

РОЛЬ СЕЙСМОФОКАЛЬНОЙ ЗОНЫ В ФОРМИРОВАНИИ И РАЗВИТИИ СТРУКТУР КУРИЛО-ОХОТСКОГО РЕГИОНА

Р.З. Тараканов, М.Ю. Андреева

*ФГБУН Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск, ул. Науки 1Б, 693022;
e-mail: andreeva-mu@mail.ru*

Поступила в редакцию 26 марта 2012 г.

В работе рассматривается модель образования и функционирования сейсмофокальной зоны, альтернативная модели внедренной литосферной плиты, на основе постоянно действующих близгоризонтальных напряжений сжатия на границе континентальных и океанических структур и теории дислокаций. Показана приуроченность очагов магмообразования к областям пересечения сейсмофокальной зоны с астеносферными слоями пониженной вязкости, расположенных на глубинах 60–80, 120–150 и 220–300 км. Рассмотрены морфологические и тектонические особенности разных элементов Курило-Охотского региона. Отмечено заметное различие по времени функционирования Большой и Малой Курильских гряд по геофизическим полям и геолого-петрографическому составу.

Ключевые слова: сейсмофокальная зона, очаги магмообразования, глубоководный желоб, Охотское море, Большая и Малая Курильские гряды.

ВВЕДЕНИЕ

Никто не отрицает важную роль сейсмофокальных зон как активных структур в тектонической жизни области перехода от континента к океану, но существует и дискусионность в вопросе роли зон в процессах формирования и развития системы островных дуг. Ученые давно пытались объяснить природу образования сейсмофокальных зон с разных позиций: от создания зон за счет температурных и плотностных неоднородностей континента и океана [2], заложения на границе Азиатского континента и Тихого океана с древних времен сверхглубинного вертикального разлома [8] (в этом случае считалось, что верхняя мантия имеет слоистое строение) до теории внедренной литосферной плиты, которая без необходимых доказательств принимается за сейсмофокальную зону [23].

В настоящей работе предлагается альтернативная модель сейсмофокальной зоны.

В статье также обсуждается вопрос о роли сейсмофокальной зоны в образовании очагов магмообразования. Рассматриваются (фрагментарно) геоморфологические и тектонические особенности основных структур Курило-Охотского региона: окраинного Охотского моря с глубоководной Южно-Курильской котловиной, Большой и Малой вулканических

гряд, Срединно-Курильского междугового прогиба, а также Курило-Камчатского глубоководного желоба. Приводятся основные геофизические характеристики отдельных элементов рассматриваемого региона: мощность земной коры, а также аномалии геофизических полей – магнитного, гравитационного и теплового потока.

Показано значительное различие Большой и Малой островных дуг в разном времени функционирования, а также в геоморфологическом строении, тектонических особенностях и геофизических полях. Особо подчеркивается вулканическая природа Малой Курильской гряды.

ПРИРОДА СЕЙСМОФОКАЛЬНОЙ ЗОНЫ, СВЕРХГЛУБИННЫЕ РАЗЛОМЫ И ОЧАГИ МАГМООБРАЗОВАНИЯ

Анализируя критически объяснения разных ученых о природе сейсмофокальных зон, мы пытались найти более простой, и как нам кажется, логический механизм образования и ее функционирования. В данной работе, как и в более ранних [28, 29], решение задачи о природе сейсмофокальной зоны основано на теории дислокаций [32]: в случае действия близгоризонтальных сил сжатия и близвертикальных сил растяжения на океанические и континентальные структуры образуются зоны нарушений

(в виде сверхглубинных разломов), которые располагаются в двух взаимноперпендикулярных плоскостях, наклоненных к действующим силам под углом около 45° , который может изменяться в процессе тектонического развития региона [5]. Наклонная сейсмофокальная зона могла образоваться, предположительно, в результате мощного геодинамического стресса (резкого изменения объема Земли или резкого изменения ее ротационного режима).

Подтверждением такой идеи об образовании зон являются: гистограмма распределения углов наклона сейсмофокальных зон Тихоокеанского сейсмического пояса с максимумом около 45° , наличие второстепенной сейсмофокальной зоны (рис. 1), а также томографические изображения высокоскоростных областей (сверхглубинных разломов), которые проникают в нижнюю мантию на глубины 1000–1200 км (рис. 2) и являются их прямым продолжением [29, 35, 36, 39]. На рис. 1 видно, что сейсмофокальная зона находится под углом примерно 45° к действующим силам, там же показаны два астеносферных слоя пониженной скорости. Вторая плоскость с наклоном под Тихий океан проявляется обычно только на сравнительно малых глубинах (до 120 км) и выделяется не для всех сейсмофокальных зон [28, 38]. В.Л. Ломтев и В.Н. Патрикеев использовали эту идею для построения статической модели встречных сейсмофокальных зон [32].

Сверхглубинные разломы (крупные нарушения в земной коре и верхней мантии), распространяясь на большую глубину, могут контролировать рудопроявления и магматизм [18]. Глубинные разломы имеют значительную протяженность и, располагаясь в пределах сейсмофокальной зоны, имеют длительную историю развития и могут играть важнейшую роль в тектонической жизни Земли, в том числе и переходной зоны [33].

Именно в таких геодинамических условиях находится рассматриваемая нами область перехода от континента к океану, в том числе и сейсмофокальная зона. Таким образом, она является уникальной природной лабораторией, не требующей для объяснения ее природы специальных модельных исследований. Оригинальность данной работы заключается, по нашему мнению, в новой тектонофизической трактовке природы сейсмофокальной зоны. С этих позиций она представляется динамичной системой сверхглубинных разломов. Они могут являться постоянными “энергетическими каналами”, питающим тектонические процессы в переходной зоне [28, 38].

