РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК

ГЕОФИЗИЧЕСКИЙ ЦЕНТР РАН
ИНСТИТУТ ВУЛКАНОЛОГИИ И СЕЙСМОЛОГИИ ДВО РАН

RUSSIAN ACADEMY OF SCIENCES

GEOPHYSICAL CENTER RAS
INSTITUTE OF VOLCANOLOGY AND SEISMOLOGY FEB RAS

A.G. Rodnikov, L.P. Zabarinskaya,
V.A. Rashidov, N.A. Sergeyeva

GEODYNAMIC MODELS OF THE DEEP STRUCTURE BENEATH THE NATURAL DISASTER REGIONS OF ACTIVE CONTINENTAL MARGINS

Moscow
Scientific World
2014

А.Г. Родников, Л.П. Забаринская,
В.А. Рашидов, Н.А. Сергеева

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ РЕГИОНОВ ПРИРОДНЫХ КАТАСТРОФ АКТИВНЫХ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОКРАИН

Москва
Научный мир
2014

УДК 551
ББК 26.325; 26.823
Р60

По рекомендации Ученого совета Геофизического центра РАН
Инициативный проект РФФИ № 12-05-00029-а

Родников А.Г., Забаринская Л.П., Рашидов В.А., Сергеева Н.А.

Р60 ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ РЕГИОНОВ ПРИРОДНЫХ КАТАСТРОФ АКТИВНЫХ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОКРАИН. – М.: Научный мир, 2014. – 172 с.: илл.

ISBN 978-5-91522-392-8

Произошедшие за последние годы многочисленные природные катастрофы, в целом, требуют разработки новой стратегии и тактики исследования современных геологических процессов. Одно из направлений исследований в этой области включает построение геодинамических моделей глубинного строения земной коры и верхней мантии на основе комплексной интерпретации геолого-геофизических данных. Регион исследования охватывает переходную зону от Евразийского континента к Тихому океану. Геодинамические модели глубинного строения построены через регионы Охотского, Японского, Филиппинского и Южно-Китайского морей, характеризующиеся повышенной сейсмичностью, частыми извержениями вулканов и другими природными катастрофами. Для построения геодинамических моделей использовались результаты геологических, геоморфологических, сейсмических, сейсмологических, петрологических, геотермических, магнитных, электромагнитных и гравиметрических исследований, данные GPS и палеотектонические реконструкции. Построение геодинамических моделей глубинного строения регионов природных катастроф может быть значительным вкладом в общую программу изучения глубинного строения и геодинамической обстановки районов исследований, необходимую для дальнейшей оценки рисков в той или иной зоне и подготовки действий населения на случай природной катастрофы.

Издание осуществлено при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований, проект № 14-05-07018, не подлежит продаже.

Rodnikov A.G., Zabarinskaya L.P., Rashidov V.A., Sergeyeva N.A.

GEODYNAMIC MODELS OF THE DEEP STRUCTURE BENEATH THE NATURAL DISASTER REGIONS OF ACTIVE CONTINENTAL MARGINS. – Moscow: Scientific World, 2014. – 172 p.: ill.

Numerous natural disasters, which have occurred in recent years, require the development of a new approach in research of modern geological processes. One of the directions of research in this domain of science includes creation of geodynamic models of the crust and upper mantle structure using the results from geological and geophysical studies. The area of research includes the transition zone between the Eurasian continent and the Pacific Ocean. Geodynamic models of deep structure were constructed for the Sea of Okhotsk, Sea of Japan, Philippine Sea and South China Sea regions, characterized by high seismicity, frequent volcanic eruptions and other natural hazards. The construction of these geodynamic models was based on the results of geological, geomorphological, seismic, seismological, petrological, geothermal, magnetic, electromagnetic and gravimetric researches; in addition the velocities of GPS stations and paleotectonic reconstruction were used for this. The development of geodynamic models of the deep structure of natural disaster regions can make a significant contribution to the general program studying the deep structure and geodynamic situation of the research areas, essential for a further assessment of risks in this or that zone and development of recommendations to the population on actions in case of natural hazards.

