

Научные статьи

УДК 550.3:551.21(265.53)

ГЕОТРАВЕРС РЕГИОНА ОХОТСКОГО МОРЯ

© 2005 А.Г. Родников<sup>1</sup>, Л.П. Забаринская<sup>1</sup>, В.Б. Пийп<sup>2</sup>,  
В.А. Рашидов<sup>3</sup>, Н.А. Сергеева<sup>1</sup>, Н.И. Филатова<sup>4</sup>

<sup>1</sup>Геофизический центр РАН, 119991, Москва, ул. Молодежная, 3; e-mail: rodnikov@wdecb.ru

<sup>2</sup>Московский государственный университет, 119899, Москва, Воробьевы горы;

<sup>3</sup>Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, 683006, Петропавловск-Камчатский, бульвар Пийпа, 9

<sup>4</sup>Геологический институт РАН, 109117, Москва, Пыжевский пер., 7

Исследование глубинного строения переходной зоны от Евразийского континента к Тихому океану выполнено в рамках международного проекта “Геотраверс” вдоль глубинного разреза тектоносферы, включающей литосферу и астеносферу. Профиль геотраверса проходит через мезозойские структуры Сихотэ-Алиня, рифтовую структуру Татарского пролива, кайнозойские образования Сахалина, Курильскую впадину Охотского моря, вулканические структуры Курильской островной дуги, Курильский глубоководный желоб и мезозойскую плиту северо-западной котловины Тихого океана. Протяженность профиля 2000 км. Глубина проникновения в недра Земли составляет 100 км. Отличительной особенностью строения переходной зоны является распространение в верхней мантии астеносферного слоя, от которого отходят диапиры горячей аномальной мантии, процессы в которых обуславливают формирование геологических структур региона. Отмечается корреляция между геологическими структурами, тектономагматической активностью и строением верхней мантии. Тектонически активным регионам, таким как островные дуги, рифтовые структуры окраинных морей соответствует мощная наиболее полно выраженная астеносфера, генерирующая магму.

ВВЕДЕНИЕ

Современный этап развития наук о Земле характеризуется особым вниманием к исследованию глубинного строения планеты, вызванным необходимостью решения теоретических проблем геодинамики, более эффективного прогнозирования скрытых на глубине полезных ископаемых, изучения вопросов сейсмической опасности, предсказания и уменьшения ущерба от стихийных бедствий, в особенности тех, которые обусловлены землетрясениями и извержениями вулканов, а также изучения проблем, связанных с сохранением окружающей среды. Процессы, протекающие в астеносфере,

определяют геологические явления в литосфере. Поэтому были разработаны программы глубинных исследований Земли как национальные, так и международные, такие как проект «Верхняя мантия», Геодинамический проект, программа «Литосфера», проект «Геотраверс» и другие, которые успешно осуществлялись (Белоусов, 1986; Козловский и др., 1987; Родников, 1986; Родников и др., 2003а; Родников и др., 2003б).

Исследование глубинного строения тектоносферы региона Охотского моря проведено вдоль геотраверса, составленного на основе комплексной интерпретации геолого-геофизических данных. Геотраверс проходит через

мезозойские структуры Сихотэ-Алиня, рифтовую структуру Татарского пролива, кайнозойские образования Сахалина, Курильскую впадину Охотского моря, вулканические структуры Курильской островной дуги, Курильский глубоководный желоб и мезозойскую плиту северо-западной котловины Тихого океана. Протяженность профиля 2000 км. Глубина проникновения в недра Земли составляет 100 км.

**Тектоническое положение.** Регион Охотского моря образует литосферную плиту, расположенную между Северо-Американской, Евразийской и Тихоокеанской плитами. Ее границами со стороны Тихого океана является Курило - Камчатский глубоководный желоб, а с континентальной стороны глубинные разломы (рис. 1). Плита Охотского моря сформировалась в позднемеловую эпоху, а в кайнозойское время была перекрыта чехлом осадочных и вулканогенно-осадочных пород.

**Тепловой поток.** Распределение значений теплового потока вдоль геотранверса дано по каталогу теплового потока МЦДБ и картам теплового потока (Смирнов, 1986; Смирнов, Сугробов, 1980; Туезов, 1988). Он высок в пределах глубоководных котловин и трогов окраинных морей и относительно низок в континентальных структурах Дальнего Востока и прикурильской части Тихого океана (рис. 2). Вариации



Рис. 1. Тектоническая схема региона Охотского моря. 1- скорость смещения; 2- зона субдукции; 3- разломы.

теплового потока в пределах Сихотэ-Алиня составляют всего 39 - 56 мВт/м<sup>2</sup>. В прикурильской части Тихого океана средние значения теплового потока составляют 52 мВт/м<sup>2</sup>. Наиболее низкие значения, достигающие 22 мВт/м<sup>2</sup>, наблюдаются в Курило-Камчатском глубоководном желобе. Средние значения теплового

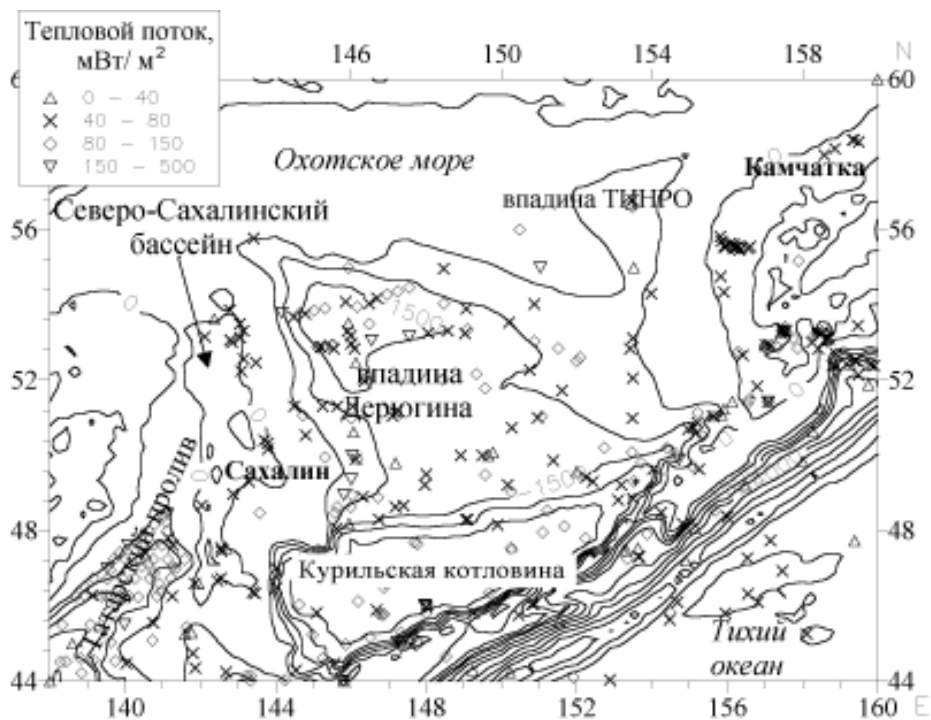


Рис. 2. Тепловой поток региона Охотского моря.

потока для Курильской островной дуги составляют 118 мВт/м<sup>2</sup>, наиболее высокие значения отмечаются в западной части островной дуги - до 790 мВт/м<sup>2</sup>. Средние значения теплового потока в пределах Сахалина составляют 76 мВт/м<sup>2</sup>. Высокий тепловой поток отмечен в Татарском проливе (123 - 132 мВт/м<sup>2</sup>) и во впадине Дерюгина, где он достигает 200 мВт/м<sup>2</sup>. Высокие значения теплового потока установлены также в Курильской котловине Охотского моря, где он достигает 346 - 354 мВт/м<sup>2</sup> (Структура..., 1996).