Магматическое вещество, вместе с подвижными флюидами, двигаясь по системе сверхглубинных разломов с помощью механизмов конвекции и гравитационной дифференциации, постепенно заполняет пространство сейсмофокальной зоны и, претерпевая различные фазовые превращения, растекается в го-

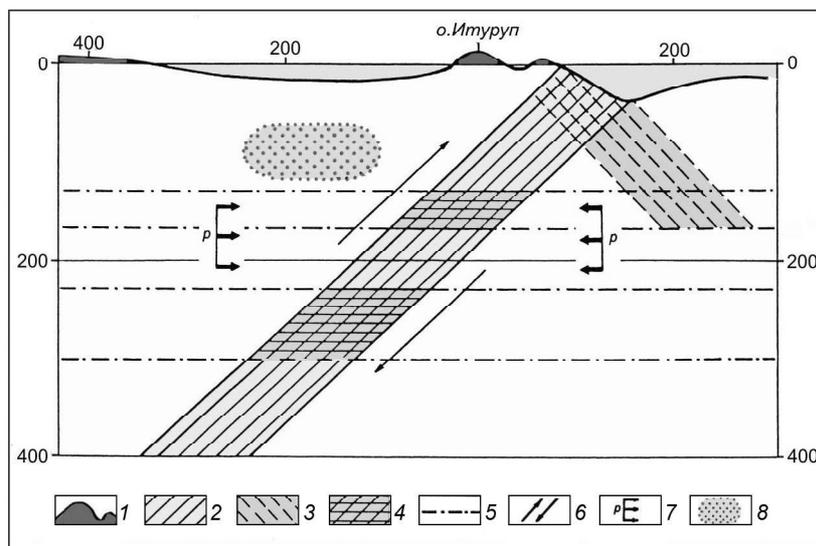


Рис. 1. Схема образования сейсмофокальной зоны как системы глубинных нарушений под влиянием постоянно действующих горизонтальных сил сжатия на границе континентальных и океанических структур [20, 32].

1 – рельеф местности по профилю 1М-10; 2 – основная сейсмофокальная зона; 3 – встречная сейсмофокальная зона; 4 – области пересечения сейсмофокальной зоны с астеносферными слоями; 5 – кровля и подошва астеносферных слоев; 6 – направления движения континентального и океанического блоков; 7 – близгоризонтальные силы сжатия; 8 – высокотемпературные области частичного плавления.

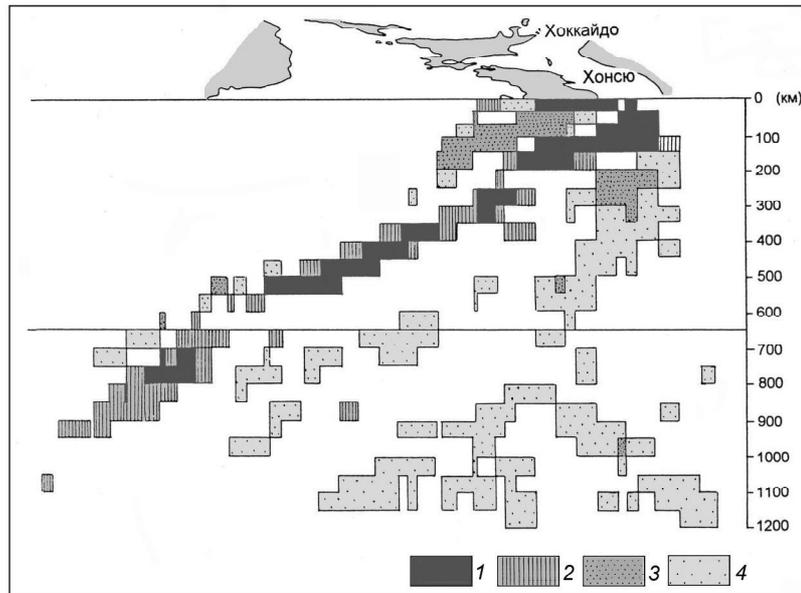


Рис. 2. Томографический скоростной разрез на основе Р-волн по профилю: район Владивостока – северная часть о-ва Хонсю [31].

Величины аномалий: 1 – $\delta t = +(0.3-0.6)$ км/с; 2 – $\delta t = +(0.15-0.3)$ км/с; 3 – $\delta t = -(0.3-0.6)$ км/с; 4 – $\delta t = -(0.15-0.3)$ км/с.

ризонгальном направлении, дифференцируется по плотности, формируя слоистое строение верхней мантии [37].

Отмеченное слоистое строение присуще и сейсмофокальной зоне. Оно подтверждается распределением по глубине максимальных магнитуд землетрясений. Показано, что сейсмофокальная зона характеризуется чередованием слоев пониженной и повышенной скорости распространения сейсмических волн и прочности. Астеносферные слои пониженной прочности выделены на глубинах $h\alpha_1 = 60-80$ км, $h\alpha_2 = 120-150$ км, $h\alpha_3 = 220-300$ км [29] (рис. 3). Следует отметить, что на рис. 2 не проявляется так четко слоистое строение, как на рис. 3. Это можно объяснить тем, что при томографических исследованиях с использованием больших блоков обычно не отражаются тонкие скоростные детали (например, тонкие астеносферные слои).

Очень показательным в вопросах ведущей роли сейсмофокальной зоны в формировании и развитии структур Курило-Охотского региона является рис. 4, на котором в поперечном сечении региона представлены особенности строения земной коры и сейсмофокальной зоны.

В слоях повышенной скорости в результате взаимодействия континентальных и океанических структур будут постоянно накапливаться напряжения, которые могут достигать предельных значений и приводить к подвижке отдельных блоков, т.е. к зем-

летрясению. А в астеносферных слоях пониженной скорости (пониженной вязкости) эта энергия будет постепенно релаксировать, повышая температуру слоя и, в конечном счете, вместе с подвижными флюидами, может приводить отдельные его участки до состояния частичного плавления. Эти астеносферные слои могут являться питательной средой для вулканических процессов.

Отметим, что очаги магмообразования формируются только при пересечении сейсмофокальной зоны астеносферными слоями пониженной прочности. Это можно объяснить тем, что эта зона является системой сверхглубинных разломов, по которым постоянно поднимаются вверх флюиды и магматические продукты, питающие вулканические процессы в зонах магмообразования (строение земной коры на рис. 4, заимствованно из работы К.Ф. Сергеева [20], где гранитный слой ныряет под шельф о-ва Сахалин). Магматическое вещество из областей скопления магмы медленно движется к поверхности Земли, образуя на своем пути магматические камеры (на рис. 4 они изображены у границы земной коры и у кровли акустического фундамента).

