

Как показали наши дальнейшие исследования, из всех перечисленных моделей объяснить причины закономерного распределения (чередование) вкост сейсмофокальной зоны различного напряженного состояния, видимо, может наилучшим образом модель субдукции. С ней согласуется и приведенная закономерность распределения обстановок сжатия и растяжения, полученная нами на основе натурального эксперимента, осуществленного при детальном наблюдении на Южных Курилах [1]. Создание же растяжения в зоне глубоководного желоба (зона № 1) и позади активной окраины (зона № 3) (рисунок) может объясняться моделью возвратного движения участка изгиба плиты при субдукции. Однако результаты инструментальных сейсмологических наблюдений получены за сравнительно небольшой по историческим меркам период исследований.

Процессы же, имеющие место в СФЗ, происходят в течение значительно более длительного (геологического) периода времени (сотни тысяч и миллионы лет). Они отражены и в деструкции литосферы и в разломообразовании. Соответствующая тектонофизическая модель субдукции, подтверждающая вышесказанное, например, для Байкальской рифтовой системы была разработана С.И. Шерманом [3, 4]. В ней закономерное возникновение отдельных очагов землетрясений и особенностей, связанных с ними, объясняется закономерной активизацией разрывов (разломов) и их последовательностью.

Для объяснения закономерностей проявления землетрясений, смены тектонической обстановки и режима необходимо изучение глубинной сеймотектоники, современных полей напряжений, обстановки условий сжатия и растяжения в земной коре и верхней мантии, выборка модели, способной наиболее адекватно и обоснованно объяснить произошедшие в верхней оболочке Земли процессы. Кроме того, необходимо изучение закономерного возникновения очагов землетрясений, связанных с закономерной активизацией разрывов и их последовательностью.

#### *Литература*

1. Злобин Т.К. Строение земной коры и верхней мантии Курильской островной дуги (по сейсмическим данным). Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1987. 150 с.
2. Злобин Т.К., Сафонов Д.А., Полец А.Ю. Распределение землетрясений по типам очаговых подвижек в Курило-Охотском регионе // ДАН. 2011. Т. 440, № 4. С. 527–529.
3. Шерман С.И. Тектонофизическая модель сейсмической зоны: опыт разработки на примере Байкальской рифтовой системы // Физика Земли. 2009. № 11. С. 8–21.
4. Шерман С.И. Тектонофизический анализ сейсмического процесса в зонах активных разломов литосферы и проблемы среднесрочного прогноза землетрясений // Геофизический журнал. Специальный выпуск. 2005. Т. 27. № 1. С. 20–38.
5. <http://www.globalcmt.org> Global Centroid Moment Tensor Project.



А.И. Кожурин

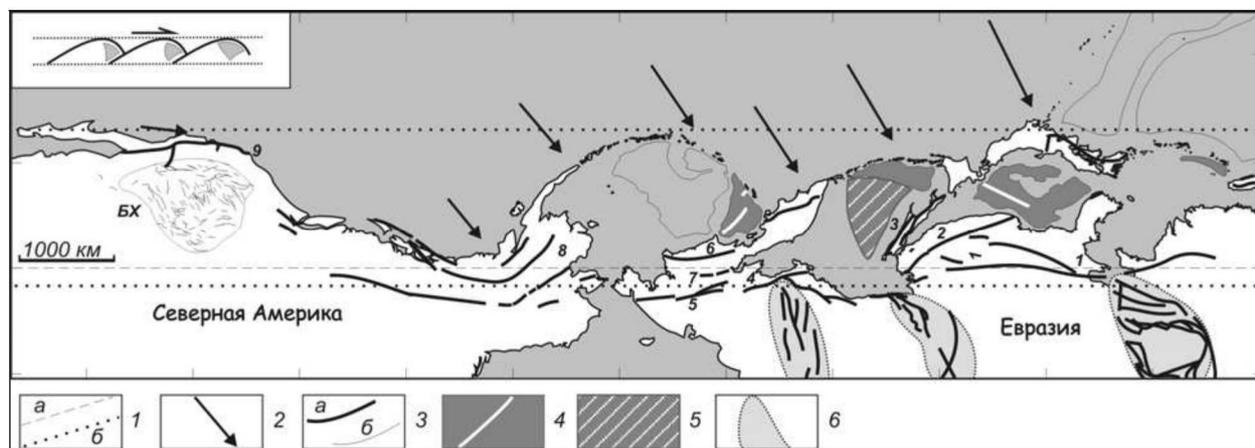
*Геологический институт РАН, Москва, Россия*