**Магнитное поле.** Аномальное магнитное поле региона Охотского моря характеризуется разно ориентированным простираем аномалий, различной их конфигурацией и величиной (Структура..., 1996). Аномалии магнитного поля, в преобладающем большинстве, линейно вытянуты в северо-западном и северо-восточном направлениях. Магнитное поле Сихотэ-Алиня характеризуется вытянутыми вдоль глубинных разломов положительными аномалиями, достигающими значений от 300 до 600 нТл, которые связываются с массивами магматических тел. В пределах Татарского пролива выделяется цепочка отдельных максимумов, приблизительно совпадающих с осью наибольших глубин пролива. В пределах Сахалина отмечается отрицательный фон магнитного поля, обусловленный в основном хорошо развитым здесь "гранитным" слоем. Отдельные положительные линейные аномалии связываются с распространением интрузивных и эффузивных тел основного и ультраосновного состава. Вдоль восточного Сахалина в Охотском море протягивается *Восточно-Сахалинская положительная магнитная аномалия*, достигающая значений 1200-1400 нТл. Эта аномалия фиксирует Восточно-Сахалинский офиолитовый (гипербазитовый) пояс, ультраосновные и основные породы которого обнажаются на полуострове Шмидта и в Восточно-Сахалинских горах. Этот пояс отделяет Северный Сахалин от *впадины Дерюгина*. Впадина Дерюгина и Курильская котловина в основном характеризуются слабо отрицательными аномалиями с амплитудой, достигающей -200 нТл, связанными с немагнитными осадочными породами, выполняющими впадины. Аномалии изометричные. Ближе к островам они принимают линейный характер. Контрастные локальные аномалии не наблюдаются. Верхние корки магнитоактивных тел Курильской глубоководной котловины расположены в «базальтовом» слое, а нижние - уходят в верхнюю мантию (Кочергин и др., 1980).

С приближением к Курильским островам магнитное поле становится дифференцированным, меняющимся от -300 нТл до + 400 нТл. Вулканической дуге соответствует узкая зона возмущенного магнитного поля с локальными положительными и отрицательными аномалиями отдельных вулканических построек, наложенными на общий отрицательный горизонтальный фон (Гайнанов и др., 1968). К подводным вулканам приурочены локальные положительные аномалии и часто сопряженные с ними отрицательные аномалии. Размах этих аномалий нередко превышает 1000 нТл (Подводный..., 1992).

Северо-западное простираем аномалий магнитного поля связывается с глубинными разломами, разбивающими Курильскую островную дугу на отдельные блоки (Структура..., 1996).

В Северо-западной котловине Тихого океана, прилегающей к Курильской островной дуге, выявлены системы линейных магнитных аномалий, возраст которых меняется от 108 млн. до 160 млн. лет (Hilde et al., 1977). Аномалии континентального склона глубоководного желоба имеют генеральное северо-восточное простираем, которое нарушается поперечными аномальными зонами. На южном участке этого склона желоба линейные северо-восточные аномалии, параллельные простираемю оси желоба, как бы продолжают полосовые аномалии Тихоокеанской плиты, но носят более размытый характер (Геолого-геофизический..., 1987).

**Электромагнитные исследования.** Результаты магнитотеллурического зондирования в пределах Сихотэ-Алиня (Никифорова и др., 1980) показали, что **электропроводящий слой** расположен в верхней мантии на глубине около 120 км под восточной частью Сихотэ-Алиня. К западу его глубина увеличивается до 220 км. Под Сахалином электропроводящий слой в верхней мантии расположен на глубинах 80-90 км, погружаясь к западному побережью острова до 120 км (Ваньян, Шиловский, 1983). Под западной частью Татарского пролива непосредственно под вулканогенным поясом по данным магнитотеллурического зондирования, вероятно, наблюдается контакт континентальных структур Сихотэ-Алиня и структур переходной зоны. В коре Сахалина также установлен проводящий слой на глубине 15 км при суммарной продольной проводимости около 40 См (Ваньян, Шиловский, 1983).

В Курильской котловине Охотского моря вдоль геотраверса проведены электромагнитные исследования, выполненные методом градиентного магнитовариационного зондирования (Ляпишев и др., 1987). Согласно подобранной геоэлектрической модели, в интервале глубин 30 - 65 км в верхней мантии выделен слой с удельной проводимостью  $0.3 = 0.5$  См/м и интегральной проводимостью около 15000 См. Природа слоя связывается с частичным плавлением, а его распространение ограничивается пределами котловины. На глубине более 100 км возможно выделение второго проводящего слоя (Ляпишев и др., 1987). Полученные результаты согласуются с глубинными температурами в верхней мантии, сейсмическими исследованиями и другими геофизическими данными.

Под островом Итуруп Большой Курильской гряды глубина до электропроводящего слоя в верхней мантии составляет 100 - 130 км, а под о. Шикотан Малой Курильской гряды - 75 - 80 км (Структура..., 1996). По данным (Альперович и др., 1978) глубина до электропроводящего слоя под о. Итуруп составляет 60 - 80 км.

**Гравитационное поле.** Гравитационное поле Охотского моря отличается умеренными значениями аномалий в свободном воздухе. В северной части Охотского моря наблюдаются преимущественно положительные гравитационные аномалии. Наибольшие значения аномалий (до + 50 мГал) связаны с выходами коренных пород на возвышенности Академии Наук. К северу от возвышенности расположен узкий минимум аномалий, отделяющий эту возвышенность от возвышенности Института Океанологии. Курильская котловина характеризуется в основном слабо аномальным полем силы тяжести, но в ее северо-восточной части обнаружена положительная аномалия до 25 мГал (Структура..., 1996; Болдырев и др., 1993). Положительными значениями аномалий (до 20 - 30 мГал) характеризуется узкая зона, протягивающаяся вдоль Восточного Сахалина, фиксируя мезозойский офиолитовый пояс, а в осадочной впадине Дерюгина отмечаются отрицательные значения аномалий. Данные по гравитационным аномалиям в свободном воздухе, полученным по результатам спутниковой альтиметрии, использовались при построении плотностных моделей тектоносферы региона Охотского моря. Под Охотским морем выделяется астеносфера, подтверждаемая томографическими исследованиями. Сейсмофокальная зона,

отождествляемая с погружающейся океанической плитой, имеет повышенную плотность. В Тихом океане также выделяется астеносферный слой, но мощность его незначительная. Пониженная плотность наблюдается и под Курильской островной дугой. Астеносфера подступает непосредственно к земной коре, обуславливая интенсивную магматическую деятельность.

**Сейсмичность.** Расположение Охотоморской плиты в зоне контакта трех литосферных плит (Евразийской, Северо-Американской и Тихоокеанской) обусловило на ее границах высокую сейсмичность (рис. 3). Наиболее высокая сейсмическая активность отмечена вдоль Курильской островной дуги. Здесь Тихоокеанская плита погружается под континент, образуя сейсмофокальную зону, которая прослеживается до глубины 700 км. На западе Охотоморская плита ограничена глубинными разломами, простирающимися вдоль Сахалина. Здесь землетрясения локализуются, в основном, в коре.

В пределах Курильской островной дуги подавляющее большинство землетрясений приурочено к глубинам до 100 - 150 км и с максимумом сейсмической активности на глубинах около 30 - 40 км (Тараканов, 1978). Глубже 100 - 150 км сейсмическая активность резко понижается, на глубинах 200 - 300 км отмечается излом фокальной поверхности. Сейсмичность Сахалина связана с субмеридиональными глубинными разломами (Структура..., 1996), ограничивающими Охотоморскую литосферную плиту от Евразийской. Движение этих плит друг относительно друга, а также развитие спрединговых процессов в рифтовой структуре Татарского пролива приводит к активной сейсмичности.

