

ГЛУБИННЫЕ ОСНОВЫ СЕЙСМОТЕКТОНИКИ ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА:
САХАЛИНСКАЯ ЗОНА*А.А. Степашко**Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН,
Ким Ю Чена 65, Хабаровск, 680000, e-mail: stepashko@itig.as.khb.ru*

Поступила в редакцию 27 июля 2009 г.

Показана ведущая роль глубинного строения литосферы в современных деформациях и сейсмичности Дальнего Востока. В основании Сихотэ-Алиня, исходя из региональных вариаций состава мантийных ксенолитов и неоген-четвертичных базальтов, закартирован клиновидный блок высокожелезистой мантии СВ простирания. Его границы продолжают Илань-Итунский и Фушунь-Мишаньский сдвиги мегазоны Тан-Лу, по которым в юрско-меловое время мантийный блок был перемещен вдоль окраины континента. Размещение эпицентров сильных землетрясений Приамурья с $M \geq 5.0$ показывает, что такая мантийная структура определяет ключевые особенности деформаций и сейсмичности региона. При доминировании западного сжатия, вызванного дрейфом Амурской плиты, мантийный клин выдавливается в СВ направлении, оказывая дополнительное сжатие на границе Охотской плиты. В результате на фронте мантийного блока образовалась Сахалинская зона высокой сейсмичности, которая по своим характеристикам подобна области конвергенции Индийской плиты с Евразией. В обоих случаях главные особенности деформаций и сейсмичности вызваны горизонтальным давлением тектонического блока, вдоль фронта которого происходит закономерное чередование зон сжатия и растяжения. Сильные землетрясения Сахалина с $M \geq 6.0$ сосредоточены в сейсмическом шве шириной 50 км, где концентрируется сжатие. Он занимает текущее положение к генеральным разломам острова, но параллелен фронту мантийного клина. Для землетрясений Сахалина с $M \geq 6.0$ обнаружены два цикла миграции: 1907–1971 гг. и 1995–2007 гг. В обоих циклах первые толчки происходят на севере и затем мигрируют в юго-восточном направлении, что сопровождается уменьшением глубины очагов землетрясений. Закономерности миграции показывают, что под действием асимметричного сжатия мантийный клин не только выдавливается на северо-восток, но и поворачивается на юго-восток по часовой стрелке. Это вращение вносит решающий вклад в генезис сильных землетрясений Сахалина.

Ключевые слова: сейсмическая активность, структура мантии, тектоническая экструзия, деформации, миграция землетрясений, о. Сахалин, Дальний Восток России.

ВВЕДЕНИЕ

Среди современных проблем сейсмо тектоники одной из нерешенных остается вопрос о роли мантийного строения в характере и особенностях региональной сейсмичности. Сам масштаб сейсмических поясов и зон, протяженность которых составляет сотни, а порой тысячи километров, предполагает, что в процесс деформаций вовлекается не только сравнительно маломощная земная кора, но и региональная литосфера в целом [22, 28, 51]. В таком случае, хотя гипоцентры землетрясений и сосредоточены преимущественно в земной коре, наиболее общие причины сейсмичности могут находиться глубже и быть связаны с особенностями строения литосферной мантии. Близкое предположение справедливо, по всей видимо-

сти, и для наиболее сильных землетрясений, поперечный размер очаговой области которых достигает сотен километров. Важную роль мантии в сейсмогенезе подтверждают глубокофокусные предвестники наиболее сильных событий. Впервые К. Моги [56] обнаружил существование удаленных глубокофокусных форшоков для ряда коровых землетрясений с $M = 8.1-8.3$ в районе Японского желоба. Появление мантийных предвестников было подтверждено работами А.И. Захаровой и Е.А. Рогожина [5, 6], которые установили большое число заглубленных форшоков для землетрясений с $M > 7.5$ Курильских островов и с $M > 7.0$ Камчатки. По их данным, предвестники сильнейших коровых толчков возникают за 10–15 лет до катастрофических событий на глубинах от 70 до 500 км в мантии Охотского и Японского морей. Результаты мони-

торинга сейсмогенных процессов, проводимого в материковой части Дальнего Востока в последние десятилетия [4, 25, 26], также определенно указывают на активное участие литосферной мантии в современных деформациях региона.

САХАЛИНСКАЯ СЕЙСМИЧЕСКАЯ ЗОНА

Одним из ярких примеров важной роли верхней мантии в сейсмогенезе является, с нашей точки зрения, Сахалинская зона аномальной сейсмичности. Еще в 60–70-е годы прошлого века сейсмичность острова оценивалась как низкая [33, 34], но с тех пор здесь произошло 3 коровых землетрясения с $M \geq 7.0$. Самым сильным, $M = 7.5$, был толчок 1971 г. в районе о. Монерон, а наиболее катастрофические последствия имело Нефтегорское землетрясение 1995 г. ($M = 7.1$), в результате которого погибло около двух тысяч человек [29]. Всего в Сахалинской зоне, несмотря на относительно небольшие размеры, за столетний период наблюдений с 1907 по 2008 гг. произошло 7 сильных толчков с магнитудой выше 6.0. Столь же сильные землетрясения, как показали исследования палеосейсмодислокаций, начатые после Нефтегорского события, в позднечетвертичное время происходили на острове неоднократно как на севере его, так и в других частях [2, 29, 30]. Результаты радиоуглеродного датирования палеосейсмодислокаций предполагают, что период повторяемости землетрясений с магнитудой $M = 7.5$ на северном Сахалине в 3–4 раза меньше, чем в Горном Алтае или на Северо-Западном Кавказе [31]. По всей видимости, по частоте, интенсивности и опасности землетрясений Сахалинская зона должна быть поставлена на третье место после Байкальской и Курило-Камчатской на территории России.

Сейсмотектоническая природа Сахалинской зоны остается недостаточно ясной. Ее положение, по крайней мере, прямо не связано с современной зоной субдукции. Здесь отсутствует и поднятие аномальной мантии, которое является столь важной генетической особенностью Байкальской зоны. При обсуждении сейсмодинамики острова обычно указывается на то, что землетрясения здесь трассируют границу Амурской и Охотской плит [8, 9, 22, 33, 49 и др.]. Такие представления, при всей их правомерности, остаются слишком общими и не могут объяснить ни аномальную сейсмичность зоны, ни, тем более, ее специфические особенности, например, меридиональное чередование в ней зон сжатия и растяжения [12, 24]. Более того, результаты, полученные в последние годы, определенно предполагают, что границу Амурской плиты следует проводить значительно западнее, чем ранее предполагалось, видимо, в пределах зоны Тан-Лу [3, 23].

Очевидна связь землетрясений Сахалина с крупнейшими меридиональными разломами острова: Западно-Сахалинским, Центрально-Сахалинским, Хоккайдо-Сахалинским – и их ответвлениями [2, 8, 30, 33, 43]. Обычно предполагается, что именно они маркируют границу Охотоморской плиты, а их активизация вызвана ее современным перемещением в ЮЮВ направлении [11, 58]. Детальный анализ сейсмичности показывает, однако, что зона максимальной концентрации эпицентров землетрясений расположена косо относительно главных субмеридиональных разломов острова [8]. В такой ситуации даже вопрос о положении западной границы Охотоморской плиты лишается простоты и становится неоднозначным. Результаты, обсуждаемые ниже, показывают, что как образование Сахалинской зоны, так и особенности ее сейсмичности вызваны активным участием мантийной структуры в региональных деформациях на Востоке Азии.

ОСОБЕННОСТИ МАНТИЙНОЙ СТРУКТУРЫ В ЮЖНОЙ ЧАСТИ ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА РОССИИ

Впервые идея о вещественной гетерогенности верхней мантии региона была высказана С.С. Зиминим при изучении мезозойских ультрабазитов Центрального Сихотэ-Алиня [7] и нашла развитие при сравнительном анализе химического состава мантийных фрагментов (ксенолитов) южного и центрального Сихотэ-Алиня [35–37]. Ксенолиты здесь представлены, как правило, лерцолитами шпинелевой фации глубинности, которые были захвачены и вынесены к поверхности расплавами неоген-четвертичных щелочных базальтов. Региональные вариации в ксенолитах главных петрогенных компонентов, прежде всего кремния, суммарного железа и магния, показали присутствие в Сихотэ-Алинской литосфере двух крупных мантийных блоков – “Ханкайского” и “Аньюйского” (рис. 1а). Их существование было затем подтверждено исследованием высокомагнезиальных и щелочных базальтов кайнозоя, закономерности региональных вариаций состава которых позволили уточнить положение границы двух блоков и выделить третий – Амурский блок мантии на западе региона [36, 38]. Существование последнего косвенно подтверждается спецификой состава ультраосновных массивов, расположенных к западу от границы Амурского и Аньюйского блоков (рис. 1а). Здесь для перидотитов СВ Китая из офиолитов Синьлинь, Большой Хинган [54] и низовьев р. Сунгари [67], ультраосновных массивов в районе пос. Сковородино и Солокаченского дунит-гарцбургитового комплекса Буреинского массива [20] характерны (табл. 1) очень низкие содержания суммарного железа при умеренных содержаниях магния, высоких – кремния, натрия и калия.

