

МЕЛКОФОКУСНАЯ СЕЙСМИЧНОСТЬ ЯПОНСКОГО МОРЯ И ЕЕ ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ

И.Н. Тихонов, В.Л. Ломтев

*ФГБУН Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, ул. Науки 1Б, г. Южно-Сахалинск,
693022; e-mail: tikhonov@imgg.ru*

Поступила в редакцию 17 августа 2012 г.

По результатам анализа данных различных сейсмологических сводок по региону Японского моря впервые подготовлен наиболее полный унифицированный каталог землетрясений с магнитудой $M \geq 3.0$ и глубиной $h \leq 60$ км за 1975–2010 годы. Построены карты эпицентров событий для четырех интервалов (0–10, 11–20, 21–30 и 31–60 км) глубин очагов, а также три субширотных разреза шириной 1° . Рассмотрены особенности строения и возможная тектоническая природа сейсмоактивной зоны вдоль подводной окраины или бордерленда Японо-Сахалинской островной дуги: региональный взброс, точнее мегадуплекс разломов сжатия, обусловленный сползанием коры в тылу фронтального глубинного надвига. Коровая сейсмичность юго-восточной окраины Корейского п-ова (Сино-Корейский щит), вероятно, связана с Цусимским и Уллындинским разломами. Высказано предположение, что она может спровоцировать сход блоковых, возможно цунамигенных, оползней в южном и восточном оползневых цирках котловины Уллындо, врезанных в авандельту Хуанхэ.

Ключевые слова: Японское море, Японо-Сахалинская дуга, мелкофокусная (коровая) сейсмичность, тектоника земной коры, бордерленд, тыловой взброс, оползень.

ВВЕДЕНИЕ

Японо-Сахалинская островная дуга расположена в пределах Тихоокеанского сейсмического пояса, в котором происходит более 80% землетрясений Земли, в том числе, большая часть катастрофических событий. Она отделяет впадину окраинного Японского моря, основного объекта исследований в настоящей работе, от впадины Тихого океана (рис. 1). На тихоокеанской окраине входящей в нее дуги Хонсю (Тохоку или СВ Японии) сейсмическая активность достигает максимального для Земли уровня. Это связано с тем, что большинство сейсмических событий здесь приурочено к так называемой сейсмофокальной зоне Беньофа, точнее Вадати-Заварицкого-Беньофа, погружающейся под дугу. Существование этой зоны обусловлено проявлением процессов субдукции на границе Амурской и Тихоокеанской литосферных плит [47]. Именно здесь возникают сильнейшие землетрясения, которые зачастую сопровождаются цунами. Эти катастрофические природные явления приводят к колоссальным разрушениям и множеству человеческих жертв. Ярким примером тому служит мега-землетрясение 11 марта 2011 года ($M_w = 9.0$), возникшее восточнее северной части о. Хонсю. Оно

породило гигантские волны цунами высотой более 10–20 м, которые, в свою очередь, привели к небывалой по масштабам техногенной катастрофе на прибрежной АЭС “Фукусима-1” [45].

Уровень мелкофокусной сейсмичности в пределах акватории Японского моря несколько ниже, но все же достаточно велик, особенно, вблизи восточного побережья, где регулярно происходят сильные землетрясения. Только за последние полвека здесь были зарегистрированы и достаточно хорошо изучены такие разрушительные землетрясения, как Ниигатское 1964 г. ($M=7.5$), Монеронское 1971 г. ($M=7.5$), Япономорское 1983 г. ($M=7.7$), Окусирское 1993 г. ($M=7.8$) и Невельское 2007 г. ($M=6.2$). Объясняется это тем обстоятельством, что очаги этих землетрясений приурочены к участку границы Амурской и Охотской литосферных плит [3, 47], простирающейся от г. Ниигата (о. Хонсю) до севера Сахалина (см. врезку на рис. 1).

Изучение сейсмичности морей имеет свою специфику по сравнению с исследованием сейсмичности на суше. Для морских акваторий каталоги менее полны, а точность локализации гипоцентров толчков, в общем, ниже, чем на суше. Участки морского

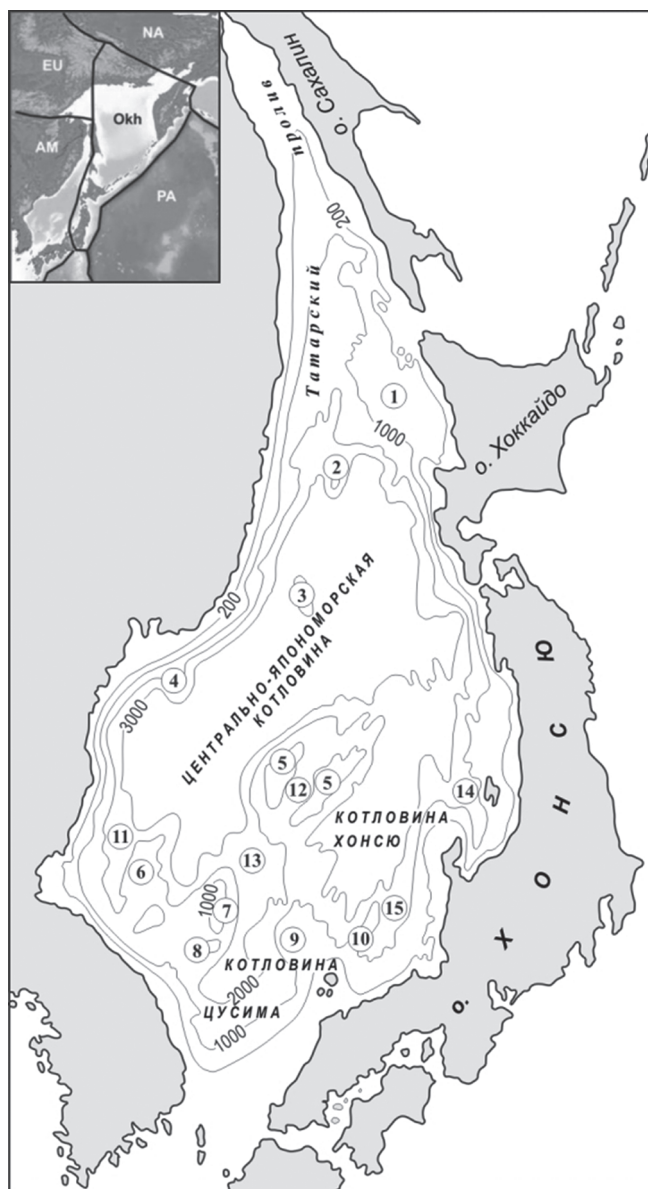


Рис. 1. Батиметрическая карта Японского моря с элементами морфографии [1].

Подводные возвышенности – Южно-Татарская-1, Витязя-2, Богорова-3, Первенца-4, Ямато-5, Восточно-Корейская-6, Криштофовича-7, Уллындю-8, Пржевальского-9, Оки-10; подводные долины – Гензан-11, Кита-Ямато-12, Западно-Яматинская-13, Тояма-14, Оки-15. На врезке схема литосферных плит [47]: NA – Северо-Американская, EU – Евразийская, AM – Амурская, PA – Тихоокеанская, Okh – Охотская.

дна труднодоступны для сейсмогеологических исследований. Уровень сейсмичности в центральных частях окраинных морей, как правило, ниже, чем на периферии. При этом отдельные участки периферии могут значительно отличаться по уровню сейсмичности как для конкретного моря, так и различных морей.

Японское море – объект, хорошо изученный с помощью геолого-геофизических методов, включая драгирование пород кайнозойского чехла и мезо-палеозойского, местами докембрийского, акустического фундамента, и бурения [1, 5, 16, 23, 27, 28, 35–38]. По этой причине оно давно служит полигоном для проверки различных гипотез и идей, которые обычно относят к двум концепциям: фиксизма (геосинклинальная концепция; базификация древней континентальной коры; рифтогенез) и мобилизма (тектоника литосферных плит; мантийный диапиризм и рифтогенез по Д.Е. Каригу [13]; левый мегасдвиг между Евразией и Тихим океаном по В.П. Уткину – ссылка в [19]).