Известно, что астеносфера $h\alpha_2$ на глубинах 120–150 км является питательной средой для формирования магматизма Большой Курильской гряды. Этот факт не подвергается сомнению и хорошо известен по литературным данным [13, 25, 31]. В этих интервалах глубин находятся области магмообразования

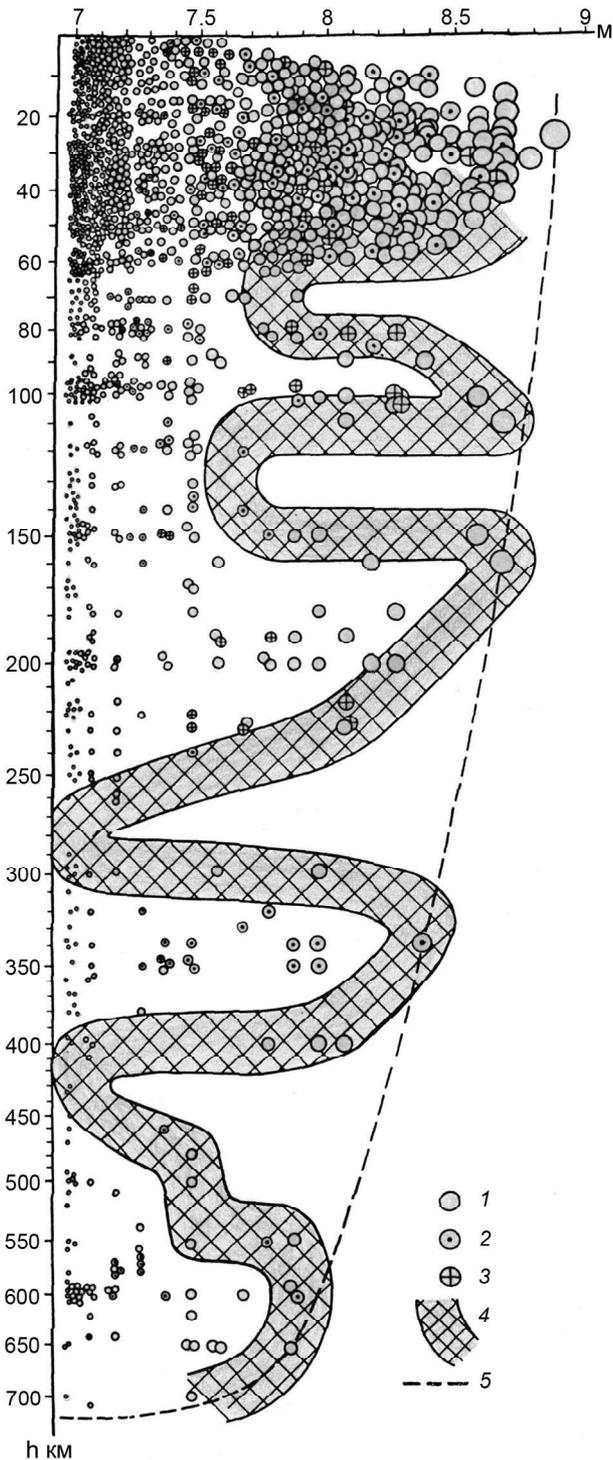


Рис. 3. Полиастеносферная модель строения верхней мантии ($M_{\max} = f(h)$), отражающая изменение прочностных свойств среды с глубиной h [23].

M_{\max} – максимальная магнитуда землетрясений; 1–3 – сильные землетрясения с $M \geq 7$: 1 – Тихоокеанского кольца без Курило-Японского региона; 2 – Курило-Японского региона; 3 – других сейсмоактивных регионов земного шара; 4 – вероятная полоса максимальных наблюдаемых магнитуд землетрясений (M_{\max}); 5 –гибающая максимальных магнитуд землетрясений.

практически для всех сейсмофокальных зон Тихоокеанского сейсмического пояса.

По аналогии с астеносферой α_2 мы предполагаем, что первый α_1 и третий α_3 астеносферные слои являются также областями магмообразования. Например, астеносфера α_1 , расположенная на глубинах 60–80 км, может являться зоной магмообразования для питания Малой Курильской гряды и ее продолжения в виде хребта Витязь.

Уникальной является область магмообразования в пределах астеносферы α_3 , расположенной на глубинах 220–300 км. Эта область обладает большой тепловой аномалией, которая функционирует в условиях растяжения [22]. Тепловая аномалия астеносферы α_3 приводит к активизации физико-химических тектонических процессов [6].

Весьма примечательно, что предполагаемые зоны магмообразования хорошо проецируются на цепи вулканов Большой и Малой Курильской дуг и окраинное Охотское море (рис. 4).

СЕЙСМИЧНОСТЬ КУРИЛО-ОХОТСКОГО РЕГИОНА

Эпицентры подавляющего большинства курило-охотских землетрясений (рис. 5), в том числе и наиболее сильных, располагаются между Тихоокеанским побережьем островов и осью глубоководной Курило-Камчатской впадины [1]. Широкую полосу групп глубокофокусных землетрясений (до глубин 650 км), протянувшуюся от северной Камчатки до южной части Приморья от них отделяет почти асейсмичное пространство.

Распределение землетрясений по глубинам очагов показывает, что 68.6 % землетрясений регистрируются в диапазоне глубин $h = 0$ –70 км; 19 % – в интервале $h = 30$ –40 км; 21.3 % – в диапазоне $h = 80$ –700 км [11]. Гипоцентры в пределах зоны Бенюфа расположены весьма неравномерно. Для Курильского региона наибольшая концентрация землетрясений наблюдается в верхней части наклонной сейсмофокальной зоны на глубинах от 30 до 50 км [26], а на глубинах, больших 70 км, количество землетрясений резко уменьшается. В промежутке глубин 200–300 км выделяется практически асейсмическая зона (рис. 5). Такая неравномерность распределения сейсмических очагов отражает слоистое строение верхней мантии. Первый слой пониженной скорости сейсмических волн α_1 на глубинах 60–80 км разделяет границей 70 км землетрясения с нормальной (0–70 км) и промежуточной глубиной очага. Вторая астеносфера α_2 отчетливо проявляется в аномально слабой сейсмической активности под островами Большой

