

УДК 550.834:550.348(265.5)

© В.Л. Ломтев, 2012

Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, Южно-Сахалинск

К СТРОЕНИЮ И СЕЙСМОТЕКТОНИКЕ ТИХООКЕАНСКОГО СКЛОНА ОСТРОВНОЙ ДУГИ ХОНСЮ

(в связи с Великим Японским землетрясением 11.03.11 г.)

Показано, что катастрофическое землетрясение связано с глубинным надвигом по сейсмофокальной зоне Беньофа и с его структурным козырьком – шарьяжем акустического фундамента Ойасио в средней части тихоокеанского склона. Серия последовавших тектонических (поршневых) цунами возникла в районе широкой верхней глубоководной террасы над фокальным ромбом (место пересечения верхних плоскостей встречных зон Беньофа и Тараканова). Это сильное землетрясение активизировало разломы островной дуги, подвижного автохтона в Японском желобе и на краевом валу. Движение шарьяжа Ойасио и дуги Хонсю к востоку в последние ~0,5-1,0 млн. лет (глобальная пасаденская фаза складчатости и орогенеза по Г. Штилле) сопровождалось тектоническим срезом и аккрецией кайнозойского чехла с образованием аккреционной призмы, формированием средней и нижней частей тихоокеанского склона и асимметричного рампового желоба (полуграбен).

Введение. Великое Японское землетрясение 11 марта 2011 г. с гипоцентром на глубине 32 км под тихоокеанским склоном островной дуги Хонсю (Тохоку) имело магнитуду (M)=9,0. Оно сопровождалось многочисленными жертвами и разрушениями на тихоокеанском побережье СВ Японии [1 и др.]. Высота волн цунами достигала 10-20 м, местами до 37,5 м (по сообщению проф. МГУ М.А. Носова, июнь 2011 г.), хотя прибрежные АЭС Фукусима-1,2 были рассчитаны только на 6-метровые цунами.

Землетрясение спровоцировано взбросом островного крыла и благодаря масштабам его смещения активизировало разломы на о. Хонсю, сместившемся к востоку до 4-4,5 м, его тихоокеанском побережье и континентальной окраине, а также в Японском желобе и прилегающем краевом валу (рис. 1, 2). В связи с этим представляет интерес рассмотреть особенности строения и сейсмотектоники тихоокеанского склона дуги Хонсю и Японского желоба на примере их лучше изученной северной части. Здесь отработаны буровой геотраверз б/с «Гломар Челленджер» [2-4], сейсмопрофили МОВ-ОГТ [5-10]), обнаружена тонкая (микроземлетрясения) геометрия встречных сейсмофокальных зон Беньофа и Тараканова [7, 11-16], получены новые данные по сейсмостратиграфии и палеогеографии осадочно-траппового мезокайнозоя на прилегающем ложе СЗ Пацифики [17-21].

Строение. Батиметрия и строение тихоокеанского склона дуги Хонсю и Японского желоба протяженностью 900 и шириной 100 км изучаются более 100 лет [8, 22, 23]. Современные взгляды на их геологическое строение

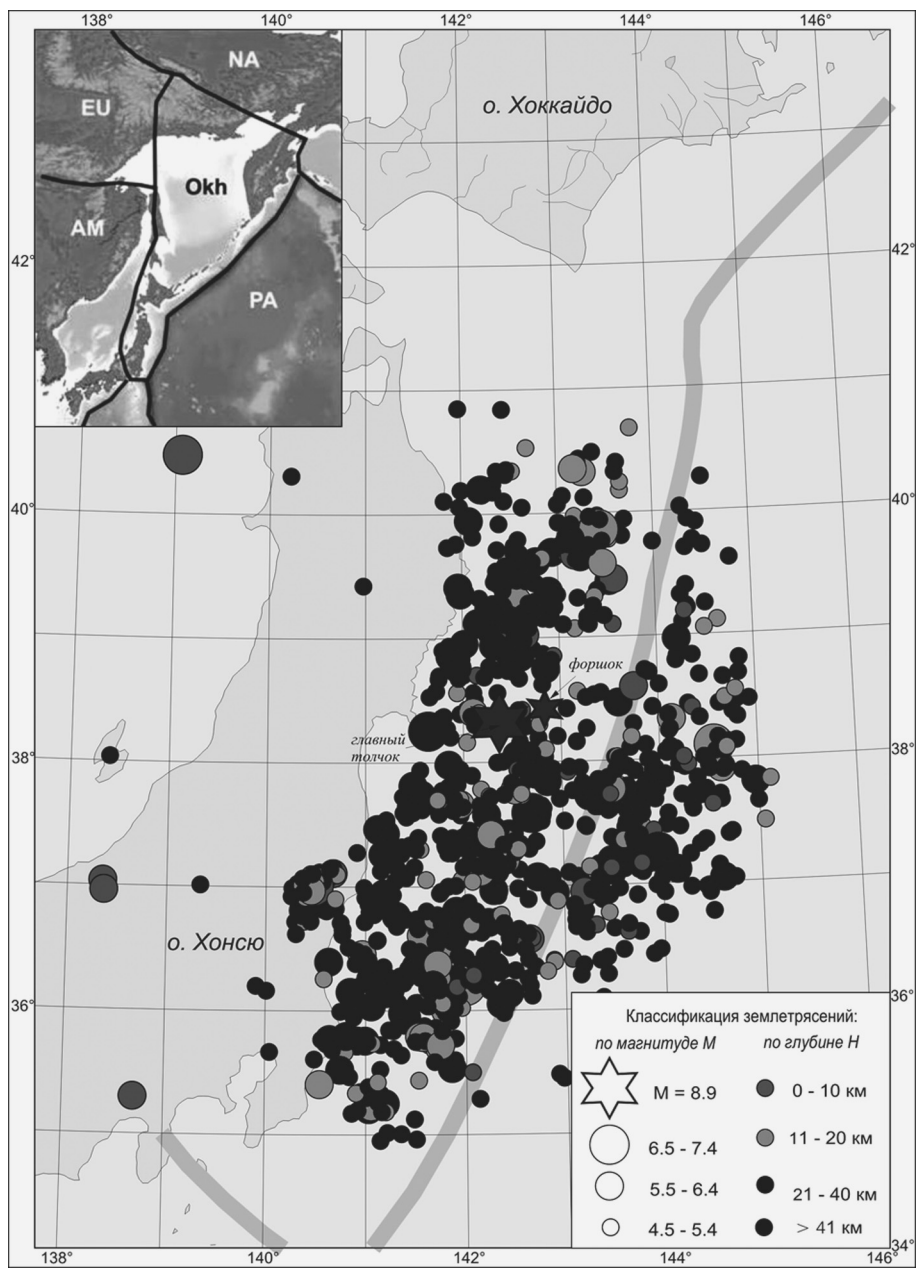


Рис. 1. Положение эпицентра главного толчка 11.03.2011 г. (большая звездочка), его форшока (маленькая звездочка) и афтершоков, зарегистрированных в течение 32 суток по данным оперативного каталога NEIC/USGS (Национальный центр информации о землетрясениях Геологической службы США: <http://earthquake.usgs.gov/regional/ncic>). Полосой выделены ось Японского и юга Курильского желобов, а также трога Сагами (слева внизу). На врезке региональная схема границ плит [34]: NA – Северо-Американская, EU – Евразийская, AM – Амурская, PA – Тихоокеанская, ОКН – Охотская