Сейсмофокальная зона в пределах Курило-Камчатской островной дуги расположена в области повышенных значений сейсмических скоростей. В ее пределах выделены области значительных скоростных градиентов, к ним приурочено наибольшее число сильных землетрясений (Гонтовая и др., 2004). Установлено, что в районе островных дуг зона, характеризующаяся сильным затуханием и низкой скоростью волн, расположена под вулканической зоной и над погружающейся плитой (Федотов, Чернышев, 2002).

**Вулканизм.** Курильская островная дуга является также районом интенсивного проявления современного вулканизма. Различные

## ГЕОТРАВЕРС РЕГИОНА ОХОТСКОГО МОРЯ



**Рис. 3.** Сейсмичность региона Охотского моря.

авторы выделяют от 68 до 160 наземных вулканов (Апродов, 1982; Горшков, 1967; Подводный..., 1992; Федорченко и др., 1989). 29 из них извергались в историческое время, а 6 находятся в сольфатарной стадии развития (Федорченко и др., 1989; Simkin, Siebert, 1994).

Количество подводных вулканов по различным оценкам изменяется от 96 до 104 (Бондаренко, Рашидов, 2004; Горшков, 1967; Затонский и др., 1961; Подводный..., 1992; Рашидов, Бондаренко, 2003).

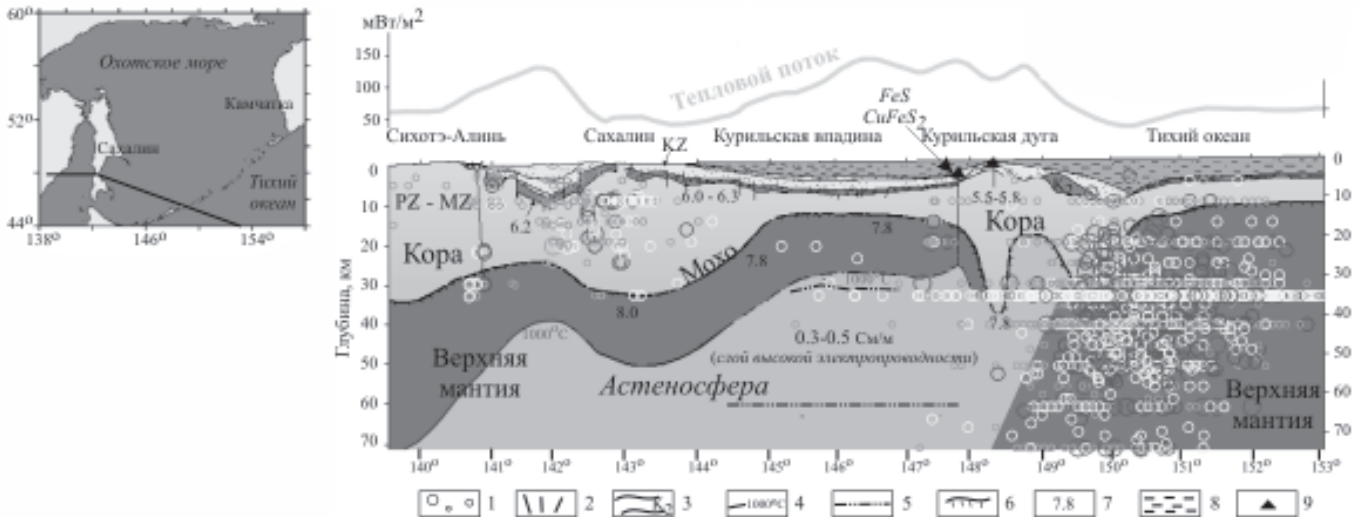
Несмотря на сообщения различных каталогов (Гущенко, 1979; Simkin, Siebert, 1994 и др.), достоверные сообщения об извержениях подводных вулканов в этом регионе, на наш взгляд, отсутствуют.

Как наземные, так и подводные вулканы формируются в вулканические цепочки, ориентированные под различными углами к генеральному простиранию Курильской островной дуги. Отмечены как структурная, так и вещественная зональности наземных и подводных вулканов Курильской островной дуги. Наземные и подводные четвертичные вулканы Курильской островной дуги сложены породами от базальтов до риолитов. Выделены породы нормального и

субщелочного ряда от низко- до высококальциевых серий. Для лав Курильской островной дуги характерны низкие титанистость и магнизиальность, а также высокая глиноземистость (Подводный..., 1992; Федорченко и др., 1989).

Непосредственно в районе геотраверса находятся 40 подводных вулканов и гор различного возраста (Подводный..., 1992; Бондаренко, Рашидов, 2004), а также около 40 крупных наземных вулканических построек и более 160 мелких вулканических аппаратов на о. Итуруп (Камчатка..., 1974). 19 наземных вулканов являются четвертичными (Федорченко и др., 1989), а на девяти из них, начиная с 1778 г., отмечены исторические извержения (Гущенко, 1979; Simkin, Siebert, 1994).

Среди подводных выявлены как остро-, так и плосковершинные вулканы. Первые как бы окаймляют о. Итуруп, а последние находятся на удалении от острова. Глубины над плосковершинными вулканами увеличиваются с удалением от острова, что может свидетельствовать о прогрессивном опускании охотоморского склона островной дуги в сторону Курильской глубоководной котловины, возможно связанным с ее формированием (Подводный..., 1992).



**Рис. 4.** Геотраверс региона Охотского моря. Построен по (Строение..., 1964; Снеговской, 1974; Бикенина и др., 1987; Злобин, 1987; Смирнов, Сугробов, 1980; Структура..., 1996; Тектоническая карта..., 2000; Rodnikov et al., 2001; Piip, Rodnikov, 2004). В правом верхнем углу - местоположение геотраверса. Ниже - распределение измеренных значений теплового потока ( $\text{мВт}/\text{м}^2$ ) вдоль профиля. PZ - палеозой, MZ - мезозой, KZ - кайнозой,  $K_2$  - верхний мел. 1 - положения очагов землетрясений; 2 - разломы; 3 - геологические слои; 4 - изотерма,  $^{\circ}\text{C}$ ; 5 - границы слоя высокой электропроводности; 6 - граница Мохо; 7 - скорости сейсмических волн,  $\text{км}/\text{с}$ ; 8 - водная толща; 9 - вулкан.

Подводный вулкан Крылатка, расположенный ~в 17 км к север-северо-западу от мыса Пржевальского на о. Итуруп, в конце прошлого века, возможно, находился в стадии газогидротермальной активности (Рашидов, Бондаренко, 2004).

### ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ ТЕКТОНОСФЕРЫ ВДОЛЬ ГЕОТРАВЕРСА

Толщина земной коры в Охотском море меняется от 35 - 40 км под Сахалином и Курильскими островами до 10 км под Курильской котловиной (рис. 4). Земная кора подразделяется на фундамент и осадочный чехол. Породы фундамента обнажаются в обрамлении Охотского моря: на Сахалине, Камчатке, Шантарских островах, Курильской островной дуге и подняты при драгировании с подводных возвышенностей. Возраст фундамента - от палеозойского до мезозойского под осадочными впадинами.

Осадочный чехол выполняет отдельные глубоководные впадины, где его мощность достигает 12 км. Он сложен в основном осадочными, частично вулканогенно-осадочными породами позднемелового - кайнозойского возраста. В позднемеловую эпоху накопление осадков происходило в рифтогенных условиях и сопровождалось значительной вулканической активностью. Образовывались глубоководные

бассейны, выполненные вулканогенно-кремнистыми отложениями, постепенно сменяющимися вверх по разрезу более мелководными породами. В кайнозойскую эру образовалась основная часть осадочных бассейнов. Отложения этого времени, сплошным чехлом перекрывающие подстилающие образования, содержат почти все нефтегазоносные комплексы Охотского моря.