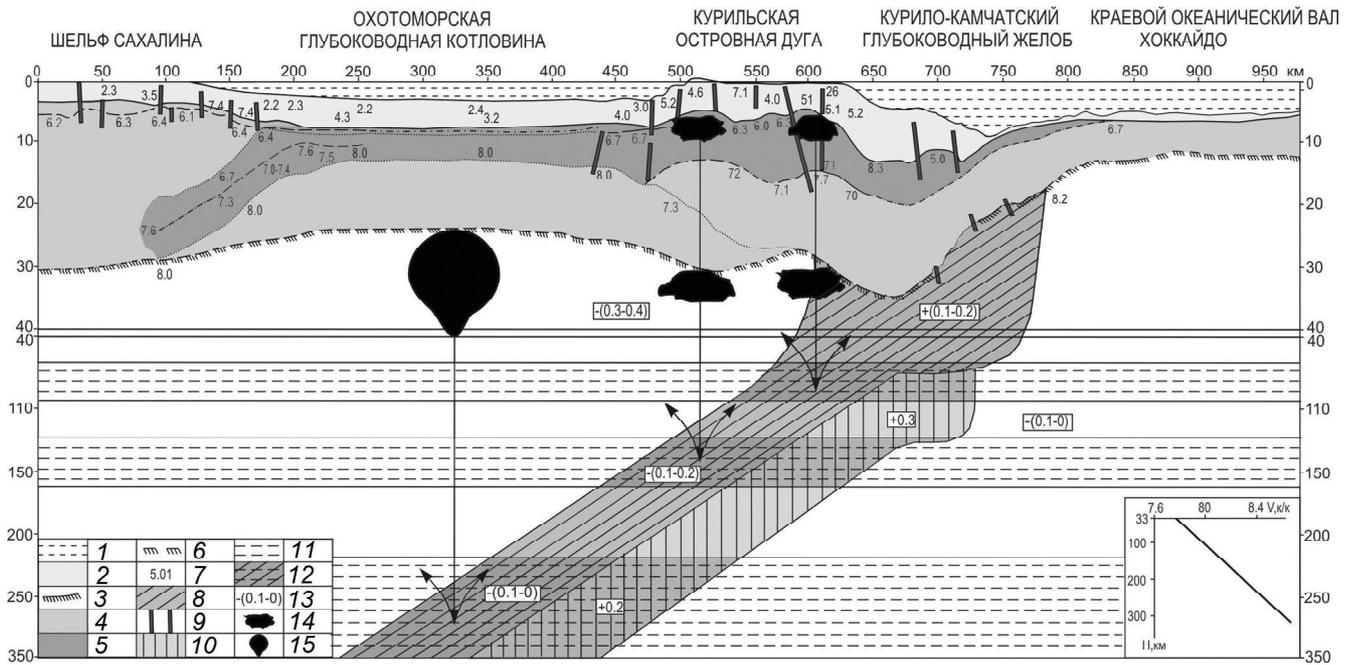


Рис. 4. Сводный график, отражающий строение земной коры зоны перехода от континента к океану [17] и зоны магмообразования Курильской сейсмофокальной зоны [22].

1 – водный слой; 2 – слои осадочных и вулканогенно-осадочных пород; 3 – неуверенные участки подошвы земной коры; 4 – базальтовый слой; 5 – гранитно-метаморфический слой; 6 – подошва земной коры; 7 – скорости сейсмических Р-волн в слоях; 8 – сейсмофокальная зона; 9 – разломы в земной коре; 10 – высокоскоростной слой под сейсмофокальной зоной; 11 – астеносферные слои пониженной вязкости и скорости сейсмических волн; 12 – области пересечения астеносферных слоев сейсмофокальной зоной (области магмообразования); 13 – отклонения средних скоростей Р-волн от скоростной модели Джеффриса (справа внизу); 14 – магматические камеры на путях движения магмы к поверхности Земли; 15 – диапир на границе земной коры.

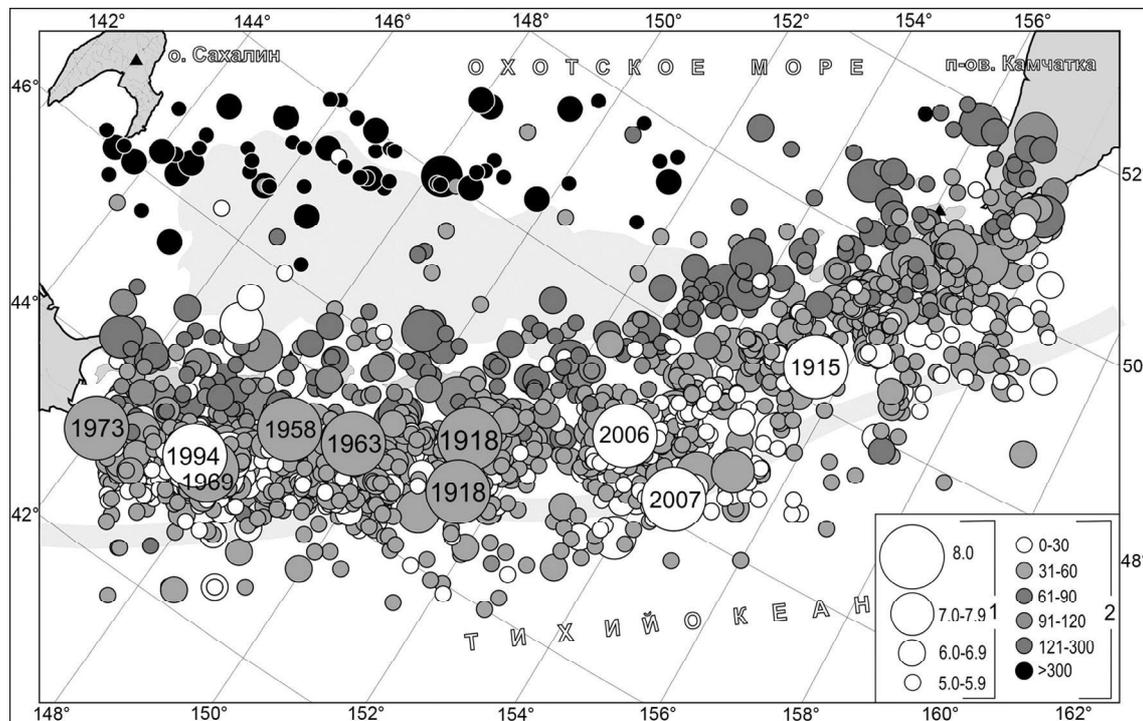


Рис. 5. Карта эпицентров землетрясений с $M \geq 5$ Курило-Камчатского региона (1737–2009 гг.) с классификацией землетрясений по магнитуде (1) и глубине очага (2) [8].