и историю формирования начали складываться в 70-80-е годы прошлого века после отработки бурового геотраверза и многоканального сейсмопрофилеирования МОВ-ОГТ (рис. 3–7). Важным подспорьем стала региональная геолого-геофизическая съемка подводных окраин Японского архипелага, вы-

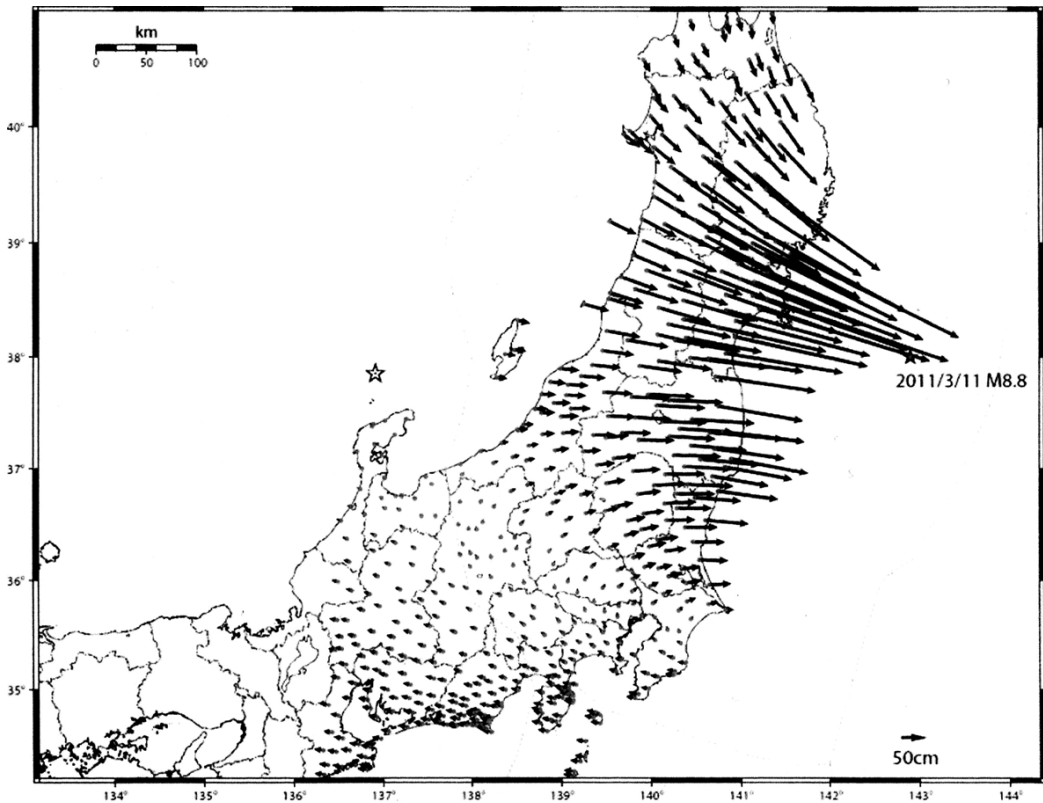


Рис. 2. Карта-схема косейсмических смещений пунктов JPS-наблюдений на о. Хонсю в результате Великого Японского землетрясения 11.03.2011 г. [1]

Любезно предоставлена Х. Такахаша, сотрудником Института сейсмологии и вулканологии Хоккайдского университета (г. Саппоро, Япония). Звездочкой обозначено положение эпицентра упомянутого землетрясения, стрелки – смещения пунктов JPS: длина стрелок 1 см соответствует смещению пунктов на 1 м

полненная Геологической службой Японии под руководством проф. Е. Хонза [24 и др.].

В рельефе тихоокеанской окраины дуги Хонсю выделяют узкий шельф и широкий континентальный склон (рис. 3, 4). Он включает в себя пологий верхний уступ, ступенчатую среднюю часть с широкой верхней и узкой нижней глубоководными террасами (ступени) на глубинах 1-2 и 5 км соответственно и нижний уступ. Последний одновременно является внутренним склоном Японского желоба, дно которого располагается на глубинах 7-7,5 км и сложено молодыми турбидитами Сангарского каньона, берущего начало в одноименном проливе между о-вами Хонсю и Хоккайдо. На глубинных разрезах МОВ-ОГТ в масштабе 1:1 дно желоба представляет собой долину глубиной 500 м с террасированными бортами (рис. 6).

В строении тихоокеанского склона дуги Хонсю ключевое значение имеет клиновидный выступ акустического фундамента посреди склона (по Д.Е. Каригу) (рис. 5). Широтные профили JNOC1,2 освещают строение его внешней части на расстоянии 30-40 км между верхней и нижней глубоководными террасами, а профили ORI-78-3,4 – его фронт (рис. 6). Выступ драпирован кайнозойским чехлом максимальной мощностью до 1,0-2,5 км на

