M_S(40)$  and  $M_S(80)$ , experimental calibration curves are constructed using more than 1250 three-component records at 12 stations of the region. Magnitudes are calibrated so as to produce unbiased estimate of moment magnitude  $M_w$  in the critical range  $M_w = 7.5–8.8$ . RMS error of a single-station  $M_w$  estimate is about 0.27. At distances below 250 km and  $M_w \geq 8.3$ , the estimate of  $M_w$  obtained by the proposed technique will saturate at the  $M_w$  level about 8.3; this is acceptable at operative analysis as do not result in missed alarms. The technique can be used in the operative tsunami warning based on seismological data. This can markedly decrease the number of false alarms.

*Keywords:* earthquake, tsunamigenic, calibration curve, long-period, magnitude, tsunami warning.