Курильской дуги, что можно объяснить ослабленностью области, по которой магма движется к поверхности Земли (к вулканам). Очень четко в распределении гипоцентров выражена астеносфера $h\alpha_3$, образуя почти асейсмическое пространство на глубинах от 200 до 300 км. Эта особенность строения верхней мантии в пределах сейсмофокальной зоны хорошо проявляется во всех сейсмофокальных зонах Тихоокеанского сейсмического пояса. Для полноты картины можно упомянуть, что неравномерность распределения очагов вдоль сейсмофокальной зоны связано с последовательностью фазовых превращений, протекающих в погружающейся плите [9]. Но данная точка зрения не является общепринятой, и в дальнейшем мы будем интерпретировать этот феномен, исходя из своих модельных представлений.

Сейсмичность, таким образом, является отражением тектонической активности сейсмофокальной зоны и ее геолого-геоморфологических особенностей. Геолого-геоморфологические особенности сейсмофокальной зоны проявляются в ее слоистости, наличии зон повышенной и пониженной сейсмической активности. Тектоническая активность проявляется в постоянном взаимодействии континентальных и океанических структур в условиях сжатия. А аномальное проявление сейсмической активности, по-видимому, объясняется разными скоростями вращения земной коры и литосферы. Известно, что наша планета состоит из нескольких геосфер, которые вращаются с разной скоростью [17]. Каждая верхняя геосфера отстает в своем вращении от прилегающей к ней нижней геосферы по причине разности плотностей. Из этого следует, что верхняя геосфера – земная кора, как более легкая, будет отставать по скорости вращения от более тяжелой части литосферы и оказывать тормозящее действие, причиной которого являются дополнительные напряжения. Например, максимальные сейсмические события, происходящие на глубинах 30–50 км, обусловлены присутствием на этих глубинах мощных корней коры, которые формируют также неоднородности на континентальном склоне желоба.

Анализируя данные о сейсмодислокациях региона [12] можно отметить, что для интервала глубин 0–40 км преобладают взбросы (48.9 %). Для землетрясений с глубиной 41–80 км число взбросов составляет 80 %, в дальнейшем, с увеличением глубины очагов землетрясений количество разных типов сейсмодислокаций мало отличается. Мы считаем, что преобладание взбросовых подвижек обусловлено близкогоризонтальным взаимодействием континента и океана.

ОСНОВНЫЕ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ И ТЕКТНИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ КУРИЛО-ОХОТСКОГО РЕГИОНА

В пределах Курило-Охотского региона выделяются: окраинное Охотское море с глубоководной Южно-Курильской котловиной, Большая и Малая Курильские гряды, Срединно-Курильский междугорный прогиб и глубоководный желоб с крутым континентальным и пологим океаническим склонами. В качестве обобщенной иллюстрации для зоны перехода от континента к океану по профилю: о-в Сахалин – о-в Итуруп – Тихий океан (1М-10) в верхней части рис. 4 в поперечном сечении приводятся элементы земной коры.

Все характерные слои значительно изменяются по конфигурации и толщине. В качестве верхнего слоя представлены в суммарной мощности осадочный и вулканогенно-осадочный слои. Далее показан гранитно-метаморфический слой с большим “языком” в сторону Сахалина и небольшим утолщением в районе островных дуг; он практически выклинивается в районе глубоководного желоба. Не менее сложной конфигурацией представлен метабазальтовый слой. Наибольшую мощность этот слой имеет в районе о. Сахалин, он характеризуется спокойным простираем в районе Охотского моря, с мощным корнем восточнее Малой Курильской гряды и значительным утонением за глубоководным желобом (до $h \approx 7$ км) [19].

Сейсмофокальная зона является геодинамической системой первого порядка, а другие элементы Курило-Охотского региона зависят от ее тектонической активности. В литературе зачастую не придается большого значения этой зоне, а тектонические элементы зоны перехода – Большая и Малая Курильская вулканические гряды называют по геоморфологическим признакам антиклиналями, синклиналями или горстами и грабенами, не придавая значения в их возникновении магматическим продуктам, которые питают эти гряды из областей магмообразования, находящихся в пределах сейсмофокальной зоны (рис. 4).

К ВОПРОСУ ОБРАЗОВАНИЯ ОХОТСКОГО МОРЯ И ЮЖНО-КУРИЛЬСКОЙ ГЛУБОКОВОДНОЙ ВПАДИНЫ

Южно-Курильская впадина расположена в южной части акватории Охотского моря и имеет максимальную глубину 3372 м. По изобате 3000 м она имеет в плане форму треугольника, обращенного своим основанием на юго-запад. В районе пролива Крузенштерна впадина резко сужается, превращаясь в узкий крутосклонный желоб. От дна центральной части

Охотоморского бассейна Южно-Охотская впадина отделена значительными уступами донного рельефа, максимальная крутизна которых приурочена к интервалу глубин 2000–3000 м [20].

Охотское море на большей части своей площади обладает субконтинентальной корой и имеет несколько глубоководных впадин, где мощность коры близка к океанической. В Охотском море, как и в других окраинных морях, наблюдается повышенный уровень гравитационного поля, что связано, возможно, с наличием общего аномального уплотнения, расположенного ниже уровня изостатической компенсации [19]. При этом глубоководные впадины Охотского моря характеризуются относительно пониженным, а Южно-Курильская глубоководная котловина – повышенным уровнем изостатических аномалий. В Охотском море выявлена зависимость гравитационного поля от толщины консолидированной коры [19]. Это может свидетельствовать о том, что процесс сокращения мощности коры в Охотском море происходит в условиях растяжения [22]. На Охотской окраине обнаружены разнообразные экструзивные образования (в основном, магматические диапиры).