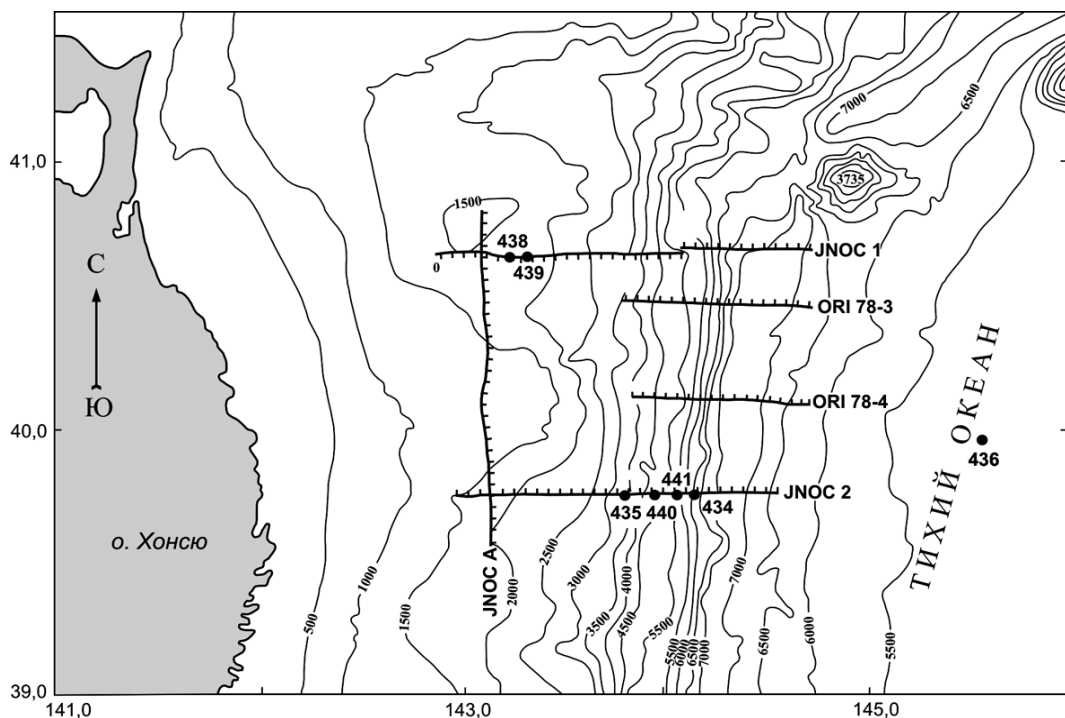


Рис. 3. Батиметрическая карта тихоокеанской окраины дуги Хонсю и севера Японского глубоководного желоба с положением профилей МОГТ и скважин глубоководного бурения [2]

склоне и 3,5-4,0 км под верхней террасой (палеожелоб?). Скв. 439, заложенная в своде выступа близ края верхней террасы, вскрыла в кровле акустического фундамента конгломераты и брекчию кислых и средних эффузивов (андезиты, дациты и др.) позднего олигоцена с включением обломков крем-

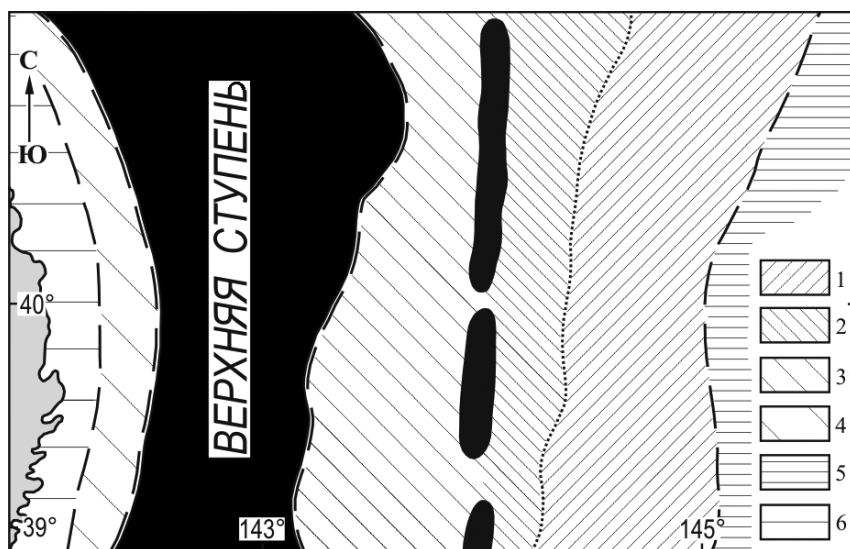


Рис. 4. Морфографическая схема региона [3,7]: 1, 2 – внешний и внутренний склоны Японского желоба соответственно; 3,4 – средняя, ступенчатая и верхняя части тихоокеанского склона дуги Хонсю соответственно; 5 – вершина краевого вала, 6 – шельф. Черным цветом закрашены верхняя (подписана) и нижняя глубоководные террасы (ступени)

Рис. 5. Структурная схема: 1 – выступ акустического фундамента внешнего борта желоба, 2 – выступ акустического фундамента тихоокеанского склона, 3 – аккреционная призма, 4 – шарьяж Ойасио, 5 – тальвег Японского желоба

нистых сланцев позднего мела (интервал глубин 1100-1145 м, рис. 7). Ниже залегают темно-серые крем-

нистые сланцы позднего мела (интервал 1145-1157,5 м). Т.о. кровля акустического фундамента здесь является поверхностью размыва и продолжительного, поздний мел-раннекайнозойского перерыва в морском осадконакоплении (палеосуша Ойасио [2–4]). Скорость распространения продольных волн в конглобракции и кремнистых сланцах достигает 4,5-5,0 км/с

