

В.Л. Ломтев, О.А. Жердева

Институт морской геологии и геофизики РАН,
Дальневосточное отделение, Южно-Сахалинск

К СЕЙСМОТЕКТОНИКЕ САХАЛИНА: НОВЫЕ ПОДХОДЫ

*Э*Представлены новые карты эпицентров коровых (0–10, 11–20, 21–40 км) землетрясений с магнитудой (M) ≥ 4 (1906–2005 гг.) и главных региональных структур и разломов Сахалина. Показано, что сейсмичность континентальной коры острова связана с ее «холодным», амагматичным срывом к востоку по кровле асейсмичной верхней мантии в сахалинскую фазу складчатости и орогенеза (конец позднего плиоцена-квартер). Структуру Сахалина и его подводные окраины формируют Западно- и Восточно-Сахалинские коровые аллохтонные пластины, а также Монеронская, Сусунайская, Тонино-Анивская коровые аллохтонные чешуи и ЮЗ структурный нос Охотского свода в заливе Терпения или его тектонический отторженец, которые ограничены активными коровыми разломами. Обсуждается тектоническая и отчасти возможно техногенная природа редкой и рововой коровой сейсмичности Сахалина и его подводных окраин.

Ключевые слова: остров Сахалин, континентальная кора, коровый срыв, коровая сейсмичность, тектоника, разлом.

Введение

В статье представлены и обсуждаются новые карты эпицентрии мелкофокусных (коровых) землетрясений с M (магнитуда) ≥ 4 за период 1906–2005 гг. и главных региональных структур и разломов Сахалина (рисунок; [1–3]). При построении первой сейсмологами ИМГиГ была заметно повышена точность определения местоположения и глубины очагов землетрясений (до 3 км) [4]. Это позволило обнаружить асейсмичность подкоровой мантии (исключая низы курильской секции сейсмофокальной зоны Беньюфа [5]) и, напротив, сейсмичность континентальной коры Сахалина с максимумом (более 95%) в верхней, вероятно более хрупкой, части (0–20 км) и минимумом (менее 5%) в нижней (21–40 км). Новая тектоническая карта впервые охватывает подводные окраины Сахалина и составлена с учетом доступных материалов морской геофизической (МОГТ, грави- и магнитометрия) разведки, проводившейся на присахалинских акваториях ИМГиГ (СахКНИИ до 1985 г.) и трестом «Дальморнефтегеофизи-