На томографических изображениях [34] очень отчетливо проявились аномально низкие скорости сейсмических волн на глубинах до 150 км под Охотским морем и соседними внутренними морями.

Процесс образования Охотского моря и Южно-Курильской глубоководной котловины связан с существованием тепловой аномалии (в Охотском море тепловой поток в среднем составляет 90 ± 30 мВт/м²), возникающей в результате его повышенного фона из мантии в условиях растяжения [22] и связанной с астеносферой на h_3 (220–300 км). Постоянное скопление тепла у подошвы земной коры приводит к плавлению прилегающей части верхней мантии. Эта тепловая аномалия проникает в пределы земной коры. По причине разности температур в сопредельных участках горячей верхней мантии и относительно более холодной земной коры происходит процесс эклогитизации низов коры и верхов мантии.

Учитывая, что внедренное и эклогитизированное вещество выше по плотности вещества земной коры, начинается ее прогибание, в результате чего образуется Охотское море. При дальнейшем поступлении тепла из мантии в интервале глубин 40–100 км образуется “тепловая ловушка”. На следующем этапе поступления тепла происходит плавление в пределах “тепловой ловушки” с образованием диапира. В результате проникновения диапира в земную кору в районе Южно-Курильской глубоководной котловины, наступает новый этап эклогитизации и происходит ее дальнейшее прогибание [6].

Большая Курильская островная дуга

Очаги магмообразования Большой Курильской дуги, как уже отмечалось, расположены в пределах второй астеносферы на глубинах 120–150 км. Формирование и развитие Большой Курильской дуги зависит от тектонической деятельности в пределах сейсмофокальной зоны.

Образование Большой Курильской дуги происходило на гранитном фундаменте. Мощность земной коры островов варьирует в пределах 25–35 км. Мощность верхнего гранитного слоя составляет 10–15 км, а базальтового слоя – около 20 км. Большая Курильская гряда характеризуется отрицательными магнитными аномалиями и высоким тепловым потоком [4, 19].

Вся большая островная дуга в плейстоцене в целом поднималась, о чем свидетельствует лестница террас от 600 до 900 км для разных островов [7]. Определение абсолютного возраста обломков гранитоидов, собранных в островной дуге и в ближайших морских акваториях показывает их значительную разновозрастность: от 75 до 219 млн лет [3].

Положение абразионных поверхностей выравнивания в разрезах островодужного комплекса позволяет сделать вывод о том, что рост или воздымание островной суши происходило не непрерывно, а пульсационно на фоне колебательных движений земной коры [20].

Аномально высокие скорости Р-волн на глубинах около 200 км в районе Южных Курильских островов и Японии отчетливо проявились на томографических изображениях [34], что, возможно, связано со скоплением магматических продуктов на этих глубинах.

Малая Курильская гряда, хребет Витязя

В 2005 и 2006 гг. Тихоокеанским океанологическим институтом ДВО РАН и Институтом океанологии РАН были проведены морские геолого-геофизические экспедиции на НИС “Академик М.А. Лаврентьев” в районе Малой Курильской гряды, в ее центральной части. По результатам экспедиционных работ, исследованный район представляет собой зону активного растяжения, юго-западной границей которой служит тектоническая система пролива Буссоль, ориентированная в северо-западном направлении. Северо-восточная граница простирается в субмеридиональном направлении от Курило-Камчатского желоба на юге до острова Онекотан на севере. Обе границы имеют тектоническую природу и образованы серией разломов сбросового характера [14]. Среди выделенных крупных блоков особый интерес представляет поперечно ориентированная к дуге наложенная тектоническая зона, которая насыщена интрузивно-вулканогенными образованиями.

Здесь выделено 15 вулканогенных построек неизвестного возраста [14].

Полученные данные о широком развитии вулканов в пределах хребта Витязь принципиально меняют ранее существующие представления о нем как о невулканической дуге в общей системе Курило-Камчатская дуга–желоб [15].

Следует отметить, что Малую Курильскую дугу многие исследователи относят к внешней невулканической дуге. Об ее вулканическом происхождении свидетельствуют вулканы островов Шикотан, Танфильева, Анучина и др. В пределах этих островов, наряду с другими напластованиями, в значительных объемах выделены вулканогенные продукты извержений. Предполагается, что основным источником магматических продуктов для Малой Курильской гряды является первый астеносферный слой пониженной вязкости (рис. 4), расположенный на глубинах 60–80 км. Не случайно породы интрузивных тел принадлежат не к известково-щелочному, а к щелочному типу [20, 21].

Различия Большой и Малой Курильских гряд

Отмечается заметное различие Большой и Малой Курильских гряд по многим признакам. Малая Курильская гряда прекратила свою активную вулканическую деятельность возможно уже в течение 20–50 млн лет. Это скорее всего, связано с угасанием деятельности первой астеносферы на глубинах 60–80 км, из которой поступали магматические продукты для ее формирования. Обнаружено отличие Большой и Малой Курильских гряд и по особенностям геофизических полей [4, 19]. Малая Курильская гряда и ее продолжение в виде хребта Витязь характеризуется высокими значениями магнитных аномалий, тогда как Большая дуга соответствует зоне магнитных минимумов. Кроме этого, Малая отличается от Большой Курильской гряды высоким уровнем гравитационных положительных аномалий.

Земная кора Большой Курильской гряды имеет мощность в пределах 20–30 км и характеризуется высоким тепловым потоком, а кора Малой гряды имеет мощность на 5–10 км меньше и низкий тепловой поток [4].

Образование Малокурильского интрузивного комплекса по минералого-петрографическому составу и петрохимическим особенностям соответствуют щелочному оливин-базальтовому формационному типу. Эти особенности присущи только Малой гряде и не известны на о-вах Большой Курильской гряды [20, 21].

Отмеченные островные дуги значительно различаются и по уровню сейсмической активности. Если в пределах Малой Курильской дуги происходят сильнейшие сейсмические события, то Большая – практически малосейсмична.

Все эти отличия можно, по-видимому, объяснить тем, что эти гряды образовались в разное время и получали магматические продукты для формирования дуг с разных глубинных уровней в мантии, находящихся в пределах сейсмофокальной зоны.