ISBN 978-5-91522-392-8

© Коллектив авторов Геофизического центра РАН
и Института вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, 2014
© Научный мир, 2014

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение 7

Метод исследования 12

Глава 1. **Глубинное строение континентальных окраин региона Охотского моря** 14
Используемые данные 14
Тектоническое положение 15
Тепловой поток 17
Магнитное поле 19
Электромагнитные исследования 20
Гравитационное поле 21
Сейсмичность 22
Вулканизм 24
Глубинное строение 28
Выводы 55

Глава 2. **Глубинное строение континентальных окраин региона Японского моря** 56
Используемые данные 57
Тектоническое положение 57
Тепловой поток 61
Магнитное поле 63
Гравитационное поле 65
Сейсмичность 66
Вулканизм 68
Глубинное строение 70
Выводы 83

Глава 3. **Глубинное строение континентальных окраин региона Филиппинского моря и Северо-Китайской равнины** 85
Тектоническое положение 85
Тепловой поток 85
Магнитные аномалии и электропроводность 88

Гравитационное поле 89
Геоид 91
Сейсмичность 92
Вулканизм 92
Глубинное строение 99
Выводы 111

Глава 4. **Глубинное строение континентальных окраин региона Южно-Китайского моря** 114
Тектоническое положение 116
Тепловой поток 117
Магнитное поле 118
Гравитационное поле 120
Сейсмичность 122
Вулканизм 123
Глубинное строение 128
Выводы 136

Заключение 139

Литература 144

К оглавлению

ВВЕДЕНИЕ

Современный этап развития наук о Земле характеризуется особым вниманием к исследованию глубинного строения планеты, вызванным необходимостью решения теоретических проблем геодинамики, эффективному прогнозированию скрытых на глубине полезных ископаемых, изучению вопросов сейсмического районирования территорий, предсказанию стихийных бедствий, а также изучению проблем, связанных с сохранением окружающей среды. Поэтому одним из важных научных направлений является изучение глубинных причин геологических явлений с целью прогноза, оценки и уменьшения опасности от природных катастроф, в особенности от землетрясений и извержений вулканов.

Произошедшие за последние годы многочисленные природные катастрофы, существенным образом изменившие подходы к изучению сейсмической, вулканической и других природных опасностей, в целом, требуют разработки новой стратегии и тактики исследования современных геологических процессов. Одно из направлений исследований в этой области включает построение геодинамических моделей глубинного строения регионов, в которых часто происходят природные катастрофы, на основе комплексной интерпретации всех доступных геолого-геофизических данных. Для построения эффективных геодинамических моделей необходимо привлечение различных специалистов: геологов, геоморфологов, геофизиков, сейсмологов, вулканологов, математиков, физиков и программистов.

Построение геодинамических моделей регионов природных катастроф, в частности активных континентальных окраин, дает возможность:

– изучить глубинное строение недр Земли под сейсмоопасными зонами, вулканическими областями, регионами минерагении и осадочными впадинами;

– исследовать роль глубинных процессов, протекающих в мантии, в формировании структур земной коры, представить динамику развития регионов;

– провести корреляцию между геологическими структурами, тектоно-магматической активностью, гидротермальными проявлениями и строением верхней мантии;

– выделить зоны повышенного риска, что позволит предотвратить неэффективную экономическую деятельность в этих регионах и максимально уменьшить ущерб от возможных катастроф.

Регион исследования охватывает переходную зону от Евразийского континента к Тихому океану, включающую восточные окраины Азии, Охотское, Японское, Филиппинское и Южно-Китайское окраинные моря, Японо-Сахалинскую, Курильскую, Марианскую, Рюкю, Филиппинскую и Индонезийскую островные дуги (рис. 1).