© ЛОМТЕВ В.Л., ЖЕРДЕВА О.А., 2015

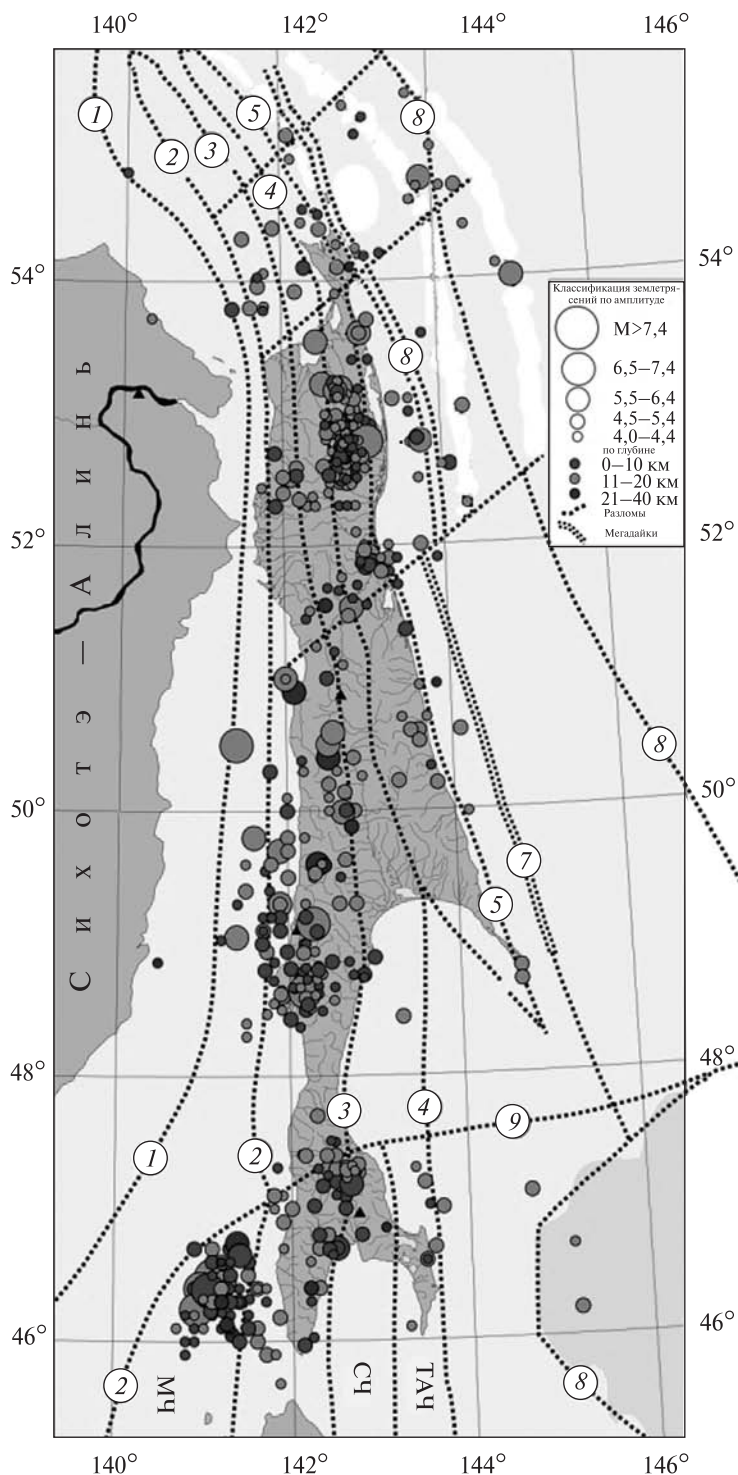


Рис. 1. Карты эпицентров землетрясений с $M \geq 4$ (1906–2005 гг.), региональных разломов и основных тектонических структур Сахалина. Региональные разломы: 1 — Восточно-Сихотэ-Алинский, 2 — Западносахалинский, 3 — Центральносahalинский, 4 — Хоккайдо-Сахалинский, 5 — Северо-Сахалинский, 6 — Трехбрatский, 7 — Пограничный, 8 — Восточносahalинский, 9 — Стародубский. Коровые аллохтонные пластины: Западно-Сахалинская — между разломами 1 и 3; Восточно-Сахалинская — между разломами 3 и 8. Коровые аллохтонные чешуи: МЧ — Мoнеронская, СЧ — Сусунайская, ТАЧ — Тoнино-Анивская. Антиклинории: Западносahalинский — между разломами 2 и 3; Восточносahalинский — между разломами 3 и 8; Центральносahalинский синклиний — на Северном Сахалине между разломами 3 и 4

ка» [6—19]. Важным стимулом к данной работе стала статья акад. Е.И. Гордеева с коллегами [20], посвященная проверке пригодности нескольких известных тектонических моделей для объяснения распределения и других особенностей мелкофокусной, коровой (0—55 км) сейсмичности Камчатки. Оказалось, что выбрать подходящую модель пока не удалось (идея корового срыва к востоку акад. А.В. Пейве не рассматривалась).

Карта главных структур и разломов

Изучение тектоники Сахалина как кайнозойской складчатой области, орогена (парная кордильера) или северного фланга Японо-Сахалинской тыловой островной дуги насчитывает более 100 лет [21—27]. Опубликованы десятки тектонических схем, но классической стала схема С.Н. Алексейчика с Западно- (Камышовым) и Восточносахалинским (Восточным) антиклинориями и узким Центральносакхалинским синклинием между ними [26]. Структуры Восточного Сахалина нередко объединяют в мегантиклинорий, состоящий из Восточного, Сусунайского и Тонино-Анивского антиклинориев и шельфового плато залива Терпения. Главными разломами острова считают продольные Западно- (сахалинское побережье Татарского пролива), Восточно-Сахалинский (охотское побережье Восточносахалинских гор) глубинные, вероятно надастеносферные [27], разломы, включая Центральносакхалинский (Тынь-Поронайский) взбросо-надвиг, местами шарьяж меловых пород на восточном склоне Западносахалинских гор (Камышовый антиклинорий). Формирование современной орогенной морфоструктуры Сахалина связывают с сахалинской фазой складчатости и орогенеза, начавшейся в конце позднего плиоцена и еще не завершенной.

Сторонниками фиксизма строение и история геологического развития Сахалина с палеозоя рассматривались с позиций покровной (чешуйчато-надвиговой), складчато-блоковой и позднее сдвиговой тектоники с привлечением также теории рифтогенеза в прогибах. И напротив, в теории тектоники мезозойских литосферных плит Сахалин считают границей Амурской (Китайской) и Охотской (Охотоморской) плит [28—31]. Таким образом, можно констатировать отсутствие в современной тектонике Сахалина единой модели (концепции), объясняющей его мелкофокусную, преимущественно верхнекоровую сейсмичность (см. рисунок; [1, 2]).

Западно-Сахалинская (Западная) коровая аллохтонная пластина выделяется между региональными разломами 1 и 3. Фронт ее образует инверсионный Западносахалинский (Камышовый) антиклинорий, ограниченный разломами 2 и 3, а тыл — дно Татарского пролива (четвертичный тектонический трог [12, 32, 33]) между разломами 1 и 2. Антиклинорий в широтном сечении асимметричен с моноклинальным падением пластов меловых пород к западу (моноклинорий или мегамоноклиналь с крутым восточным и пологим западным склонами, связанная со срывом к востоку [34]). Со стороны пролива он ограничен складчатым абразионным шельфом с фронтом гравитационно-оползневой складчатости осадочного кайнозоя по его внешнему краю и сопряженными малоамплитудными (десятки-сотни метров) ретровзбросами и ретронадвигами восточного падения в его подошве на глубинах 3—5 км [8, 12, 19, 34]. С углублением Татарского трога к югу Западносахалинский разлом с края шельфа переходит в подошву конти-

нентального склона. Его традиционное, прибрежное [6, 11, 18, 21—28] и новое местоположение с учетом данных МОГТ треста (ныне ОАО) Дальморнефтегеофизика (далее ДМНГ; [8, 12, 34]) можно считать ограничениями надвигового дуплекса, в котором тыловой (прибрежный) разлом круче фронтального.

Структуру восточного склона Камышового антиклинория определяет средне-четвертичный Центральносакхалинский (Тымь-Поронайский) региональный взбросо—надвиг, местами шарьяж меловых пород, смещающий их кровлю относительно смежных прогибов на 4—6 км [6, 7, 11, 15, 27, 35, 36]. Перед ним залегает узкий (несколько километров) аккреционный клин деформированного осадочного неогена, разбитый малоамплитудными надвигами западного падения. Таким образом, структура восточного склона этого антиклинория близка структуре внутренних склонов глубоководных желобов Пацифики с их тектонопарами «региональный шарьяж — аккреционная призма» [37, 38]. В этой связи разлом 3 в подошве клина определяется как фронт аккреции. В Сусунайской впадине он контролирует положение западного края ее плоского днища и датируется средним плейстоценом [36]. Его выбор в качестве границы между Камышовым антиклинорием и Центральносакхалинским синклинорием с точки зрения структурной геологии и геоморфологии вполне оправдан, хотя это и приводит к очевидному тектоническому парадоксу, поскольку последний «остаётся» без своих складчатых бортов. В плане фронт аккреции и Центральносакхалинский взбросо—надвиг имеют неровное, лопастное строение [6, 15, 21], характерное, по Ж. Гогелю, для фронтальных частей альпийских шарьяжей. Местами его осложняют сползшие блоки меловых пород (клиппы), например близ Тымовска (по данным Ф.С. Оксенгорна). Видимое сокращение площади коры в поперечном сечении по Центральносакхалинскому разлому и малоамплитудным надвигам смежного аккреционного клина (дуплекс) определяется исследователями первыми (до 5—10) километрами. Однако более существенно, что эти разломы надежно фиксируют региональное боковое (субширотное) сжатие континентальной коры Сахалина мощностью 35—40 км [22].