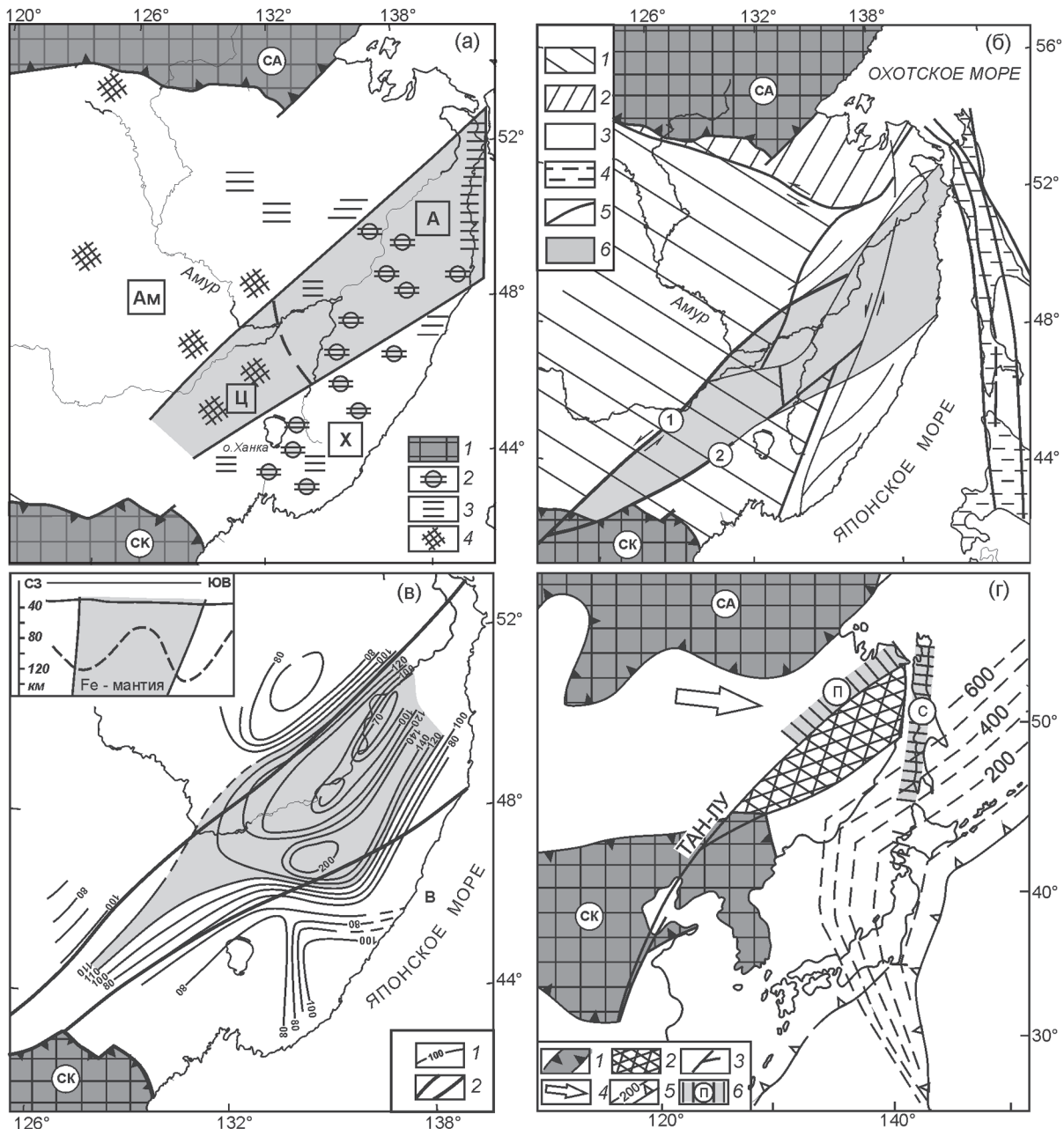


Рис. 1. Особенности глубинной структуры литосферы Дальнего Востока.

- (а) Региональное положение мантийных блоков: А – Анюйского; Ц – Цзямусы; Ам – Амурского; Х – Ханкайского. 1 – здесь и далее Северо-Азиатский (СА) и Сино-Корейский (СК) кратоны. Расположение мантийных образований, составы которых использованы для сравнительного анализа: 2 – лерцолитовых ксенолитов и щелочных базальтов [36, 37]; 3 – щелочных и магнезиальных базальтов без ксенолитов [38]; 4 – ультраосновных массивов. Светло-серым тоном выделен Анюйский мантийный клин.
- (б) Позиция Анюйского мантийного клина в тектонической структуре региона. Тектонические пояса: 1 – Центрально-Азиатский; 2 – Монголо-Охотский; 3 – Сихотэ-Алинский; 4 – Сахалино-Хоккайдский; 5 – основные разломы, включая 1 – Илань-Итунский и 2 – Фушунь-Мишаньский сдвиги системы Тан-Лу; 6 – Анюйский клин.
- (в) Соотношение петрохимического и геоэлектрического образов мантийной структуры. 1 – Изолинии мощности литосферы по данным МТЗ, в км. Тоним подчеркнут треугольный фрагмент структуры; 2 – границы Анюйского мантийного клина. На врезке – схематический разрез изменения глубины подошвы литосферы относительно вертикальных границ мантийного клина (серый тон).
- (г) Позиция Анюйского мантийного клина в разломной мегазоне Тан-Лу. 1 – границы кратонов, 2 – мантийный клин, 3 – сдвиги Тан-Лу, 4 – направление перемещения Амурской плиты, 5 – изолинии глубины сейсмофокальной зоны в км, 6 – сейсмические зоны: п – Приамурская и с – Сахалинская.

Таблица 1. Состав верхней мантии Дальнего Востока.

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO ^Σ	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	n
Средние составы мантийных блоков Дальнего Востока										
Аньюйский блок	44.63	0.15	3.21	9.52	0.15	39.04	2.67	0.31	0.13	64
Цзямусы блок	45.52	0.14	2.80	9.25	0.16	39.20	2.18	0.14	0.05	11
Ханкайский блок	45.39	0.16	3.69	8.11	0.16	39.58	2.41	0.31	0.09	50
Амурский блок	45.77	0.09	1.75	7.59	0.11	42.71	0.89	0.43	0.11	17
Эталонные составы типичной лерцолитовой мантии										
ЛМ1	45.33	-	2.31	8.20	-	41.32	1.83	-	-	-
ЛМ2	45.10	0.13	2.65	8.39	0.14	41.03	2.19	0.27	0.10	-
ЛМ3	45.08	0.16	2.48	8.22	-	41.33	2.44	0.29	-	-
НМ1	44.95	0.20	3.93	7.66	-	39.13	3.51	0.56	0.06	-
НМ2	46.02	0.13	4.13	7.81	-	37.93	3.53	0.36	-	-
Примеры составов железистой мантии										
Дариганга	45.39	0.16	2.43	9.24	0.29	39.98	2.11	0.26	0.13	20
Экватор. Атлантика	45.52	0.12	2.40	9.41	0.19	40.84	1.14	0.29	0.09	89
Тихий океан	46.13	0.02	1.32	9.42	0.17	41.47	1.26	0.18	0.03	9

Примечание. ЛМ1 – средний состав 23 лерцолитовых массивов мира; ЛМ2 – средний состав 63 ксенолитовых ассоциаций лерцолитов континентов; ЛМ3 – состав лерцолитовой мантии, по [55]; НМ1 – состав неистощенной мантии, по [16]; НМ2 – то же, по [63]. В последнем столбце – число анализов.

Сравнение с типичными составами лерцолитовой мантии показывает (табл. 1), что для всех мантийных блоков региона характерна низкая степень истощения. Ксенолиты Аньюйского блока выделяются на общем фоне высокими содержаниями суммарного железа (9.5 % FeO^Σ). В лерцолитовой мантии разных регионов Земли содержания железа обычно изменяются в узком диапазоне 7.5–8.5 % FeO^Σ, и составы Ханкайского (8.1 %) и Амурского блоков (7.6 %) являются в этом отношении обычными. Мантия же Аньюйского блока относится к редко встречающемуся железистому типу, который обнаружен, к примеру, в Тихом океане, Экваториальной Атлантике и Монголии (ксенолиты плато Дариганга и Хангай) [35, 50]. Данные китайских геологов о составе ультрабазитов междуречья Сунгари и Уссури, район г. Шуаньяшань [44, 66], позволяют предварительно наметить четвертый блок мантии – Цзямусский (рис. 1а). Он расположен к юго-западу от Аньюйского блока, его ультрабазиты также имеют высокие концентрации железа (табл. 1), но отличаются по особенностям вариаций петрогенных компонентов.

Выделенные мантийные блоки образуют современный глубинный фундамент литосферы восточной части Центрально-Азиатского пояса. Его наиболее яркой особенностью (рис. 1б) является узкий клин железистой мантии, который объединяет Аньюйский и Цзямусский блоки и протягивается из Китая в СВ направлении до побережья Татарского пролива. Длина этого клина (будем называть его “Аньюйским”) примерно равна 1500 км при ширине основания вдоль побережья Татарского пролива порядка 400 км.

Позиция мантийного клина в целом согласуется с СВ простиранием основных разломов региона (рис. 1б). На территории КНР его границы, очевидно, совпадают с Илань-Итунским и Фушунь-Мишанским сдвигами мегасистемы Тан-Лу. Их вероятными продолжениями в России являются, соответственно, Куканский и Курский разломы, ограничивающие с северо-запада Среднеамурскую впадину, и Алчанский разлом Бикинской зоны.

