

В.Л.ЛОМТЕВ, С.П.НИКИФОРОВ, КИМ ЧУН УН

Тектонические аспекты коровой сейсмичности Сахалина

Представлены новые карты эпицентров коровых (0–10, 11–20, 21–40 км) землетрясений с $M \geq 4$ (1906–2005 гг.) и главных региональных структур и разломов Сахалина как основа сейсмического мониторинга его крупных нефтегазовых объектов. Показано, что сейсмичность континентальной коры связана с ее «холодным» амагматичным срывом к востоку по кровле асейсмичной верхней мантии в сахалинскую фазу складчатости и орогенеза (конец позднего плиоцена – плейстоцен). Структуру Сахалина и его подводных окраин формируют Западно- и Восточно-Сахалинские коровые аллохтонные пластины, а также Монеронская, Сусунайская, Тонино-Анивская коровые аллохтонные чешуи и ЮЗ структурный нос Охотского свода в зал. Терпения или его тектонический отторженец, которые ограничены активными коровыми разломами. Обсуждается возможная природа редкой и роевой коровой сейсмичности Сахалина и его подводных окраин.

Tectonic aspects of the crust seismicity of Sakhalin. V.L.LOMTEV, S.P.NIKIFOROV, KIM CHUN UN (Institute of Marine Geology and Geophysics, FEB RAS, Yuzhno-Sakhalinsk).

New maps of epicenters of crust (0–10, 11–20, 21–40 km) earthquakes with $M \geq 4$ (1906–2005) and main regional structures and faults of Sakhalin as the base of seismic monitoring of its great oil-gas objects are presented in this paper. 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 – Pleistocene). The structure of Sakhalin and its underwater margins is formed by the West- and East-Sakhalin crust allocthonous sheets, and also by Moneron, Susunai and Tonino-Aniva crust allocthonous thrust slices and the SW nose of Okhotsk swell in the Terpenia Bay or its klippe, which are limited by active crust faults. Tectonic, geological, partly and possibly technogenic nature of rare and swarm crust seismicity of Sakhalin and its underwater margins is analyzed and discussed.

В статье представлены и обсуждаются новые данные по эпицентрии мелкофокусных (коровых) землетрясений с M (магнитуда) ≥ 4 за период 1906–2005 гг., строению и истории главных региональных структур и разломов Сахалина (рис. 1).

При построении карты эпицентров заметно повышена точность определения глубины очагов землетрясений (до 3 км) [15, с. 131–155], что позволило детально изучить их распределение с максимумом (более 95%) в верхней, более хрупкой коре (0–20 км) и минимумом (менее 5%) в нижней части континентальной коры (21–40 км). Новая тектоническая карта впервые охватывает подводные окраины Сахалина.

Важным стимулом к данной работе стала статья Е.И.Гордеева с соавторами в № 3 журнала «Вулканология и сейсмология» за 2006 г., 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 (коровый срыв к востоку не рассматривался).

Карта главных структур и разломов

Изучение тектоники Сахалина как кайнозойской складчатой области, орогена (парная кордильера) или Японо-Сахалинской тыловой дуги насчитывает более 50 лет

ЛОМТЕВ Владимир Леонидович – кандидат геолого-минералогических наук, НИКИФОРОВ Семен Прокопьевич – доктор геолого-минералогических наук, КИМ ЧУН УН – кандидат физико-математических наук (Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, Южно-Сахалинск)