Регион **Сихотэ-Алиня** - западное континентальное обрамление Охотоморской плиты - включает среднемеловой орогенический пояс (Объяснительная..., 2000), который с запада примыкает к древней континентальной окраине Азии, представленной здесь Буреинским и Ханкайским массивами. Возраст становления и строение этих массивов является предметом дискуссий. Они рассматриваются или в качестве фрагментов среднепалеозойского континентального супертеррейна (Ханчук, 2000) или как части докембрийского Сино-Корейского кратона в сочетании с раннепалеозойскими орогеническими поясами (Натальин и др., 1994).

Восточнее расположенный среднемеловой орогенический пояс Сихотэ-Алиня (Приморья) включает тектонически совмещённые породы различного возраста (палеозой-мезозойского до неокома включительно) и генезиса (с доминированием океанических, окраинноморских и островодужных комплексов). Все эти образо-

вания были аккрецированы к восточному краю Азиатского континента в результате их перемещения по сдвигам, сопровождавшим трансформную границу, возникшую в середине мела между Азиатским континентом и плитой Кула (Натальин и др., 1994; Ханчук, 2000; и др.). Среднемеловая орогения, широко проявившаяся по периферии Тихого океана (Филатова, 1998), в Сихотэ-Алине выразилась в формировании сложных чешуйчато-надвиговых структур, проявлении метаморфизма и гранитизации, а также в возникновении синсдвиговых осадочных бассейнов и магматизма. Процессы среднемеловой аккреции значительно нарастили край континента и увеличили его мощность почти до 40 км.

Все эти структуры перекрыты вулканоплутоническими ассоциациями Восточно-Сихотэалинского надсубдукционного пояса, маркировавшего край Азиатского континента в течение сеномана-палеоцена. Фрагменты субдуцированной под континент океанической плиты этого пояса регистрируются ныне данными сейсмотомографии на мантийных глубинах в виде высокоскоростных объектов (Vijwaard et al., 1998). Более молодые кайнозойские структуры растяжения (включая рифт Татарского пролива) нарушают ранее сформированные образования края континента и смежной периокеанической области (Филатова, 2004), нередко сопровождаясь интенсивными магматическими проявлениями. Последние, судя по гетерогенному составу магматических пород, связаны с несколькими уровнями глубинности - литосферной мантии, астеносферы и нижней мантии.

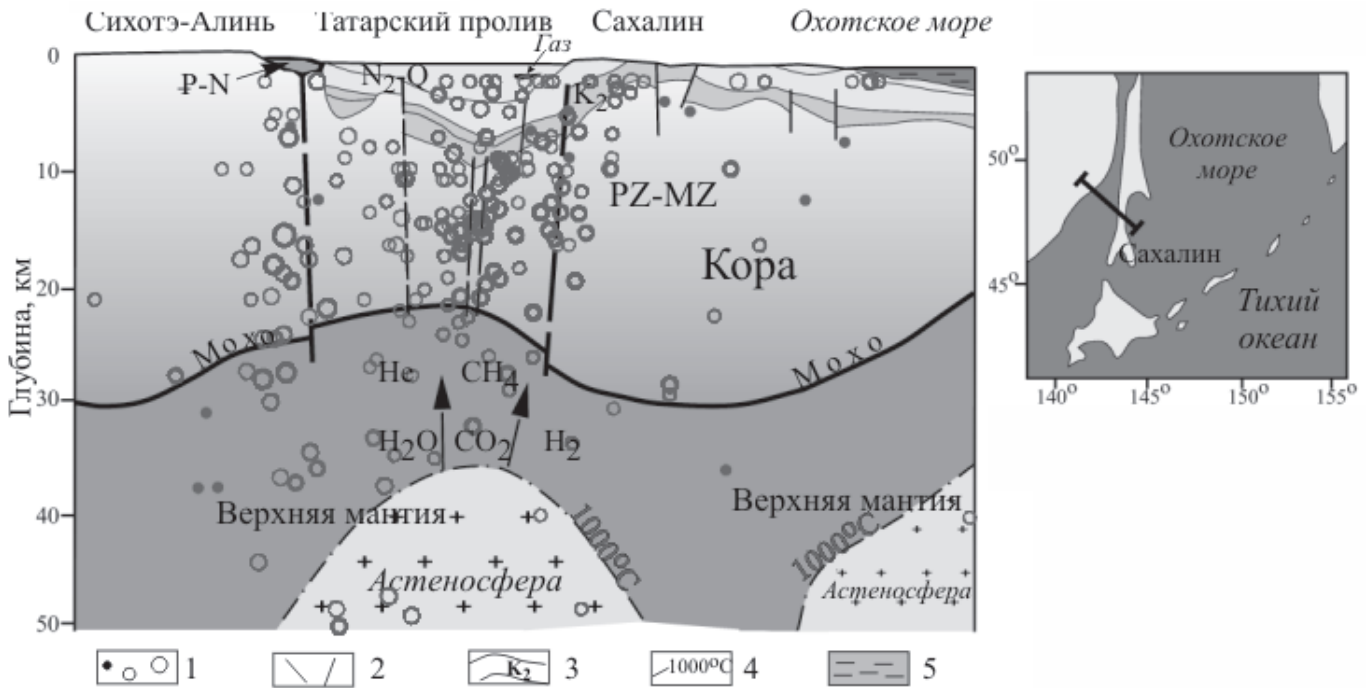
Мощность коры варьирует от 30 км под вулканогенным поясом до 38 км под Сихотэ-Алинем (Структура..., 1996).

**Татарский пролив.** Татарский пролив представляет собой рифтовую структуру, заполненную позднемеловыми - кайнозойскими песчано-глинистыми отложениями мощностью до 12 км. С запада и востока его обрамляют соответственно горстовые сооружения Сихотэ-Алиня и Западно-Сахалинских гор. Фундамент сложен триас-раннемеловыми, в отдельных районах верхнемеловыми терригенными песчано-глинистыми и вулканогенно-кремнистыми отложениями. Залегает на глубинах от 5 до 12 км.

Мезозойско-кайнозойские отложения мощностью до 8-10 км, выполняющие прогиб,

расчленяются на четыре структурных комплекса: верхнемеловой, палеогеновый, олигоцен-нижнемиоценовый и среднемиоцен-четвертичный (Тронов и др., 1987; Варнавский, 1994). *Верхнемеловой* структурный комплекс слагает нижнюю часть осадочной толщи бассейна и образован уплотненными осадочными и вулканогенно-осадочными породами мощностью 2-4 км. *Палеогеновый* структурный комплекс, сложенный преимущественно континентальными относительно слабо литифицированными осадочными и вулканогенно-осадочными образованиями мощностью до 1.5 км, выполняет, в основном, узкие (до 5-10 км) грабены, протягивающиеся вдоль восточной и западной границ бассейна. *Оligocen-нижнемиоценовый* комплекс образован мощной (0.5-4 км) осадочной толщей. Сбросами с вертикальными перемещениями в 100-800 м он разбит на серии горстов и грабенов. *Среднемиоцен-четвертичный* структурный комплекс обладает асимметричной структурой с пологим протяженным западным и крутым коротким восточным крыльями. Мощность образующих его отложений меняется от 0.1 до 5.1 км.