При слабом развитии глубинных сейсмических исследований в регионе, ключевую информацию о строении его литосферы несут результаты магнитотеллурического зондирования, проведенного В.Б. Каплуном [13–15]. Глубинную структуру Илань-Итунской и Фушунь-Мишанской ветвей системы Тан-Лу отражают детальные геоэлектрические разрезы, построенные по профилю Облучье–оз.Гасси [14] и по профилю в районе Ханкайского массива [13]. В обоих случаях обнаруживаются субвертикальные зоны повышенного сопротивления, видимо связанные с условиями сжатия, приводящими к закрытию электронно-проводящих каналов [14]. Эти зоны отвечают именно мантийным границам, так как, начинаясь от подошвы земной коры, прослеживаются до глубины 350 км. Общее представление о геоэлектрической структуре мантии Сихотэ-Алиня дает модель изменения мощности литосферы в регионе (рис. 1в), обобщающая результаты МТЗ, которые были получены по сети региональных профилей, включая профиль Маньчжурия–Суйфыньхэ на территории КНР [15]. Судя по геоэлектрическим данным, мощность литосферы в регионе изменяется весьма значительно, от 80 до 200 км, но при этом слабо отражает особенности корового строения

(рис. 1в). Общий структурный рисунок, вместе с тем, вполне определен. Изолинии мощности ориентированы в СВ направлении и, сближаясь к краю Сино-Корейской платформы, оконтуривают вытянутую треугольную структуру под центральной частью Сихотэ-Алиня. Положение, простираемость и размеры этой структуры практически совпадают с характеристиками Анюйского клина железистой мантии. Вдоль мантийных границ, судя по данным МТЗ, глубина подошвы литосферы возрастает (рис. 1в, врезка).

Независимо полученные образы мантии, геоэлектрический и петрологический, отражают, очевидно, одну и ту же глубинную структуру литосферы. Различия же двух рисунков (рис. 1в), видимо, связаны, в том числе, с разной глубиной ее “картирования”. Результаты МТ-зондирования показывают, как ведет себя подошва литосферы на уровне 100–150 км. Ксенолиты же характеризуют верхнюю часть литосферной мантии на глубине 40–60 км. При более высоких давлениях начинается трансформация шпинелевых перцолитов в гранатовые. Она происходит, по данным исследования ксенолитов Восточного Китая [48], которые хорошо согласуются с экспериментальными результатами [60], в интервале глубин 62–80 км, в котором обе фазы сосуществуют.

Различие состава мантийных блоков по железистости должно отражаться в плотностных характеристиках и, следовательно, в скорости прохождения сейсмических волн. Некоторое представление о плотностной структуре сихотэ-алинской мантии дают результаты сейсмотомографического моделирования окраины Азии, выполненного Ван дер Хилстом с соавторами [62]. По их данным, под центральной частью Сихотэ-Алиня на всех семи срезах, характеризующих структуру мантии до глубины 410 км, выделяется низкоскоростная аномалия. В интервалах 70–110 км, 110–160 км, 220–280 км она имеет заметное удлинение и ориентирована в СВ направлении. Судя по простираемости и положению под центральной частью Сихотэ-Алиня, эта плотностная неоднородность может быть связана с выделяемым нами клином железистой мантии.

Современные геодинамические реконструкции Сихотэ-Алиня, например [10, 21], предполагают самое активное участие системы Тан-Лу (рис. 1г) в позднемезозойском становлении континентальной окраины. Заложение ее сдвигов произошло, видимо, еще в триасе, а наиболее активными перемещениями были в юрско-раннемеловое время [47, 64]. Зона разломов Тан-Лу протягивается на ССВ более чем на 3000 км, а общая амплитуда горизонтального перемещения вдоль нее может достигать, по некоторым оценкам, 1500 км [65]. Северо-восточные перемеще-

ния вдоль континентальной окраины Азии в конце мезозоя были столь масштабны, по всей видимости, что в них была вовлечена не только коровая, но и мантийная части литосферы. В результате Анюйский мантийный клин был “вырезан” из фундамента Сино-Корейской платформы и транслирован по сдвигам Тан-Лу в современное положение.

СЕЙСМОТЕКТОНИКА ЭКСТРУЗИИ: ОСОБЕННОСТИ ДЕФОРМАЦИЙ НА ФРОНТЕ ИНДЕНТОРА

Уже после завершения этапа аккреции на Сихотэ-Алине к середине мела, структура мантии в мезозоне Тан-Лу продолжала, как мы предполагаем [39], активно участвовать в процессах тектонической реорганизации континентальной окраины. Западная ветвь Тан-Лу, продолжение Илань-Итунского разлома на территорию России, и в настоящее время является наиболее сейсмически активной зоной в материковой части Дальнего Востока [25, 26, 32]. За период наблюдений, начиная с 1888 г., в Приамурье произошло 11 коровых землетрясений с $M \geq 5.0$ [27, 32]. Эпицентры 9 из них располагаются в полосе СВ простираемости (рис. 2), которая ориентирована вдоль зоны Тан-Лу и с ней несомненно связана. Определенно выделяется и вторая полоса сейсмичности, которую образуют землетрясения восточной, прибрежной части Сихотэ-Алиня, ориентированная вдоль меридиональной стороны Анюйского клина. Все самые сильные землетрясения с $M > 5.0$ в Приамурье приурочены, таким образом, к границам мантийного блока.

Эпицентры землетрясений относительно продолжения Илань-Итунского разлома, подчеркнем, распределяются не симметрично по обеим сторонам, но смещены к западу (рис. 2). Это предполагает, что анализируемая сейсмическая активность не является просто следствием накопления деформаций в самой зоне Тан-Лу. Аналогичное западное смещение относительно мантийной границы наблюдается и для восточной полосы землетрясений. Подчеркнутая особенность связана, по всей видимости, с тем, что сейсмический процесс в Приамурье проходит в условиях одностороннего сжатия, ориентированного с запада на восток [18, 26, 49], вызванного восточным дрейфом Амурской плиты [3, 9]. Анюйский мантийный клин в такой геодинамической обстановке должен выдавливаться в северо-восточном направлении (рис. 2), вызывая дополнительное сжатие на том пограничном отрезке Охотской плиты, который находится перед его фронтом. Именно в этом месте расположена Сахалинская сейсмическая зона (рис. 2). Исходя из простираемости границ мантийного клина, СВ 50° и 60° ,

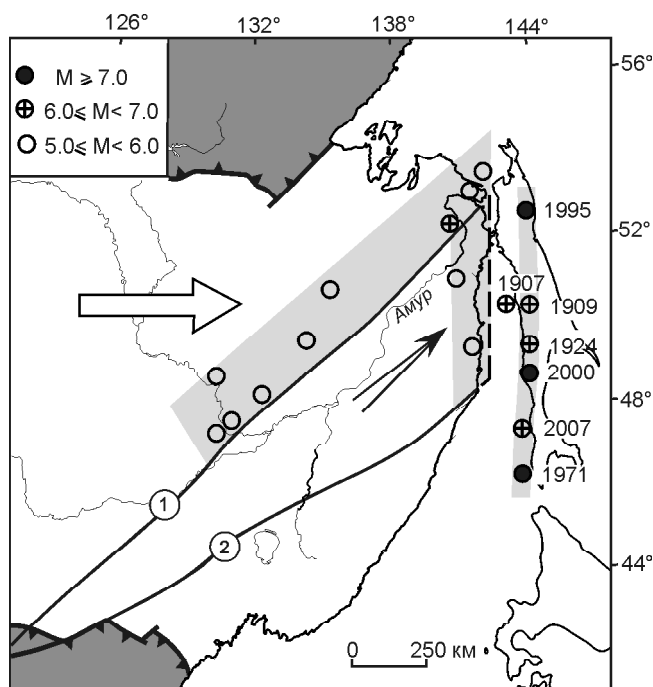


Рис. 2. Схема расположения эпицентров наиболее сильных землетрясений Приамурья ($M \geq 5.0$) и Сахалина ($M \geq 6.0$) за 1856–2007 гг.

Выделены границы Анюйского мантийного клина, большая стрелка – направление движения Амурской плиты, маленькая стрелка – направление выдавливания мантийного клина (индентора), светло-серым тоном подчеркнуты зоны повышенной сейсмичности. Система Тан-Лу: 1 – Илань-Итунский разлом, 2 – Фушунь-Мишаньский разлом.

вектор его давления должен быть в диапазоне $55 \pm 5^\circ$.

Деформационные и сейсмические эффекты, которые возникают при горизонтальном перемещении тектонических блоков (инденторов), анализируются в рамках экструзионной тектоники [3, 17, 52, 57]. Такая конфигурация индентора, как у Анюйского мантийного клина, предполагает, что региональное поле напряжений должно приобретать две неперенных особенности. Во-первых, перед фронтом тектонического блока обязана формироваться область сжатия. Во-вторых, в рисунке поля напряжений должно отражаться в той или иной форме положение вершин индентора, своеобразных фокусов деформаций. Обе особенности хорошо проявлены, например, в модели деформирования тонкой пластины Инглэнда и Хаусмана [46], в которой интенсивность сжатия усиливается по направлению к фронту индентора, а деформации концентрируются у его вершин.

Индийский литосферный индентор. Реальный характер региональных деформаций, возникающих на фронте тектонического индентора, зафиксирован в

сейсмотектонике и сейсмичности области коллизии Индии с Евразией [3, 17, 45, 53], которая началась, по крайней мере, в эоцене. Скорость конвергенции Индии и Южного Тибета на современном этапе составляет, по данным GPS измерений, порядка 20 ± 3 мм/год [53]. Индентором является Индийская плита, которая перемещается в СВ направлении после раскола Гондваны. Результатом конвергенции двух плит стало образование перед фронтом Индийского индентора обширной области сжатия, включающей Тибет и Гималаи. Структурный рисунок тектонических деформаций в этой области определяется системой крупнейших разломов, главным образом сдвигов, ориентированных субпараллельно фронту коллизии (рис. 3а). Они начинаются на Памире у северо-западной вершины индентора и протягиваются в Восточный Китай и Индокитай далеко за пределы зоны конвергенции. Образование сдвигов является закономерным следствием выжимания (экструзии) тектонических блоков в восточном направлении [17, 57, 61], а их важнейшее сейсмогенерирующее значение не вызывает сомнений.