Отметим дивергентную структуру Камышового антиклинория (двусторонний ороген по Л. Коберу), по мнению акад. В.Е. Хаина характерную для кордильер Северной Америки [34, 39]. Основным признаком ее является встречное падение разломов сжатия на склонах и, отчасти, инверсионная природа, связанная с заложением в депоцентре Западносахалинского краевого неогенового прогиба, располагавшегося между складчатым Сихотэ-Алинем и Восточносахалинскими горами [12, 32]. Фронт первого фиксирует Восточно-Сихотэ-Алинский преднеогеновый (олигоцен?) надвиг в подошве его подводной окраины, где Западная пластина «ныряет» под Прибрежный антиклинорий Сихотэ-Алиня (автохтон). Ранее он был выделен В.Д. Дибровым уже на первой схеме сейсмоструктурной Сахалина в 1957 г. [40]. На сейсмопрофилях МОГТ ДМНГ его геологическое строение обычно неясно (скрытый разлом) из-за избыточной газонасыщенности разреза с многочисленными газовыми окнами и грязевулканами (вертикальные структуры прорыва флюидов), в том числе на Сюркумском газовом гиганте площадью 1600 км² [12, 32, 41]. Заметим, что отсутствие на побережье складчатого Сихотэ-Алиня морского палеогена значительной мощности в сравнении с внешним шельфом [8, 41], позволяет рассматривать его Береговой глубинный разлом на внутреннем шельфе как региональный надвиг или взбросо—надвиг западного падения, возможно формировавший дуплекс с разломом 1.

Восточносахалинская (Восточная) коровая аллохтонная пластина выделяется между разломами 3 и 8. К западу от первого она «ныряет» под Камышевый антиклинорий (автохтон). В ее тылу находятся Центральносahalинский синклинорий и Восточный мегантиклинорий, а во фронте — охотская окраина Сахалина со складчатым, абразионно-аккумулятивным шельфом и континентальным склоном. Синклинорий является остаточным прогибом на восточном крыле Западносахалинского краевого прогиба, возникший после его инверсии в квартере [1, 34]. С востока этот прогиб ограничивали краевые поднятия Восточного Сахалина, сложенные самыми древними породами мезопалеозоя [21—26]. Следовательно, Восточносахалинский, Сусунайский и Тонино-Анивский антиклинории с неогена развивались унаследованно. В широтных сечениях они обычно асимметричны за счет более крутого и короткого восточного склона в сравнении с западным, поэтому в соответствии с [42] являются структурами корового срыва к востоку с главными взбросо-надвигами на их восточном склоне. Их выход, как и Центральносахалинского разлома, фиксируют грифоны, грязевулканы Лесновский на юге и Дагинский на севере [15]. Таким образом, возвращаясь к классической идее Е.М. Смехова о двух региональных надвигах к востоку, определяющих современную орогенную структуру парной кордильеры Сахалина [24].

«Белым пятном» в тектонике складчатого Сахалина почти 100 лет остается плато в заливе Терпения с платформенной структурой осадочного мезокайнозоя, ограниченное разломами 4, 7, 9 и обрывающееся ступенчатым склоном в Курильскую (Южноохотскую) батинальную котловину. В геологическом строении осадочного неогена здесь на сейсмопрофилях отчетливо выделяются зона выклинивания упомянутого выше краевого прогиба с древовидной сетью палеоПороная, имевшего авандельту в компенсированном осадками Макаровском прогибе на западе залива, а также компенсированный Стародубский прогиб на юге [12, 18, 19], граничащий с плато по одноименному сбросу. С учетом данных по геологии интрузивных (силлы долеритов) и эффузивных траппов на Макаровском побережье [21, 43], вскрытых тремя скважинами ДМУРБа в заливе [12, 19], а также близости Охотского свода (срединный массив), шельфовое плато в заливе Терпения можно считать юго-западным выступом или структурным мысом последнего. Вместе с тем приподнятое (на 1,5—5 км) положение кровли мелового акустического фундамента на плато в сравнении с остальной акваторией Охотского моря [10, 12, 18] надежно фиксирует его отрыв, связанный со срывом Восточной коровой пластины (тектонический отторженец).

В строении нефтегазоносных шельфов Восточного Сахалина выделим складчатость осадочного кайнозойского чехла (структурные ловушки углеводородов), связанную с деформациями срыва в подстилающем мезопалеозойском акустическом фундаменте, глинистым диапиризмом и реже грязевулканизмом [44, 45]. Структурные дамбы на их внешнем крае образовались, видимо, в раннем плейстоцене при внедрении ультрабазитов по зонам глубинных надвигов западного падения (Трехбратская и Пограничная мегадайки, ограничивающие с востока почти все открытые залежи углеводородов в Северосахалинском и Пограничном прогибах [14, 19, 46]). Особенности строения Трехбратской дайки на профилях МОГТ ДМНГ можно видеть в работах [13, 14, 19].

Образование упомянутых прогибов относят к позднему палеогену и связывают с рифтогенезом [10, 18]. Однако по Г. Клоосу последний развивается толь-

ко на сводах поднятий, где доминирует растяжение коры. В глубоководных жлобах Пацифики и краевых прогибах асимметричное погружение коры обусловлено аллохтонной литостатической нагрузкой (шарьяжи фундамента и сопряженные аккреционные призмы на их внутренних склонах [37, 38, 46]). Таким образом, в кайнозойской истории Восточной кордильеры Сахалина намечаются по меньшей мере две фазы корового срыва и связанные с ними эпохи складчатости и орогенеза, сформировавшие краевые поднятия неогенового Западносахалинского прогиба и современных горных систем региона.