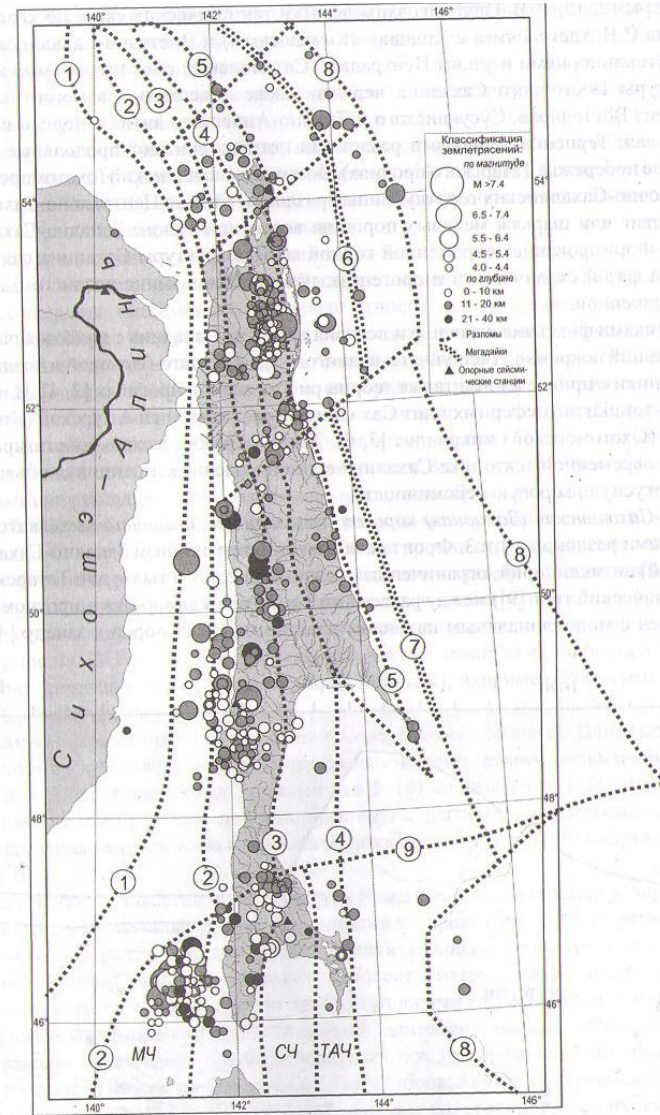


Рис. 1. Карты эпицентров землетрясений с $M > 4,0$ за период 1906–2005 гг. и региональных разломов и основ тектонических структур Сахалина.

Региональные разломы: 1 – Восточно-Сихотэ-Алинский; 2 – Западно-Сахалинский; 3 – Центрально-Сахалинский с фронтом аккреции осадочного неогена; 4 – Хоккайдо-Сахалинский; 5 – Северо-Сахалинский; 6 – Тр-братский; 7 – Пограничный; 8 – Восточно-Сахалинский; 9 – Стародубский.

Коровые тектонические пластины: Западно-Сахалинская (между разломами 1 и 3); Восточно-Сахалинская (между разломами 3 и 8).

Коровые тектонические чешуи: МЧ – Монеронская, СЧ – Сусунайская, ТАЧ – Тонино-Анивская.

Антиклинории: Западно-Сахалинский – между разломами 2 и 3; Восточно-Сахалинский – между разломами 3 и 8; Центрально-Сахалинский синклиниорий – на Северном Сахалине между разломами 3 и 4

(см., напр., [4, 12, 13, 17]). Опубликованы десятки тектонических схем, но классической стала схема С.Н.Алексейчика с Западно- (Камышевым) и Восточно-Сахалинским (Восточным) антиклинориями и узким Центрально-Сахалинским синклиниорием между ними [4]. Структуры Восточного Сахалина нередко также объединяют в мегантиклинорий, состоящий из Восточного, Сусунайского и Тонино-Анивского антиклинориев и шельфового плато зал. Терпения. Главными разломами острова считают продольные Западно- (сахалинское побережье Татарского пролива), Восточно-Сахалинский (охотоморское побережье Восточно-Сахалинских гор) глубинные разломы, а также Центрально-Сахалинский взбросо-надвиг или шарьяж меловых пород на восточном склоне Западно-Сахалинских гор [4, 12]. Формирование современной горной морфоструктуры Сахалина связывают с сахалинской фазой складчатости и орогенеза, начавшейся в конце позднего плейстоцена и еще не завершённой.