Пограничные зоны Индийского индентора отличаются исключительно высокой сейсмичностью, лишь в Гималаях и прилежащих к ним районах в XX веке произошло около 90 сильных землетрясений с магнитудой ≥ 7.0 [59]. Особую роль в распределении сейсмичности в Гималайской дуге играют Памир-Пенджабский и Ассамский (Бирманский) синтаксисы, которые находятся у западной и восточной вершин Индийской плиты. Здесь, по оценкам Национального информационного центра землетрясений Геологической службы США (<http://neic.usgs.gov/>), расположены два главных максимума плотности землетрясений с $M \geq 5$. В каждом из районов обнаружены уникальные зоны глубокофокусной сейсмичности (рис. 3а), в которых гипоцентры землетрясений расположены не только в коре, но и прослеживаются глубоко в верхнюю мантию, в Памиро-Гиндукуше до глубины 300–350 км [19, 40]. Несомненно, это зоны максимального сжатия на фронте индентора, которое концентрируется напротив его вершин.

Распределение вдоль Гималайской дуги самых разрушительных землетрясений с магнитудой больше 6.2 [45] также, очевидно, неравномерно (рис. 3а). Эпицентры всех наиболее сильных толчков, которые произошли непосредственно в зоне конвергенции, начиная с 1720 г., распадаются на два роя. На центральном отрезке Гималаев протяженностью около 600 км за последние почти 300 лет сильных землетрясений с $M \geq 6.0$ не было. Этот неожиданный факт объясняется на основе концепции сейсмической брешы [45], однако сама группировка эпицентров (рис. 3а) мало согласуется с предположением о независимых сейсмичес-

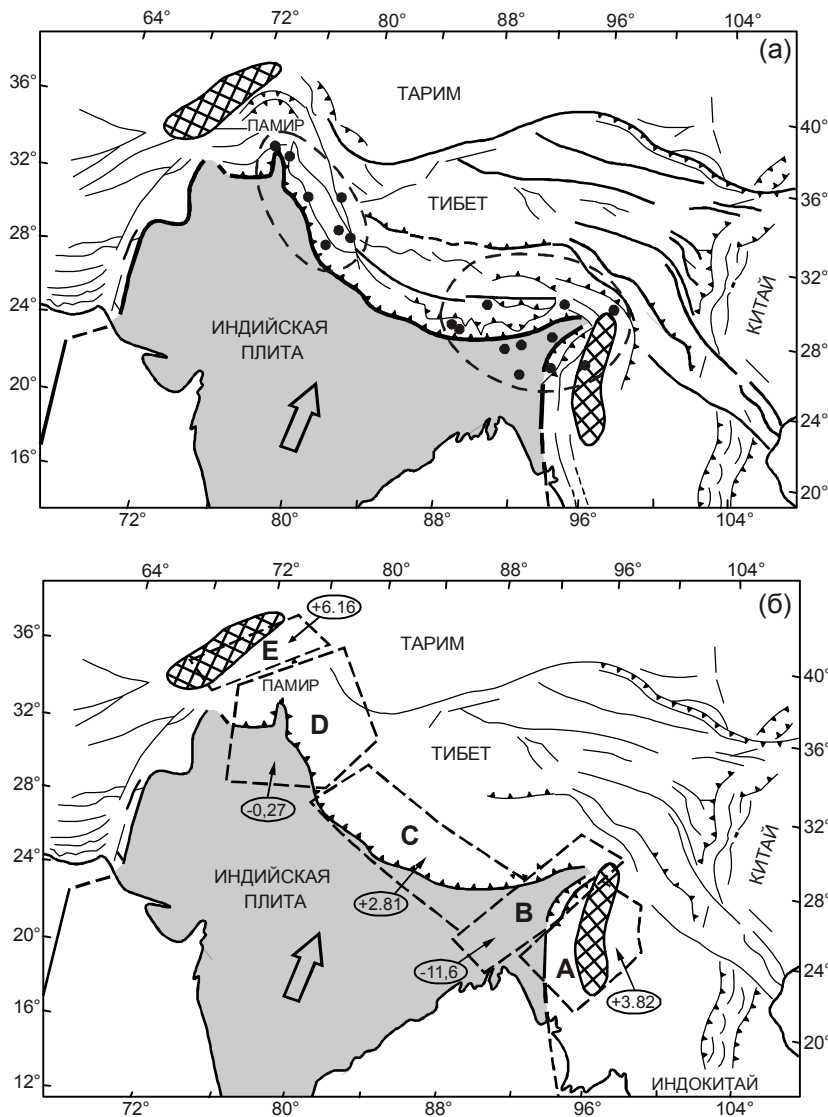


Рис. 3. Особенности деформаций и сейсмичности в области конвергенции Индийской плиты с Евразией.

(а) Положение зон аномальной сейсмичности у вершин Индийского индентора. Точки – эпицентры сильных землетрясений с $M \geq 6.0$ Гималайской дуги за 1720–2005 гг. по [45] с дополнениями, оконтурены пунктиром два роя землетрясений; штриховкой показаны Памирская и Бирманская зоны глубокофокусной сейсмичности. Стрелка – направление движения Индийской плиты. (б) Характер деформаций на фронте Индийского индентора, по [59]. Пунктиром показаны районы А, В, С, D, E, для которых определялись направления сжатия и растяжения в очагах землетрясений. Средние значения степени сжатия показаны цифрами с плюсом, растяжения – с минусом, в мм/год, направление – север-юг.

ких событиях, равновероятно распределенных вдоль фронта индентора. Закономерная природа двух максимумов сейсмичности у противоположных вершин Индийской плиты становится ясной с учетом вариаций поля напряжений в зоне коллизии.

Результаты работ Д.Д. Сингха [59] дают целостное представление о деформациях Гималайской дуги и близлежащих районов в период 1904–1983 гг. В этом исследовании регион вдоль фронта коллизии был разделен на 5 зон (А, В, С, D, E на рис. 3б), и для каждой на основе решений фокальных механизмов 70 землетрясений были рассчитаны режим и степень деформаций по направлениям север-юг и запад-восток. Как оказалось (рис. 3б), меридиональное сжатие характерно для центральной части дуги (зона С), а достигает максимальных значений в противоположных Бирманской (3.82 мм/год для А) и особенно Памиро-Гиндукушской (6.16 мм/год для D) зонах [59]. Во всех трех случаях меридиональное сжатие сопро-

вождается растяжением широтного направления. Принципиально иной характер деформаций обнаруживается в зонах В и D, отвечающих вершинам Гималайской дуги (рис. 3б). В них меридионально ориентированы векторы растяжения, а сжатие имеет направление запад-восток [59]. Пример конвергенции Индийской и Евразийской плит показывает, таким образом, что вдоль фронта тектонического индентора закономерно возникает пять зон, с чередованием напряжений сжатия и растяжения между ними. Зоны растяжения отвечают вершинам индентора, и именно к ним (рис. 3а) приурочены два роя сильных землетрясений с $M \geq 6.0$ Гималайской дуги.

Анюйский мантийный индентор. Современная геодинамика в южной части Дальнего Востока России, кажется, ничем не напоминает процесс континентальной субдукции, протекающий на границе Индийской и Евразийской плит [17, 59]. Несомненно, два региона просто несопоставимы по масштабу

и интенсивности тектонических деформаций. Тем не менее, все те сейсмотектонические следствия экстрюзии, которые были подчеркнуты в предыдущем разделе, находят явное отражение в особенностях поля напряжений и сейсмичности Сахалина.

Сам остров можно рассматривать как структуру регионального сжатия, мощность коры которой увеличена до 35 км. С запада и востока Сахалин обрамляется прогибами: Татарским и Центрально-Охотским, кора которых редуцирована до 23–25 км [41]. Как и при коллизии Индийской плиты, в структуре острова особую роль играют уникальные разрывные нарушения: Западно-Сахалинский, Центрально-Сахалинский, Хоккайдо-Сахалинский [8, 43], расположенные параллельно перед фронтом Аноյского индентора. Они также начинаются у одной, в данном случае – северной, вершины индентора и продолжают далеко на юг на Хоккайдо. Морфотектонически режим регионального сжатия подчеркнут меридиональными хребтами Западно-Сахалинских и Восточно-Сахалинских гор, своего рода “Гималаями” острова. Восточно-Сахалинские горы заметно выше, и это, по всей видимости, связано с тем, что вектор сжатия направлен не только с запада на восток, но и снизу вверх. Такая гипотеза подтверждается зональностью распределения глубины очагов сахалинских землетрясений. В западной части острова глубина гипоцентров достигает 10–30 км, в то время как на востоке Сахалина она уменьшается до 0–10 км [8]. По этой же причине, по всей видимости, именно взброс преобладает в очагах землетрясений в центральной части острова, где сжатие максимально [24].