Срединно-Курильский междуговый прогиб

Большая Курильская гряда отчленена от Малой мелководным Южно-Курильским проливом и протягивается параллельно ей почти на 1250 км, отделяясь от п-ова Сиретоко (о. Хоккайдо) Кунаширским проливом, а от п-ова Камчатка – первым Курильским проливом шириной около 12 км.

В пределах прогиба выделено несколько слоев (комплексов) с разными возрастными категориями: от 40 до 1 млн лет [20]. В строении нет признаков сноса со стороны о-ва Уруп, что может свидетельствовать об их молодом четвертичном возрасте.

Выделенные слои выполняют Срединно-Курильский прогиб (геотермический градиент которого изменяется от 56 мК/м² на его северо-западном борту до 39 мК/м² – на юго-восточном) [4] и формируют придонную линзу мощностью около 160 м. По результатам интерпретации сейсмических данных, в его осадочном чехле выделены 4 региональных структурно-стратиграфических комплекса, которые залегают на толще существенно консолидированных пород, интерпретируемых как акустический фундамент мелового возраста.

Курило-Камчатский глубоководный желоб

Курило-Камчатский глубоководный желоб разделяет Азиатские континентальные и Тихоокеанские океанические структуры. Ширина желоба по изобате 6000 м составляет от 50 до 100 км, а максимальная его глубина – 10542 м. На всем протяжении он имеет характерный V-образный поперечный профиль. Крутизна склонов желоба составляет в среднем 7°, причем в верхней части склоны имеют крутизну всего 5–6°, а в нижней части – до 20–25°. Склоны желоба повсеместно разбиты на систему тектонических уступов и ступеней, местами имеющих значительную протяженность. Ступенчатый профиль склонов желоба свидетельствует о широком развитии разрывных дислокаций. В нижней части желоба повсеместно наблюдается полоса плоского выровненного аккумулятивного дна. Ширина плоского дна колеблется от 1 до 20 км и большей частью

равна примерно 5 км. Вдоль восточного склона Курило-Камчатского желоба протягивается широкое валобразное поднятие, ограничивающее ложе Тихого океана [30].

Сейсмофокальная зона выходит на дневную поверхность на крутом континентальном склоне глубоководного желоба. Надвигание континентальных структур на океанические приводит к подвижке глубоководного желоба в сторону Тихого океана. Глубоководный желоб достаточно молодой: по наличию рыхлых осадков и другим признакам его возраст оценивается ориентировочно в 1 млн лет [16].

Аномально высокие скорости Р-волн на глубинах до 150 км под желобом получены как по данным сейсмологического эксперимента с донным сейсмографом [9], так и по результатам томографических исследований. Донная станция была установлена на океаническом склоне желоба на глубине около 5500 м, а пути сейсмических волн проходили, в основном, под дном глубоководного желоба. Аномалия скорости Р-волн на этих трассах составляет +0.5–0.7 км/с по сравнению со скоростной моделью Джеффриса. Отмеченная аномалия может быть объяснена эклогитизацией вещества под его дном. Кроме этого, он характеризуется отрицательными гравитационными аномалиями в редукции Фая на уровне моря и пониженным тепловым потоком [4, 19, 20].

ВЫВОДЫ

1. Ведущая роль сейсмофокальной зоны в формировании и развитии структур Курило-Охотского региона определяется тем, что в областях ее пересечения с астеносферными слоями пониженной прочности образуются очаги магмообразования, питающие вулканические процессы в островных дугах.

2. Образование Охотского моря и Южной Курильской глубоководной котловины можно объяснить аномальным тепловым потоком из области магмообразования на глубинах 220–300 км, протекающим в условиях растяжения.

3. Малая Курильская дуга и ее продолжение в виде хребта Витязь, возможно, функционировала 20–50 млн. лет назад, является вулканической дугой, которая получала вулканические продукты из первой астеносферы, расположенной на глубинах 60–80 км.

4. Большая и Малая Курильские гряды значительно различаются по времени функционирования, по геолого-морфологическим и петрографическим признакам и другим особенностям, которые могут быть объяснены различием в глубинах очагов магмообразования ($h\alpha_1 = 60\text{--}80$ км и $h\alpha_2 = 120\text{--}150$ км). Зоны магмообразования хорошо проецируются на

цепи вулканов Большой и Малой Курильской дуг и окраинное Охотское море.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Атлас Курильских островов / Отв. ред. Е.А. Федорова. Ин-т географии РАН; Тихоокеан. ин-т географии ДВО РАН. М.; Владивосток: ИПЦ "ДИК", 2009. 516 с.
2. Белоусов В.В. Переходные зоны между континентом и океаном. М.: Недра, 1982. 52 с.
3. Васильев Б.И., Путинцев В.К., Марковский Б.А. и др. Результаты драгирования дна Охотского моря // Сов. геология. 1984. № 12. С. 100–105.
4. Веселов О.В., Сеначин В.Н. Геотермический режим земной коры Охотского моря // Тектоническое районирование и углеводородный потенциал Охотского моря. М.: Наука, 2006. С. 54–60.
5. Власов Г.М. Эволюция зон Беньофа в геосинклинальном процессе // Докл. АН СССР. 1979. Т. 245, № 3. С. 685–688.
6. Ермаков В.А. Происхождение Курильской глубоководной котловины // Тихоокеан. геология. 1991. № 1. С. 34–49.
7. Ермаков В.А. Тектоническое районирование Курильских островов и проблемы сейсмичности // Физика Земли. 1997. № 1. С. 30–47.
8. Злобин Т.К. Природа наклона сейсмофокальных зон Беньофа и вероятный механизм их образования // Докл. АН СССР. 1986. Т. 289, № 3. С. 689–691.
9. Калинин В.А., Родкин М.В., Томашевская И.С. Геодинамические эффекты физико-химических превращений в твердой среде. М.: Наука, 1989. 158 с.
10. Касахара М., Харви Р. Изучение Курильского желоба с помощью донного сейсмографа // Гидрофизические исследования океана. Владивосток, 1972. С. 17–34. (Тр. СахКНИИ; вып. 54).
11. Каталог землетрясений Курило-Камчатского региона (1737–2005 гг.) / Ч.У. Ким, М.Ю. Андреева. Препринт. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 2009. 126 с.
12. Каталог механизмов очагов сильных ($M \geq 7.6$) землетрясений Курило-Охотского региона за 1964–2009 гг. / Л.Н. Поплавская, М.И. Рудик, Т.В. Нагорных, Д.А. Сафонов. Владивосток: Дальнаука, 2001. 131 с.
13. Кузин И.П. К вопросу о скоростной неоднородности зоны Беньофа (Вадати-Заварицкого-Беньофа) // Физика Земли. 1994. № 4. С. 12–24.
14. Кулинич Р.Г., Карп Б.Я., Баранов Б.В. и др. О структурно-геологической характеристике сейсмической брешы в Центральной части Курильской островной дуги // Тихоокеан. геология. 2007. Т. 26, № 1. С. 5–19.
15. Леликов Е.П. Геология и тектоника подводного хребта Витязя (Тихоокеанский склон Курильской островной дуги) // Геология морей и океанов: Материалы XVIII Междунар. науч. конф. по морской геологии. Т. V. М.: ГЕОС, 2009. С. 81–85.
16. Ломтев В.Л., Патрикеев В.Н. Структуры сжатия в Курильском и Японском желобах Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1985. 141 с.
17. Мельников О.А. Структура и геодинамика Хоккайдо-Сахалинской складчатой области М.: Наука, 1987. 95 с.
18. Пейве А.В. Тектоника и магматизм // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1961. С. 36–54.