По ряду позиций между ними есть сходство взглядов (выступ мантии; субокеаническая кора мощностью 12–15 км в районе Центральной, Хонсю и Уллындю батинальных котловин с континентальным блоком Ямато на стыке; рифтогенез; кайнозойская история). Согласно первой концепции предполагается эпиокеаническое заложение впадины, как части Тихого океана, и формирование ее структур *in situ* без крупных горизонтальных перемещений коры в мезокайнозой. Согласно второй, напротив, превалируют представления о кайнозойском раздвиге (спрединге, рифтинге) и горизонтальном перемещении Японской дуги к востоку от Евразии. Дискуссионной остается природа бордерлендов, сложно построенных окраин Корейского п-ова (Сино-Корейский щит) и Японо-Сахалинской дуги [1, 23, 28, 38]. В их пределах мощность коры увеличивается в 2–3 раза (30–40 км и более), меняется ее тип: субокеаническая кора замещается континентальной.

Цель данной статьи – сбор наиболее полных данных о современной мелкофокусной ($h < 60$ км) сейсмичности Японского моря, подготовка авторского каталога землетрясений и выявление в постановочном плане взаимосвязи сейсмичности с тектоникой впадины этого моря. Сбор материалов по сейсмичности завершился составлением детального каталога землетрясений с магнитудами $M \geq 3.0$ на основе анализа отечественных и зарубежных сейсмологических сводок за период 1975–2010 гг., когда национальные сети сейсмологических наблюдений стали обеспечивать более надежную регистрацию слабых землетрясений акватории изучаемого объекта.

МЕЛКОФОКУСНАЯ СЕЙСМИЧНОСТЬ ЯПОНСКОГО МОРЯ НА ОСНОВЕ АВТОРСКОГО КАТАЛОГА ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ ЗА 1975–2010 ГГ.

Сейсмичность акватории Японского моря контролируется рядом национальных сейсмологических

служб (России, Японии, КНДР и Республики Корея), а также обобщается по данным мировых агентств NEIC/USGS и ISC (International Seismological Centre). Именно эти первоисточники данных и были использованы при сборе материалов [6–12, 14, 22, 24, 25, 39–41].

Основным источником информации о сейсмичности Японского моря за 1975–2010 гг. явился каталог Японского метеорологического агентства [40]. Около 92.3% всех событий сводного каталога содержат данные этого агентства. Точность оценки положений гипоцентров мелкофокусных землетрясений, начиная с 1998 г., составляет в среднем 0.7 км по широте, 1.5 км по долготе и 1.5 км по глубине. За анализируемый период в Японском море было зарегистрировано несколько сильных и сильнейших землетрясений, которые сопровождалось большим количеством афтершоков. Афтершоковые последовательности этих землетрясений обусловили значительный объем сводного каталога, представленного в настоящей работе.

Вторым по объему использованных данных (4.7%) источником сведений оказался каталог землетрясений юга Сахалина по данным локальной сети цифровых сейсмических станций [14]. Этот каталог содержит наиболее полные и точные оценки параметров афтершоков Невельского землетрясения 02.08.2007 г. ($M=6.2$), которые приведены в сводном каталоге, а дублирующие, менее точные оценки, из других каталогов удалены. Третье место (2.3% событий сводного каталога) принадлежит региональному каталогу для всего острова Сахалин [24]. Данные о сейсмичности западного шельфа Среднего и Северного Сахалина с конца сентября 2005 г. брались из Оперативного каталога Сахалинского филиала ГС РАН [22]. Этот и остальные каталоги дали незначительный объем информации (около 0.7%).

Для западной части Японского моря привлекались данные мирового каталога USGS/NEIC [39], российских сводок по региону Приморья и Приамурья [7–11, 25], корейских источников [6, 12, 41].

Выборка данных в сводном каталоге землетрясений унифицирована по времени. Моменты возникновения событий приведены к стандартному японскому времени (JST). В результате работ на данном этапе подготовлен каталог современных ($M \geq 3.0$, $h \leq 60$ км) землетрясений Японского моря за 1975–2010 гг., содержащий 9513 событий. На рис. 2, 3 приведены карты эпицентров землетрясений сводного каталога для разных интервалов глубин, а на рис. 4 – вертикальные субширотные разрезы сейсмоактивных объемов для северной, центральной и южной частей

акватории Японского моря. Осевые линии разрезов располагаются в районах 37° , 41° и 45° с.ш. Ширина полос составляет 1° .

Карты эпицентров землетрясений показывают, что, основная поверхностная сейсмичность Японского моря сосредоточена на подводной окраине Японо-Сахалинской островной дуги примерно от 34 до 52° с.ш. На западном побережье в районе Корейского пролива уровень сейсмичности заметно снижается и почти совсем падает на большом протяжении вблизи побережья КНДР, Приморского и Хабаровского краев РФ.

Единственным исключением из этого является событие 13.11.1990 г. с $M=6.3$ [25]. Оно аномально по местоположению и силе. В ближайших к очагу населенных пунктах максимальный макросейсмический эффект, по-видимому, достигал 5–6 баллов по шкале MSK-64. Исходя из данных наблюдений за прошедшее столетие, подобных землетрясений в этом районе не наблюдалось. Очаг данного события приурочен к границе, отделяющей позднемезозойское (меловое) складчато-орогенное сооружение Сихотэ-Алиня от молодого позднекайнозойского (неогенового) Татарского синклиория [30].

Центральная часть Японского моря за исследуемый период почти асейсмична на уровне магнитуд $M \geq 3.0$. Отчасти это обусловлено труднодоступностью участков морского дна для сейсмологических исследований и спецификой организации сети сейсмологических наблюдений Японского метеорологического агентства. Эта сеть нацелена на регистрацию сейсмических событий на Японских островах и вблизи них. Поэтому представительность регистрации слабых землетрясений падает по мере удаления эпицентров в море [31, 34].

Если распределение эпицентров землетрясений в пределах акватории Японского моря было вполне ожидаемым, то близвертикальное распределение их гипоцентров, отчетливо наблюдаемое на вертикальных субширотных разрезах (рис. 4), оказалось неожиданным в свете современных представлений о наклонной зоне субдукции в тылу Японо-Сахалинской дуги [27, 46].

Аналогичные близвертикальные распределения гипоцентров слабых ($M = 2-3$) землетрясений в регионе Японии выявлены в [2]. Однако эти, так называемые сейсмические “гвозди”, диаметром 5–10 и глубиной 10–50 км являются локальными образованиями и напрямую не связаны с рассматриваемой зоной мелкофокусной сейсмичности вдоль подводной окраины Японо-Сахалинской островной дуги. Тем более что в [2] автор отмечает отсутствие пря-