Общий характер деформаций в регионе показывают результаты П.А. Каменева и Т.К. Злобина [12], которые использовали коэффициент Лодэ-Нодаи в качестве интегральной характеристики поля упругих напряжений в литосфере до глубины 50 км. В средней части острова, по их расчетам, перед фронтом Аноյского индентора расположена крупная зона сжатия, отвечающая положительным значениям коэффициента (рис. 4а). С севера и юга она обрамляется двумя зонами растяжения, для которых значения коэффициента Лодэ-Нодаи отрицательны. Зоны растяжения расположены закономерно напротив вершин индентора.

Меридиональное чередование зон сжатия и растяжения на Сахалине хорошо отражается в вариациях напряжений в очагах сахалинских землетрясений [24]. В центральной части острова перед фронтом Аноյского мантийного клина в них преобладает близгоризонтальное сжатие (рис. 4б). Напротив вершин клина группируются, как и следовало предполагать, землетрясения, в очагах которых наблюдается близгоризонтальное растяжение. Далее, как к северу,

так и к югу, близгоризонтальное растяжение в очагах снова сменяется сжатием. На Сахалине, так же как при конвергенции Индийской плиты с Евразией, ясно выражена закономерная система чередования пяти деформационных зон на фронте индентора.

Влияние вершин мантийного индентора на вариации общей сейсмичности Сахалина ясно отражается в размещении землетрясений с $M > 2.0$, которые произошли на острове в период с 1990 г. по 2005 г. (по карте Национального информационного центра землетрясений Геологической службы США <http://neic.usgs.gov/>). Характер сейсмической активности определяют два роя эпицентров (рис. 4в), расположенные напротив границ Аноյского клина. Как и в ситуации Индийского индентора, максимумы плотности эпицентров отвечают зонам преимущественного горизонтального растяжения (рис. 4б). Примечательно, что северный рой находится у восточного побережья острова, а южный – смещен к его западному берегу так, что соединяющая их линия занимает секущее положение к генеральным структурам острова. Уже в работе С.Л. Соловьева с соавторами [34] обращалось внимание на такое смещение сейсмической активности на острове с северо-востока на юго-запад. Сейсмотектоническое значение этой особенности подчеркнуто Т.К. Злобиным [8] при анализе сахалинской сейсмичности за период с 1904 по 1990 гг. По его мнению, именно вдоль этой диагональной линии, вероятнее всего, проходит западная граница Охотской плиты. Такое простирание является демонстративно секущим к основным структурам и прежде всего к генеральным разломам острова, что кажется необъяснимым. По нашему мнению, именно такое простирание является параллельным фронту мантийного индентора, который, стремясь переместиться на северо-восток, вызывает усиление сейсмической активности на сахалинском отрезке Охотской плиты.

Азимут регионального сжатия может быть определен достаточно точно по данным об ориентации напряжений в центральной зоне Сахалина [24]. На гистограмме (рис. 4г) распределение направлений близгоризонтального сжатия в очагах 15 землетрясений симметрично и имеет хорошо выраженный максимум. В качественном отношении среднее значение вектора сжатия, равное $70^\circ \pm 10^\circ$, вполне согласуется с СВ направлением перемещения Аноյского индентора. Однако если исходить из простирания мантийных границ, северо-западной $\sim 50^\circ$ и юго-восточной $\sim 60^\circ$, то Аноյский клин выдавливается в несколько ином направлении – $55^\circ \pm 5^\circ$. Закономерная природа этого различия находит объяснение при анализе сейсмических циклов Сахалина.

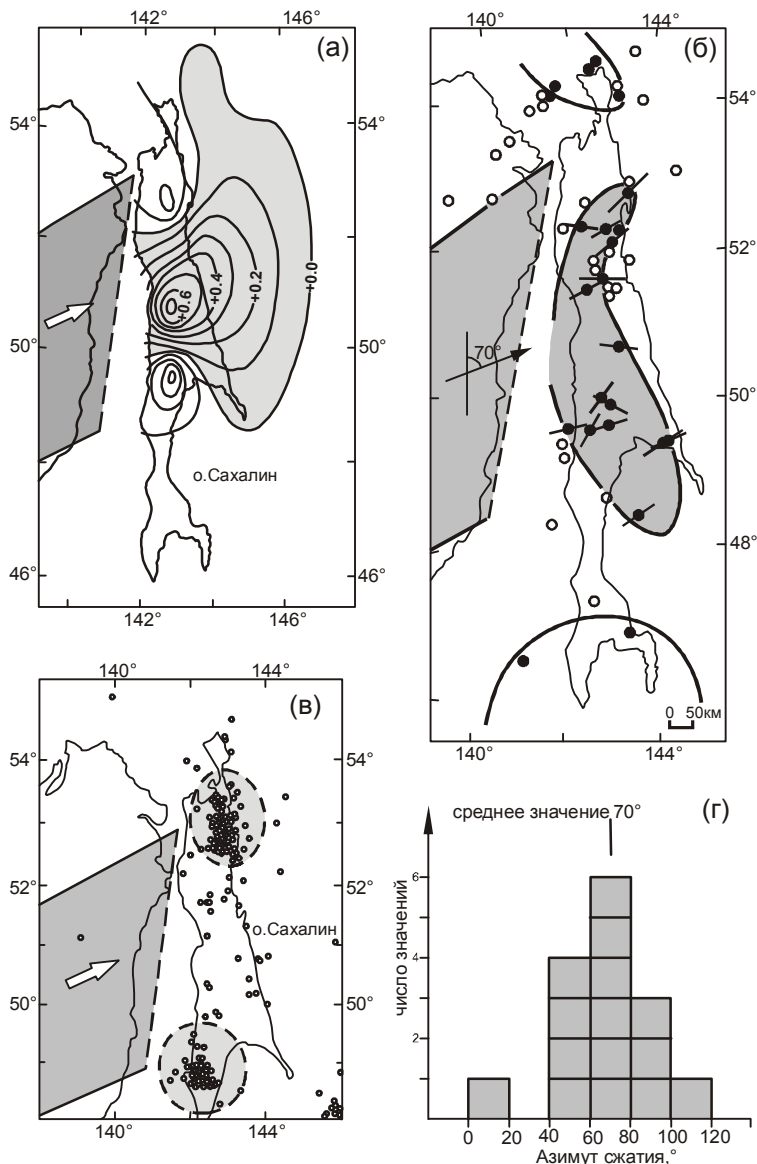


Рис. 4. Влияние Аноуйского мантийного клина на особенности деформаций и сейсмичности о. Сахалин.

Направление давления индентора на схемах показано стрелками.

(а) Характер поля напряжений в литосфере о. Сахалин по результатам расчета коэффициента Лодэ-Нодаи [12], с упрощением; изолиниями положительных значений и серым тоном отмечена центральная зона сжатия.

(б) Чередование зон сжатия и растяжения в литосфере о. Сахалин на фронте индентора, по [24] с упрощениями. Залитые кружки – очаги землетрясений с преобладающим субгоризонтальным сжатием, не залитые кружки – с преобладающим субгоризонтальным растяжением. Для эпицентров центральной области показаны направления сжатия.

(в) Два роя землетрясений Сахалина магнитудой ≥ 3.0 за период 1990–2005 гг.

(г) Гистограмма распределения направлений субгоризонтального сжатия в очагах землетрясений центральной зоны перед фронтом Аноуйского мантийного клина.

МИГРАЦИОННЫЕ ЦИКЛЫ САХАЛИНСКОЙ СЕЙСМИЧНОСТИ

За столетний период наблюдений на Сахалине произошло 7 сильных землетрясений с магнитудой ≥ 6.0 (табл. 2). Это много, учитывая то, что протяженность фронта Аноуйского клина приблизительно в 6 раз меньше длины Гималайской дуги. За исключением первого землетрясения 1907 г., точность определения координат которого заведомо невысока, все остальные сосредоточены в узкой диагональной полосе шириной порядка 50 км, своего рода сейсмическом шве Сахалина (рис. 5а). Для сейсмичности области конвергенции Индийской плиты с Евразией такая особенность в явном виде не наблюдается. Однако при анализе данных GPS измерений Р. Билгам с соавторами [45] обращают внимание на концентрацию сжатия вдоль южного края плато Тибет. Здесь в поло-

се шириной 50 км аккумулируется до 80 % деформаций, вызванных конвергенцией Индии и южного Тибета, а на остальные Гималаи приходится лишь 20 %. Сейсмический шов Сахалина, видимо, является аналогичной зоной концентрации деформаций на границе Аноуйского индентора и Охотской плиты. Какого-то группирования эпицентров вдоль полосы не наблюдается, хотя именно самые сильные землетрясения Монеронское (1971 г., $M = 7.5$) и Нефтегорское (1995 г., $M = 7.1$) занимают крайние позиции перед фронтом мантийного клина. Эпицентры всех более слабых толчков расположены между ними напротив центральной части индентора.

После Углегорского и Невельского землетрясений начала XXI века (табл. 2) стало ясно, что сильные землетрясения Сахалина отвечают двум циклам сейсмической активности: 1907–1971 гг. и 1995–

Таблица 2. Сильные землетрясения Сахалина с $M \geq 6.0$ за 1907–2007 гг.

	Дата	Эпицентр		Глубина очага, км	Магнитуда, М
		широта, N°	долгота, E°		
1	19.01.1907	50.5	141.4	20	6.5
2	22.01.1909	50.4	142.5	22	6.1
3	15.03.1924	49.3	142.0	18	6.8
4	05.09.1971	46.4	141.1	17	7.5
5	27.05.1995	52.6	142.8	18	7.1
6	05.08.2000	48.8	142.2	11	7.0
7	02.08.2007	47.2	141.8	5	6.2

Землетрясения: 1 – без названия, 2 – Онорское, 3 – Лесогорско-Углегорское, 4 – Монеронское, 5 – Нефтегорское, 6 – Углегорское, 7 – Невельское. Данные из [27, 32].