Сторонниками фиксизма строение и история развития Сахалина с палеозоя рассматривались с позиций покровной (чешуйчато-надвиговой), складчато-блоковой и позднее сдвиговой тектоники с привлечением также теории рифтогенеза в прогибах [2, 4]. И напротив, в теории тектоники литосферных плит Сахалин считают границей Амурской (Китайской) и Охотской (Охотоморской) микроплит [3, 6]. Таким образом, можно констатировать отсутствие в современной тектонике Сахалина единой модели (концепции), объясняющей его мелкофокусную, коровую сейсмичность.

Западно-Сахалинская (Западная) коровая аллохтонная пластина выделяется между региональными разломами 1 и 3. Фронт ее образует инверсионный Западно-Сахалинский (Камышевый) антиклинорий, ограниченный разломами 2 и 3, а тыл – дно Татарского пролива (тектонический трог [9]) между разломами 1 и 2. Антиклинорий в широтном сечении асимметричен с моноклинальным падением пластов меловых пород к западу [4; 12; 19,

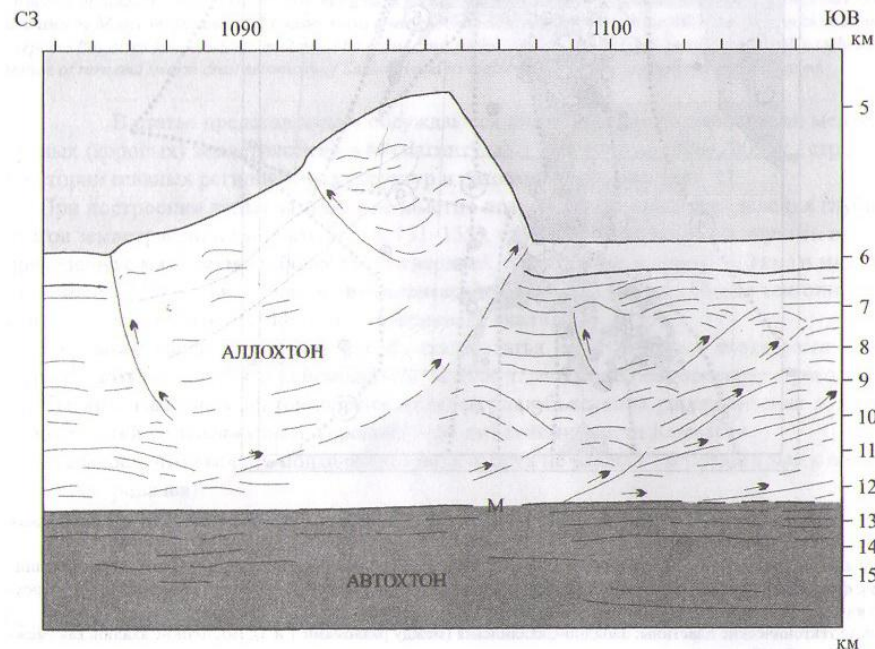


Рис. 2. Надвиговая моноклинальная гряда, связанная со срывом слоев 1–4 в СЗ Пацифике, на глубинном разрезе МОГТ (тектонотип [20, с. 42–64])

с. 67–75]. В соответствии с рис. 2 это мегамоноклиаль с крутым восточным склоном, связанная со срывом к востоку. Со стороны пролива он ограничен складчатым абразионным шельфом с фронтом гравитационно-оползневой складчатости осадочного неогена по его внешнему краю и малоамплитудными (десятьки–сотни метров) ретровзбросами и ретро-надвигами восточного падения в его подошве на глубинах 3–5 км [2, 7, 8]. С углублением трога к югу Западно-Сахалинский разлом с края шельфа переходит в подошву континентального склона. Его традиционное, «прибрежное» [4, 6, 12, 13], и новое местоположение с учетом данных МОГТ [2, 7, 8] можно считать ограничениями надвигового дуплекса, в котором тыловой разлом круче фронтального.