В строении охотского подводного склона Сахалина выделим линейность его подошвы, контролируемую вероятно скрытым Восточносахалинским разломом (8 на рис.). Судя по подошвенному прилеганию слоев осадочного неогена в основании и параллельному (конформному) залеганию на континентальном склоне на профилях НСП и МОГТ [12, 17] их предварительно можно считать фациями подводного мегафана или конуса выноса палеоАмура, выдвигавшегося к югу до образования Сахалинской кордильеры в квартере.

Карта эпицентров и сейсмотектоника острова

Карта эпицентров представляет собой обновленный и уточненный вариант опубликованных данных по мелкофокусной сейсмичности Сахалина с $M \geq 4$ за период 1906—2005 гг. [2, 3]. В нее не вошли материалы по глубокофокусной (~500—650 км) сейсмичности низов курильской секции зоны Беньофа в районе залива Терпения и Южного Сахалина, эпицентры которых образуют полосу северо-восточного, диагонального к острову, простираения [5].

Аллохтонное залегание континентальной коры Сахалина или так называемый коровый (местами внутри- или верхнекоровый) срыв в отсутствие проявлений современного магматизма и вулканизма надежно определяются по рассеянной, одиночной и/или роевой, заведомо тектонической сейсмичности на глубинах до 40 км (рис.). Землетрясения вызваны вероятно прерывистым латеральным смещением или т.н. скольжением земной коры по кровле асейсмичной и в настоящее время относительно стабильной верхней мантии. Понятно, что в этой ситуации не приходится говорить о нормальном (без срыва) залегании коры на мантии, которое традиционно разделяет большинство исследователей [10, 18, 22, 26 и др.]. Очевидны перемены и в гипотезе тектоники мезозойских литосферных плит, которые в настоящее время — квартере — являются коровыми, местами верхнекоровыми [1, 2]. Хотя еще недавно глубина сахалинских землетрясений достигала 50—150 км [47] и, следовательно, эта гипотеза имела право на жизнь. За счет трения на деколlemente границы М скольжение коры сопровождается формированием многочисленных активных разломов (сейсморазрывы) и приразломной складчатости в аллохтоне, особенно в более хрупкой, верхней коре. Таким образом, современная сейсмотектоника Сахалина и его главные разломы (см. рисунок) связаны с подвижностью (мобильностью) континентальной коры. Заметим, что еще недавно в начале сахалинской фазы тектогенеза эти разломы проникали в верхнюю мантию и служили подводящими каналами для магм различного состава (совгаванские платобазальты, экструзии и интрузии на п-овах Ламанон и Шмидта, ультрабазиты шельфовых мегадаек и др. [8, 14, 21, 25, 42, 46]).

Согласно [16, 42] срыв коры на Сахалине определяется в направлении, противоположном падению региональных взбросо-надвигов на восточных склонах его меридиональных горных систем, т.е. к востоку [6, 11—16, 24, 27, 35]. В.А. Паровышний [16] связывает его с рифтом или раздвигом в Татарском проливе (трог), предполагавшимся многими исследователями [8, 10, 19, 47 и др.]. Однако отсутствие рифта, широтная асимметрия, разное геологическое строение бортов трога и почти горизонтальное залегание осадочного кайнозоя на профилях МОГТ ДМНГ [8, 12, 32, 33] указывают на складчатый Сихотэ-Алинь и прилегающую часть Евразии как основной источник субширотного бокового давления. Заметим, что по данным Л.С. Оскорбина в [49] рассеянная мелкофокусная (до 40 км) сейсмичность давно регистрируется в северо-восточном Китае, Приморье и Приамурье, фиксируя, по аналогии с Сахалином, аллохтонное залегание и срыв континентальной коры на востоке Евразии.

На Сахалине зона корового срыва к востоку охватывает его западную, японморскую и восточную, охотскую, подводные окраины (рис. 1; [50, 51]). Мористее располагается выступ мантии с тонкой (10—15 км) корой (Охотский свод, или срединный массив в более ранних трактовках), закартированный в Охотском море по данным ГСЗ и КМПВ [10, 18 и др.]. Однако в трактовке Е.А. Старшиновой он представляет собой т.н. коро-мантийную смесь, поэтому мощность коры в Охотском и смежным окраинных морях Дальнего Востока близка 30 км [52]. С учетом слабой коровой сейсмичности и асейсмичных окон [51] Охотский срединный массив видимо является тектоническим упором в развитии корового срыва на Сахалине, что вероятно приводит к формированию крутых ($> 30^\circ$) углов падения главных разломов Восточной и Западной коровых пластин [15, 27, 29]. На сахалинском шельфе Татарского пролива, т.е. в зоне регионального Западносахалинского разлома, коровая сейсмичность вызвана вероятно медленным гравитационным сползанием верхней коры на западном склоне Камышового моноклинория, с которым связаны разбуренные 11 скважинами ДМУРБа [8, 12, 32, 34, 50, 53], ретронадвиги, ретровзбросы и антиклинальные полускладки в кайнозойском осадочном чехле, ориентированные к северо-западу диагонально к простиранию Сахалина. Особо отметим «шарнирный» характер Западносахалинского разлома, связанный с противоположным падением афтершоковых роев, маркирующих главные сейсморазрывы Углегорского (к востоку) и Невельского (к западу) землетрясений [53, 54]. Однако упомянутый характер Западносахалинского разлома совершенно не заметен в морфоструктуре Западного Сахалина, где Камышовый моноклинорий располагается в его восточном крыле, а Татарский трог — в западном. В работе [34] ложная шарнирность этого регионального разлома объяснена цилиндричностью его невеличской секции (сейсморазрыв), с глубины примерно 10 км изменяющей свое падение на восточное.