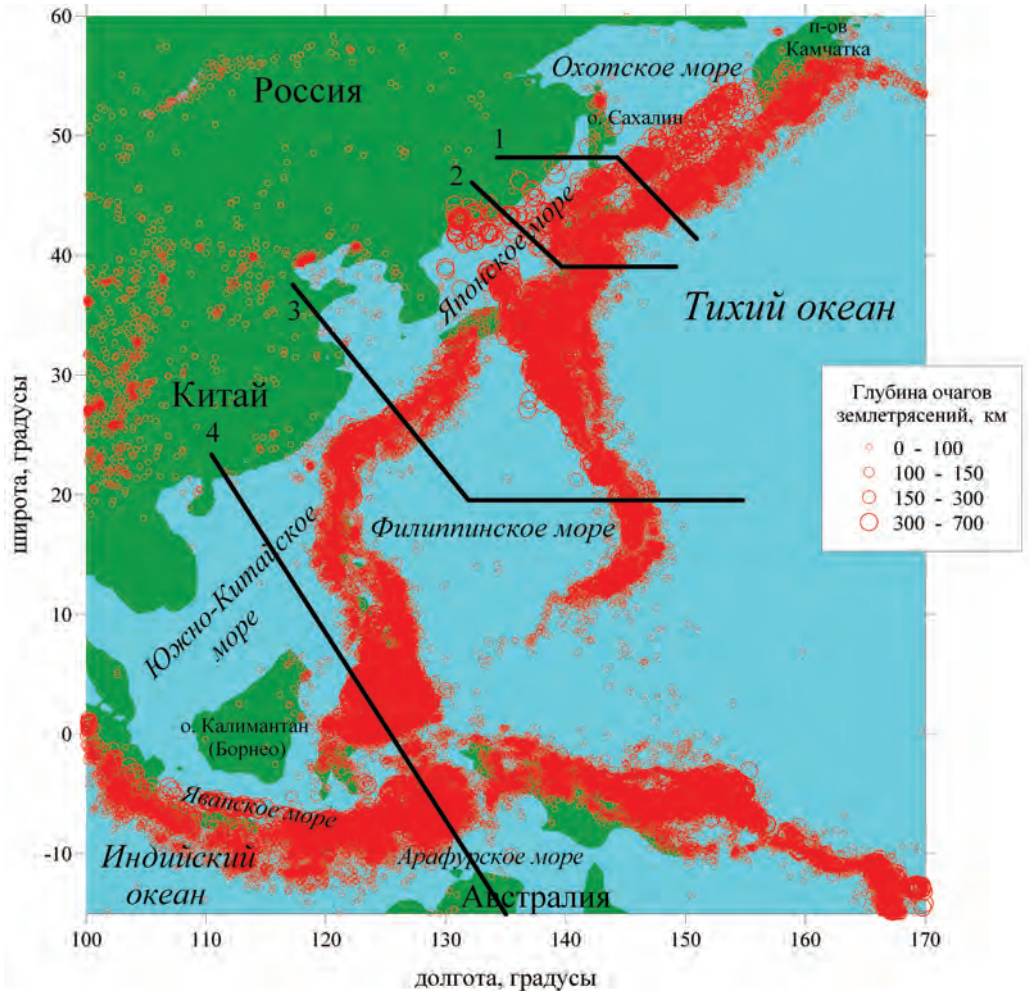


Рис. 1. Регион исследования – переходная зона от Евразийского континента к Тихому океану с профилями геолого-геофизических разрезов

1– геотраверс через регион Охотского моря; 2 – геотраверс через регион Японского моря; 3 – геотраверс через регион Филиппинского моря и Северо-Китайской равнины; 4 – геотраверс через регион Южно-Китайского моря.

Эпицентры землетрясений (красные кружки) нанесены за период с 1973 по 2014 г. с $M \geq 3.5$ (National…)

Континентальные окраины региона исследования характеризуются высокой сейсмичностью, вулканизмом и другими природными катаклизмами, опасными для проживающего здесь населения. В связи с этим они являются объектом исследований разных стран по международным и национальным проектам. В Геофизическом центре РАН (ГЦ РАН) изучение глубинного строения активных континентальных окраин Земли выполняется по международным проектам «Геотраверс»,

«InterMARGINS» (The International Margins Program – Международная программа изучения континентальных окраин) и «GeoPRISMS» (Geodynamic Processes at Rifting and Subducting Margins – Геодинамические процессы при рифтогенезе и субдукции в пределах континентальных окраин) (Белоусов, 1986; Козловский и др., 1987; Родников, 1986, 2006; Rodnikov et al., 2009). Геодинамические модели глубинного строения построены для регионов Охотского, Японского, Филиппинского и Южно-Китайского морей (Родников и др., 2005, 2007а,б, 2010, 2011а).

Земная кора переходной зоны разбита на отдельные плиты, находящиеся в постоянном движении друг относительно друга, а некоторые плиты испытывают погружение под другие, что приводит к извержениям вулканов и катастрофическим землетрясениям, часто сопровождающимся цунами. По данным наблюдений GPS (Global Positioning System – Глобальная система позиционирования) (Global Positioning...), наибольшая скорость движения характерна для Тихоокеанской плиты, которая перемещается в северо-западном направлении со скоростью 72.6 мм/год. Скорость перемещения падает на стыке Тихоокеанской плиты с Филиппинской плитой в районе Марианского желоба до 22 мм/год. Евразийская плита движется навстречу Тихоокеанской в юго-восточном направлении со средней скоростью порядка 30.2 мм/год. Индо-Австралийская плита, по данным наблюдений, движется в северо-восточном направлении со скоростью 64.3 мм/год (рис. 2).