Структуру восточного склона Камышевого антиклинория определяет четвертичный Центрально-Сахалинский региональный взбросо-надвиг, местами шарьяж меловых пород западного падения, смещающий их кровлю относительно смежных прогибов на 4–6 км [19, с. 67–75]. Перед ним залегают узкий (несколько километров) аккреционный клин деформированного осадочного неогена, разбитый малоамплитудными надвигами западного падения (по данным В.Н.Занюкова). Таким образом, структура восточного склона этого антиклинория близка структуре внутренних склонов многих желобов Пацифики с их тектопарами «региональный шарьяж–аккреционная призма» [11]. В этой связи разлом 3 в подошве клина определяется как фронт аккреции. В Сусунайской впадине он контролирует положение западного края ее плоского дна и датируется средним плейстоценом (по данным В.К.Кучая). Его выбор в качестве границы между Камышевым антиклинорием и Центрально-Сахалинским синклиниорием с точки зрения структурной геологии и геоморфологии вполне оправдан, хотя это и приводит к очевидному тектоническому парадоксу, поскольку последний «остается» без своих складчатых бортов. В плане фронт аккреции и Центрально-Сахалинский взбросо-надвиг имеют неровное, лопастное строение [3, 12], 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 Центрально-Сахалинскому разлому и малоамплитудным надвигам смежного аккреционного клина (дуплекса) определяется исследователями первыми (до 5–10 километрами [12]). Однако более существенно, что эти разломы надежно фиксируют региональное боковое (субширотное) сжатие континентальной коры Сахалина мощностью 35–40 км и его направление с запада [6, 12–17].

Отметим также дивергентную структуру Камышевого антиклинория, характерную, по В.Е.Хаину, для складчатых поясов континентов и определяемую по встречному падению разломов на склонах, а также его инверсионную природу, связанную с заложением в депоцентре Западно-Сахалинского краевого неогенового прогиба, расположенного между складчатым Сихотэ-Алинем и Восточно-Сахалинскими горами. Фронт первого фиксирует Восточно-Сихотэ-Алинский преднеогеновый (олигоцен?) шарьяж в подошве его подводной окраины, где Западная пластина «ныряет» под Прибрежный антиклинорий Сихотэ-Алия (автохтон). Ранее он был выделен В.Д.Дибровым уже на первой схеме сеймотектоники Сахалина в 1957 г. [17]. На сеймопрофилях его строение обычно неясно (скрытый разлом) из-за избыточной газонасыщенности разреза с многочисленными газовыми окнами и грязевулканами (вертикальные структуры прорыва флюидов [8]), в том числе на Сюркумском газовом гиганте площадью 1600 км² [1, с. 107–119]. Заметим, что отсутствие на побережье Сихотэ-Алия морского палеогена значительной мощности [2; 3, с. 7–44] в сравнении с шельфом [18, т. 1, с. 227–231] позволяют рассматривать его Береговой глубинный разлом как региональный надвиг или шарьяж западного падения, возможно формировавшийся дуплекс с разломом 1.

Восточно-Сахалинская (Восточная) коровая аллохтонная пластина выделяется между разломами 3 и 8. К западу от первого она «ныряет» под Камышевый антиклинорий