Со срывом парагенетически взаимосвязаны все морфоструктуры сахалинской фазы тектогенеза. Среди них выделим активные сейсмогенные разломы (сейсморазрывы) со сдвиговой компонентой и вертикальными сместителями, которые местами детально изучались комплексом геолого-геофизических и геодезических методов [6, 15, 16, 19, 27—30, 36, 49, 53—58 и др.]. Вместе с тем сдвигами в принципе невозможно объяснить отмеченное выше различие в строении восточного (аккреционного) и западного (гравитационно-оползневого) склонов Камышового антиклинория, его широтную асимметрию (моноклинорий), диа-

гональное простирание антиклиналей на сахалинском шельфе Татарского трога и отсутствие у них юго-восточных периклиналей (полускладки [8, 12, 32]). Кроме того, по условиям геомеханики в аллохтонной коре острова вертикальные сместители сдвигов с приближением к деколlementу границы М неизбежно выполаживаются в направлении, обратном срыву, т.е. трансформируются в обычные чешуйчатые разломы сжатия в теле аллохтона [42].

Конечно, сейсмотектоника Сахалина изучается уже более 60 лет, поэтому ряд ее аспектов в той или иной степени уже рассматривались исследователями [3, 4, 15, 28—30, 36, 40, 47—49, 53—58 и др.]. Отметим, в частности, выводы предшественников о повышенной сейсмоактивности молодого Камышового антиклинория и зоны Центральносакхалинского глубинного разлома, боковом субширотном сжатии континентальной коры, концентрации землетрясений в верхней (0—20 км) и вероятно более хрупкой коре. С тем с учетом опубликованных материалов по геологии и геофизики Сахалина (см. список литературы) представляет интерес хотя бы кратко остановиться на новых, возможных версиях коровой сейсмичности или природы т.н. зон ВОЗ (возможные очаги землетрясений). Так, повышенную сейсмичность Камышового антиклинория можно объяснить его более молодым, среднечетвертичным срывом [1, 36]. Сейсмические рои в пределах Монеронского и Ламанонского вулканических массивов и северо-западе Сахалина, где видимая мощность вулканитов и траппов превышает 3 км [11, 13, 15, 19, 21], видимо, связаны с повышенным сцеплением и, следовательно, сопротивлением срыву консолидированной коры, благодаря их многочисленным подводящим каналам и интрузиям. В то же время Долинский, Нефтегорский и отчасти Углегорский рои афтершоков хотя бы отчасти могли иметь техногенную природу, вызванную снятием значительной нагрузки (ориентировочно до 150 млн. т по нефти (100 млн т [13]), газу и конденсату и более 200 млн. т по углю (по данным к.г.-м.н. В.Э. Кононова) из-за их многолетней добычи. Через несколько десятков лет этот эффект вполне ожидаем и на нефтегазоносном шельфе СВ Сахалина, хотя здесь его может осложнить активизация процессов глинистого диапиризма и грязевулканизма [1, 44, 45].

С другой стороны, ослабление сейсмичности к северу от Нефтегорского роя (Охинский район, п-ов Шмидта, подводное окончание Сахалина [3, 57, 58]) видимо является следствием известного в структурной геологии (Ферганский разлом и др.) снижения амплитуд тектонических деформаций в зонах крупных региональных разломов к флангам.

В рамках сейсмического мониторинга объектов нефтегазовой и транспортной инфраструктуры острова важно обратить внимание на миграцию тектонических волн и крупных землетрясений по региональным разломам, впервые подмеченную на Сахалине видимо Л.С. Оскорбиным [57]. Практически не изучено влияние (триггер?) глубокофокусных землетрясений курильской секции зоны Беньюфа на тектоническую мобильность и сейсмоактивность аллохтонной коры острова, возможные взаимосвязи разноглубинной сейсмичности с флюидами и углеводородами, например, в рамках представлений о дегазации Земли (вопросы генерации, миграции, аккумуляции)

Более сложной представляется природа слабой сейсмичности Восточного Сахалина, горные системы которого интенсивно дислоцированы и раздроблены [3, 6, 15, 21]. Ориентируясь на представления акад. С.А. Федотова, здесь можно

предполагать сейсмическую брешь, в которой аккумулируются напряжения корового срыва. Поэтому через какое-то время она могла бы стать зоной сильных землетрясений типа Нефтегорского (бывшая сейсмическая брешь на Северном Сахалине по данным и мнению д.ф.-м.н. Р.З. Тараканова, ИМГиГ), хотя последнее событие произошло в центре зоны нефтегазодобычи и хотя бы отчасти могло быть техногенным (наведенным). Вместе с тем слабую сейсмичность этого региона можно трактовать и как результат более раннего, например на 100—300 тыс. лет, срыва Восточной коровой пластины. После его остановки, здесь с учетом значительного (5—12 км [10, 18, 19]) размаха высот по кровле мелового акустического фундамента) предсказуемо развитие сбросов и оползней в аллохтоне [6, 17—19, 59] и проседания автохтона под аллохтонной нагрузкой. Но, остановившись, Восточная пластина сама стала упором в развитии корового срыва и, следовательно, причиной последующего срыва Западной коровой пластины. Заметим, что разновозрастность горных систем Сахалина давно известна исследователям [15, 21, 26 и др.] и вероятно впервые была подмечена на п-ове Шмидта, где Западный хребет оказался моложе Восточного [60].