19. Сеначин В.Н. К вопросу об изостазии окраинных морей: модель глубинной компенсации и ее геодинамическое приложение. Геофизические поля и моделирование тектоносферы. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 1997. С. 252–255. (Геодинамика тектоносферы зоны сочленения Тихого океана с Евразией; т. III).
20. Сергеев К.Ф. Тектоника Курильской островной системы. М.: Наука, 1976. 239 с.
21. Сергеев К.Ф., Неверов Ю.А., Нарыжный В.И. и др. Строе-ние и динамика переходных зон. М., 1983. С. 74–75.
22. Симбирева И.Г., Федотов С.А., Феофилактов В.Д. Неодно-родность поля напряжений Курило-Камчатской дуги по сейсмическим данным // Геология и геофизика. 1976. № 1. С. 70–85.
23. Сорохтин О.Г. Глобальная эволюция Земли. М.: Наука, 1974. 182 с.
24. Тараканов Р.З., Левый Н.В. Полиастеносферная модель верхней мантии по сейсмологическим данным // Докл. АН СССР. 1967. Т. 176, № 3. С. 571–574.
25. Тараканов Р.З. О возможной роли сейсмофокальных зон в формировании и развитии структур островной дуги // Строе-ние сейсмофокальных зон. М., 1985. С. 11–29.
26. Тараканов Р.З. Пространственно-энергетическое распре-деление землетрясений в СФЗ // Тектоносфера Тихоокеан-ской окраины Азии. Владивосток, 1992. С. 189–193.
27. Тараканов Р.З., Омельченко О.К., Бобков А.О. К вопросу о природе сейсмофокальной зоны // Скоростные модели строения тектоносферы Тихоокеанской окраины Азии по геотраверсам. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 2003. С. 27–34.
28. Тараканов Р.З. Подтверждение новой идеи о природе сейс-мофокальной зоны // VI Международный симпозиум. Фи-зика геосфер. Владивосток, 2009. С. 243–249.
29. Тараканов Р.З., Андреева М.Ю. Ведущая роль сейсмо-фокальной зоны в формировании и развитии структур Курило-Охотского региона // Геодинамические процес-сы и природные катастрофы в Дальневосточном регио-не: Тез. докл. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 2011. С. 88.
30. Удинцев Г.Б. Рельеф дна и тектоника западной части Тихо-го океана. М.: Недра, 1987. 197 с.
31. Федотов С.А. Исследования по вулканологии и сейсмоло-гии, их развитие и значение на Камчатке. М.: Новая кн., 2003. 184 с.
32. Хирт Дж., Ломе И. Теория дислокаций. М.: Атомиздат, 1972. 600 с.
33. Шатский Н.С. Гипотеза Вегенера и геосинклинали / Изв. АН СССР. Сер. геол. 1946. № 4. С. 5–23.
34. Fukao Y., Obayashi M., Ynone H. et al. Subducting slabs stagnant in the mantle transition zone // J. Geophys. Res. 1992. V. 1992. P. 4809–4822.
35. Gorbатов A., Widiyantoro Fukao J. et al. Signature of remnant slabs in the north Pacific from P-wave tomography // Geophys. Int. 2000. V. 142, N 1. P. 27–36.
36. Kamiya Sh., Miyamake T., Hirahara K. Three-dimensional P-wave velocity structure beneath the Japanese islands // Bull. Earthq. Res. Inst. Univ. Tokyo. 1989. V. 64. P. 457–485.
37. Tarakanov R.Z., Sychev P.V. Some inferences on the upper mantle structure and deep processes occurring in the northwest Pacific // Can. J. Earth Sci. 1976. V. 13, N 11. P. 1725–1729.
38. Tarakanov R.Z. On the nature of seismic focal zone // New conception in global tectonics of Australia. 2005. N 34. P. 1–15.
39. Yamanaka Y., Miyamake T., Hirahara K. Three-dimensional S-wave velocity beneath the Japan Islands – Configuration of the subducting slab // Bull. Earthq. Res. Inst. Univ. Tokyo. 1992. V. 67. P. 265–302.

R.Z. Tarakanov, M.Yu. Andreeva

Role of the seismic focal zone in the formation and development of the Kuril-the Sea of Okhotsk region structures

A model of the seismic focal zone is presented to explain formation and functioning of the seismic focal zone based on the near-surface compressive stresses acting at the continent-to-ocean boundary and dislocation theory. The magmatic chambers are shown to be confined to the areas where seismic focal zone crosses the lower viscosity asthenospheric layers located at the depths of 60-80, 120-150 and 220-300 km. Morphological and tectonic features of the different elements of the Kuril – the Sea of Okhotsk Region are examined. The Greater and Lesser Kuril Ridges were found differing markedly in functioning time inferred from geophysical fields and geological-petrographic composition.

Key words: seismic-focal zone, magmatic chambers, deep-water trench, the Sea of Okhotsk, Greater and Smaller Kuril Ridges.