### **ТИХООКЕАНСКИЙ ТЕКТОНИЧЕСКИЙ ПОЯС: ОБЩИЕ ЧЕРТЫ СТРУКТУРЫ, КИНЕМАТИКИ, ВЗАИМООТНОШЕНИЯ С ВНУТРИКОНТИНЕНТАЛЬНЫМИ ПОДВИЖНЫМИ ПОЯСАМИ**

Тихоокеанский тектонический пояс объединяет приближенные к континентальной окраине Азии активные островные дуги, окраинные моря с задуговыми бассейнами растяжения, а также системы и зоны продольных активных разломов. Тихоокеанский пояс представляет собой единое тектоническое образование, широкую диффузную границу [2], движения в которой подчиняются общему смещению океанических пространств

относительно их континентального обрамления. На земной сфере Тихоокеанский пояс следует дуге большого круга (рисунок).

Движения по разломам островных дуг определяются направлением сближения с ними океанической плиты, а также удаленностью конкретной дуги относительно боковых границ погружающейся плиты. При одном и том же направлении субдукции островные дуги могут испытывать как поперечное сокращение (Японская дуга), так и поперечное растягивание в сторону океана с появлением в их коре систем листрических сбросов (Камчатский сегмент Курило-Камчатской островной дуги). В последнем случае причиной является смещение в сторону от дуги погруженной части Тихоокеанской плиты – процесс, наиболее характерный для краев океанических плит [5]. Во всех областях смыкания островных дуг происходит их коллизионное взаимодействие, существенную долю которого занимает поддвиг одной дуги под другую (коллизия Изу-Бонинской и Курильской дуг с Японской, Алеутской с Камчатской [4]).



**Позднекайнозойский Тихоокеанский пояс (по [3] с изменениями и дополнениями).**

1 – дуга большого круга, описывающая положение на сфере Американской и Азиатской окраин Тихого океана, проходит через точки 56 °N, 143.8 °E и 15.128 °N, 105.981 °E, плоскость наклонена к реальному экватору под углом примерно в 64.4° (а), и примерные ограничения структур пояса (б); 2 – векторы движения Тихоокеанской плиты относительно Северной Америки и Евразии; 3 – основные правосдвиговые активные разломы пояса (а), сбросы Провинции Бассейнов и Хребтов (б); 4 – задуговые впадины растяжения с новообразованной океанической корой и оси спрединга в них; 5 – участки с утоненной континентальной корой; 6 – примерные контуры внутриконтинентальных подвижных поясов. На врезке сверху слева – принципиальная схема взаимного расположения островодужных поднятий и задуговых бассейнов, стрелка показывает направление тангенциальной компоненты в перемещении Тихоокеанской плиты относительно континентального обрамления. Цифры – правосдвиговые разломы (см. текст), БХ – Провинция Бассейнов и Хребтов.

Все протяженные активные разломы пояса вне островных дуг являются правыми сдвигами или имеют значительную правосдвиговую компоненту движений. В Азии пояс начинается разломом Тан-лу (1 на рисунке). Севернее, по простиранию пояса, это Центральный Сихотэ-Алинский разлом в Приморье (2), затем система разломов Сахалина (3). Отчетливые признаки правосторонней кинематики имеют расположенные севернее Ланково-Омолонская зона (западное побережье залива Шелихова Охотского моря, 4) и ее северо-восточное продолжение в восточном борту Анадырского плоскогорья (5). Правосдвиговые и взбросовые движения происходят по разломам Корякского нагорья (6) и, возможно, Пенжинского хребта (7). На Аляске система правых сдвигов (8) так же широка, как на северо-востоке Азии, на западе Северной Америки резко сужается (система Сан-Андреас, 9), но на отрезке с Провинцией Бассейнов и Хребтов почти достигает ширины азиатской части пояса. Правосдвиговые движения вдоль