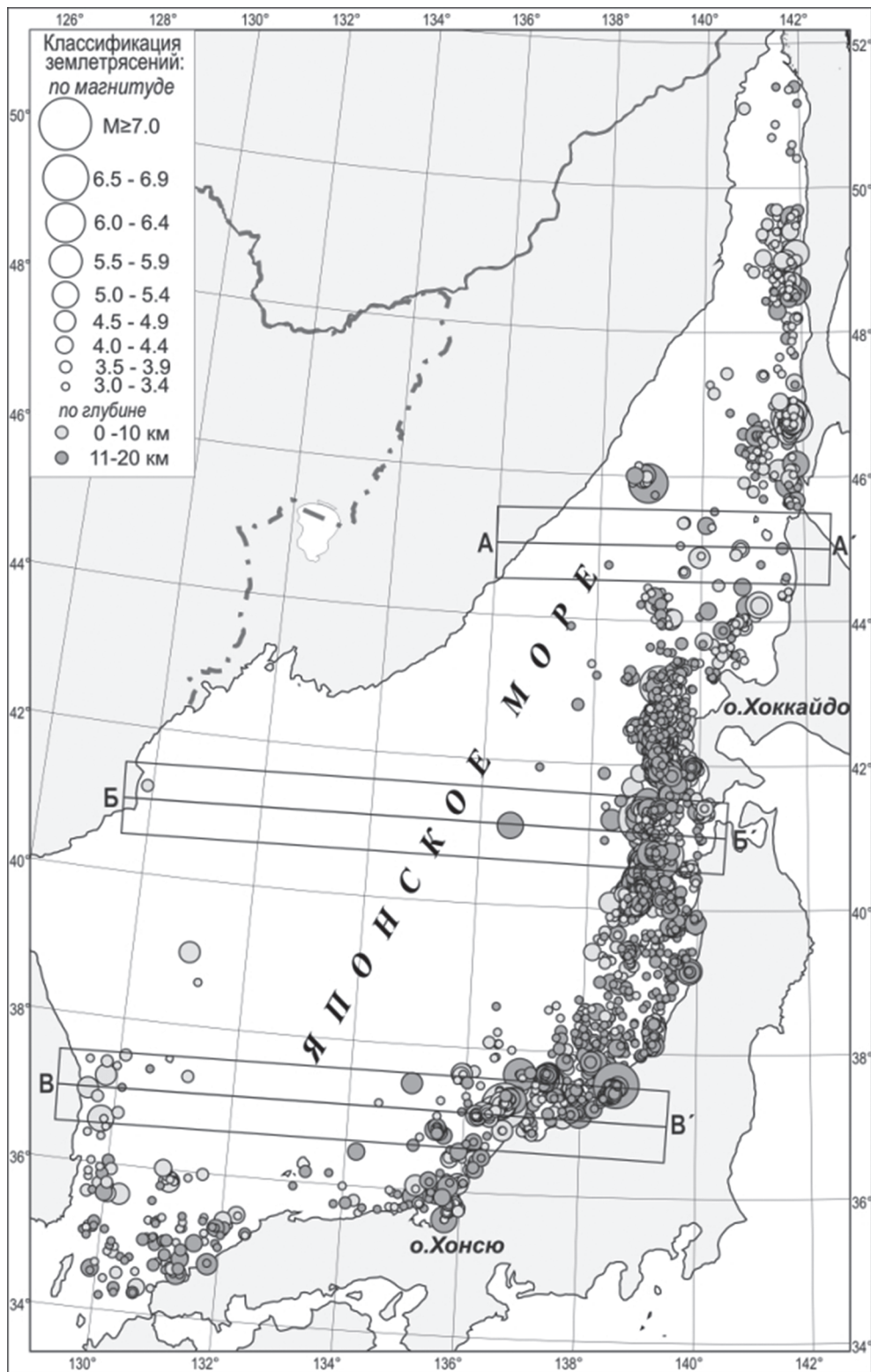


Рис. 2. Карта эпицентров землетрясений с магнитудой $M \geq 3.0$ на глубинах 0–10 и 11–20 км в Японском море за 1975–2010 гг. по данным авторского каталога.

Отрезки прямых А-А', Б-Б', В-В' – осевые линии вертикальных широтных разрезов сейсмоактивных объемов шириной $\pm 0.5^\circ$ относительно осевых линий.

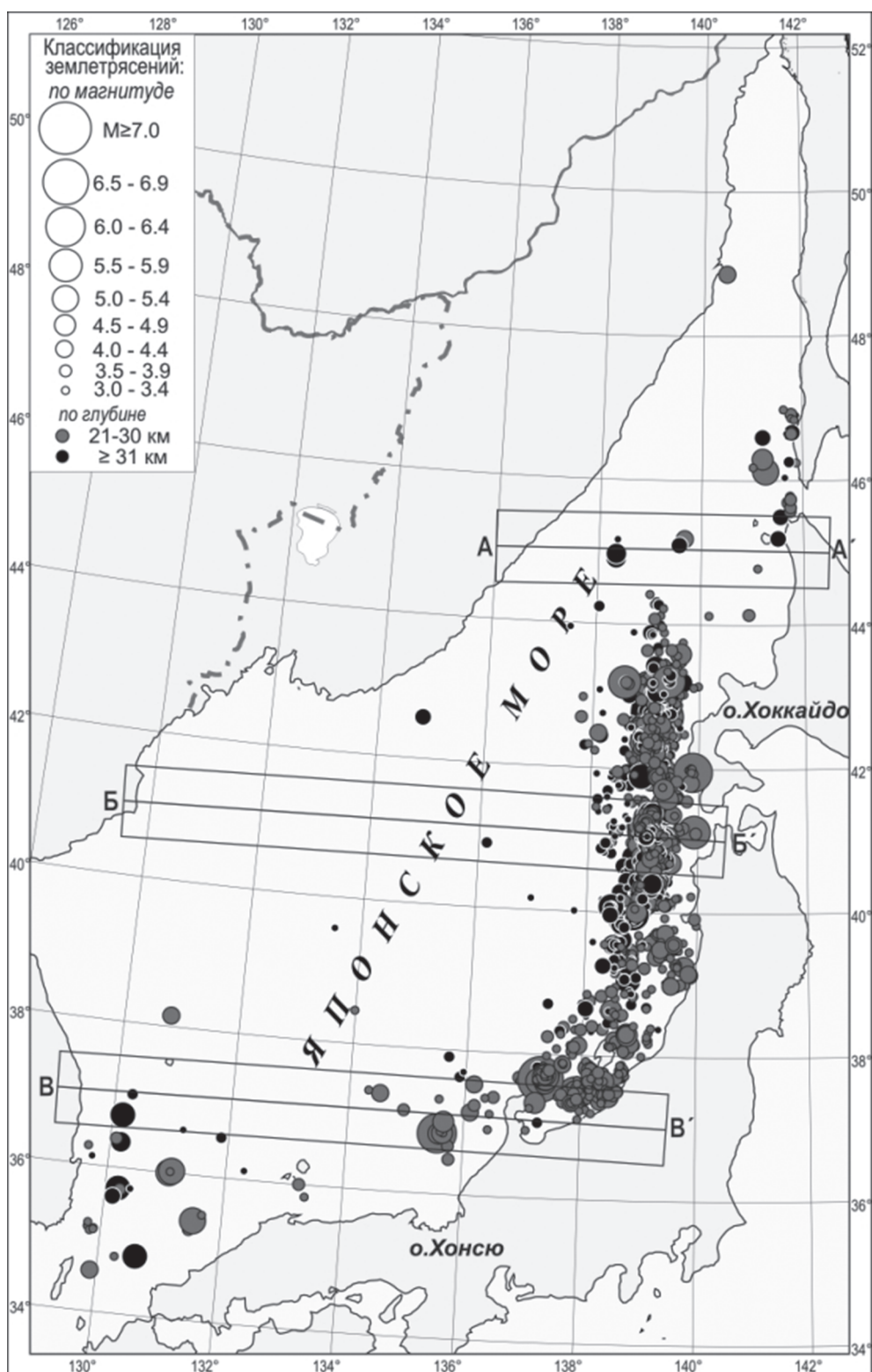


Рис. 3. Карта эпицентров землетрясений с $M \geq 3.0$ на глубинах 21–30 и 31–60 км в Японском море за 1975–2010 гг. по данным авторского каталога.

Пояснения к рисунку см. на рис. 2.