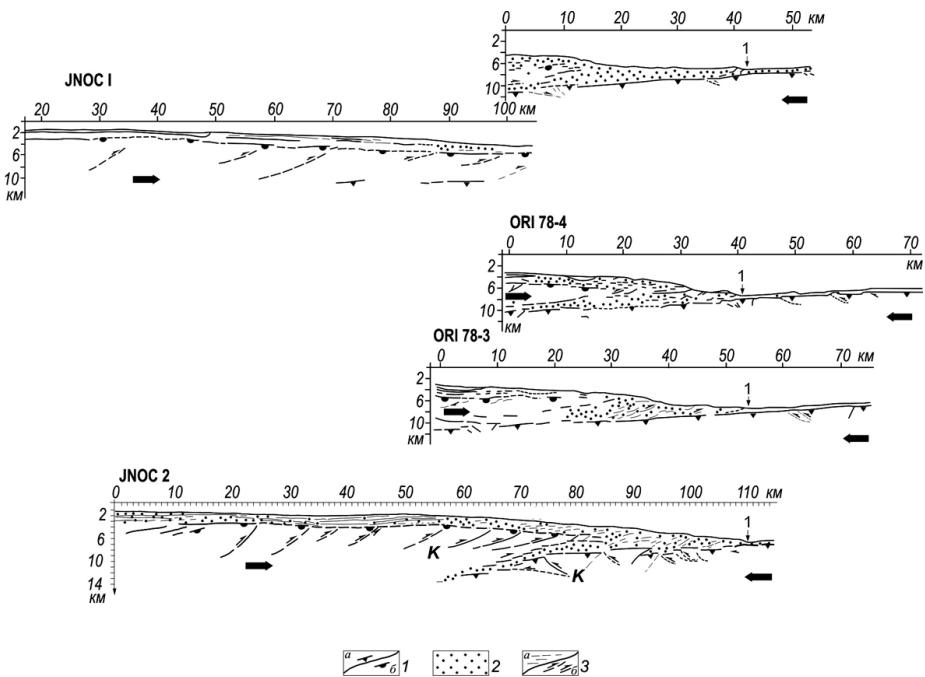
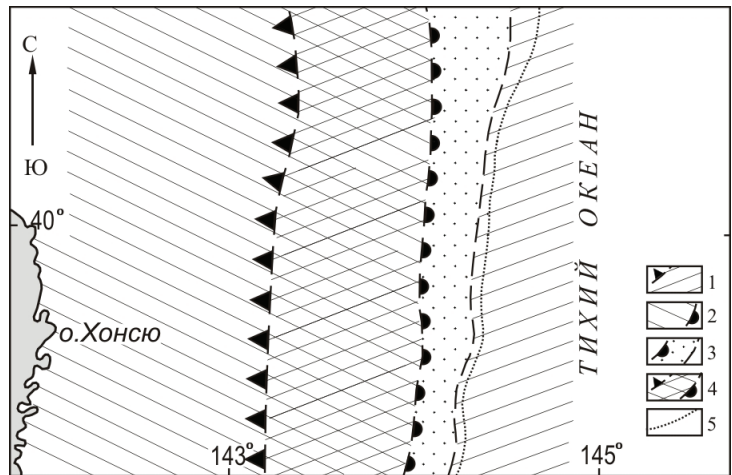


Рис. 6. Интерпретированные глубинные разрезы по профилям МОГТ в масштабе 1:1 (их положение см. рис. 3): 1 – кровля акустического фундамента внешнего борта желоба (а) и тихоокеанского склона дуги Хонсю (б), разбитая разломами сжатия (пунктиры со стрелками на разрезах); 2 – кайнозойский чехол тихоокеанского склона и аккреционная призма (сгущение точек), кайнозойский океанический чехол (разрежение точек); 3 – отражающие площадки, связанные с линзами турбидитов в кайнозойском чехле склона (а) или сместителями надвигов в аккреционной призме (б). Цифрой 1 на разрезах обозначен фронт аккреции, К – осадочные породы мелового возраста в кровле акустического фундамента тихоокеанского склона и внешнего борта Японского желоба

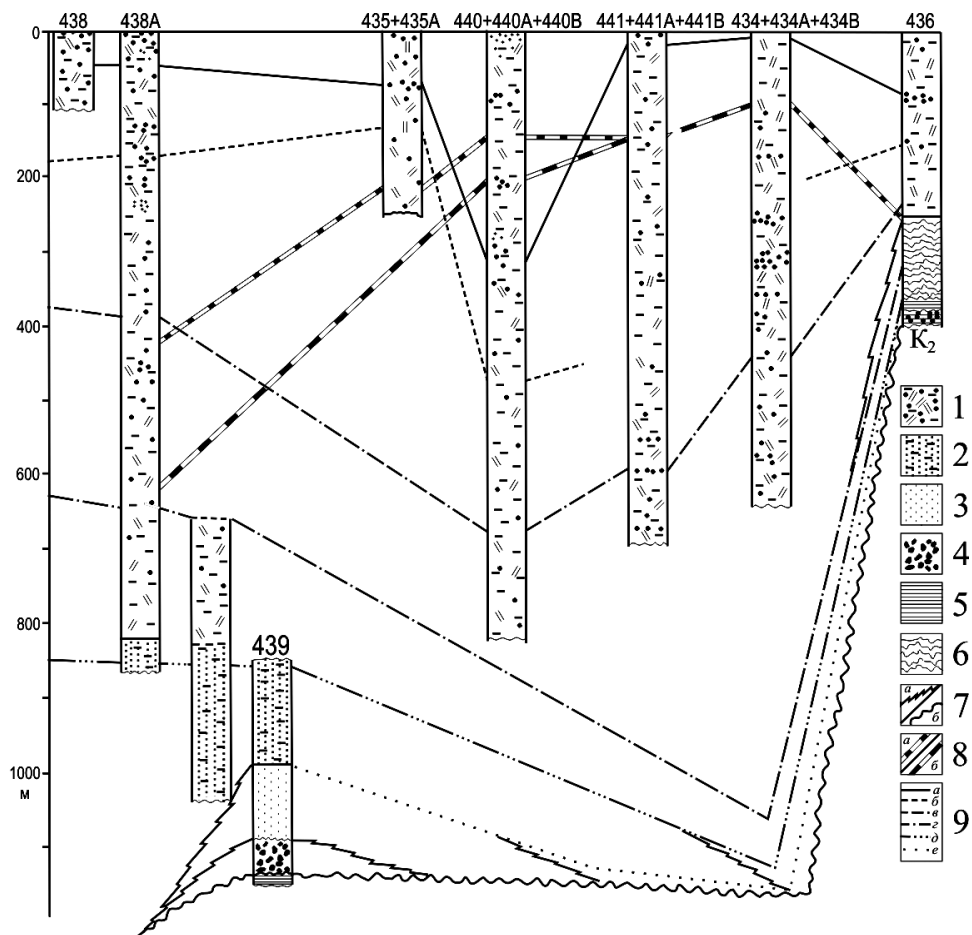


Рис. 7. Схематический буровой разрез вдоль японского геотраверза «Гл. Челленджера» [2,3]: 1 – гемитерригенная, туффито-кремнисто-глинистая толща; 2 – турбидитовый комплекс; 3 – массивные граувакковые песчаники; 4 – конгломеркчия кислых и средних эффузивов; 5 – кремнистые породы, 6 – биогенные отложения (диатомиты и радиоляриты); 7 – фациальное замещение по латерали (а) и перерывы в седиментации (б); 8 – фронт литификации (а) и фронт деформации (б), совмещенные между скв. 434 и 436; 9 – возрастные границы: а – нижний плейстоцен-верхний плиоцен, б – верхний-нижний плиоцен, в – нижний плиоцен-верхний миоцен, г – верхний-средний миоцен, д – средний-нижний миоцен, е – нижний миоцен-олигоцен; К₂ – поздний мел