Отметим также надвигание Западной коровой пластины по Центральносахалинскому взбросо-надвику на смежную, Восточную пластину, которое приводит к асимметричному нагружению, опусканию ее западного края, и перекосу, т.е. аналогично деформациям автохтона в глубоководных желобах Пацифики [37, 38]. Причиной развития такого попятного (регрессивного) срыва на Сахалине вероятно мог стать коро-мантийный выступ в Охотском море [1, 18], включая встречное сползание на его присахалинском склоне. Последнее сходно с гравитационным срывом слоев 1—4 на внешнем склоне Курильского и Японского желобов навстречу шарьяжу акустического фундамента (Пегаса и Ойасио соответственно) на их внутреннем склоне [37, 38]. В связи с этим при тектонической интерпретации карт эпицентрии и фокальных механизмов мелкофокусных землетрясений Восточной и Западной коровых пластин важно различать сейсмические события в аллохтоне и автохтоне, а также на восточных и западных склонах Западно- и Восточносахалинских антиклинорий (по С.Н. Алексейчику [26]).

Отдельно выделим амагматичность и авулканичность сейсмогенного корового срыва на Сахалине по крайней мере в среднем плейстоцене — голоцене [6, 8, 15, 21, 26, 27, 48 и др.], что указывает на недостаточное выделение тепла трения на стенках активных разломов и деколlemente границы М («холодный» срыв). Отчасти это связано с тем, что магматиты и частично вулканиты утяжеляют земную кору, способствуя ее гравитационному срыву на вращающейся Земле, как, например, мезозойские траппы в развитии позднекайнозойского дивергентного срыва на абиссали СЗ Пацифики [62]. Одновременно это означает, что все досреднечетвертичные магматиты и вулканиты Сахалина независимо от их состава (от кислого до ультраосновного [21, 43]) выплавлены в тектонически подвижной мантии («горячие» срывы возможно с палеозонами Беньюфа). Отсюда следует, что хотя бы подкоровая мантия региона более кислая (палеокора?), чем принято считать (ультрабазиты). «Холодный» амагматичный срыв, судя по рассеянной коровой сейсмичности, проявляется на Сихотэ-Алине и прилегающей части Евразии вплоть до Байкала, направлен к востоку-юго-востоку и недавно получил независимое подтверждение в синхронном смещении GPS пунктов после Великого Японского (Тохоку) землетрясения 11.03.2011 г. [49, 61].

Заключение

Итак, представленные в статье новые карты эпицентрии мелкофокусных (коровых) землетрясений с $M \geq 4$ за период 1906—2005 гг. и главных региональных структур и разломов Сахалина надежно фиксируют тектоническую подвижность (мобильность) континентальной коры острова, которая вслед за акад. А.А. Пейве описывается как гравитационный срыв к востоку по кровле асейсмичной мантии. Он связан вероятно с боковым давлением со стороны аллохтонной континентальной коры складчатого Сихотэ-Алиня и прилегающей восточной части Евразии. Упор в Охотском море (коро-мантийный выступ), возможно подвижный (встречный коровый срыв), привел к развитию на Сахалине регрессивного (попятного) и разновозрастного срыва континентальной коры, поскольку сначала была сорвана Восточная пластина, затем Западная (Камышовый моноклинорий) пластина. Энергетика срыва в среднем плейстоцене — голоцене была низкой («холодный» срыв), поскольку он не сопровождался коровым магматизмом или вулканизмом. Рассмотрены также ряд новых проблем в сейсмотектонике и геологии Сахалина и прилегающих регионов («горячие» срывы в мантии, техногенный сейсмогенез и др.).

Автор благодарен О.А. Жердевой (лаб. сейсмологии ИМГиГ) за карту эпицентрии коровых землетрясений Сахалина и компьютерную подготовку рисунка.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ломтев В.Л. К четвертичной тектонике Сахалина и его подводных окраин // Фундаментальные проблемы квартара: итоги изучения и основные направления дальнейших исследований. Мат-лы V Всероссийского совещания по изучению четвертичного периода. — М.: ГЕОС, 2007. — С. 237—240.
2. Ломтев В.Л., Жердева О.А. К сейсмотектонике острова Сахалин // Проблемы сейсмобезопасности Дальнего Востока и Восточной Сибири: тез. докл. межд. науч. симп. — Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 2006. — С. 62—63.
3. Региональный каталог землетрясений острова Сахалин, 1905—2005 гг. — Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 2006. — 103 с.
4. Нагорных Т.В., Поплавская Л.Н., Ким Чун Ун Результаты переопределения координат гипоцентров сильных землетрясений Сахалина за 1924—1967 годы // Проблемы сейсмичности Дальнего Востока и Восточной Сибири: докл. межд. симп. — Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 2003. — С. 113—130.
5. Ломтев В.Л., Нагорных Т.В., Сафонов Д.А. Особенности строения и сейсмотектоники Курильской системы дуга-желоб // Геология и полезные ископаемые Мирового океана. — 2013. — № 3. — С. 94—109.
6. Воейкова О.А., Несмеянов С.А., Серебрякова Л.И. Неотектоника и активные разломы Сахалина. — М.: Наука, 2007. — 186 с.
7. Волгин П.Ф., Корнев О.С., Васюк И.Б. К перспективам нефтегазоносности прогиба Анива о. Сахалин // Строение земной коры и перспективы нефтегазоносности в регионах Северо-Западной окраины Тихого океана. — Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 2000. — Т. 1. — С. 67—75.
8. Геология, геодинамика и перспективы нефтегазоносности осадочных бассейнов Татарского пролива. — Владивосток: ДВО РАН, 2004. — 220 с.
9. Геология и нефтегазоносность Охотско-Шантарского осадочного бассейна. — Владивосток: Дальнаука, 2002. — 143 с.
10. Гнибиденко Г.С. Тектоника дна окраинных морей Дальнего Востока. — М.: Наука, 1979. — 163 с.
11. Кайнозой Сахалина и его нефтегазоносность. — М.: ГЕОС, 2002. — 224 с.