Земная кора разбита разломами. Современная тектоническая активность подчеркивается высоким тепловым потоком, магматической деятельностью и сейсмическими проявлениями. В связи с этим толщина коры понижена по сравнению с окаймляющими его регионами и уменьшается до 25 км, а скорости по поверхности Мохо составляют 7.4 - 7.6 км/с. Выделенные ГСЗ глубинные разломы подтверждаются геологическими данными. Так, в районе Западно-Сахалинского разлома, окаймляющего Татарский пролив с востока, кайнозойские отложения по сравнению с остальными районами прогиба, круто (до 50-80°) наклонены на запад, сильно нарушены сбросовыми и взбросовыми дислокациями. Перемещения по разломам колеблются в пределах десятков и сотен метров, достигая 5-4 км. К зоне разлома приурочены вулканические центры нижнего и верхнего миоцена и плиоцена. Для разломов характерны повышенная сейсмическая активность и флюидопроницаемость (Структура ..., 1996). Расчеты глубинных температур показали, что осадочному прогибу соответствует поднятие горячего астеносферного диапира, обусловившего расколы земной коры, образование рифтовых структур в основании прогиба, проявление магматической активности и прогрев



**Рис. 5.** Глубинное строение осадочного прогиба Татарского пролива. Вверху - карта-схема расположения профиля. Геологический возраст: PZ - палеозой, MZ - мезозой, K<sub>2</sub> - верхний мел, P - палеоген, N - неоген, Q - четвертичные отложения. 1 - положения очагов землетрясений; 2 - разломы; 3 - геологические слои; 4 - изотерма, °C; 5 - водная толща.

осадочной толщи. Астеносферный диапир мог быть дополнительным источником углеводородов и флюидных потоков, обеспечивающих активную гидротермальную деятельность и способствующих формированию месторождений нефти и газа (Rodnikov et al., 2001). Рифт Татарского пролива является северным продолжением спредингового центра, расположенного в глубоководной котловине Японского моря.

На рис. 5 показано глубинное строение литосферы под осадочным прогибом Татарского пролива, где выявлено Изильметьевское газовое месторождение.

Тектонические структуры **Сахалина** приурочены к северной меридиональной ветви Японо-Сахалинской островной дуги.

Остров Сахалин представляет фрагмент Азиатской континентальной окраины, отделённый от последней кайнозойской рифтовой структурой Татарского пролива. В связи с этим в пределах острова прослеживаются палеозойские и мезозойские-раннепалеогеновые образования, развитые в Сихотэ-Алине, хотя они и существенно нарушены здесь системой сближенных меридиональных сдвигов. Западную часть о. Сахалин занимают мощные (до 10 км) мел-палеогеновые турбидиты преддугового

прогиба Восточно-Сихотэалинского магматического пояса, под которыми погребены породы фундамента юрско-неокомовые и палеозойские интенсивно дислоцированные океанические образования. Восточнее эти породы древних океанических плит, претерпевшие интенсивный зеленосланцевый, глаукофановый, а местами и эклогитовый метаморфизм, образуют ограниченную сдвигами субмеридиональную зону Восточно-Сахалинских гор, откуда она трассируется на юг о-ва Сахалин в Сусунайскую зону и далее в зону Камуикотан о. Хоккайдо. Крайний восток о. Сахалин занимают фрагменты кампан-палеоценовой островной дуги, которые вместе с фрагментами меловой океанической плиты надвинуты на запад, на структуры Сахалина со стороны Охотоморской плиты. Участвующие в этих чешуйчатонадвиговых структурах базит-гипербазитовые отторженцы меловой океанической коры (ранее входящие в состав Охотоморской плиты) и создают, по-видимому, линейную магнитную аномалию вдоль восточного побережья о-ва Сахалин. Мощность земной коры составляет 30-35 км. Скорости по поверхности Мохоравичича варьируют от 7.8 до 8.3 км/с.

**Курильская котловина** Охотского моря относится к задуговым впадинам. В плане она



имеет форму клина, суживающегося к северу. Она оконтуривается по изобате 3000 м, средние глубины в районе полигона исследования 3200 м. Мощные (более 4000 м) толщи осадков залегают на “акустическом фундаменте”, вероятно, представляющем вулканогенно-осадочный слой, ниже которого прослеживается третий слой океанической коры с  $V_r = 6.4 = 6.8$  км/с мощностью до 5 км в центре впадины. Для впадины характерен высокий тепловой поток (Смирнов, Сугробов, 1980). “Акустический фундамент” сильно расчленен, по бортам развиты уступы, связанные с разломами. По результатам исследования МОВ (Снеговской, 1974) осадочный чехол подразделяется на два комплекса отложений. Верхний, возможно, плиоцен-четвертичного возраста мощностью до 800 - 1000 м характеризуется тонкой расслоенностью. Отложения нижнего комплекса в центральной части котловины имеют мощность свыше 3000 м и представляют собой акустически прозрачный слой. Осадочные отложения котловины подразделяются на две толщи. Верхняя сложена переслаивающимися турбидитами и вулканогенными осадками (пеплов) и охватывает миоцен-четвертичный стратиграфический интервал. Нижняя - пелагическими глинами и аргиллитами с редкими прослоями вулканического материала. Возраст толщи, учитывая скорость осадконакопления, устанавливается как мел-палеогеновый.

Многочисленные геофизические исследования фундамента показывают, что он сложен серией разрывных нарушений, фиксируемых в прибортовых частях, а также отдельными выступами основания, часто имеющими изометричную в плане и коническую в вертикальном сечении форму. Они перекрываются осадками и представляют, по-видимому, погребенные вулканические постройки (Туезов, 1975). Это подтверждается характером аномалий магнитного и гравитационного полей (Красный, 1990). Породы “акустического фундамента”, по-видимому, сложены основными вулканитами (базальтами и их туфами), чередующимися с вулканогенно-осадочными и кремнистыми образованиями, обломки которых драгированы с бортов впадины.

В центральной части Курильской котловины по сейсмическим данным выделяется рифтовая или спрединговая структура (Piip, Rodnikov, 2004). Эта структура резко выражена в верхних осадочных слоях. Разломы, форми-

рующие ее, проникают в верхнюю мантию, где зоны с аномально низкой (7.0-7.5 км/с) скоростью, возможно, представляют собой астеносферный диапир, содержащий очаги магмообразования. О распространении в верхней мантии под Курильской котловиной области частичного плавления свидетельствуют электромагнитные исследования (Ляпишев и др., 1987).

Для котловины характерен высокий тепловой поток. Наиболее высокие температуры в мантии, достигающие 1200°C, наблюдаются под Курильской котловиной на глубине около 25 км, образуя область частичного плавления (Смирнов, Сугробов, 1980). На поверхности дна Курильской котловины подъему горячей аномальной мантии соответствуют рифтовые структуры и основной магматизм.

Вполне вероятно, что образование котловины связано, как и всех задуговых бассейнов, с формированием рифтов северо-восточного простирания, следы которых выражены в резко расчлененном рельефе акустического фундамента, обычно отражаемом на сейсмических профилях там, где они проведены, и распространением базальтов, обнаруженных в основании чехла впадины.

**Курильская островная дуга** состоит из Большой островной дуги (внутренней, вулканической) и Малой островной дуги (внешней, тектонической), разделенных междуговым трогом. Острова Большой островной дуги сложены кайнозойскими вулканогенными и вулканогенно-осадочными породами, залегающими, судя по ксенолитам, на фундаменте, сложенном метаморфическими породами, кристаллическими сланцами, роговиками, габброидами, диоритами и плагиогранитами. Мощность коры достигает 30 - 35 км. Охотоморский склон дуги осложнен подводными вулканами, приуроченными к разломам. Они сложены четвертичными базальтовыми, андезибазальтовыми и андезитовыми лавами, переслаивающимися с рыхлыми отложениями. В поднятых при драгировании обломках и глыбах эффузивов установлена вкрапленность сульфидных минералов: пирита, марказита, пирротина, халькопирита, дигенита и ковеллина (Кононов, 1989).