(автохтон). В ее тылу находятся Центрально-Сахалинский синклиниорий и Восточный мегантиклиниорий, а во фронте – охотоморская окраина Сахалина со складчатым, абразионно-аккумулятивным шельфом и континентальным склоном. Синклиниорий согласно [8] является остаточным прогибом на восточном крыле Западно-Сахалинского прогиба, возникшим после его инверсии в плейстоцене. С востока этот прогиб ограничивали краевые поднятия Восточного Сахалина, сложенные самыми древними породами мезопалеозоя [4, 12]. Следовательно, Восточно-Сахалинский, Сусунайский и Тонино-Анивский антиклиниории с неогена развивались унаследованно. В широтных сечениях они обычно асимметричны за счет более крутого и короткого восточного склона, поэтому в соответствии с рис. 2 относятся к структурам срыва к востоку с главными взбросо-надвигами в подошву их восточного склона. Их выход, как и Центрально-Сахалинского разлома, фиксируют грифоны, грязевулканы Лесновский на юге и Дагинский на севере (по данным О.А.Мельникова и [19, с. 76–92]). Таким образом, возвращаясь к классической идее Е.М.Смехова о двух региональных надвигах к востоку, определяющих структуру Сахалина [4].

«Белым пятном» в тектонике складчатого Сахалина почти 100 лет остается плато в зал. Терпения с платформенной структурой осадочного мезокайнозоя, ограниченное разломами 4, 7, 9 и обрывающееся ступенчатым склоном в Курильскую батинальную котловину. В геологическом строении осадочного неогена здесь выделяются зона выклинивания упомянутого выше краевого прогиба с древовидной сетью палео-Пороная, имевшего авандельту в Макаровском прогибе на западе залива, а также Стародубский прогиб на юге [1, с. 46–64], граничащий с плато по одноименному сбросу, выделенному впервые. С учетом данных по геологии интрузивных (силлы долеритов по К.Ф.Сергееву) и эффузивных траппов на Макаровском побережье (вскрыты также тремя скважинами ДВМУРБА в заливе по В.О.Савицкому) и близости Охотского свода или срединного массива [4] это плато можно считать ЮЗ выступом или структурным носом последнего. Вместе с тем приподнятое (на 1,5–5 км) положение кровли мелового акустического фундамента на плато в сравнении с остальной акваторией Охотского моря [1, с. 46–64] указывает на его отрыв, связанный со срывом Восточной пластины (тектонический отторженец).

В строении нефтегазоносных шельфов восточного Сахалина выделим складчатость осадочного кайнозойского чехла (структурные ловушки углеводородов), связанную с деформациями срыва в подстилающем мезопалеозойском фундаменте, глинистым диапиризмом [18, т. 2, с. 79–81]) и реже грязевулканизмом [19, с. 76–92]. 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 все открытые залежи углеводородов в Северо-Сахалинском и Пограничном прогибах [10, с. 38–40]). Особенности строения Трехбратской дайки на профилях МОГТ можно видеть в [19, с. 167–201]. Образование упомянутых прогибов относят к позднему палеогену и связывают с рифтогенезом [3, 12]. Однако по Г.Клоосу он развивается исключительно на сводах поднятий, где доминирует растяжение коры. Поэтому в [10] его, по аналогии с желобами Пацифики и краевыми прогибами [11], объясняют погружением коры под аллохтонной литостатической нагрузкой (региональный надвиг). Таким образом, в кайнозойской истории Восточной кордильеры Сахалина намечаются две фазы корового срыва и связанных с ними эпох складчатости и орогенеза.

В строении охотского склона Сахалина выделим линейность его подошвы, контролируемую скрытым Восточно-Сахалинским разломом (8 на рис. 1). Судя по подошвенному прилеганию слоев осадочного неогена в основании и параллельному (конформному) залеганию на континентальном склоне на профилях НСП и МОГТ [20, с. 78–89], их предварительно можно считать фациями подводного мегафана или конуса выноса палео-Амура, выдвигавшегося к югу до образования Сахалинской кордильеры в плейстоцене.

Карта эпицентров

Она представляет собой обновленный и уточненный вариант опубликованных данных по мелкофокусной сейсмичности Сахалина с $M \geq 4$ за период 1906–2005 гг. В нее не вошли материалы по глубокофокусной (~500–650 км) сейсмичности низов курильского сегмента зоны Бенъофа в районе зал. Терпения и Южного Сахалина, эпицентры которых образуют полосу северо-восточного, диагонального к острову, простираения.