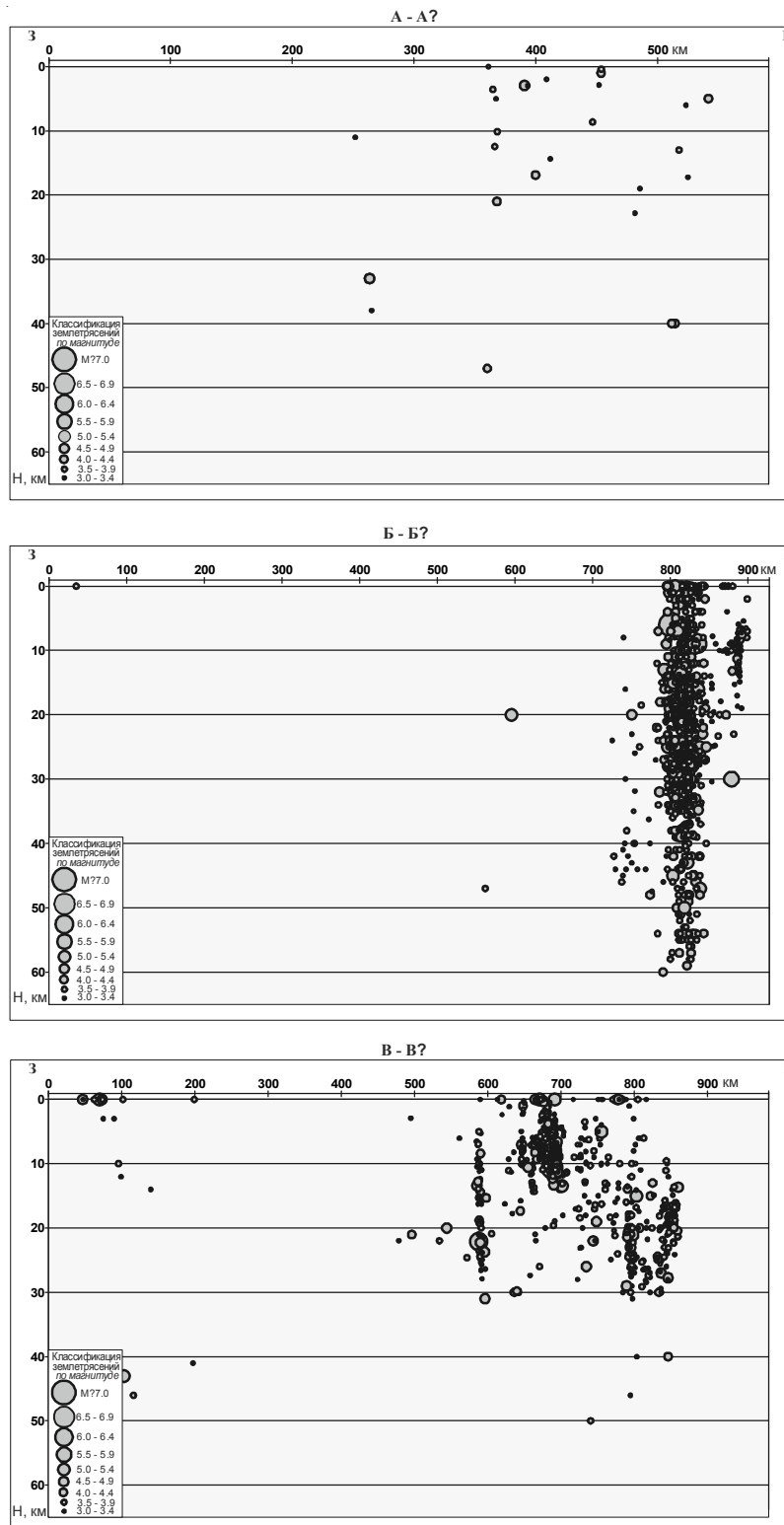


Рис. 4. Вертикальные широтные разрезы сейсмоактивных объемов по линиям А-А', Б-Б', В-В' в пределах $\pm 0.5^\circ$ относительно этих линий.

Координаты конечных точек линий: А(45.0° с.ш.; 135.0° в.д.), А'(45.0° с.ш.; 142.5° в.д.), Б(41.0° с.ш.; 129.5° в.д.), Б'(41.0° с.ш.; 140.5° в.д.), В(37.0° с.ш.; 129.0° в.д.), В'(37.0° с.ш.; 139.5° в.д.).

мой корреляции “гвоздей” с сильными ($M > 5.0$) землетрясениями.

ВЕРОЯТНЫЕ ВЗАИМОСВЯЗИ ЗОН МЕЛКОФОКУСНОЙ СЕЙСМИЧНОСТИ ЯПОНСКОГО МОРЯ С ТЕКТОНИКОЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Судя по рис. 2–4, большинство землетрясений наблюдаются под подводной окраиной Японо-Сахалинской дуги, где проходит граница между Амурской и Охотской литосферными плитами (см. врезку на рис. 1). С окраинами о-вов Хоккайдо и севера Хонсю связывают недавно открытую зону конвергенции и позднеплиоцен-четвертичной субдукции дна (плиты) Японского моря к востоку, связанную с раскрытием Байкальского рифта (см. обзор в [27] и [46]). Скорость субдукции достигает 2 см/год, а глубина погружения плиты и связанных с ней землетрясений – 50 км. Эта идея учитывает преимущественно восточное смещение пунктов GPS-наблюдений между Байкалом и Японским морем, небольшую (20–30 км) глубину очагов мелкофокусных землетрясений под островами и их видимо стабильное положение за последние 2 млн лет.

В контексте работы отметим, что дуга СВ Японии или Тохоку (то – север, хоку – восток) вместе с Японским желобом и неглубокими (100–200 км) встречными сейсмофокальными зонами Беньофа и Тараканова (рис. 5а) занимает входящий структурный угол с вершиной близ Владивостока. Он образован фронтальными глубинными надвигами зон Беньофа Идзу-Марианской и Курило-Камчатской систем дуга-желоб, что заверяют карты их сейсмоизобат в [32].

Другой аспект касается результатов интерпретации данных МОГТ и баланса осадков аккреционной призмы Японского желоба (рис. 5б; [19]), согласно которым дуга Тохоку надвинута на ложе Тихого океана по зоне Беньофа примерно на 90 км за последние 0.5–1.0 млн лет. Ее фронт образует коровый шарьяж Ойасио мощностью 10–20 км, с которым связаны мегаземлетрясение Тохоку и цунами 11 марта 2011 г. [45].

Поскольку в Японском море нет параллельного дуге рифта (раздвига) той же ширины [1, 16, 23, 28, 38], следовательно, кора под ним находится в аллохтонном залегании, то есть, сорвана с основания (площадной тектонической покров). Согласно рис. 2–4 значительная часть акватории почти асейсмична на уровне событий с $M \geq 3$. Сейсмическую активность для слабых землетрясений ($M \sim 1–2$) можно было бы оценить с помощью донных сейсмографов, однако такой информации у нас нет. Перепады рельефа дна и кровли акустического фундамента, превышающие 3–5 км [1, 5, 28], указывают на возможность существования заметного фона слабой сейсмичности.

Основная зона мелкофокусной сейсмичности шириной 100–200 км и протяженностью около 2000 км локализована вдоль окраины Японо-Сахалинской островной дуги. Вторая, меньшая по площади зона охватывает акваторию северного выхода из Цусимского пролива и юго-восточную подводную окраину Корейского п-ова (Сино-Корейский щит). В районе Цусимского пролива (краевой мезокайнозойский прогиб Нактон) можно предполагать глубинный разлом, возможно, связанный с зоной Беньофа Идзу-Марианской дуги [32], и маркируемый одноименной мегадугой размером 220×5 км с линейной положительной гравитационной аномалией в редукции Буге (рис. 6а,б; [18, 36]).

Вдоль Японо-Сахалинского бордерленда сейсмоактивная зона имеет близвертикальное падение, расширяется и углубляется от флангов к центру (примерно между 45 и 38-й параллелями с.ш.) от 30–50 до 60–70 км, а также по вертикали (рис. 4). В тектоническом плане ее можно связывать с молодым расколом, продольным сдвигом или зоной субдукции [46]. Возможно, близвертикальное падение гипоцентров маркирует региональный перегиб (корневую зону фронтального глубинного надвига) слоев земной коры и подкоровой мантии при переходе от субгоризонтального залегания в Японском море к наклонному в пределах бордерленда.