12. *Комплексные рекогносцировочные геофизические исследования в Охотском море* (объект 11/86). — Южно-Сахалинск: трест Дальморнефтегеофизика, 1988. — 284 с.
13. *Красиков В.Н., Кононов В.Э., Пятаков Ю.В.* Методика объемного моделирования по материалам сейсмограмметрии с целью определения перспектив нефтегазоносности (на примере Северного Сахалина) // *Строение земной коры и перспективы нефтегазоносности в регионах Северо-Западной окраины Тихого океана*. — Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 2000. — Т. 1. — С. 167—201.
14. *Ломтев В.Л., Литвинова А.В.* К строению подводной окраины Северного Сахалина // *Геология и полезные ископаемые Мирового океана*. — 2013. — № 1. — С. 93—103.
15. *Мельников О.А.* Структура и геодинамика Хоккайдо-Сахалинской складчатой области. — М.: Наука, 1987. — 94 с.
16. *Паровышний В.А.* Надвиговые системы в кайнозойских прогибах Чукотки и Сахалина: Автореф. дис. канд. геол.-мин. наук. — Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 2005. — 23 с.
17. *Снеговской С.С.* Особенности осадконакопления и формирования шельфа юго-восточного Сахалина // *Структура и вещественный состав осадочного чехла Северо-Запада Тихого океана*. — Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 1997. — С. 78—89.
18. *Тектоническое районирование и углеводородный потенциал Охотского моря*. — М.: Наука, 2006. — 130 с.
19. *Харахинов В.В.* Нефтегазовая геология Сахалинского региона. — М.: Научный мир, 2010. — 275 с.
20. *Гордеев Е.И., Гусев А.А., Левина В.И. и др.* Мелкофокусные землетрясения п-ова Камчатка // *Вулканология и сейсмология*. — 2006. — № 3. — С. 28—38.
21. *Геология СССР. Т. XXXIII. Остров Сахалин. Геологическое описание*. — М.: Недра, 1970. — 431 с.
22. *Глубинное сейсмическое зондирование земной коры Сахалино-Хоккайдо-Приморской зоны*. — М.: Наука, 1971. — 286 с.
23. *Плешаков И.Б.* Альпийская складчатость в Сахалино-Камчатской области // *Сов. геол.* — 1938. — № 6. — С. 85—89.
24. *Смехов Е.М.* Геологическое строение острова Сахалин и его нефтегазоносность. — М.: Госгостехиздат, 1953. — 321 с.
25. *Сычев П.М.* Особенности строения и развития земной коры Сахалина и прилегающих акваторий. — М.: Наука, 1966. — 124 с.
26. *Тектоника, история геологического развития и перспективы нефтегазоносности Сахалина*. — Л.: Госгостехиздат, 1963. — 275 с.
27. *Харахинов В.В., Гальцев-Безюк С.Д., Терещенков А.А.* Разломы Сахалина // *Тихоок. геол.* — 1984. — № 2. — С. 77—86.
28. *Василенко Н.Ф., Прытков А.С.* Моделирование взаимодействия литосферных плит на о. Сахалин по данным GPS наблюдений // *Там же*, 2012. — Т. 31, № 1. — С. 42—48.
29. *Злобин Т.К.* Динамика сейсмического процесса и строение очаговых зон сильных землетрясений Сахалина и Курил. — Южно-Сахалинск: Изд-во СахГУ, 2005. — 138 с.
30. *Трифонов В.Г., Кожурин А.И.* Проблемы изучения активных разломов // *Геотектоника*. — 2010. — № 6. — С. 79—98.
31. *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.
32. *Ломтев В.Л., Кругляк В.Ф., Савицкий В.О.* Геологическое строение, история геологического развития и направление нефтепоисковых работ в северной части Татарского пролива // *Геология и стратиграфия кайнозойских отложений Северо-Западной Пацифики*. — Владивосток: ДВО АН СССР, 1991. — С. 63—69.
33. *Ломтев В.Л., Патрикеев В.Н., Сеначин В.Н.* К строению Татарского трога (Японское море): новые подходы // *Геология и полезные ископаемые Мирового океана*. — 2010. — № 3. — С. 65—75.
34. *Ломтев В.Л.* Деформации Невельского (02.08.2007 г., М-6,1) шельфового землетрясения (ЮЗ Сахалин) // *Там же*, 2010. — № 2. — С. 35—46.
35. *Занюков В.Н.* Центральное-Сахалинский разлом и его роль в тектонике острова // *ДАН*. — 1971. — Т. 196, № 4. — С. 913—916.