Аллохтонная твердая кора и коровый срыв в отсутствие проявлений современного магматизма и вулканизма надежно определяются по рассеянной, одиночной и роевой, заведомо тектонической, мелкофокусной сейсмичности на глубинах до 40 км. Землетрясения вызваны латеральными, местами субвертикальными (разломы, ограничивающие коровые чешуи и пластины) смещениями земной коры по кровле асейсмичной и поэтому относительно стабильной верхней мантии. Согласно [9] при латеральном смещении коры или коровом срыве нет места представлению о нормальном (без срыва) залегании коры на мантии [4, 12–17] и моделям, основанным на теории тектоники литосферных плит [2, 3, 6]. Таким образом, тектонику Сахалина и его главные разломы на рис. 1 следует считать коровыми, хотя еще в начале сахалинской фазы тектогенеза они проникали в мантию и служили каналами миграции магм различного состава (совгаванские платобазальты, кислые экстрезии п-ова Ламанон, ультрабазиты шельфовых мегадаек и др. [2–4, 10, 12]).

Как показано выше, на Сахалине срыв континентальной коры происходит в восточном направлении (см. также [10]). В [13] его связывают с раздвигом в Татарском проливе. Однако отсутствие рифта и почти горизонтальное залегание осадочного неогена в его северной части [2; 7; 8; 19, с. 57–66] скорее указывают на Сихотэ-Алинь как источник субширотного бокового сжатия. Судя по данным Л.С.Оскорбина в [14], рассеянная мелкофокусная (до 40 км) сейсмичность давно регистрируется в северо-восточном Китае, Приморье и Приамурье, фиксируя аллохтонное залегание континентальной коры. Иначе говоря, в зоне корового срыва к востоку, видимо, находится вся восточная окраина Евразии.

На Сахалине развитию срыва к востоку препятствует упор в виде мантийного выступа в Охотском море, давно установленный глубинной сейсмикой [4, 6], или, точнее, встречный коровый срыв на его присахалинском склоне. Он предполагается нами на основании гравитационной природы пластовых срывов [9] и рассеянной мелкофокусной сейсмичности [5, с. 128–141]. Именно наличие упора приводит к формированию крутых ($> 45^\circ$) углов падения главных взбросо-надвигов в средней коре, фиксируемых по смещению эпицентров коровых землетрясений с Камышевого антиклиниория в Татарский пролив на рис. 1.

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 [5, 6, 12–17, 19]. Вместе с тем сдвигами в принципе невозможно объяснить отмеченное выше различие в строении восточного (аккреционного) и западного (гравитационно-оползневое) склонов Камышевого антиклиниория, СЗ простираение его антиклиналей на присахалинском шельфе Татарского пролива, разбуренных 11 скважинами ДВМУРБА, и тем более отсутствие у них ЮВ периклиналей (полускладки [2; 8; 18, с. 227–229]). 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 [9; 11; 20, с. 42–64].

Амагматичность и авулканичность корового срыва на Сахалине, Сихотэ-Алине и восточной окраине Евразии в среднем плейстоцене–голоцене [2–4, 12], упомянутые выше, принципиально важны для геологии и тектоники. С одной стороны, они указывают на явно недостаточное выделение тепла трения на стенках активных разломов и деколlementе

границы М, т.е. низкую энергетику срыва («холодный» срыв). Но, с другой стороны, это означает, что все досреднечетвертичные магматиты и вулканиты этого обширного региона были выплавлены в подвижной («горячие» срывы) мантии. Следовательно, приходится констатировать, что верхи мантии существенно более кислые (палеокора?), чем принято считать (ультрабазиты, в основном перидотиты).