перечисленных разломов соответствуют общему параллельному (на западе Северной Америки) или косому (в азиатской и аляскинской частях) смещению Тихоокеанской плиты относительно ее континентального обрамления, следующему из моделей движения плит [1]. Скорость вдоль пояса движения Тихоокеанской плиты относительно и Северо-Американской, и Евразийской плит составляет около 5 см/год, видимо, распределенных на всю ширину пояса. Косвенным свидетельством правостороннего сдвигания в поясе может быть плановая форма островных дуг: несимметричность (нельзя описать сегментом круга), скошенность всегда в сторону действия правосдвиговой тангенциальной компоненты, а также тенденция к расположению бассейнов растяжения в тылу отрезков дуг с меньшим радиусом кривизны.

Соотношение Тихоокеанского пояса с внутриконтинентальными подвижными поясами наиболее отчетливо проявлено на северо-востоке Азии. Внутриконтинентальные пояса не пересекаются с Тихоокеанским, заканчиваясь вблизи или на его континентальной границе. Отсутствие в поясе поперечных структурных разделов не согласуется с представлениями о его делимости на относительно жесткие плиты типа Охотской или Берингской.

#### Литература

1. DeMets C., Gordon, R.G. Argus D.F., Stein S. Current plate motions // *Geophys. J. Int.* 1990. V. 101. P. 425–478.
2. Gordon R.G. The plate tectonic approximation: plate nonrigidity, diffuse plate boundaries, and global plate reconstruction // *Annual Rev. Earth Planet. Sci.* 1998. V. 26. P. 615–642.
3. Kozhurin A.I. Active faulting at the Eurasian, North American and Pacific plates junction // *Tectonophysics.* 2004. V. 380. P. 273–285.
4. Kozhurin A., Pinagina T. Active faulting in the Kamchatsky Peninsula as evidence for the Kamchatka–Aleutian collision // *Japan-Kamchatka-Alaska subduction processes: mitigating risk through international volcano, earthquake, and tsunami science, JKASP-201: Abstracts.* Petropavlovsk-Kamchatsky: Institute of Volcanology and Seismology FEB RAS, 2011. P. 125–128.
5. Schellart W.P., Freeman J., Stegman D.R. Moresi L., May D. Evolution and diversity of subduction zones controlled by slab width // *Nature.* 2007. V. 446, № 15. P. 308–311.



Ю.О. Кузьмин

Институт физики Земли РАН, Москва, Россия

### СОВРЕМЕННАЯ ГЕОДИНАМИКА ОПАСНЫХ РАЗЛОМОВ

Одной из главных задач исследования опасных геологических процессов является изучение объекта и количественных критериев этой опасности. При регламентировании геодинамической опасности особо ответственных объектов ключевым элементом является понятие *активный разлом*.

В фундаментальном обзоре А.А. Никонова [5] приводятся различные формулировки, которые были даны понятию *активный разлом* в разных странах и учеными различных специальностей. Как правило, в этих определениях под активностью разломов понимается «повторное оживление» в течение последних 1–2 млн лет или просто активизация за этот же интервал времени. Примечательно, что во всех случаях речь идет только об активизации разлома в определенный период времени и не указана интенсивность движений по разлому.

А.А. Никонов восполнил этот пробел. Он ввел понятие *активный разлом* как «такое дизъюнктивное тектоническое нарушение геологических тел на поверхности (в рельефе) и/или в недрах, которое несет признаки *направленного* (курсив – Ю.К.) перемещения разделяемых им блоков (крыльев) в течение последних сотен тысяч лет на величину не менее 0.5–1.0 м на базе (поперек нарушения) не более 0.5–1.0 км, т. е. со