2007 гг. Закономерный характер сейсмичности в циклах отражают четкие тренды изменения широты очагов в зависимости от даты событий в Сахалинской зоне (рис. 5б). Здесь происходят своего рода пульсации поля напряжения, результатом которых является периодическая миграция сильных землетрясений вдоль сейсмического шва с северо-востока на юго-запад (рис. 5а). Учитывая диаметрально противоположные мнения о направлении миграции сильных землетрясений на острове [30, 33], важно обратить внимание на неслучайный характер временного разрыва между циклами, который на Сахалине приходится на 1971–1995 гг. Во-первых, известно [32], что период с 1979 по 1982 гг. отмечен резким спадом сейсмической активности во всех регионах юга Дальнего Востока (рис. 5б). Во-вторых, начиная с 1980–1982 гг. в целом на Земле произошло резкое уменьшение количества землетрясений [28, 42]. Как подчеркнуто В.И. Уломовым, в интервале 1982–1993 гг. толчки с $M = 7.0 \pm 0.2$ и $M = 7.5 \pm 0.2$ возникали в 3–4 раза, а с $M = 8.0 \pm 0.2$ – в 10 и более раз реже по сравнению с предыдущим и последующим 11-летними интервалами [42]. Резкий рост планетарной сейсмической активности произошел только в период 1993–1996 гг. [28]. Именно с этой активизацией связано Нефтегорское землетрясение (27.05.1995), которым начался второй миграционный цикл в Сахалинской зоне. Сейсмические циклы острова являются, таким образом, региональным проявлением общепланетарной тенденции.

Начинаясь у северной вершины тектонического индентора, миграционные волны затем перемещаются вдоль его фронта. Такая миграция сейсмичности предполагает, что под воздействием одностороннего западного сжатия Анюйский мантийный клин не только выдавливается в СВ направлении. Одновременно он стремится повернуться по часовой стрелке, порождая вторичные деформационные волны, которые распространяют-

ся вдоль границы Охотской плиты. В модели мантийного индентора появление субмеридиональной волны миграции на Сахалине легко объяснимо. Учитывая правило параллелограмма для разложения сил, западное сжатие Анюйского блока должно порождать не только силу, выдавливающую его в СВ направлении, но и дополнительную ортогональную силу, которая будет заставлять индентор разворачиваться на юго-восток по часовой стрелке. Главную роль в трансляции сжатия в Сахалинскую зону будет играть в условиях западного сжатия северная вершина (угол) Анюйского индентора. Следовательно, волны миграции должны возникать на севере и распространяться на ЮЮЗ вдоль фронта индентора. С добавочным вращением Анюйского клина по часовой стрелке следует связывать, по всей видимости, подчеркнутое выше отличие азимута горизонтального сжатия в очагах землетрясений, $70^\circ \pm 10^\circ$, от предполагаемого направления движения индентора, $55^\circ \pm 5^\circ$.

Характеризуя миграцию сейсмичности Сахалина, заметим, что глубина очагов была максимальна, порядка 18–20 км, для первых землетрясений каждого из циклов (рис. 5в) и постепенно уменьшалась в течение каждого из них. Это еще раз подтверждает глубинную природу сейсмичности Сахалинской зоны. Миграционные волны сильных землетрясений на острове распространялись, следовательно, не только с северо-востока на юго-запад, но и снизу вверх. Такая динамика деформаций хорошо согласуется с преимущественным характером движений в очагах сахалинских землетрясений, для которых преобладающим является сочетание взбросов и правых сдвигов [11, 29, 30].

Первый сейсмический цикл на Сахалине был медленным, при скорости миграции землетрясений вдоль сейсмической зоны, равной приблизительно 8 км/год. Во втором цикле скорость миграции была значительно выше – порядка 60 км/год. Такие величины хорошо согласуются с данными по другим регионам. Для главных разломов и сейсмических швов Земли скорость волн миграции сильных землетрясений ($M \geq 5$) составляет, по разным оценкам, от 2–5 км/год до 40–60 км/год [1].

ОБСУЖДЕНИЕ

Результаты работы определенно показывают, что образование Сахалинской сейсмической зоны вызвано глубинными тектоническими процессами, происходящими в литосфере юга Дальнего Востока. Решающее влияние на особенности региональных деформаций оказывает Анюйский клин железистой мантии. Он был обнаружен и закартирован чисто петрологически, исходя из региональных вариаций

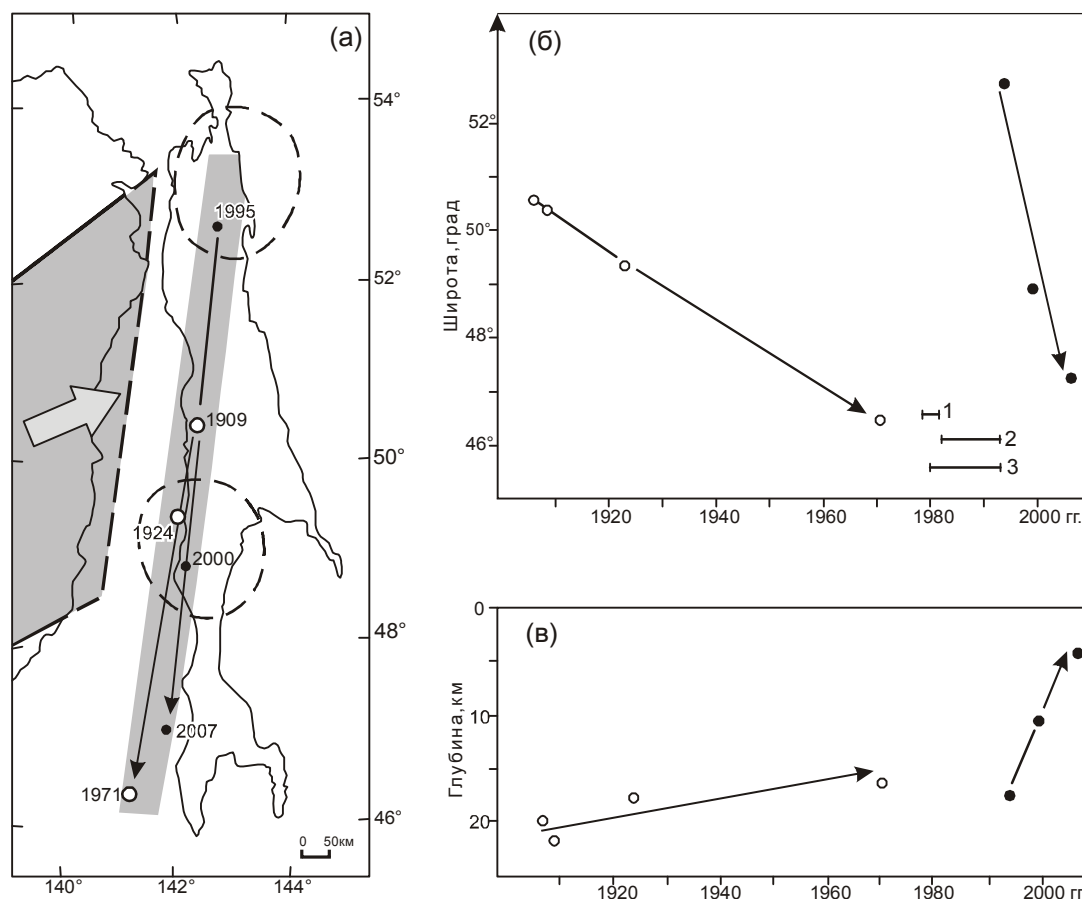


Рис. 5. Циклы миграции сильных землетрясений с магнитудой ≥ 6.0 за период 1907–2007 гг. в Сахалинской сейсмической зоне.

(а) Положение эпицентров землетрясений двух циклов (залитые и незалитые круги) в Сахалинском сейсмическом шве, выделенном серым тоном. Черные стрелки – направления миграции в циклах, пунктиром показаны положение двух кластеров землетрясений в соответствии с рис. 4в. (б) Два цикла миграции на графике изменения широты сильных землетрясений Сахалина (табл. 2) в зависимости от их возраста. Отрезками показаны периоды уменьшения сейсмической активности: 1 – на Дальнем Востоке [32], 2, 3 – на Земле в целом, по [28, 42]; (в) Изменение глубины гипоцентров в миграционных циклах Сахалина.

состава мантийных фрагментов (ксенолитов) и базальтов, расплавы которых также зарождаются в мантии. Результаты регионального магнитотеллурического зондирования [13–15] являются независимым доказательством существования Анюйского мантийного клина. Закономерности деформаций и сейсмичности Приамурья и Сахалина следует рассматривать как еще одно подтверждение реалистичности результатов картирования мантийной структуры.