Малая островная дуга сложена в основном верхнемеловыми образованиями. Породы фундамента сложены полосчатыми габбро, габбро-норитами, серпентинизированными перидотитами. Они слагают аллохтонные пластины, в верхней части которых заключены

комплексы параллельных даек (Пушаровский, Меланхолина, 1992).

Междуговой прогиб расположен между внешней и внутренней островными дугами, контакт с которыми происходит по системе разломов. Ширина прогиба 45 - 60 км. Сложен он неогеновыми и четвертичными туфогенно-осадочными образованиями. Мощность осадков в осевой зоне превышает 3 км, но сейсмическими исследованиями подошва осадочного слоя не прослежена. Очевидно, что сейсмические исследования выявили не полный разрез осадочно-вулканагенных образований. На основании анализа расчета верхних кромок аномалобразующих тел, вероятно, можно ожидать в наиболее погруженных частях прогиба наличие геологического фундамента на глубинах 5-6 км. Распространение вулканагенных пород в отложениях прогиба связано с рифтообразованием, структуры которого в настоящее время перекрыты мощными рыхлыми осадками, эффузивами среднего состава, а также туфами, туфобрекчиями и туфопесчаниками.

**Курило-Камчатский желоб** в районе полигона геотраверса оконтуривается изобатой 7000 м и имеет характерный асимметричный поперечный профиль. Приостровной склон круче ( $7-10^{\circ}$ , местами до  $15^{\circ}$ ), чем приокеанский ( $5-7^{\circ}$ , в верхней части  $3-5^{\circ}$ ) (Васильев и др., 1979). С океанской стороны желоба по самому краю Тихого океана протягивается пологое поднятие - вал Зенкевича, имеющее превышение 200-400 м над ложем океана при ширине до 300 км. Большая часть желоба выстилается осадочной толщиной первого океанического слоя, нередко перекрытого маломощными (десятки м) турбидитными образованиями или же оползневой линзой (Строение дна..., 1983; Структура..., 1996). Океанический склон разбит многочисленными разломами типа сбросов, большинство которых сечет только второй слой, но некоторые пересекают и первый, выражаясь в рельефе в виде уступов высотой 50-200 м. Плоскости разломов обычно наклонены к оси желоба под углом  $30-60^{\circ}$ . Расстояние между разломами 1 - 5 км (Васильев и др., 1979). Для осевой части желоба характерны низкие значения теплового потока. На большинстве сейсмических профилей (Строение дна ..., 1983) в осевой части желоба наблюдается погружение кровли второго сейсмического слоя океанического склона под островной склон на прослеживаемое расстояние до 12 км с углом наклона  $5 - 7^{\circ}$ .

**Северо-Западная котловина Тихого океана.** Геотраверс проходит в пределах вала Зенкевича и обширной равнины, простирающейся к востоку до поднятия Шатского со средними глубинами 5000 - 5500 м. Вал Зенкевича представляет краевое океаническое поднятие, выделяемое по изобате 5500 м шириной 300 - 350 км с превышением над ложем океана на 200 - 400 м (Строение дна ..., 1984). Мощность осадков незначительна (300 - 350 м), и часто породы второго слоя океанической коры, сложенные базальтами, относящимися к толеитам, выходят на поверхность дна вблизи осевой зоны желоба. Обычно эти породы связаны с горстовыми выступами (Тектоника ..., 1983). При драгировании кроме базальтов были подняты обломки туфов, алевролитов, граувакк, аргиллитов, кремнистых пород, роговиков, метасланцев, андезитов, диабазов, фельзит-порфиоров, гранодиоритов, гранитов и аплитов (Васильев и др., 1979). Калий - аргоновый возраст драгированных базальтов из выходов акустического фундамента краевого вала находится в пределах 80.1 - 32.6 млн. лет (от позднего мела по олигоцен включительно), а возраст гранодиоритов равен 103 млн. лет (ранний мел). Такой разброс возрастов по мнению специалистов, исследовавших крайовой вал (Тектоника ..., 1983), свидетельствует о длительности последнего этапа магматической активности в пределах вала. На юго-востоке вал плавно переходит в ложе океана, образующее равнину, осложненную мелкими и крупными холмами.

Северо-западная котловина, имеющая по геолого-геофизическим данным самую древнюю кору (около 150 млн. лет), покрыта по всей площади сплошным осадочным чехлом средней мощностью 300 - 400 м. Чехол сложен, судя по скважинам DSDP 303 и 580 (Larson et al., 1975), диатомовыми и радиоляриевыми илами и слоистыми глинами, обогащенными пеплом позднемiocенового-четвертичного возраста, залегающими на цеолитовых пелагических глинах, глинистых наноилах и кремнистых породах. На глубине 211 м эти отложения подстилаются нижнемеловыми пелагическими цеолитовыми глинами, в нижней части разреза с прослоями кремнистых сланцев и нанопланктонных известняков. На глубине 284.75 м осадочные отложения подстилаются подушечными лавами палеотипных базальтов. В скважине выделено несколько пластов пиллоу-лав, представленны-

ми мелкозернистыми базальтами с прожилками кальцита, монтмориллонита и халцедона.

**Верхняя мантия** под Охотским морем характеризуется как горизонтальными, так и значительными вертикальными неоднородностями. Она несколько разуплотнена, по сравнению с Тихим океаном (Болдырев и др., 1993). По данным сейсмической томографии (Андерсон, Дзевонский, 1984; Vijwaard et al., 1998), в верхней мантии под Охотским морем отмечаются пониженные значения сейсмических скоростей как и под Японским и Филиппинским морями, а в Курильской котловине, на основе электромагнитных исследований, в верхней мантии в интервале глубин 30 - 65 км выделен слой с удельной проводимостью 0.3 - 0.5 См/м и интегральной проводимостью около 15000 См (Ляпишев и др., 1987). Природа слоя связывается с частичным плавлением, а его распространение ограничивается пределами котловины. На глубине более 100 км возможно выделение второго проводящего слоя. Полученные результаты согласуются с глубинными температурами в верхней мантии, сейсмическими исследованиями и другими геофизическими данными (Maquyama et al., 1997).

*Астеносфера* в верхней мантии выделена, в основном, по геотермическим данным (Структура..., 1996). Под астеносферой понимается слой в верхней мантии, в котором вещество находится при температуре, близкой к температуре плавления, в связи с чем в нем понижается вязкость, и в определенных условиях возникают магматические очаги. За верхнюю поверхность астеносферы принята изотерма 1000<sup>0</sup> - 1200<sup>0</sup>С. При таких температурах происходит частичное плавление пород верхней мантии с учетом влияния глубинных флюидов (Смирнов, Сугробов, 1980; Структура..., 1996).

На основе этих расчетов астеносфера располагается в верхней мантии в Охотском море на глубине 50 - 70 км, а под Северо-Западной котловиной Тихого океана на глубине около 100 км. От астеносферы отходят диапиры частичного плавления вещества, которые достигают глубины 20-30 км под осадочным трогом Татарского пролива, впадиной Дерюгина и Курильской котловиной, обуславливая активный тектонический режим, проявляющийся в вулканической, сейсмической и гидротермальной деятельности (рис. 6 на 4 стр. обложки).

На Сахалине проводящий астеносферный слой распространен в верхней мантии под всем

островом и под Татарским проливом, где он наблюдается на глубине около 80 км. Вдоль восточной окраины материка в верхней мантии наблюдается стык высокопроводящих слоев астеносферы с жесткой высокоомной верхней мантией континента. Кроме того, под Сахалином в интервале глубин 300-500 км прослеживаются аномально высокоомные области, связанные, возможно, с прохождением здесь холодной погружающейся плиты субдукционной зоны. Под островами Южных Курил в полосе геотраверса глубина до электропроводящего слоя в верхней мантии составляет 60 - 80 км (Альперович и др., 1978). Результаты электромагнитных исследований подтверждаются геотермическими наблюдениями.