Тектонические особенности подводной окраины Японо-Сахалинской дуги рассматриваются на примере рис. 5в. Здесь представлена модель дивергентного орогена, ограниченного встречными краевыми разломами сжатия [33]. Она недавно предложена для Камышового антиклинория Сахалина [20, 21], а в настоящей работе – и для Японо-Сахалинской дуги. Выбор модели поддерживают материалы по Монеронскому 1971 г., Углегорскому 2000 г., Ното 2007 г., и, вероятно, Невельскому 2007 г. землетрясениям [3, 4, 15, 26, 42], свидетельствующие о падении главных сейсморазрывов на восток под островную дугу. С тем уточнением, что последний является цилиндрическим взбросом в дуплексе регионального Западно-Сахалинского разлома [21].

Судя по рис. 5в, формирование сейсмоактивной зоны регионального тылового взброса (мегадуплекса) и дивергентной структуры Японо-Сахалинской дуги связано с гравитационным сползанием коры в тылу фронтальных глубинных надвигов. На Сахалине последний называют Центрально-Сахалинским, в Японии – шарьяжем Ойасио (рис. 5 а,б; [19, 20, 45]). С учетом предложения Г.Д. Ажгирея, Л.П. Зоненшайна и ряда других авторов по оценке изменения площади коры при определении типа разломов в их поперечном сечении понятно, что близвертикальный

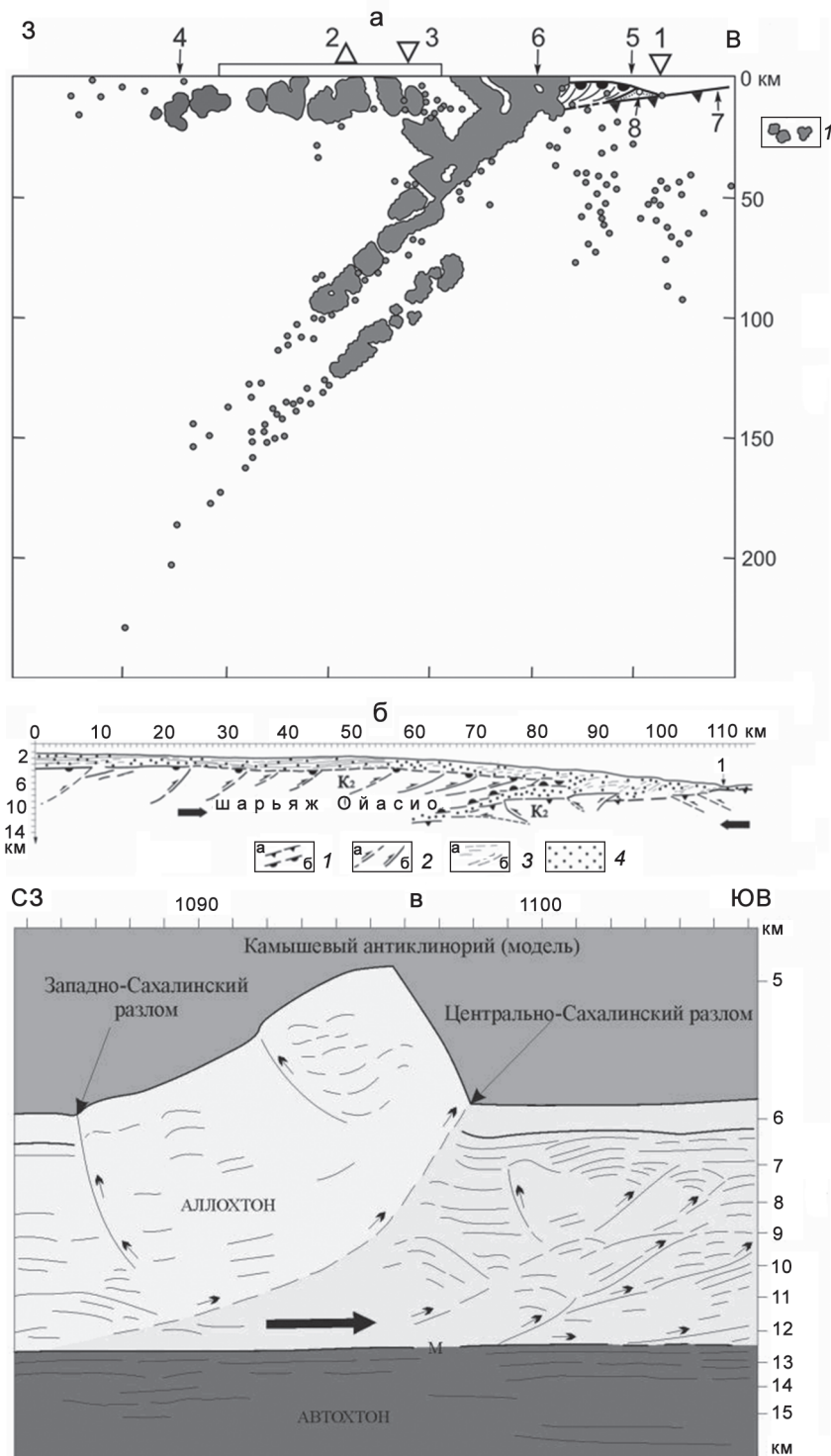


Рис. 5. а – совмещенный широтный разрез встречных сейсмофокальных зон и профиля МОГТ JNOC2 (в) на севере дуги Хонсю (Тохоку) близ 39° с.ш. [19, 34].

1 – тальвег Японского желоба; 2, 3 – вулканический и асейсмичный фронты, соответственно; 4 – основание япономорской окраины дуги; 5, 6 – фронт и корень шарьяжа Ойасио, соответственно, выделенный также черными полукружками и наклонными линиями (разломы); 7 – кровля подвижного автохтона (слой 2 СЗ плиты); 8 – аккреционная призма; 1 – облака землетрясений.

б – глубинный разрез МОГТ JNOC2.

1 – кровля позднемелового акустического фундамента в аллохтоне (а) и автохтоне (б); 2 – разломы сжатия предполагаемые (а) и установленные (б); 3 – отражающие границы, связанные с линзами турбидитов (а) и надвигами в аккреционной призме (б); 4 – кайнозойский осадочный чехол и аккреционная призма (сгущение точек); цифрой 1 на разрезе обозначен фронт аккреции в подошве тихоокеанского склона островной дуги.

в – фрагмент глубинного разреза МОГТ1 с надвиговой моноклиальной грядой из зоны дивергентного срыва на ложе СЗ Пацифики – модель Камышевого антиклинория (моноклиория) Сахалина и Японской дуги [20].

тыловой взброс с глубиной приобретает наклон в сторону приподнятого и активного островодужного блока, вероятно, аналогично рис. 5в [21]. На подводной окраине о-ва Хоккайдо очевидно благодаря существенному различию в масштабах сползания коры в тылу глубинного надвига зоны Беньюфа и Центрального-Сахалинского взбросо-надвига тыловые взбросы эшелонированы: первый выдвинут дальше к

западу по сравнению со вторым и продолжается к северу до 46° с.ш. (рис. 2). В этой связи заметное событие 13.11.1990 г. с $M=6.3$ на рис. 2, зарегистрированное близ пересечения 46-й параллели с.ш. со 139-м меридианом в.д., можно считать продолжением взброса в тылу глубинного надвига зоны Беньюфа. В таком случае оно перестает быть аномальным по местоположению и силе.

На юге Японского моря сейсмоактивная зона в тылу Японо-Сахалинской дуги охватывает восток и юг небольшой батимальной котловины Уллындо с выходом в восточную часть Цусимского (Корейского) пролива. К западу от нее мелкофокусная сейсмичность уже связана с тектоникой юго-восточной окраины Корейского п-ова (Сино-Корейский щит). Большинство мелкофокусных землетрясений здесь происходит в окрестностях Цусимской мегадайки (рис. 6 а,б; 8а), маркирующей очевидно одноименный глубинный разлом [18], и в полосе северо-восточного простираения на прикорейском бордерленде, удаленной на 50–70 км к западу от котловины и трога Уллындо. Остальная часть бордерленда, как и прилегающая материковая окраина, асейсмична.