[2]. На краевом валу кровля акустического фундамента СЗ плиты Пацифики вскрыта скв. 436 в интервале глубин 379-397,5 м (рис. 7). Ее слагают красновато-коричневые кремни и порцелланиты опакового слоя позднемелового возраста (альб или сеноман) со скоростью распространения продольных волн 4,5-5,0 км/с [2]. Мезозойские траппы в низах слоя 2 и слое 3 залегают глубже [2-4]. Т.о. между верхней и нижней террасами тихоокеанского склона в 30-40 км от них опорные отражающие границы, фиксирующие кровлю акустического фундамента выступа и СЗ плиты, являются изохронными. Это означает, что здесь тектонически сдвоен разрез позднемеловых и вероятно более древних (до позднего докембрия [10]) пород видимой мощностью до 8 км. Поскольку наклон упомянутых опорных границ к дуге Хонсю составляет $\sim 11,5^\circ$ и $2-5^\circ$ соответственно, то приходим к выводу, что кли-

новидный выступ фундамента можно считать региональным шарьяжем или тектоническим покровом (Ойасио [6]), а залегающую под ним краевую, погруженную часть СЗ плиты – его автохтоном. По данным МПВ [2, 5] прослеживание и идентификация упомянутых опорных границ на временных разрезах МОГТ в [2, 7, 9] обусловлены резким скачком скорости распространения продольных волн (и, следовательно, акустической жесткости) в кровле акустического фундамента от 4,5-5,5 до 2-3 км/с в кайнозойском осадочном чехле и аккреционной призме. Поэтому утонение до 50-100 м и менее и выклинивание низкоскоростных пород призмы под шарьяжем к западу приводит к совмещению пород акустического фундамента и прекращению прослеживания отражений от подошвы шарьяжа и кровли автохтона. Непротяженные и наклонные к дуге отражающие площадки в шарьяже Ойасио построены по вершинам дифрагированных волн и трассируют чешуйчатые надвиги, вероятно связанные с трением в подошве при его движении к востоку по восстанию автохтона.

Внутренний склон Японского желоба шириной 25 км по данным бурения и МОГТ сложен дислоцированными кайнозойскими породами аккреционной призмы мощностью до 4 км близ нижней террасы и фронта регионального шарьяжа (рис. 6, 7). К фронту аккреции в основании внутреннего склона и к западу под шарьяжем призма выклинивается. В ее основании залегают позднемеловой опаквый горизонт, венчающий разрез слоя 2 СЗ плиты Пацифики, а на расстоянии 4-6 км от фронта аккреции – и кайнозойские отложения слоя 1 (рис. 7) мощностью 300-500 м. Далее к западу они не прослежены из-за тектонического среза и аккреции. Короткие отражающие площадки под внутренним бортом трассируют пологие надвиги западного падения протяженностью 4-7 км, тогда как под шарьяжем они не выделяются из-за экранирующего влияния его среднескоростных пород. По надвигам многократно совмещены, уплотнены и дислоцированы (складки, разломы, трещины) кайнозойские, в основном, неоген-раннечетвертичные терригенные отложения (туффито-кремнисто-глинистая толща, рис. 7). Надежные примеры такого совмещения дают скв. 441А, Б и 434, пробуренные на глубину 687 и 301 м соответственно [2, 3]. Из изложенного видно, что формирование аккреционной призмы вызвано не оползнями [2, 7], а тектоническим срезом и аккрецией чешуй кайнозойского чехла перед фронтом движущегося к востоку шарьяжа Ойасио в среднем плейстоцене–голоцене. Следовательно, их можно объединить в покровную тектонопару «шарьяж – призма» (аллохтон), с которой связано асимметричное погружение автохтона (растущая литостатическая нагрузка), включая внешний борт желоба, и образование средней и нижней частей тихоокеанского склона дуги Хонсю.

Для проверки этого вывода в [3] проведены расчеты субдукционного и покровного балансов осадков кайнозойского чехла и аккреционной призмы. Согласно первому практически весь тихоокеанский склон дуги Хонсю должен представлять собой мезокайнозойскую аккреционную призму, что не подтверждается данными бурения и МОВ-ОГТ (рис. 6, 7). Если Японский желоб существует с мела, следовательно, он блокировал бы выдвигание неоген-раннечетвертичного фана (конус выноса) Сангарского каньона с абиссальным каналом Накве (в результате деятельности придонных турбидитных по-

токов) на ложе СЗ Пацифики, где они недавно были открыты по данным промера и НСП на краевом вале и близ батицентра смежной котловины Тускарора [19, 21]. Не поддерживают такой подход и данные по сейсмостратиграфии и палеогеографии осадочно-трапшового мезокайнозоя прилегающего ложа с фациями поздней мел-палеогеновой палеосуши Пацифиды и платформенных карбонатных бассейнов эпиконтинентального Тетиса, признаками их региональной газоносности в котловине Тускарора (рис. 7) [20, 25].

Расчет покровного баланса, выполненный с учетом правила Зибберга, показал, что видимого (30-40 км) смещения шарьяжа Ойасио к востоку недостаточно, и в действительности его корень находится на расстоянии ~90 км к западу от фронта аккреции под верхней террасой на глубине ~10-20 км. Независимо он намечается по местоположению гравитационного минимума в редукции Буге (зона Мейнеца по Г. Штилле), минимума кондуктивного теплопотока через дно [8], пересечения верхних плоскостей встречных