Наиболее высокие температуры наблюдаются под Курильской котловиной, где область частичного плавления расположена на глубине около 25 км. Наиболее низкие значения отмечены под глубоководным желобом (Смирнов, Сугробов, 1980). На поверхности дна Курильской котловины подъему аномальной мантии соответствуют рифтовые структуры и основной магматизм.

Под Северо-Сахалинской осадочной впадиной, содержащей почти все нефтегазовые месторождения Сахалина, астеносфера в настоящее время расположена на глубине около 70 км (Структура ..., 1996). Глубинные температуры на границе Мохо варьируют от 100<sup>0</sup>С в Тихом океане до 800<sup>0</sup>С под Татарским проливом и Курильской котловиной, а под впадиной Дерюгина астеносфера подступает непосредственно к подошве коры.

Таким образом, максимальные температуры и минимальная мощность литосферы характерны для глубоководных котловин Охотского моря. В осевых частях этих структур астеносферный слой поднимается до 15 км, на флангах опускается до глубин 40 - 50 км, а под Тихим океаном - до глубины 100 км.

## ВЫВОДЫ

Отличительной особенностью глубинного строения переходной зоны от Евразийского континента к Тихому океану в районе Охотского моря является распространение в верхней мантии астеносферного слоя, от которого отходят диапиры аномальной мантии, процессы в которых обуславливают формирование структур земной коры.

Отмечается корреляция между геологическими структурами, тектоно-магматической

активностью и строением верхней мантии. Тектонически активным регионам, таким как островные дуги, рифтовые структуры окраинных морей соответствует мощная наиболее полно выраженная астеносфера, генерирующая магму.

На поверхности поднятия астеносферы соответствуют рифтовые образования и излияния, в основном, толеитовых магм. Они располагаются в зонах растяжения и проявляются на фоне уменьшения мощности литосферы и высокого теплового потока.

Подтверждена связь теплового потока с тектоно-магматической активностью. Она выражается в увеличении теплового потока при омоложении возраста тектогенеза. Увеличение плотности теплового потока обусловлено внедрением в литосферу астеносферных диапиров, вызывающих тектоно-магматическую переработку.

Чем выше уровень залегания астеносферы, тем выше значения теплового потока и более молодой возраст излияния толеитовых базальтов. При уровне залегания астеносферы, достигающем примерно 20 км, происходит раскол литосферы, образование междугловых прогибов, вдоль осевых линий которых образуются рифтовые структуры с излияниями толеитовых базальтов.

Отмечается соотношение: апвеллинг астеносферы к подошве коры островной дуги; раскол литосферы с формированием междугловых трогов; образование магматических очагов в коре и мантии; рифтогенез на поверхности с толеитовым магматизмом и гидротермальным проявлением сульфидов.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты № 04 07-90194 и 05-05-65102), ДВО РАН (проект 05-3-А-08-104), ФЦП «Интеграция науки и высшего образования России на 2002-2006 гг.» (проект Э0334) и ведущих научных школ (проект №-НШ-2294. 2003.5).

#### Список литературы

Андерсон Д.Л., Дзевонский А.М. Сейсмическая томография // В мире Науки, 1984. № 12. С. 23-34.

Альперович И.М., Никифоров В.М., Усанова М.И. Магнитотеллурические исследования на о. Итуруп // Физика Земли. 1978. № 1. С. 120-123.

Апродов В.А. Вулканы. М.: Мысль, 1982. 367 с.

Белоусов В.В. Столетие международного сотрудничества в изучении Земли // Структура и динамика зон перехода от континента к океану / Отв. ред.: В.В. Белоусов, М.Е. Артемьев, А.Г. Родников. М.: Наука, 1986. С. 6-13.

Бикенина С.К., Аносов Г.И., Аргентов В.В., Сергеев К.Ф. Структура земной коры южной части Охотского моря по сейсмическим данным. М.: Наука, 1987. 87 с.

Болдырев С.А., Гайнанов А.Г., Строев П.А. Плотностные неоднородности литосферы и динамика развития северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса // Морские гравиметрические исследования. М.: Национальный геофизический комитет, 1993. С. 106-128.

Бондаренко В.И., Рашидов В.А. Новые данные о морфологии подводных вулканических хребтов Гидрографов и Броутона (Курильская островная дуга) // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2004. № 4. С. 51-58.

Ваньян Л.Л., Шиловский П.П. Глубинная электропроводность океанов и континентов. М.: Наука, 1983. 88 с.

Варнавский В.Г. О перспективах нефтегазности приматерикового шельфа Татарского пролива // Тихоокеанская геология. 1994. № 3. С. 33-44.

Васильев Б.И., Ильцов Э.Г., Суворов А.А. Геологическое строение юго-западной части Курильской системы дуга-желоб. М.: Наука, 1979. 106 с.

Гайнанов А.Г., Исаев С.И., Удинцев Г.Б. Магнитные аномалии и морфология дна островных дуг северо-западной части Тихого океана // Океанология. 1968. Т. 8. Вып. 6. С. 1017-1024.

Геолого-геофизический атлас Курило-Камчатской островной системы / Отв. ред. Сергеев К.Ф., Красный М.Л. Л.: ВСЕГЕИ, 1987. 36 листов.

Гонтовая Л.И., Левина В.И., Санина И.А. и др. Скоростные неоднородности литосферы под Камчаткой // Вулканология и сейсмология. 2004. № 3. С. 3-11.

Горшков Г.С. Вулканизм Курильской островной дуги. М.: Наука, 1967. 288 с.

Гущенко И.И. Извержения вулканов мира. Каталог. М.: Наука, 1979. 475 с.

Затонский Л.К., Канаев В.Ф., Удинцев Г.Б. Геоморфология подводной части Курило-Камчатской дуги // Океанографические исследования. 1961. № 3. С. 124-136.

Злобин Т.К. Структура земной коры и верхней мантии Курильской островной дуги. Владивосток: ДВО АН СССР, 1987. 120 с.