Крутыми, местами ступенчатыми (сбросы и флексуры) склонами бордерленд, точнее подводное продолжение массива Собэк, обрывается в котловину и трог Уллындо, поэтому здесь трассируют крупный Уллындинский разлом [28]. Его крутое, висячее крыло с плато Уллындо (возвышенность Криштофовича [1]), венчающее окончание массива Собэк, слагают породы архея, слегка драпированные отложениями мезокайнозоя [23, 28]. Широтная асимметрия рельефа указывает на его моноклиальное строение, что в соответствие с рис. 5а позволяет рассматривать Уллындинский разлом во фронте прикорейского бордерленда как цилиндрический взбросо-надвиг с северо-западным падением сместителя под углом 10–20°. Это позволяет объяснить появление редких верхнекорковых землетрясений в 50–70 км к западу от него, а также асейсмичность зоны выхода на дно (рис. 2, 3).

Особо отметим современную и недавнюю вулканическую активность этого региона, о чем свидетельствуют вулканические постройки, местами с лавовыми языками (массив Собэк), голоценовые экструзии в котловине Уллындо близ одноименного острова с четвертичным кальдерным вулканом Нары, экструзивные купола и возможно вулканический палеорельеф на хребте Оки (рис. 7а-в; [17, 36]). Вулканизм в Японском море обычно связывают с мантийным диапиром, кровля которого (астеносфера) залегает на глубине 50 км [27], хотя не исключена хотя бы частичная подпитка продуктами магматизма зоны Беньюфа Идзу-Марианской дуги.

Особое внимание следует обратить на коровую сейсмичность (мониторинг) в районе северного выхода из Цусимского (Корейского) пролива и прилегающего шельфа о-ва Хонсю, где в двух крупных, южном и восточном соответственно, оползневых цирках котловины Уллындо развиваются процессы регрессивной эрозии и формируются блоковые, вероятно,

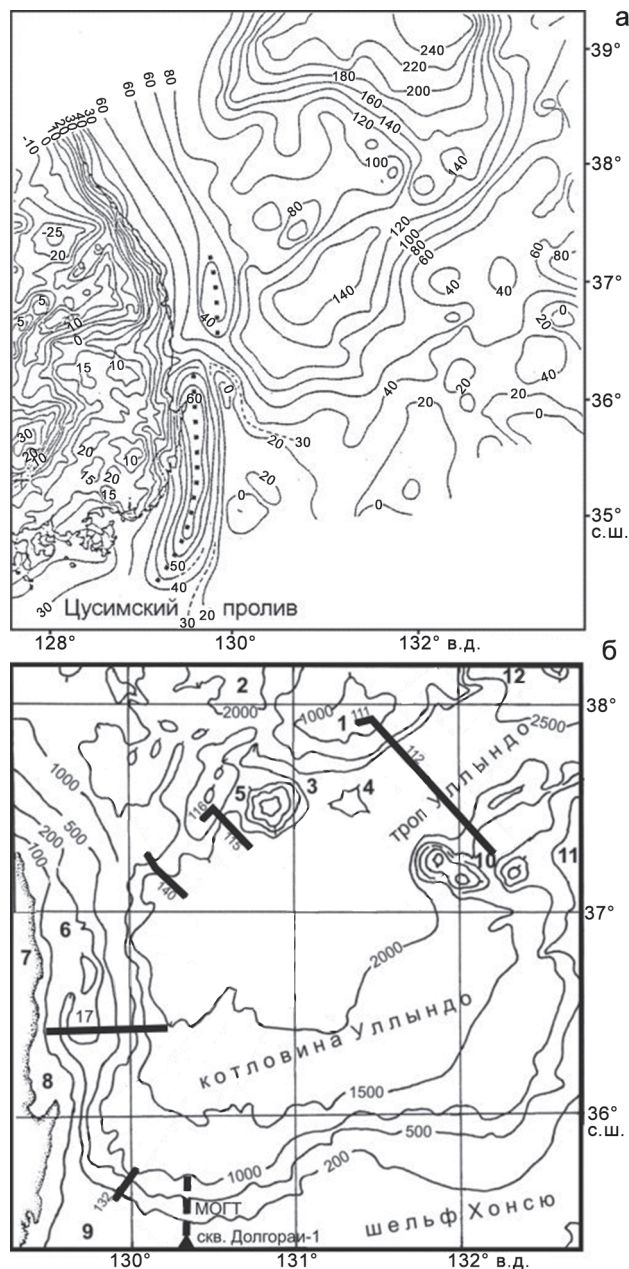


Рис. 6. а – гравиметрическая карта Корейского п-ова и его юго-восточной окраины в редукции Буге [36] с сечением изоаномалий от 5 (суша и шельф) до 20 мГал (континентальный склон); линия черных квадратов – Цусимская мегадайка и одноименный глубинный разлом [18]; б – батиметрическая карта котловины и трога Уллындо (Цусима) с профилями НСП (рис. 7а-в) и МОГТ (пунктир через скв. Долгораи-1 – черный треугольник [17, 37]; рис. 8в): 1 – плато Уллындо, 2 – Восточно-Корейский трог, 3 – подводная долина Вонсан [44], 4 – гора Глебова, 5 – о. Уллындо, 6 – осадочный бассейн Хупо, 7 – массив Собэк, 8 – осадочный бассейн Поханг, 9 – краевой прогиб Нактон, 10 – о-ва и вулкан Чукто, 11 – хребет Оки (Пржевальского [1]), 12 – Западно-Яматинский “залив” Центральной котловины Японского моря [1].

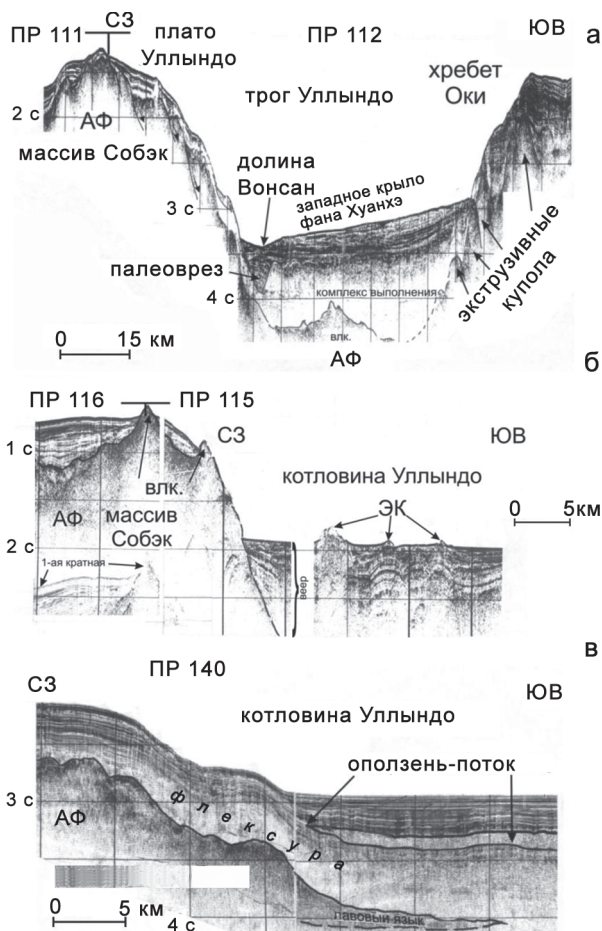


Рис. 7. а–в – Профили НСП ИМГиГ ДВО РАН через западный борт котловины и трога Уллындо [17].

Вертикальный масштаб в секундах двойного пробега, вертикальные линии – получасовые марки времени здесь и на рис. 8б; АФ – акустический фундамент здесь и на рис. 8а,б; ЭК – экстрезивные купола, влк. – вулканы.