Сейсмотектоника Сахалина исследовалась многими авторами [5, 6, 14–17]. Отметим, в частности, выводы предшественников о повышенной сейсмоактивности молодого Камышевого антиклинория и зоны Центрально-Сахалинского глубинного разлома, боковом субширотном сжатии коры, особенностях распределения очагов по глубине с максимумом в верхней (0–20 км), вероятно более хрупкой, коре. Поэтому с учетом упомянутых выше данных сейсмоки и бурения представляет интерес рассмотреть новые версии роевой и рассеянной коровой сейсмичности или природы так называемых зон ВОЗ (возможных очагов землетрясений). Так, повышенную сейсмичность Камышевого антиклинория можно объяснить его более молодым, среднечетвертичным срывом (см. выше). А сейсмические рои в пределах Монеронского и Ламанонского вулканических массивов и СЗ Сахалине, где видимая мощность вулканитов и траппов превышает 3 км [2; 4; 12; 19, с. 167–291], видимо, связаны с повышенным сцеплением и, следовательно, сопротивлением срыву твердой 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 (ориентировочно до 150 млн т по нефти, газу и конденсату и более 200 млн т по углю) нагрузки 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, возможно, грязевулканизма.

Судя по рис. 1, уместно упомянуть о новой версии ослабления сейсмичности Сахалина на его северном, частью подводном, окончании, которая может быть следствием известного в структурной геологии (Ферганский разлом и др.) снижения амплитуд деформаций к флангам региональных разломов. Кстати, эта закономерность всегда четко видна и на обычных антиклинальных складках, высота которых к периклиналям также снижается.

В рамках предстоящего сейсмического мониторинга важно обратить внимание и на миграцию тектонических волн и крупных землетрясений по региональным разломам [16].

Более сложной представляется природа слабой сейсмичности Восточного Сахалина, горные системы которого интенсивно дислоцированы и раздроблены [4, 12]. Ориентируясь на представления С.А.Федотова, здесь можно предполагать сейсмическую брешь, в которой аккумулируются напряжения. Поэтому через какое-то время она может стать зоной сильных землетрясений типа Нефтегорского (бывшая сейсмическая брешь на Северном Сахалине, по данным и мнению Р.З.Тараканова), хотя последнее произошло в центре зоны нефтегазодобычи и скорее всего было техногенным. Однако слабую сейсмичность региона можно трактовать и как результат более раннего, например на 100–300 тыс. лет, срыва Восточной пластины. После его остановки на восточном склоне кордильеры с учетом значительного (5–12 км [1, с. 46–64]) размаха высот по кровле мелового акустического фундамента предсказуемо развитие сбросов и оползней. Но она сама стала упором в развитии корового срыва и, следовательно, причиной образования его Западной кордильеры. В миниатюре разновозрастность горных систем Сахалина ранее обнаружена И.И.Ратновским на п-ове Шмидта, где Западный хребет несколько моложе Восточного (см. ссылку в [4, 12]). Важно также, что надвигание Западной пластины по Центрально-Сахалинскому разлому на смежную, Восточную (автохтон), приводит к асимметричному нагружению, опусканию ее западного края, и вероятно перекосу, т.е. аналогично деформациям автохтона в желобах Пацифики [11]. Причиной попятного (регрессивного) срыва на Сахалине мог стать выступ мантии в Охотском море [6], точнее встречный коровый срыв

на его присахалинском склоне, сходный с гравитационным срывом слоев 1–4 на внешнем склоне Курильского желоба навстречу региональному шарьяжу Пегаса [9, 11].