Под воздействием асимметричного сжатия, направленного с запада на восток, Анюйский мантийный клин начинает выдавливаться, что неизбежно приводит к росту сейсмической активности на его фронтальной границе с Охотоморской плитой и, как следствие, к образованию Сахалинской сейсмической зоны. Такая геодинамика близка, если судить

по характеру деформаций и особенностям сейсмотектоники, к тем событиям, которые происходят в области конвергенции Индийской плиты с Евразией. Подчеркнем, что в тектоническом смысле различия двух регионов принципиальны. Индийская плита субдуцирует под Евроазиатскую [17, 45, 59], с чем, видимо, связано образование уникальных зон глубокофокусной сейсмичности. В случае Сахалинской зоны мантийный индентор, судя по особенностям сейсмичности, движется снизу вверх. Два региона, конечно, не сопоставимы с точки зрения масштаба и интенсивности геодинамических процессов. Заметим, что протяженность Гималайской дуги, порядка 2500 км, во много раз превышает фронтальную длину (~ 400 км) Анюйского мантийного клина. При всех различиях, тем не менее, геодинамически два региона оказываются

ся, несомненно, подобны. В обоих случаях ключевые особенности деформаций и сейсмичности определяются горизонтальным давлением тектонического индентора и двухвершинной формой его фронта. Для такого типа экструзии наиболее характерным признаком является чередование пяти зон горизонтального сжатия и растяжения, линейно расположенных перед фронтом тектонического блока. Естественно, что столь своеобразный стиль деформаций находит свое отражение и в особенностях сейсмичности.

Пример коллизии Индийской плиты с Евразией доказывает, что образование системы меридиональных сдвигов Сахалина также вызвано давлением Анюйского мантийного индентора. Первоначально эти нарушения, по всей видимости, располагались параллельно его фронту, но были развернуты против часовой стрелки при раскрытии северной котловины Японского моря в раннем миоцене. Как результат, современный сейсмический шов, маркирующий зону максимального сжатия на фронте индентора, занимает секущее положение относительно магистральных разломов Сахалина.

Для задач сейсмического прогноза, как показывает пример успешного предсказания Хайченского землетрясения Китая [33], понимание закономерностей миграции землетрясений имеет особую ценность. В Сахалинской зоне миграция землетрясений с магнитудой ≥ 6.0 проявлена вполне определенно. Сильные толчки циклически мигрируют с северо-востока на юго-запад, что согласуется с выводом Е.А. Рогожина [30] о смещении на юг сейсмической активности после Нефтегорского 1995 г. и Углегорского 2000 г. землетрясений. Длина Сахалинской сейсмической зоны составляет порядка 800 км при ее «емкости» 3–4 землетрясения магнитудой 6–7 за один миграционный цикл. Опираясь на закономерности цикличности сильных землетрясений, можно предложить два сценария дальнейшего развития событий в Сахалинской зоне. Первый из них предполагает, что в настоящее время завершается цикл сейсмичности, начатый Нефтегорским землетрясением. В этом случае в ближайшие годы возможно еще одно последнее сильное землетрясение этого цикла. Прямая опасность его будет незначительна, так как толчок произойдет в самой южной части сейсмической зоны (рис. 5а), за пределами острова. Другой сценарий предполагает, что Невельское землетрясение 2007 г. уже завершило второй миграционный цикл. Тогда следует ожидать, что теперь наступила пауза продолжительностью 10–20 лет, после которой наступит новый цикл сильных землетрясений. Он начнется толчком с магнитудой ≥ 6.0 в северной или центральной части Сахалина.

Результаты исследования сейсмотектоники Сахалинской зоны хорошо иллюстрируют то важнейшее значение, которое изучение латеральной структуры мантии будет иметь, с нашей точки зрения, для понимания генезиса как сильных и опасных землетрясений, так и закономерностей региональной сейсмичности в целом.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 09-05-00091-а.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Быков В.Г. Деформационные волны Земли: концепция, наблюдения и модели // Геология и геофизика. 2005. Т. 46, № 11. С. 1176–1190.
2. Булгаков Р.Ф., Иващенко А.И., Ким Ч.У. и др. Активные разломы Северо-Восточного Сахалина // Геотектоника. 2002. № 3. С. 66–86.
3. Гатинский Ю.Г., Рундквист Д.В. Геодинамика Евразии – тектоника плит и тектоника блоков // Геотектоника. 2004. № 1. С. 3–20.
4. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России. В 2 кн. Кн. 1 / Под ред. А.И. Ханчука. Владивосток: Дальнаука, 2006. 572 с.
5. Захарова А.И., Рогожин Е.А. Глубокофокусные предвестники сильных сейсмических событий на Камчатке // Геофизика на рубеже веков: Избр. тр. ученых ОИФЗ РАН. М.: ОИФЗ РАН, 1999. С. 265–275.
6. Захарова А.И., Рогожин Е.А. Сильные землетрясения северо-западной окраины Тихого океана и их глубокофокусные предвестники // Вестн. ОГТГН РАН. 2000. Т. 1, № 2 (12). С. 1–9.
7. Зимин С.С. Парагенезисы офиолитов и верхняя мантия. М.: Наука, 1973. 251 с.
8. Злобин Т.К. Тектонические границы Охотской литосферной плиты // Тектоника, глубинное строение и геодинамика Востока Азии: III Косыгинские чтения, 23–25 января 2001 г., Хабаровск / Под ред. Н.П. Романовского. Хабаровск: ИТиГ им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, 2001. С. 142–160.
9. Зоненшайн Л.П., Савостин Л.А. Введение в геодинамику. М.: Недра, 1979. 311 с.
10. Зябрев С.В., Мартынюк М.В., Шевелев Е.К. Юго-западный фрагмент киселевско-маноминского аккреционного комплекса, Сихотэ-Алинь: стратиграфия, субдукционная аккреция и постаккреционные смещения // Тихоокеан. геология. 2005. Т. 24, № 1. С. 45–58.
11. Имаев В.С., Имаева Л.П., Козьмин Б.П. и др. Сейсмотектоника Якутии и проблема выделения границ литосферных плит на северо-востоке Азии // Проблемы геодинамики и прогноза землетрясений: I Российско-Японский семинар, Хабаровск, 26–29 сентября 2000 г. / Под ред. Ф.Г. Корчагина. Хабаровск: ИТиГ ДВО РАН, 2001. С. 7–17.
12. Каменев П.А., Злобин Т.К. Распределение поля упругих напряжений в литосфере Охотоморского региона // Тектоника, глубинное строение и геодинамика Востока Азии: IV Косыгинские чтения, 21–23 января 2003 г., Хабаровск / Под ред. Н.П. Романовского. Хабаровск: ИТиГ им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, 2003. С. 232–238.
13. Каплун В.Б. Результаты магнитотеллурических зондирований в пределах западной части Сихотэ-Алинской складчатой системы // Тихоокеан. геология. 1994. № 5. С. 141–153.