Построение геодинамических моделей глубинного строения активных континентальных окраин Дальнего Востока было предпринято в 1970-е годы во время советско-японского научного сотрудничества. На советско-японском симпозиуме, проходившем в Южно-Сахалинске в октябре 1976 г., была утверждена программа сотрудничества по проекту «Геотраверс», предусматривающая построение глубинного геолого-геофизического разреза литосферы через Приморье, Японское море, о. Хонсю, Японский глубоководный желоб, которая была успешно выполнена (Родников и др., 1982; Rodnikov et al., 1985). Затем в 1983 г. в Таллине на сессии по международным геолого-геофизическим атласам Атлантического и Тихого океанов советские и японские ученые обсудили программу исследований, необходимую для построения нового геотраверса через регион Филиппинского моря. Для сравнения предполагалось рассмотреть глубинное строение прилегающих районов Северо-Китайской равнины, представляющей часть древней континентальной платформы, и Северо-Западной котловины Тихого океана. На заседании рабочей группы по проекту «Геотраверс» в Хабаровске в 1985 г. был выбран профиль геотраверса, проходящий через Северо-Западную котловину Тихого океана, Марианский желоб, Марианскую островную дугу, котловины Филиппинского моря – Паресе-Вела и Западно-Филиппинскую, островную дугу Рюкю, Восточно-Китайское море и Северо-Китайскую равнину. В пределах региона Филиппинского моря было выполнено бурение с научно-исследовательского судна (НИС) «Гломар Челленджер», что дало возможность детально изучить строение земной коры и определить возраст образования глубоководных впадин. Советская сторона проекта организовала рейс НИС «Вулканолог», в котором были проведены комплексные геолого-геофизичес-