Суммируя анализ и обсуждения представленных в статье новых карт эпицентров коровых землетрясений с $M \geq 4$ за период 1906–2005 гг. и главных структур и разломов Сахалина, важно отметить, что его мелкофокусная (0–40 км) сейсмичность надежно фиксирует коровый срыв к востоку по кровле асейсмичной верхней мантии в сахалинскую фазу складчатости и орогенеза. Он развился благодаря региональному боковому давлению со стороны Сихотэ-Алиня и прилегающей восточной окраины Евразии, но имел упор в Охотском море (выступ мантии), возможно подвижный (встречный коровый срыв). В среднем плейстоцене–голоцене энергетика срыва была низкой («холодный» срыв) и он не сопровождался магмогенезом. По итогам анализа и рассмотрения представленных карт материалов сформулировано несколько новых актуальных проблем и направлений для будущих исследований в основном в рамках долговременного сейсмического мониторинга крупных нефтегазовых объектов Сахалина (разновозрастный срыв как причина сейсмической брешы на Восточном Сахалине, досреднечетвертичные «горячие» срывы в мантии, современный техногенный сейсмогенез и др.).

ЛИТЕРАТУРА

1. Геодинамика, геология и нефтегазоносность осадочных бассейнов Дальнего Востока. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 2004. 199 с.
2. Геология, геодинамика и перспективы нефтегазоносности осадочных бассейнов Татарского пролива. Владивосток: ДВО РАН, 2004. 219 с.
3. Геология и геодинамика Сихотэ-Алинской и Хоккайдо-Сахалинской складчатых областей. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 1997. 161 с.
4. Геология СССР. Т. 33. Остров Сахалин. М.: Недра, 1970. 431 с.
5. Динамика очаговых зон и прогнозирование сильных землетрясений северо-запада Тихого океана. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 2001. Т. 1. 182 с.; Т. 2. 195 с.
6. Злобин Т.К. Динамика сейсмического процесса и строение очаговых зон сильных землетрясений Сахалина и Курил. Южно-Сахалинск: Изд-во СахГУ, 2005. 138 с.
7. Кайнозой Сахалина и его нефтегазоносность. М.: ГЕОС, 2002. 224 с.
8. Ломтев В.Л., Кругляк В.Ф., Савицкий В.О. Геологическое строение, история геологического развития в неогене и направление нефтепоисковых работ в северной части Татарского пролива // Геология и стратиграфия кайнозойских отложений Северо-Западной Пацифики. Владивосток, 1991. С. 63–69.
9. Ломтев В.Л. Пластовые срывы // Геодинамика, магматизм и минералогия континентальных окраин Севера Пацифики. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2003. Т. 1. С. 184–185.
10. Ломтев В.Л., Жигулев В.В., Патрикеев В.Н., Агеев В.Н. Проблемы геологии Северо-Сахалинского нефтегазоносного бассейна. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2003. Т. 2. 258 с.
11. Ломтев В.Л., Патрикеев В.Н. Структуры сжатия в Курильском и Японском желобах. Владивосток, 1985. 141 с.
12. Мельников О.А. Структура и геодинамика Хоккайдо-Сахалинской складчатой области. М.: Наука, 1987. 94 с.
13. Паровышний В.А. Надвиговые системы в кайнозойских прогибах Чукотки и Сахалина: автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 2005. 23 с.
14. Проблемы сейсмической опасности Дальневосточного региона. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 1997. 239 с.
15. Проблемы сейсмичности Дальнего Востока и Восточной Сибири. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 2003. 183 с.
16. Сейсмическое районирование Сахалина. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1977. 140 с.
17. Соловьев С.Л., Оскорбин Л.С., Ферчев М.Д. Землетрясения на Сахалине. М.: Наука, 1967. 180 с.
18. Строение, геодинамика и металлогения Охотского региона и прилегающих частей Северо-Западной Тихоокеанской плиты. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 2002. Т. 1. 287 с.; Т. 2. 293 с.
19. Строение земной коры и перспективы нефтегазоносности в регионах северо-западной окраины Тихого океана. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 2000. Т. 1. 203 с.
20. Структура и вещественный состав осадочного чехла северо-запада Тихого океана. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 1997. 178 с.