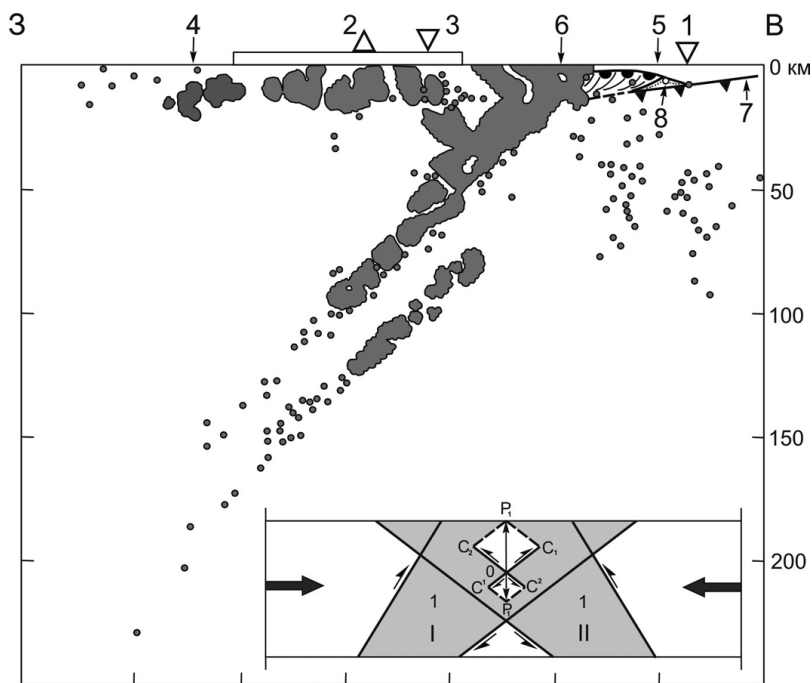


Рис. 8. Совмещенный широтный разрез встречных сейсмофокальных зон и профиля МОГТ JNOC2: 1 – фронт аккреции в основании тихоокеанского склона дуги Хонсю; 2 – вулканический фронт; 3 – асейсмичный фронт; 4 – основание япономорского склона дуги Хонсю; 5 – фронт регионального шарьяжа Ойасио с чешуйчатыми надвигами западного падения (сплошные линии) и черными полукружками в кровле акустического фундамента склона; 6 – предполагаемое положение корня шарьяжа и минимум кондуктивного теплопотока через дно из [8]; 7 – подвижный автохтон (СЗ плита), кровля акустического фундамента (черные зубчики) которого совмещена с дном на внешнем склоне желоба по условиям масштаба; 8 – аккреционная призма перед и под фронтом шарьяжа. Черные точки и их рои: землетрясения в зонах Беньофа и Тараканова, а также в аллохтонной коре. На врезке: комбинированная надвиговая модель очага землетрясения фокального ромба под верхней глубоководной террасой: О – очаг, C_1C_1 , C_2C_2 – надвиговые составляющие; I, II – сейсмофокальные зоны Беньофа и Тараканова соответственно, 1 – их верхние фокальные плоскости (клинья); OP_1, OP_2 – результирующие подвижки [11]. Тонкими стрелками показаны смещения в очагах землетрясений верхних плоскостей зон Беньофа и Тараканова [14,15], жирными – региональное боковое сжатие в коре и подстилающей мантии

сейсмофокальных зон Беньофа и Тараканова с надвиговыми сейсмодислокациями и области генерации региональных тектонических цунами, включая 11.03.2011 г. [1, 3, 26]. Отсутствие молодого рифта или раздвиги шириной ~90 км в современной структуре островной дуги Хонсю и смежной впадине Японского моря [22–24, 27, 28], компенсирующего сдвигание коры по шарьяжу Ойасио, указывает на ее аллохтонное залегание и тектоническую подвижность (срыв по кровле мантии к востоку с зоной обратного сползания на япономорской окраине о. Хонсю аналогично Сахалину [29]), сопровождаемый мелкофокусной сейсмичностью (рис. 8; [12–15]). Его развитие видимо указывает на определенную автономность тектоники земной коры в сравнении с глубинным надвигом дуги Хонсю (см. ниже).

В строении автохтона и внешнего борта Японского желоба выделим молодые надвиги и взбросы восточного падения. Согласно [6] зона их развития выделена как выступ акустического фундамента внешнего борта или мегадуплекс в краевой, западной части СЗ плиты (рис. 6). Развитие разломов сжатия в [18] связывают со сползанием слоев 1-4 с краевого вала навстречу шарьяжу Ойасио. Они формируют характерный ступенчатый, местами клавишно-ступенчатый, профиль внешнего борта и кровли автохтона, т.к. смещения по ним достигают 0,5-1,0 км и возможно сопровождаются мелкофокусной сейсмичностью [7]. Тот факт, что разломы сжатия на бортах Японского желоба являются встречными, т.е. падают в противоположном направлении, позволяет считать его рамповым грабеном, а с учетом известной широтной асимметрии – полуграбеном.

Сейсмотектоника. Тихоокеанская окраина островной дуги Хонсю (СВ Япония) относится к активным континентальным окраинам, или т.н. окраинам тихоокеанского типа, известным своей коровой и верхнемантийной сейсмичностью. Повышение точности (до 1-2 км) определения местоположения гипоцентров землетрясений в 70-е годы прошлого века позволило А. Хасегава с коллегами [14, 15] выявить на севере этой окраины двухслойную структуру зоны Беньофа, падающей к западу до глубин ~200 км под углом ~30°, противоположные типы сейсмодислокаций в ее верхней (надвиги) и нижней (сбросы) плоскостях (точнее фокальных клиньях, рис. 8), ориентированные вдоль их падения. Подтверждена также встречная зона Тараканова, падающая к востоку до глубины ~100 км [12]. Название предложено П.Н. Кропоткиным [30] в честь одного из ее первооткрывателей, известного сахалинского сейсмолога, д. ф.-м. н. Р.З. Тараканова. Выход этой зоны на тихоокеанском побережье о. Хонсю после публикации Т. Yoshii [16] называют асейсмичным фронтом (рис. 8). Заметим, что в очагах землетрясений на выходе этой зоны, т.е. под шельфом, верхними склоном и глубоководной террасой, доминируют надвиги, ориентированные по ее падению [14, 15].

Согласно [3] двухслойная структура японской и вероятно курильской секций зон Беньофа возможно является следствием их изгиба в сторону океана параллельно сопряженным системам дуга-желоб, что установлено по конфигурации их сейсмоизобат в плане [12, 13]. В результате в подошвенной части зоны возникает относительное продольное растяжение (нижняя фокальная плоскость) и сжатие в кровельной части (верхняя фокальная плоскость). Между ними располагается асейсмичный слой мощностью до

30 км, в котором эти деформации компенсируются (нейтральная плоскость в моделях изгиба). Подобная трактовка позволяет более обоснованно подойти к пониманию дуплета сильных Симуширских землетрясений в 2006 и 2007 годах, связывая первое с верхней фокальной плоскостью зоны Беньофа (пологий надвиг к востоку), а второе – со сбросом в ее нижней плоскости под Курильским желобом или эпицентрией полей афтершоков Великого Японского землетрясения, тяготеющих к выходу обеих плоскостей зон Беньофа [1, 31 и др.].