потенциально цунамигенные оползни (рис. 8б; [17]). Они сползают с верхнего уступа континентального склона по региональному наклону слоев неоген-раннечетвертичной аванделты Хуанхэ в сторону котловины Уллындо (рис. 8в). Цирки маркируют фронт аванделты и формировались в среднем-позднем плейстоцене благодаря сходу крупных оползней-потоков слабоконсолидированных, песчано-глинистых осадков, если ориентироваться на результаты бурения параметрической скважины Долгораи-1 [37]. На ложе котловины они формируют 2–3 оползневых горизонта (пластовые оползни) с полупрозрачными шероховатыми сейсмофациями на профилях НСП (рис. 7в; [17]). Вместе с тем в работе [29] в разделе “Побережье Азиатского континента” приведены сведения о 9 цунами, которые не предварялись сильными землетрясениями. Они классифицированы как

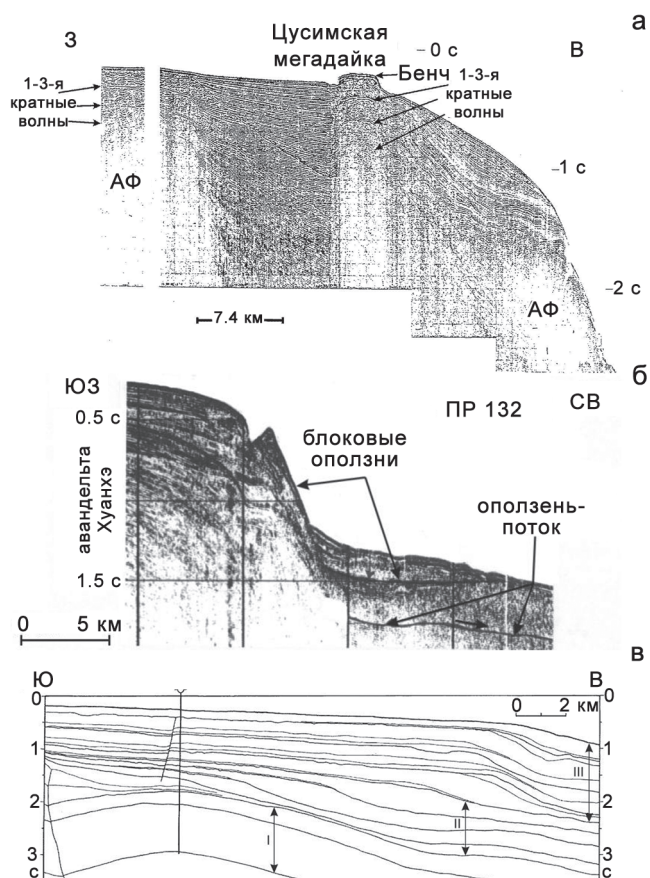


Рис. 8. а – профиль НСП №17 через Цусимскую мегадайку [18, 43]; положение профиля см. рис. 6б; б – профиль НСП №132 через южный оползневой цирк (“залив”) котловины Уллындо; в – глубинный разрез МОГТ с косослоистыми сейсмофациями аванделты Хуанхэ, вскрытыми скв. Долгораи-1: I–III – осадочные комплексы с возрастом 16–12, 12–6.5 и 6.5–0 млн лет, соответственно [17, 37].

возможно цунами метеорологического происхождения. Хотя какая-то часть из них могла быть связана с подводными оползнями.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Впервые в сейсмологической практике создан наиболее полный каталог землетрясений в пределах всей акватории Японского моря с магнитудой $M \geq 3.0$ и глубиной $h \leq 60$ км за 1975–2010 годы. Данный каталог позволил получить более полную картину пространственно-временного распределения сейсмичности изучаемой территории и связать ее с тектоникой земной коры.

Основные особенности сейсмичности данного района заключаются в следующем. На большей части Японского моря кора асейсмична. И только вдоль подводных окраин (бордерленды) Японо-Сахалинс-

кой дуги и Сино-Корейского щита развивается зона мелкофокусной, преимущественно коровой, сейсмичности шириной до 100–200 км. В тылу островной дуги от флангов к центру полоса сейсмичности сужается и углубляется от 30–40 до 60 км. На сейсмических разрезах она имеет близвертикальное падение и, вероятно, маркирует корневую зону фронтального глубинного надвига и регионального перегиба слоев земной коры и подкоровой мантии при переходе от субгоризонтального залегания в Японском море к наклонному в пределах бордерленда.

На всем протяжении (около 2000 км) Японо-Сахалинской дуги предполагается единая тектоническая природа сейсмичности, связанная со сползанием земной коры в тылу фронтального глубинного надвига (шарьяжа Ойасио в Японии и Центрально-Сахалинского взбросо-надвига на Сахалине), формированием регионального взброса, или точнее, их системы (мегадуплекса) и дивергентной структуры островной дуги.

Коровая сейсмичность юго-восточной окраины Корейского п-ова (Сино-Корейский щит), вероятно, связана с Цусимским и Уллындинским разломами. Обращено внимание на необходимость мониторинга коровой сейсмичности и блоковых, вероятно, цунамигенных оползней в южном и восточном оползневых цирках котловины Уллындю, врезанных в край неоген-раннечетвертичной авандельты Хуанхэ.

Авторы благодарны О.А. Жердевой и М.Г. Гуринову (ИМГиГ ДВО РАН) за подготовку иллюстраций данной статьи.

Работа выполнена в рамках государственного контракта по подпрограмме “Исследование природы Мирового океана” ФЦП “Мировой океан” (2 очередь), Лот 12 “Комплексные исследования дальневосточных морей России и северной части Тихого океана для повышения эффективности морской деятельности и рационального природопользования”.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Антипов М.П. Тектоника неоген-четвертичного осадочного чехла дна Японского моря. М.: Наука, 1987. 86 с.
2. Вадковский В.Н. Субвертикальные скопления гипоцентров землетрясений – сейсмические “гвозди” // Вестник ОНЗ РАН, Том 4, NZ1001, doi:10.2205/2012NZ000110, 2012. С. 1–8.
3. Василенко Н.Ф., Прытков А.С. Моделирование взаимодействия литосферных плит на о. Сахалин по данным GPS наблюдений // Тихоокеан. геология. 2012. Т. 31, № 1. С. 42–48.
4. Воробьева Е.А. Механизм очага Монеронского землетрясения по инструментальным данным // Сейсмическое районирование Сахалина. Владивосток: ДВНЦ АН СССР. 1977. С. 68–76.
5. Геология, геодинамика и перспективы нефтегазоносности осадочных бассейнов Татарского пролива. Владивосток: ДВО РАН, 2004. 220 с.
6. Данные о землетрясениях в нашей стране за 2000 лет. Академия общественных наук, Пхеньян, 1978 (на корейском языке).
7. Землетрясения в СССР в 1980–1991 гг. М.: Наука, 1984–1997.
8. Землетрясения Северной Евразии в 1992 году. М.: Геоинформмарк, 1997.
9. Землетрясения Северной Евразии в 1993 году. М.: Изд-во НИИ-Природа, 1999.
10. Землетрясения Северной Евразии в 1994, 1995, 1996 году. М.: ОИФЗ РАН, 2000–2002.
11. Землетрясения Северной Евразии в 1997, 1998, 1999, 2000, 2001 году. Обнинск: ФООП, 2003–2007.
12. Исходные данные для выбора пунктов АЭС, раздел 3. Сейсмологические и сеймотектонические данные, кн.3. КНДР, 1988. С. 563–573.
13. Кариг Д. Происхождение и развитие окраинных бассейнов западной части Тихого океана // Новая глобальная тектоника. М.: Мир, 1974. С. 266–288.
14. Каталог землетрясений юга Сахалина за период с 2000 по 2010 г. (по данным автономных цифровых сейсмических станций) / Ч.У. Ким, Е.П. Семенова, О.А. Жердева и др. Владивосток: Дальнаука, 2011. 357 с.
15. Ким Ч.У., Михайлов В.И., Сен Р.С., Семенова Е.П. Невельское землетрясение 02.08.2007: анализ инструментальных данных // Тихоокеан. геология. 2009. Т. 28, № 5. С. 4–15.
16. Кулинич Р.Г., Валитов М.Г. Мощность и типы земной коры Японского моря по данным морской и спутниковой гравиметрии // Тихоокеан. геология. 2011. Т. 30, № 6. С. 3–13.
17. Ломтев В.Л. Новые данные о строении котловины и трога Уллындю (Японское море) // Строение и перспективы нефтегазоносности в регионах Северо-Западной окраины Тихого океана. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 2000. С. 54–74.
18. Ломтев В.Л. Цусимская шельфовая мегадайка (Японское море) // Физика геосфер: шестой Всеросс. симп.: мат-лы докл. Владивосток: ТОИ ДВО РАН, 2009. С. 201–206.
19. Ломтев В.Л., Патрикеев В.Н. Структуры сжатия в Курильском и Японском желобах. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1985. 141 с.
20. Ломтев В.Л., Никифоров С.П., Ким Ч.У. Тектонические аспекты коровой сейсмичности Сахалина // Вестник ДВО РАН, 2007. №4. С. 64–71.
21. Ломтев В.Л., Гуринов М.Г. Тектонические условия Невельского (02.08.2007, М~6.1) шельфового землетрясения (ЮЗ Сахалин) // Тихоокеан. геология. 2009. Т. 28, № 5. С. 44–53.
22. Оперативный (ежемесячный) каталог землетрясений Сахалинского филиала ГС РАН, 2005–2010. Южно-Сахалинск: СФ ГС РАН. 2005–2010.
23. Основные черты геологического строения дна Японского моря. М.: Наука, 1978. 264 с.
24. Поплавская Л.Н., Иващенко А.И., Оскорбин Л.С. и др. Региональный каталог землетрясений острова Сахалин,