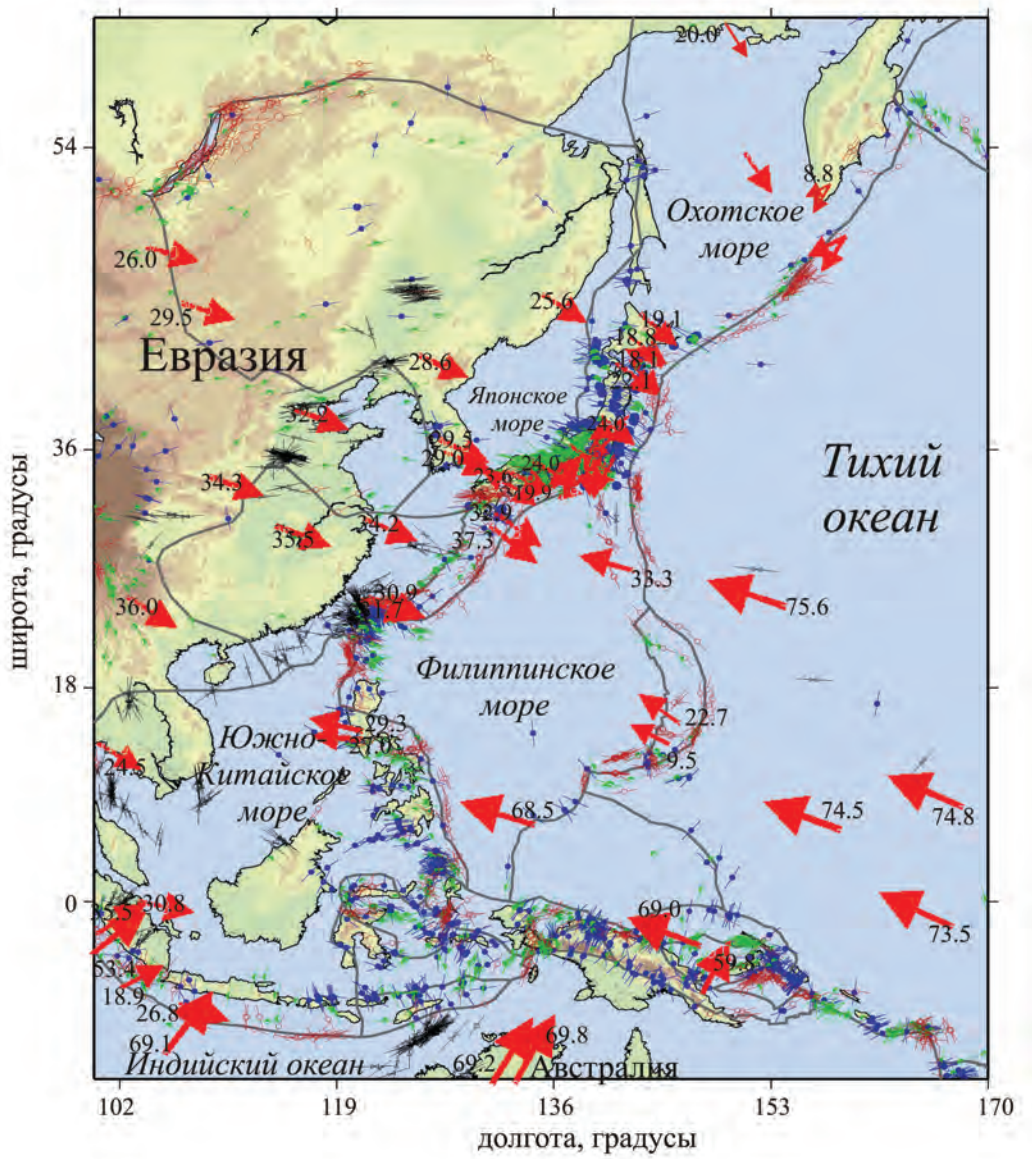


Рис. 2. Схема движения плит в переходной зоне от Евразии к Тихому океану, по данным наблюдений на наземных GPS станциях за период 2002–2012 гг. (Global Positioning...)

Стрелками показаны направления движения плит, рядом указаны скорости, мм/год.

Основа – карта напряжений (World Stress…) с обозначением пунктов измерения напряжений в земной коре. Черные линии – границы плит, красным отмечены нормальные разломы, зеленым – сдвиги, синим – надвиги, черным – режим напряжений не определен

кие исследования, а японская сторона выполнила исследования в рейсе НИС «Хакухо-Мару», в котором было проведено драгирование дна Филиппинского моря и Северо-Западной котловины Тихого океана. На Северо-Китайской равнине китайскими участниками проекта было выполнено глубинное сейсмическое зондирование. Геотраверс был опубликован в Международном геолого-геофизическом атласе Тихого океана, изданном под эгидой ЮНЕСКО (Родников и др., 2003а).

В последующие годы сотрудниками Геофизического центра РАН совместно с учеными Московского государственного университета им. М.В. Ломоносова, Геологического института РАН и Института вулканологии и сейсмологии ДВО РАН были построены геотраверсы через регионы Охотского и Южно-Китайского морей (Родников и др., 2005, 2011а,б). Таким образом, восточное обрамление Евразийского континента было охвачено серией геолого-геофизических разрезов литосферы и астеносферы, дающих возможность выяснить глубинное строение и геодинамические процессы, протекающие под сейсмоопасными регионами и областями вулканических извержений.

Работа выполнена в Геофизическом центре РАН. Отдельные направления исследований были поддержаны грантами Российского фонда фундаментальных исследований:

№ 01-07-90233-в. База данных для построения цифровых моделей литосферы окраинных и внутренних морей (Руководитель Н.А. Сергеева);

№ 09-05-00406-а. Геодинамические модели глубинного строения активных континентальных окраин (Руководитель А.Г. Родников);

№ 12-05-00029-а. Построение геодинамических моделей глубинного строения регионов природных катастроф (Руководитель А.Г. Родников);

№ 12-05-00156-а. Применение современных интерпретационных геофизических технологий для изучения подводных вулканов Охотоморского склона Курильской островной дуги (Руководитель В.А. Рашидов).

Авторы выражают признательность и благодарность всем участникам международного проекта «Геотраверс», а также коллегам и соавторам В.Б. Пийп, Н.И. Филатовой, М.В. Родкину и многим другим.

К оглавлению

МЕТОД ИССЛЕДОВАНИЯ

Метод построения геодинамических моделей глубинного строения земной коры и верхней мантии основан на изучении и комплексной интерпретации большого объема и широкого спектра данных геолого-геофизических исследований. Геодинамические модели представляют собой глубинные разрезы литосферы – геотраверсы протяженностью 1500–5000 км. При построении геодинамических моделей используются результаты геологических, геоморфологических, сейсмических, геотермических, магнитных, электромагнитных и гравиметрических исследований. Модели отражают геологическое строение осадочного чехла, земной коры и верхней мантии, размещение глубинных разломов, вулканов и их магматических очагов, распределение очагов землетрясений, глубины залегания астеносферы и отдельных диапиров, древние и современные субдукционные зоны, распределение глубинных температур в земной коре и верхней мантии. Они сопровождаются геофизическими, батиметрическими и геологическими картами, томографическими построениями, данными о петрологическом и химическом составе пород и их возрасте, результатами глубоководного драгирования и бурения.