На примере рис. 8 отметим также существенные для сейсмотектоники региона особенности. Так, подтверждено пересечение встречных сейсмофокальных зон или коромантийных глубинных разломов под тихоокеанским склоном дуги Хонсю и Японским желобом. В [11] эту зону назвали фокальным ромбом, связывая с ней клиновидные взбросы в очагах сильных землетрясений под широкой верхней террасой (зона пересечения верхних плоскостей зон Беньофа и Тараканова, рис. 8) – известной области генерации региональных тектонических (поршневых) цунами, включая и Великое землетрясение 11.03.2011 г. (см. врезку к рис. 8; [1, 26]). Под верхней террасой располагается и корень шарьяжа Ойасио [3], что позволяет уточнить традиционную трактовку зоны Беньофа как глубинного надвига [32]. Так, его сместитель, судя по рис. 8, вероятно приурочен к подошве верхней фокальной плоскости с надвиговыми сейсмодислокациями, что позволяет рассматривать шарьяж Ойасио как структурный козырек глубинного надвига [3]. Важно отметить, что, судя по рис. 2, во время Великого землетрясения смещение к востоку испытал не только шарьяж Ойасио, но и вся дуга Хонсю (до ~4-4,5 м), фронтом которой он является, что согласуется с результатами интерпретации данных МОГТ и бурения здесь (см. выше) и в предшествующих работах [1, 3, 6].

С учетом малых (200-250 км) глубин и протяженности японской секции зоны Беньофа и сопряженной с ней системы дуга Хонсю – Японский желоб, а также их положения во входящем структурном угле, образованном крупными Идзу-Марианским на юге и Курило-Камчатским на севере глубинными надвигами (см. карты сейсмоизобат в [12, 13]) и их системами дуга-желоб, приходим к выводу, что в сейсмотектонике дуги Хонсю и Японского желоба заметную роль должны играть компоненты продольного бокового сжатия с юга и особенно севера, где тыловая Хоккайдо-Сахалинская дуга (кордильера) дискордантна курильской секции зоны Беньофа [1, 12, 13].

Одна из сложных проблем в строении и сейсмотектонике исследуемого региона – датирование структур тихоокеанской окраины дуги Хонсю и Японского желоба и глубинных сейсмоактивных разломов (зоны Беньофа и Тараканова). Так, возраст дуги японские геологи относят к раннему миоцену [22, 23], тогда как время заложения желоба определяют от мелаяуры до голоцена (см. обзор в [17]). Вместе с тем открытие реликтовых неоген-раннечетвертичных фанов каньонов Японо-Курило-Камчатской континентальной окраины и их абиссальных долин на краевом валу и поднятии Обручева и Камчатского контурного мегафана в котловинах Тускаро-ра и Картографов (север [19-21]) надежно фиксирует среднечетвертичное (~0,5-1,0 млн. лет) время заложения Японского желоба. Оно совпадает с

пасаденской глобальной фазой складчатости и орогенеза, выделенной Г. Штилле в 1936 г. [17].

Снос терригенных осадков с дуги Хонсю и прилегающих регионов восточной окраины Евразии по данным глубоководного бурения на ложе СЗ Пацифики датируют средним миоценом, в грабенах – возможно и ранним миоценом [19, 33]. Т.о. с учетом данных [22, 23] история дуги Хонсю и, следовательно, встречных зон Беньюфа и Тараканова, восходит к началу миоцена. Примерно в это же время водами молодой Пацифики были затоплены палеосуша Пацифиды, смежные бассейны позднего Тетиса и частью континентальные (Охотия и др.) впадины дальневосточных морей [20]. Это указывает на взаимосвязь позднекайнозойской истории формирования водных масс Пацифики и наклонных коромантийных разломов (сейсмофокальные зоны) в ее горном обрамлении.

Заключение. По результатам комплексной интерпретации материалов МОВ-ОГТ, бурения и сейсмологии рассмотрены особенности строения и сейсмотектоники тихоокеанского склона дуги Хонсю и севера Японского желоба. Основными структурными элементами склона являются выступ акустического фундамента в средней части и аккреционная призма кайнозойских терригенных пород – в нижней (внутренний борт желоба). Показано, что выступ есть крупный шарьяж во фронте дуги Хонсю с видимыми мощностью (8 км) и смещением к востоку (30-40 км), хотя их реальные значения выше: ~10-20 и 90 км соответственно. Шарьяж маркирует выход верхней фокальной плоскости и глубинного надвига зоны Беньюфа (структурный козырек), с которым связано катастрофическое Великое Японское землетрясение и цунами 11.03.2011 г. Шарьирование дуги Хонсю на ложе Пацифики датируется средним плейстоценом – голоценом (~0,5-1,0 млн. лет), т.е. пасаденской глобальной фазой складчатости и орогенеза (по Г. Штилле). Оно сопровождалось тектоническим срезом и аккрецией чешуй кайнозойского чехла перед фронтом шарьяжа (аккреционная призма) и сформировало среднюю и нижнюю части тихоокеанского склона, рамповый полуграбен Японского желоба, а также привело к значительному асимметричному погружению краевой части СЗ плиты (подвижные автохтон и внешний борт желоба).

Автор благодарен О.А. Жердевой (ИМГиГ) за компьютерную подготовку графики статьи.

1. *Tikhonov I.N., Lomtev V.L.* Tectonic and seismological aspects of the Great Japan earthquake of March, 2011 // *Geodynamics & Tectonophysics*. – 2011. – V. 2, № 2. – P. 145–160.
2. *Initial Reports of the Deep-Sea Drilling Project*. Vol. 56,57. – Washington: U.S. Govern. Printing Office, 1980. Pt. 1. – 629 p.
3. *Ломтев В.Л., Патрикеев В.Н.* Структуры сжатия в Курильском и Японском желобах. – Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1985. – 141 с.
4. *Шики Ц., Мисава Ю.* Геологическое строение и тектоника внутренних склонов Нанкайского трога и Японского желоба // *Геотектоника*. – 1980. – №6. – С. 98–109.
5. *Антипов М.П., Кара В.И., Шлезингер А.Е.* Тектоническая природа комплексов пород Японского желоба // *Докл. АН СССР*. – 1981. – Т. 260, №1. – С. 406–409.