14. Каплун В.Б. Предварительные результаты глубинных магнитотеллурических зондирований по профилю п. Облучье-оз.Гасси (Хабаровский край) // Тихоокеан. геология. 1998. Т. 17, № 2. С. 122–135.
15. Каплун В.Б. Электропроводность и структура литосферы Приамурья: Автореф. дис.... канд. геол.-минер. наук. Хабаровск, 2002. 24 с.
16. Когарко Л.Н. Неоднородность верхней мантии и состав первичных магм океанических островов // Геология и геофизика. 1987. № 7. С. 74–80.
17. Копп М.Л. Структуры латерального выжимания в Альпийско-Гималайском коллизийном поясе. М.: Науч. мир, 1997. 314 с. (Тр. ГИН. Вып. 506).
18. Корчагин Ф.Г. Геодинамика Амурского геоблока // Проблемы геодинамики и прогноза землетрясений: I Российско-Японский семинар, Хабаровск, 26-29 сентября 2000 г. / Под ред. Ф.Г. Корчагина. Хабаровск: ИТиГ ДВО РАН, 2001. С. 18–40.
19. Лукк А.А., Нерсесов И.Л. Глубокие Памиро-Гиндукушские землетрясения // Землетрясения в СССР в 1966 году. М.: Наука, 1970. С. 118–137.
20. Магматические формации активных окраин континентов (на примере юга Дальнего Востока). М.: Наука, 1980. 188 с.
21. Малиновский А.И., Голозубов В.В., Симаненко В.П., Митрохин А.Н. Кемский террейн (Восточный Сихотэ-Алинь) – фрагмент раннемеловой островодужной системы восточной окраины Азии // Тихоокеан. геология. 2005. Т. 24, № 6. С. 38–58.
22. Малышев Ю.Ф. Глубинное строение, геодинамика и сейсмичность в области сочленения Центрально-Азиатского и Тихоокеанского подвижного поясов // Тихоокеан. геология. 1998. Т. 17, № 2. С. 18–28.
23. Малышев Ю.Ф., Романовский Н.П., Подгорный В.Я. и др. Глубинное строение структур ограничения литосферных плит Восточной Азии // Тектоника, глубинное строение и минералогия Востока Азии: V Косыгинские чтения / Под ред. С.М. Родионова. Хабаровск: ИТиГ им. Ю.А.Косыгина ДВО РАН, 2006. С. 97–101.
24. Мельников О.А., Поплавская Л.Н., Нагорных Т.В. Система напряжений в очагах сахалинских землетрясений и ее связь с тектоникой острова // Тихоокеан. геология. 2001. Т. 20, № 3. С. 3–11.
25. Мониторинг сейсмогенных зон Хабаровского края / Под ред. Ф.Г. Корчагина. Владивосток: Дальнаука, 2002. 240 с.
26. Николаев В.В., Врублевский А.А., Ахмадулин В.А., Кузнецов В.Е. Геодинамика и сейсмическое районирование материковой части Дальнего Востока. Владивосток: ДВО РАН, 2000. 90 с.
27. Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР. М.: Наука, 1977. 536 с.
28. Прогноз землетрясений и геодинамические процессы. Ч. I. / В.Г. Кособоков. Прогноз землетрясений: основы, реализация, перспективы. М.: ГЕОС, 2005. 179 с.
29. Рогожин Е.А. Тектоника очаговой зоны Нефтегорского землетрясения 27 (28) мая 1995 г. на Сахалине // Геотектоника. 1996. № 2. С. 45–53.
30. Рогожин Е.А. Сейсмотектоническая обстановка острова Сахалин // Физика Земли. 2002. № 3. С. 35–44.
31. Рогожин Е.А., Захарова А.И. Палеоземлетрясения и сейсмический режим подвижных систем Северной Евразии // Напряженно-деформированное состояние и сейсмичность литосферы: Труды Всерос. совещ., г. Иркутск, 26–29 авг. 2003 г. Новосибирск: Изд-во СО РАН, фил. “ГЕО”, 2003. С. 150–153.
32. Сейсмотектоника и сейсмическое районирование Приамурья / Под ред. В.П. Солоненко. Новосибирск: Наука. 1989. 128 с.
33. Семенов Р.М. Геологические условия возникновения, макросейсмические проявления Нефтегорского (Россия) и Хайченского (Китай) землетрясений и проблемы их предсказания // Тихоокеан. геология. 1998. Т. 17, № 2. С. 68–79.
34. Соловьев С.Л., Оскорбин Л.С., Ферчев М.Д. Землетрясения на Сахалине. М.: Наука, 1967. 168 с.
35. Степашко А.А. Особенности петрохимического состава ксенолитовых ассоциаций лерцолитов щелочных базальтов // Геология и геофизика. 1988. № 12. С. 95–100.
36. Степашко А.А. Структура и эволюция верхней мантии южной части Дальнего Востока. Вариации состава ксенолитов перидотитов и кайнозойских щелочных базальтов. Препринт. Хабаровск: ИТиГ ДВО АН СССР, 1990. 52 с.
37. Степашко А.А. Химическая структура ультраосновной мантии. Владивосток: Дальнаука, 1998. 128 с.
38. Степашко А.А. Латеральная гетерогенность мантии Дальнего Востока // Тихоокеан. геология. 2001. Т. 20, № 5. С. 93–117.
39. Степашко А.А. О роли позднемеловой ротации в тектонической эволюции Сихотэ-Алиня // Тектоника и глубинное строение Востока Азии: VI Косыгинские чтения. Хабаровск: ИТиГ им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, 2009. С. 83–86.
40. Сторчак Д.А., Татевосян Р.А., Шебакин Н.В. О глубокофокусной (70–300 км) сейсмичности на противоположных краях Гималайской дуги // Физика Земли. 1994. № 5. С. 32–41.
41. Тектоника и углеводородный потенциал Охотского моря / Под ред. К.Ф. Сергеева. Владивосток: ДВО РАН, 2004. 160 с.
42. Уломов В.И. О глобальных изменениях сейсмического режима Земли в период 1965–2005 гг. // Докл. РАН. 2007. Т. 414, № 3. С. 398–401.
43. Харахинов В.В., Гальцев-Безюк С.Д., Терещенко А.А. Разломы Сахалина // Тихоокеан. геология. 1984. № 2. С. 77–86.
44. Biao Shanghu. Discussion on some mafic and ultramafic rocks of the middle part of Daxinganling area // Heilongjiang geology. 1992. V. 3, N 2. P. 26–29.
45. Bilham R., Gaur V.K., Molnar P. Himalayan seismic hazard // Science. 2001. V. 293. P. 1442–1444.
46. Ellis S. Forces driving continental collision: Reconciling indentation and mantle subduction tectonics // Geology. 1996. V. 24, N. 8. P. 699–702.
47. Enkin R.J., Yang Z., Chen Y., Courtillot V. Paleomagnetic constraints on the geodynamic history of the major blocks of China from Permian to the present // J. Geophys. Res. 1992. V. 97, N B10. P. 13953–13989.
48. Fan Q., Hooper P.R. The mineral chemistry of ultramafic xenoliths of Eastern China: Implications for upper mantle composition and paleogeotherms // J. Petrology. 1989. V. 30. Pt. 5. P. 1117–1158.
49. Heki K., Miyazaki S., Takahashi H. et al. The Amurian Plate motion and current plate kinematics in eastern Asia // J. Geophys. Res. 1999. V. 104, N. B12. P. 29147–29155.
50. Ionov D. Mantle structure and rifting processes in the Baikal-Mongolia region: geophysical data and evidence from xenoliths in volcanic rocks // Tectonophysics. 2002. V. 351. P. 41–60.
51. Keilis-Borok V.I. The Lithosphere of the Earth as a nonlinear system with implications for earthquake prediction // Rev. Geophys. 1990. V. 28, N. 1. P. 19–34.

52. Kimura G., Takahashi M., Kono M. Mesozoic collision-extrusion tectonics in eastern Asia // *Tectonophysics*. 1990. V. 181. P. 15–23.
53. Larson K., Burgmann R., Bilham R., Freymueller J.T. Kinematics of the India-Eurasia collision zone from GPS measurements // *J. Geophys. Res.* 1999. V. 104. P. 1077–1093.
54. Li R. Xinling ophiolite // *Heilongjiang geology*. 1991. V. 2, N. 1. P. 19–32.
55. Maaloe S., Aoki K. The major element composition of the upper mantle estimated from the composition of the lherzolites // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1977. N 63. P. 161–173.
56. Mogi K. Earthquake prediction 1985. Academic Press. Japan. 382 p.
57. Peltzer G., Tapponier P. Formation and evolution of strike-slip faults, rifts, and basins during the India-Asia collision: an experimental approach // *J. Geophys. Res.* 1988. V. 93, N B12. P. 15085–15117.
58. Riegel S.A., Fujita K., Koz'min B.M., Imaev V.S. Extrusion tectonics of the Okhotsk plate, northeastern Asia // *J. Geophys. Res.* 1993. V. 20, N. 7. P. 607–610.
59. Singh D.D. Strain rates and earthquakes in the Himalayan and nearby regions // *J. Phys. Earth*. 1987. V. 35. P. 143–157.
60. Takahashi E., Kushiro I. Melting of a dry peridotite at high pressures and basalt magma genesis // *American Mineralogist*. 1983. V. 68. P. 859–879.
61. Tapponier P., Molnar P. Slip-line theory and large scale continental tectonics // *Nature*. 1976. V. 264. P. 319–324.
62. Van der Hilst R.D., Engdahl E.R., Spakman W.S. Tomographic inversion of P and pP data for aspherical mantle structure below the northwest Pacific region // *Geophys. J. Int.* 1993. V. 115. P. 264–302.
63. Wanke H. Constitution of terrestrial planet // *Philos. Trans. Roy. Soc. London. A*. 1981. V. 303, N 1. P. 287–302.
64. Xu J., Zhu G., Tong W.X. et al. Formation and evolution of the Tancheng-Lujiang wrench fault system: a major shear system to the northwest of the Pacific Ocean // *Tectonophysics*. 1987. V. 134. P. 273–310.
65. Xu J., Tong W., Zhu G. et al. An outline of the pre-Jurassic tectonic framework in East Asia // *J. Southeast Asian Earth Sci.* 1989. V. 3. P. 29–45.
66. Zhao Chunjing, Zhu Qun, Li Zhitong. Geological Structure of the basement in Jiamusi massif // *Memories of Shenyang Institute of Geology and Mineral Resources, Chinese Academy of Geological Sciences*. 1997. N 5–6. P. 1–118.
67. Zhe J., Ma J. A mesozoic extensional tectonics in Heilongjiang province, China // *Heilongjiang geology*. 1991. V. 2. P. 1–18.

Рекомендована к печати Т.К. Злобиным

A.A. Stepashko

Deep roots of seismotectonics in the Far East: Sakhalin zone

The key role of the lithosphere deep structure in the present-day deformations and seismicity in the Far East is indicated. Judging by the regional variations in the composition of mantle xenoliths and Neogene-Quaternary basalts, a wedge-shaped block of NE-striking highly ferruginous mantle was mapped. The Yilan-Yitong and the Fushun-Mishan strike-slip fault of the Tan-Lu megazone are the continuation of the referred block's boundaries, on which the mantle block was transported along the continental margin in Jurassic-Cretaceous time. The distribution of strong earthquake epicenters of Priamurye with $M \geq 5.0$ demonstrates that such mantle structure governs the key features of deformations and seismicity of the region. The dominance of W-oriented compression caused by the drift of the Amur plate results in NE pinching-out of the mantle block, which imposes extra compression at the Okhotsk plate boundary. As a result, the highly seismic Sakhalin zone, characteristically similar to the convergence area of the Indian plate and Eurasia, formed on the front of the mantle block. In both cases the main features of deformations and seismicity are brought about by horizontal pressure of the tectonic block, along whose front there was objectively regulated alternation of compression and extension zones. Strong earthquakes of Sakhalin with $M \geq 6.0$ are concentrated in a seismic suture 50 km wide, where compression is concentrated. It has a cross-cut position with respect to the general faults of the island; however, it runs parallel to the front of the mantle wedge. Two cycles of migration are recognized for Sakhalin earthquakes with $M \geq 6.0$: 1907–1971 and 1995–2007. During both cycles the first earthquake shocks occur on the north, and then they migrate southeast, which is also accompanied with a decrease in the depth of the earthquake foci. Patterns of this migration indicate that affected by asymmetric compression the mantle wedge is not only pinched out to the northeast but also rotates clockwise to the southeast. This rotation contributes considerably to the genesis of strong earthquakes of Sakhalin.

Key words: seismic activity, mantle structure, extrusion, deformations, earthquake migration, Sakhalin Island, Russian Far East.