36. Кучай В.К. Современная орогенная структура южной части острова Сахалин // Тихоок. геол. — 1987. — № 1. — С. 50—57.
37. Ломтев В.Л. К строению и сейсмотектонике тихоокеанского склона островной дуги Хонсю (в связи с Великим Японским землетрясением 11.03.2011 г.) // Геология и полезные ископаемые Мирового океана. — 2012. — № 2. — С. 40—52.
38. Ломтев В.Л. К строению и истории Курило-Камчатского глубоководного желоба (СЗ Пацифика) // Там же, 2012. — № 3. — С. 36—47.
39. Хаин В.Е. Региональная геотектоника. Северная и Южная Америка, Антарктида и Африка. — М.: Наука, 1971. — Т. 1. — 548 с.
40. Дибров В.Е. Сейсмическое районирование Сахалина. — ДАН. — 1957. — Т. 113, № 4. — С. 877—880.
41. Ломтев В.Л., Торгаилов К.Ю. Газоносность палеоген-неогеновых отложений западного борта Татарского трога (Японское море) // Геология и полезные ископаемые Мирового океана. — 2011. — № 2. — С. 31—41.
42. Ломтев В.Л. К диагностике пластовых срывов // Общие и региональные проблемы тектоники и геодинамики. Мат-лы XLI Тектонического совещания. — М.: ГЕОС, 2008. — Т. 1. — С. 508—512.
43. Сергеев К.Ф., Сергеева В.Б. Долериты Сахалина. — Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 2000. — 114 с.
44. Карней Т.И., Ломтев В.Л., Валиев С.Г. Геолого-геофизические материалы к паспорту на Хангузинскую морскую антиклинальную структуру, подготовленную к глубокому поисковому бурению на шельфе СВ Сахалина. — Южно-Сахалинск: трест Дальморнефтегеофизика, 1989. — 11 с.
45. Мудрецов В.Б., Жильцов А.М. Аномальные сейсмоакустические зоны на северо-восточном шельфе о. Сахалин // Тихоок. геол. — 1993. — № 3. — С. 108—112.
46. Ломтев В.Л., Патрикеев В.Н. Сейсмические исследования ИМГиГ ДВО РАН в Северо-Западной Пацифике (1980—2005 гг.) // Вестник ДВО РАН. — 2006. — № 1. — С. 59—66.
47. Соловьев С.Л., Оскорбин Л.С., Ферчев М.Д. Землетрясения на Сахалине. М.: Наука, 1967. 180 с.
48. Рождественский В.С. Активный рифтинг в Японском и Охотском морях и тектоническая эволюция зоны Центрально-Сахалинского разлома в кайнозойе // Тихоок. геол. — 2008. — Т. 27, № 1. — С. 17—28.
49. Проблемы сейсмической опасности Дальневосточного региона. — Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 1997. — 239 с.
50. Тихонов И.Н., Ломтев В.Л. Мелкофокусная сейсмичность Японского моря и ее вероятная тектоническая природа // Тихоок. геол. — 2013. — Т. 32, № 5. — С. 67—78.
51. Тихонов И.Н., Ломтев В.Л. Мелкофокусная сейсмичность Охотского моря и ее тектонические особенности // Вопросы инженерной сейсмологии. — 2014. — Т. 41, № 1. — С. 19—38.
52. Старшинова Е.А. Неоднородность строения коры и мантии Охотского моря // ДАН. — 1980. — Т. 25, № 6. — С.1339—1343.
53. Невельское землетрясение и цунами 2 августа 2007 года, о. Сахалин. — М.: Янус-К, 2009. — 204 с.
54. Прытков А.С., Василенко Н.Ф. Дислокационная модель очага Углегорского землетрясения 4(05).08.2000 г. // Тихоок. геол. — 2006. — Т. 25, № 6. — С. 115—122.
55. Жигулев В.В., Патрикеев В.Н. Возможности малоуглубинной сейсморазведки методом преломленных волн при исследовании активных разломов Северного Сахалина // Там же, 2007. — Т. 26, № 1. — С. 20—28.
56. Рожжин Е.А., Родина С.Н. Палеосейсмологические исследования и долговременный сейсмический режим севера острова Сахалин // Вопросы инженерной сейсмологии. — 2011. — № 3. — С. 45—58.
57. Сейсмическое районирование Сахалина. — Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1977. — 140 с.
58. Стрельцов М.И. Нефтегорское землетрясение 27(28) мая 1995 года на Сахалине. М.: Янус-К, 2005. 180 с.
59. Баранов Б.В., Лобковский Л.И., Куликов Е.А. и др. Оползни на восточном склоне о. Сахалин как источники возможных цунами // ДАН. 2013. Т. 449, № 3. С. 334—337.
60. Ратновский И.И. Геологическое строение полуострова Шмидта на Сахалине. Л.: Гостоптехиздат, 1960. 105 с.

61. *Shestakov N.V., Takahashi H., Ohzono M. et al.* Analysis of the far-field crustal displacements caused by the 2011 Great Tohoku earthquake inferred from continuous GPS observations // *Tectonophysics*. — 2012. — 524—525. — P. 76—86. doi: 10.1016/j.tecto.2011.12.019.
62. *Ломтев В.Л.* Новые данные по тектонике и магматизму СЗ Пацифики // *Геология и полезные ископаемые Мирового океана*. — 2008. — № 4. — С. 93—105.

Статья поступила 15.04.2014

В.Л. Ломтев, О.А. Жердева

ЩОДО СЕЙСМОТЕКТОНІКИ САХАЛІНУ: НОВІ ПІДХОДИ

Представлено нові карти епіцентрів корових (0—10, 11—20, 21—40 км) землетрусів з магнітудою (M) > 4 (1906—2005 р.) і головних регіональних структур і розломів Сахаліну. Показано, що сейсмічність континентальної кори острова пов'язана з її «холодним», амагматичним зривом на схід по покрівлі асейсмічної верхньої мантії в сахалінську фазу складчастості й орогенезу (кінець пізнього пліоцену-квартер). Структуру Сахаліну і його підводних окраїн формують Західно- і Східносахалінські корові аллохтонні пластини, а також Монеронська, Сусунайська, Тоніно-Анівська корові аллохтонні луски і ПдЗх структурний ніс Охотського склепіння в затоці Терпіння або його тектонічний відторженець, які обмежені активними коровими розломами. Обговорюється тектонічна й почасти можливо техногенна природа рідкої та ройової корової сейсмічності Сахаліну і його підводних окраїн.

Ключові слова: острів Сахалін, континентальна кора, коровий зрив, корова сейсмічність, тектоніка, розлом.

V.L. Lomtev, O.A. Zherdeva

ON SEISMOTECTONICS OF SAKHALIN: NEW APPROACHES

New maps of epicenters of crust (0—10, 11—20, 21—40 km) with magnitude (M) > 4 (1906—2005) and main regional structures and faults of Sakhalin are presented. It is shown that seismicity of continental crust is connected with its «cold» amagmatic glide to the east along the top of aseismic upper mantle in the Sakhalin phase of folding and orogenesis (Uppermost Late Pliocene — Quaternary). The structure of Sakhalin and its submarine margins are formed by West- and East-Sakhalin crustal allochthonous sheets, and also by Moneron, Susunai and Tonino-Aniva crustal allochthonous slices and the SW nose of Okhotsk swell in the Terpenia Bay or its klippe, limited by active crustal faults. Tectonic, and partly possibly technogenic nature of rare and swarm crustal seismicity of Sakhalin and its submarine margins is analysed and discussed.

Key words: Sakhalin island, continental crust, crustal glide, crustal seismicity, tectonics, fault.