- Камчатка, Курильские и Командорские острова / Отв. ред. Лучицкий И.В. М.: Наука, 1974. 469 с.
- Козловский Е.А., Зайченко В.Ю., Ерохов В.А. и др.* Достижения и перспективы глубинных исследований Земли // Советская геология. 1987. № 11. С. 2-20.
- Кононов В.В.* Рудная минерализация подводных вулканических зон острова Итуруп // Геология дна Тихого океана и зоны перехода к Азиатскому континенту / Отв. ред. Васильев Б.И. Владивосток: ДВО АН СССР, 1989. С. 135-138.
- Кочергин Е.В., Павлов Ю.А., Сергеев К.Ф.* Геомагнитные аномалии Курильской и Рюкю островных систем. М.: Наука, 1980. 126 с.
- Красный М.Л.* Геофизические поля и глубинное строение Охотско-Курильского региона. Владивосток: ДВО АН СССР, 1990. 162 с.
- Ляпишев А.М., Сычев П.М., Семенов В.Ю.* Структура электропроводности верхней мантии Курильской котловины Охотского моря // Тихоокеанская геология. 1987. № 4. С. 45-55.
- Натальин Б.А., Фор М., Монье П. и др.* Анюйский метаморфический купол (Сихотэ-Алинь) и его значение для мезозойской геодинамической эволюции Восточной Азии // Тихоокеанская геология. 1994. № 6. С. 3-25.
- Никифорова Н.Н., Ахмадулин В.А., Порай-Кошиц А.М. и др.* Глубинные магнитотеллурические исследования в Хабаровском крае // Глубинные электромагнитные зондирования Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1980. С. 42-43.
- Объяснительная записка к Тектонической карте Охотоморского региона масштаба 1: 2500000 / Отв. ред. Богданов Н.А., Хаин В.Е. М.: ИЛОВМ, 2000. 193 с.
- Подводный вулканизм и зональность Курильской островной дуги / Отв. ред. Пушаровский Ю.М. М.: Наука, 1992. 528 с.
- Пушаровский Ю.М., Меланхолина Е.Н.* Тектоническое развитие Земли. Тихий океан и его обрамление. М.: Наука, 1992. 263 с.
- Рашидов В.А., Бондаренко В.И.* Подводный вулканический массив Эдельштейна (Курильская островная дуга) // Вулканология и сейсмология. 2003. № 1. С. 3-13.
- Рашидов В.А., Бондаренко В.И.* Геофизические исследования подводного вулкана Крылатка (Курильская островная дуга) // Вулканология и сейсмология. 2004. № 4. С. 65-76.
- Родников А.Г.* Международный проект «Геотраверс»: задачи, проблемы, перспективы // Вестник Академии Наук СССР. 1986. № 2. С. 101-106.
- Родников А.Г., Сергеева Н.А., Забаринская Л.П., Родкин М.В.* Международный проект «Геотраверс»: результаты геолого-геофизических исследований // Тез. докл. пятых геофизических чтений им. В.В. Федынского. Москва: ГЕОН, 2003. С. 35-36.
- Родников А.Г., Сергеева Н.А., Забаринская Л.П., Родкин М.В.* Особенности строения литосферы окраинных и внутренних морей // Геофизика XXI столетия: 2002 год // Сборник трудов Четвертых геофизических чтений имени В.В. Федынского (28 февраля - 02 марта 2002 г., Москва). М.: Научный мир, 2003. 468 с.
- Смирнов Я.Б.* Геотермическая карта Северной Евразии и методы анализа термической структуры литосферы. М.: ГИН, 1986. 180 с.
- Смирнов Я.Б., Сугробов В.М.* Земной тепловой поток в Курило-Камчатской и Алеутской провинциях // Вулканология и сейсмология. 1980. № 2. С. 3-17.
- Снеговской С.С.* Исследование МОВ и тектоника южной части Охотского моря и прилегающей окраины Тихого океана. Новосибирск: Наука, 1974. 86 с.
- Строение дна Охотского моря / Отв. ред. Белоусов В.В. и Удинцев Г.Б. М.: Наука, 1981. 176 с.
- Структура и динамика литосферы и астеносферы Охотоморского региона / Отв. ред. Родников А.Г., Туезов И.К. и Харахинов В.В. М.: Национальный геофизический комитет, 1996. 338 с.
- Тараканов Р.З.* Модель строения среды в фокальной зоне и прилегающей к ней мантии для Курило-Японского региона // Новые данные о строении коры и верхней мантии Курило-Камчатского и Японского регионов. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1978. С. 111-126.
- Тектоника северо-западной части Тихого океана / Отв. ред. Родников А.Г. М.: Наука, 1983. 120 с.
- Тектоническая карта Охотоморского региона. Масштаб 1: 2500000 / Ред. Богданов Н.А. и Хаин В.Е. М.: Институт литосферы окраинных и внутренних морей, 2000.
- Тронов Ю.А., Харахинов В.В., Кононов В.Е., Пудиков Э.Г.* Северо-Татарский нефтегазоносный бассейн // Тихоокеанская геология. 1987. № 6. С. 45-49.
- Туезов И.К.* Литосфера Азиатско-Тихоокеанской зоны перехода. Новосибирск: Наука, 1975. 232 с.

Туезов И.К. Карта теплового потока Тихого океана и прилегающих континентов. Хабаровск: ДВО АН СССР, 1988. 33 с.

Федотов С.А., Ернышев С.Д. Долгосрочный сейсмический прогноз для Курило-Камчатской дуги: достоверность в 1986-2000 гг., развитие метода и прогноз на 2001-2005 гг. // Вулканология и сейсмология. 2002. № 6. С. 3-24.

Федорченко В.И., Абдурахманов А.И., Родионова Р.И. Вулканизм Курильской островной дуги. Геология и петрогенезис. М.: Наука, 1989. 239 с.

Филатова Н.И. Меловая эволюция континентальной окраины в контексте глобальных событий // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1998. Т. 6. № 2. С. 1-15.

Филатова Н.И. Кайнозойские зоны растяжения в обрамлении Японского моря // Геотектоника. 2004. № 6. С. 76-88.

Ханчук А.И. Палеогеодинамический анализ формирования рудных месторождений Дальнего Востока России. Владивосток: Дальнаука, 2000. 276 с.

Bijwaard H., Spakman W., Engdahl E.R. Closing the gap between regional and global travel time

tomography // J. Geoph. Res. 1998. Vol. 103. B12. P. 30055-30078.

Hilde T.W.C., Uyeda S., Kroenke L. Evolution of the Western Pacific and its margin // Tectonophysics. 1977. Vol. 38. № 1-2. P. 145-165.

Larson R.L., Moberly R. et al. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. 1975. Vol. 32. Washington (U.S. Government Printing Office). 900 p.

Maruyama S., Isozaki Y., Kimura J. and Terabayashi M. Paleographic maps of the Japanese Islands: Plate Tectonic Synthesis from 750 a to the present // The Island Arc. 1997. Vol. 6. Issue 1. March. P. 91-120.

Piip V. B., Rodnikov A.G. The Sea of Okhotsk crust from deep seismic sounding data // Russian Journal of Earth Sciences. 2004. Vol. 6. № 1. P. 1-14.

Rodnikov A.G., Sergeyeva N. A., Zabarinskaya L. P. Deep structure of the Eurasia-Pacific transition zone // Russian Journal of Earth Sciences. 2001. Vol. 3. № 4. P. 293-310.

Simkin T., Siebert L. Volcanoes of the World. Geoscience Press, Inc. Tusson, Arizona. 1994. 349 p.

## THE OKHOTSK SEA GEOTRAVERSE

A.G. Rodnikov<sup>1</sup>, L.P. Zabarinskaya<sup>1</sup>, V.B. Piip<sup>2</sup>, V.A. Rashidov<sup>3</sup>,  
N.A. Sergeyeva<sup>1</sup>, N.I. Filatova<sup>4</sup>

<sup>1</sup> Geophysical Center, RAS, Moscow, 11999, Russia; e-mail: rodnikov@wdbc.ru

<sup>2</sup> Moscow State University named after M.V. Lomonosov, Moscow, 119899, Russia;

<sup>3</sup> Institute of Volcanology and Seismology, FED RAS, Petropavlovsk-Kamchatsky, 683006, Piip Blvd, 9, Russia;

<sup>4</sup> Geological Institute RAS, Moscow, 109117, Russia

The deep structure of the transition zone from the Asian continent to the Pacific Ocean was investigated under the Geotransverse International Project along the deep section of the tectonosphere, including the lithosphere and the asthenosphere. The profile of the geotransverse crosses the Mesozoic structures of the Sikhote-Alin, the rift of the Tatar Strait, the Cenozoic formations of Sakhalin I., the Kuril Basin of the Okhotsk Sea, the volcanic structures of the Kuril Island Arc, the Kuril Trench, and the Mesozoic plate of the Northwest Pacific Basin. The length of this profile is 2000 km with a depth of 100 km. A distinctive feature of the transitional zone is the presence of an asthenospheric layer in the upper mantle and the rising of the diapirs of a hot anomalous mantle material, which controlled the formation of the geological structures of region. There is an obvious correlation among the geological features, tectonomagmatic activity, and the structure of the upper mantle. The tectonically active regions, such as the island arcs and the rifts of the marginal seas, correlate with a thick, clearly expressed magma-generating asthenosphere.