- 1905–2005 гг. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН. 2006. 103 с.
25. Приморское землетрясение 13 ноября 1990 года / Поплавская Л.Н., Шолохова А.А., Урбан Н.А. и др. Препринт. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН. 1991. 35 с.
 26. Прытков А.С., Василенко Н.Ф. Дислокационная модель очага Углегорского землетрясения 4(05).08.2000 г. // Тихоокеан. геология. 2006. Т. 25, № 6. С. 115–122.
 27. Родников А.Г., Забаринская Л.П., Пийп Б.В. и др. Глубинное строение континентальных окраин региона Японского моря // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2010. № 1. Вып. № 15. С. 33–44.
 28. Сигова К.И. Соотношение приповерхностных и глубинных структур земной коры впадины Японского моря. Владивосток: ДВО АН СССР, 1990. 112 с.
 29. Соловьев С.Л., Го Ч.Н. Каталог цунами на западном побережье Тихого океана (173–1968 гг.). М.: Наука, 1974. 310 с.
 30. Строение земной коры и верхней мантии в зоне перехода от Азиатского континента к Тихому океану. Новосибирск: Наука, 1976. 367 с.
 31. Тамура М., Ичиянаги М., Касахара М. и др. Мелкофокусная сейсмичность в южной части Сахалина и северной части Хоккайдо // Проблемы сейсмичности Дальнего Востока и Восточной Сибири. Докл. междунауч. симп. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 2003. Т. 2. С. 113–130.
 32. Тараканов Р.З., Ким Ч.У., Сухомлинова Р.И. Закономерности пространственного распределения гипоцентров Курило-Камчатского и Японского регионов // Геофизические исследования зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану. М.: Наука, 1977. С. 67–77.
 33. Хаин В.Е. Региональная геотектоника. Северная и Южная Америка, Антарктида и Африка. М.: Наука, 1971. Т. 1. 548 с.
 34. Хасегава А., Умино Т., Такаги А. Двухслойная структура глубинной сейсмической зоны островной дуги Северо-Восточной Японии // Новые данные о строении коры и верхней мантии Курило-Камчатского и Японского регионов. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1978. С. 68–75.
 35. Чои Д.Р. Японская котловина как тектонический трог // Тихоокеан. геология. 1986. № 6. С. 24–33.
 36. An oceanographic study in the East Sea (the Sea of Japan) – Korea and Russia cooperative research / Suk B.-Ch., Anosov G.I. et al. Seoul: KORDI, 1993. N 10. 280 p.
 37. Chough S.K., Yoon S.H., Park S.J. Stratal patterns in the southwestern margin of the Ulleung Basin off Southeast Korea: sequence architecture controlled by back-arc tectonism // Geo-Mar. Lett. 1997. V. 17, N 3. P. 207–212.
 38. Geological investigations in the northern margin of the Okinawa Trough and western margin of Japan Sea. Tokyo: Geol. Survey of Japan, 1978. N 10. 80 p.
 39. Global Hypocenter Data Base CD-ROM. NEIC/USGS. Denver, 1989.
 40. JMA Earthquake Catalog (Japan Meteorological Agency; 1926.1.1–2011.1.1).
 41. Kim S.G., Gao F. Korean Earthquake Catalogue // The Seismological Institute Hanyang University. 1995. 98 P. ISBN 89-85670-14-X-93450.
 42. Sato H., Iwasaki T., Kanazawa T. et al. Characterization of the 2007 Noto earthquake, Central Japan: insights from seismic profiling, aftershock observations, and co-seismic crustal deformation // Bull. Earthquake Res. Inst. Univ. Tokyo, 2007. V. 82, N 4. P. 369–379.
 43. Shluter H.U., Chun W.C. Seismic surveys off the East coast of Korea // United Nations ESCAP, CCOP Technical Bull. 1974. V. 8. P. 1–14.
 44. Suk B.-Ch., Anosov G.I., Semakin V.P., Svarichevsky A.S. Bathymetry and morphotectonic elements in the Ulleung basin, East Sea of Korea // Korean Jour. Geophys. Res. 1996. V. 24, № 1. P. 1–10.
 45. Tikhonov I.N., Lomtev V.L. Tectonic and seismological aspects of the Great Japan earthquake of March 11, 2011 // Geodynamics & Tectonophysics. 2011. V. 2, N 2. P. 145–160.
 46. Uyeda S. The Japanese Island Arc and the subduction process // Episodes. 1991. V. 14. N 3. P. 190–198.
 47. Wei D., Seno T. Determination of the Amurian plate motion, in mantle dynamics and plate interactions in East Asia // Geodyn. Ser. AGU: Washington, 1998. V. 27. 419 p.

Рекомендована к печати Б.В. Левиньм

I.N. Tikhonov, V.L. Lomtev

Shallow seismicity of the Sea of Japan and its tectonic features

From the results of the data analysis from different seismic bulletins for the Japan Sea region the most comprehensive unified catalogue of earthquake with magnitude $M_e \geq 3.0$ and depths $h \leq 60$ km for the period 1975–2010 is prepared. Maps of epicenters of the events for four focus depth intervals (0–10, 11–20, 21–30 and 31–60 km) and three sublatitude sections 1° wide are plotted. Structural peculiarities and possible tectonic nature of the active seismic zone along the submarine margin or borderland of the Japan-Sakhalin island arc are examined; these are regional uplift, rather megaduplex fracture of compression faults, caused by crustal sliding at the rear of the frontal deep thrust. Crustal seismicity of the southeastern margin of the Korean peninsula (Sino-Korean shield) is most likely associated with the Tsushima and Ulleung faults. It is suggested that it might provoke the development of blocks, possibly tsunamigenic slides in the southern and eastern slide cirques of the Ulleung basin, cut into the Hwang Ho avandelta.

Key words: Japan Sea, Japan-Sakhalin arc, shallow (crustal) seismicity, crustal tectonics, borderland, back upthrow, slide.