6. Ломтев В.Л., Патрикеев В.Н. Надвиговая структура северной части Японского желоба // Сейсмические исследования в западной части Тихого океана и его обрамлении. – Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1983. – С. 26–34.
7. Тектоника Курило-Камчатского глубоководного желоба. – М.: Наука, 1980. – 179 с.
8. Уэда С. Окраины глубоководных желобов северо-западной части Тихого океана // Геология континентальных окраин. – М.: Мир, 1978. Т. 2. – С. 170–191.
9. Matsuzawa A., Tamano T., Aoki Y., Ikawa T. Structure of the Japan trench subduction zone from multi-channel seismic-reflection records // Marine Geology. – 1980. – V. 35. – P. 171–182.
10. Choi D.R. Continental crust under the NW Pacific Ocean // Jour. Petroleum Geology. – 1987. – V. 10, №4. – P. 425–440.
11. Ломтев В.Л., Патрикеев В.Н. Фокальный ромб как вероятная область генерации цунами (на примере тихоокеанского континентального склона северо-восточной части дуги Хонсю) // Оперативный и долгосрочный прогноз цунами. – Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1983. – С. 136–142.
12. Тараканов Р.З., Ким Ч.У., Сухомлинова Р.И. Закономерности пространственного распределения гипоцентров Курило-Камчатского и Японского регионов и их связь с особенностями геофизических полей // Геофизические исследования зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану. – М.: Наука, 1977. – С. 67–77.
13. Хамада К. Аномалии времен пробега продольных сейсмических волн и строение верхней мантии в Японии // Геофизические исследования зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану. – М.: Наука, 1977. – С. 40–55.
14. 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.
15. Hasegawa A., Umino T., Takagi A., Suzuki Z. Double-planed deep seismic zone and anomalous structure in the upper mantle beneath Northeastern Honshu (Japan) // Tectonophysics. – 1979. – V. 57. – P. 1–6.
16. Yoshii T. Proposal of the “aseismic front” // Jour. Seismol. Soc. Japan. – 1975. – V. 28, No 3. – P. 365–367.
17. Ломтев В.Л. Методы датирования глубоководных желобов // Геология дна Тихого океана и зоны перехода к Азиатскому континенту. – Владивосток: ДВО АН СССР, 1989. – С. 105–111.
18. Ломтев В.Л. Новые данные по тектонике и магматизму СЗ Пацифики // Геология и полезные ископаемые Мирового океана. – 2008. – № 4. – С. 93–105.
19. Ломтев В.Л., Патрикеев В.Н., Немченко Г.С. Сейсмостратиграфия кайнозойского осадочного чехла Северо-Западной плиты Тихого океана // Структура и вещественный состав осадочного чехла Северо-Запада Тихого океана. – Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 1997. – С. 21–41.
20. Ломтев В.Л., Патрикеев В.Н., Сергеев К.Ф. и др. Пацифида, Тетис и Пацифика / Геодинамика, геология и нефтегазоносность осадочных бассейнов Дальнего Востока России. – Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 2004. Т. 1. – С. 131–144.
21. Mammerickx J. A deep-sea channel in the Northwest Pacific Basin // Marine Geology. – 1980. – V. 34. – P. 207–218.
22. Геологическое развитие Японских островов. – М.: Мир, 1968. – 719 с.
23. Хосино М. Морская геология. – М.: Недра, 1986. – 432 с.
24. Geological investigations in the northern margin of Okinawa Trough and western margin of Japan sea. – Tokyo: Geol. Survey of Japan, 1978. № 10. – 80 p.

25. Ломтев В.Л., Жигулев В.В., Кононов В.Э., Агеев В.Н. Возможности метода непрерывного сейсмического профилирования (НСП) при нефтегазопроисловых исследованиях // Геодинамика, геология и нефтегазоносность осадочных бассейнов Дальнего Востока России. – Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 2004. Т. 1. – С. 107-119.
26. Карта очагов и высот цунами в Тихом океане масштаба 1:2500000 / сост. Соловьев С.Л., Го Ч.Н. под ред. Горшкова Г.П. – М.: ГУГК при Совете Министров СССР. – 1977.
27. Ломтев В.Л. Новые данные о строении котловины и трога Уллындо (Японское море) // Строение земной коры и перспективы нефтегазоносности в регионах Северо-Западной окраины Тихого океана. – Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 2000. Т. 2. – С. 54–74.
28. Основные черты геологического строения дна Японского моря. – М.: Наука, 1978. – 264 с.
29. Ломтев В.Л. Деформации Невельского (02.08.2007 г., М-6,1) шельфового землетрясения (ЮЗ Сахалин) // Геология и полезные ископаемые Мирового океана. – 2010. – № 2. – С. 35-46.
30. Кропоткин П.Н. Сейсмичность, связанная с изломом погружающейся литосферной плиты (субдукцией) // Геотектоника. – 1978. – №5. – С. 3–6.
31. Тихонов И.Н., Василенко Н.Ф., Золотухин Д.Е. и др. Симуширские землетрясения и цунами 15 ноября 2006 года и 13 января 2007 года // Тихоок. геология. – 2008. – Т. 27, № 1. – С. 3–17.
32. Сергеев К.Ф. Тектоника Курильской островной системы. – М.: Наука, 1976. – 240 с.
33. Рудич Е.М. Расширяющиеся океаны: факты и гипотезы. – М.: Недра, 1984. 1984. – 251 с.
34. Wei D., Seno T. Determination of the Amurian plate motion, in mantle dynamics and plate interactions in East Asia // Geodyn. Ser. AGU: – Washington, 1998. Vol. 27. – 419 p.

Показано, що катастрофічний землетрус пов'язаний з глибинним насупом по сейсмофокальній зоні Беньофа і з його структурним дашком – шарьяжем акустичного фундаменту Ойасіо в середній частині тихоокеанського схилу. Серія наступних тектонічних (поршневих) цунамі виникла в районі широкої верхньої глибоководної тераси над фокальним ромбом (місце перетину верхніх площин зустрічних зон Беньофа і Тараканова). Цей сильний землетрус активізував розломи острівної дуги, рухливого автохтону в Японському жолобі і на крайовому валу. Рух шарьяжу Ойасіо й дуги Хонсю на схід за останні ~ 0,5-1,0 млн. років (глобальна посаденська фаза складчастості та орогенезу по Г. Штілле) супроводжувався тектонічним зрізом і акрецією кайнозойського чохла з утворенням акреційної призми, формуванням середньої та нижньої частин тихоокеанського схилу й асиметричного рампового жолобу (напівграбен).

It is showed that catastrophic earthquake is connected with the deep thrust along seismofocal Benioff zone and its structural keprock – Oyashio nappe of acoustical basement in the middle Pacific slope. Series of following tectonic pendel tsunamis arise at broad upper deep-sea terrace on the focal rhombus (crossing place of upper planes of the Benioff and Tarakanov zones). This strong earthquake stired up faults of the island arc, mobile autochthon in the Japan trench and outer rise. Movement of Oyashio nappe & Honshu arc at last ~0,5-1,0 mln. years (Pasadenan global phase of folding & orogenesis by H. Stille) accompanied by the tectonic trancetion and accretion of Cenozoic cover slices with the formation of accretion prism, middle and low parts of Pacific slope and asymmetric ramp trench (semigraben).

Поступила 26.07.2011 г.