Геодинамические процессы в регионе исследований определяются данными GPS, палеотектоническими реконструкциями перемещений литосферных плит и связанных с этими перемещениями магматическими проявлениями астеносферных диапиров, извержениями вулканов и сейсмической активностью.

При построении геодинамических моделей особое внимание было уделено комплексному исследованию границ литосферных плит и скорости их перемещения, активных континентальных окраин, островных дуг, задуговых бассейнов, внутриплитных рифтов, астеносферных диапиров и горячих точек. Обобщались все доступные геолого-геофизические данные о возрасте, вещественном составе и строении осадочного чехла и магматических образований, эволюции магматизма и сейсмической активности региона, мощности земной коры и верхней мантии.

Геодинамические модели переходной зоны от Евразийского континента к Тихому океану построены для регионов Охотского, Японского, Филиппинского и Южно-Китайского морей, характеризующихся повышенной сейсмичностью, частыми извержениями вулканов и другими природными катастрофами. Создание таких моделей позволило обобщить на современном уровне исследований все доступные геолого-геофизические и геоморфологические данные и открыть новые перспективы для теоретических разработок, касающихся закономерностей строения и развития земной коры и верхней мантии. Построенные модели дали возможность провести сравнение четырех регионов изученной переходной зоны с различными

геодинамическими режимами, сопоставить поверхностные и глубинные структуры, установить роль глубинных процессов в формировании земной коры, наметить направления дальнейших геолого-геофизических исследований для минимизации сейсмического и вулканического рисков.

В результате обработки, анализа и обобщения всех доступных данных построены геодинамические модели глубинного строения активных континентальных окраин, охватывающие вулканогенные пояса, окраинные моря и островные дуги зоны сочленения Евразийского континента и Тихого океана. Изучено глубинное строение недр Земли под сейсмоопасными зонами, вулканическими областями. Создана основа для постановки дальнейших детальных геолого-геофизических работ с целью уменьшения сейсмического риска и прогноза извержений вулканов.

К оглавлению

Глава 1

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОКРАИН РЕГИОНА ОХОТСКОГО МОРЯ

Охотское море расположено в переходной зоне от Евразии к Тихому океану. Дно моря образуют тектонические структуры разного типа и разных стадий развития (рис. 1.1). В центральной части моря расположены две возвышенности – Академии наук СССР и Института океанологии, которые разделяют Охотское море на три впадины: Курильскую котловину, впадину ТИНРО и впадину Дерюгина. Минимальные глубины моря приурочены к возвышенности Института океанологии (860 м) и к возвышенности Академии наук СССР (894 м). Максимальные глубины во впадинах составляют: в Курильской котловине – 3374 м, во впадине ТИНРО – 991 м и во впадине Дерюгина – 1795 м (Строение дна..., 1981).

Модель глубинного строения региона Охотского моря построена на основе геотраверса, проходящего через мезозойские структуры Сихотэ-Алиня, рифтовую структуру Татарского пролива, кайнозойские образования о. Сахалин, Курильскую котловину, вулканические структуры Курильской островной дуги, Курильский глубоководный желоб и мезозойскую плиту Северо-Западной котловины Тихого океана (см. рис. 1.1). Протяженность профиля 2000 км, глубина проникновения в недра Земли составляет около 100 км.

К оглавлению

Используемые данные

Для построения модели глубинного строения тектоносферы региона Охотского моря использовались многочисленные данные геолого-геофизических исследований, обобщенные в работах (Злобин и др., 2012; Обжиров и др., 1999; Родников и др., 2005; Сергеев, 1976; Структура..., 1996; Тектоническая…, 2000; Тектоническое…, 2006; Cruise..., 2000; Rodnikov, 1973; Rodnikov et al., 2008). Кроме того, были проинтерпретированы по новой методике сейсмические профили, выполненные в разные годы, что дало дополнительную информацию о строении земной коры (Piip, Rodnikov, 2004). Для изучения верхней мантии были применены данные сейсмической томографии (Жао и др., 2010; Bijwaard et al., 1998), результаты геотермических, электромагнитных и петрологических исследований (Вержбицкий, Кононов,

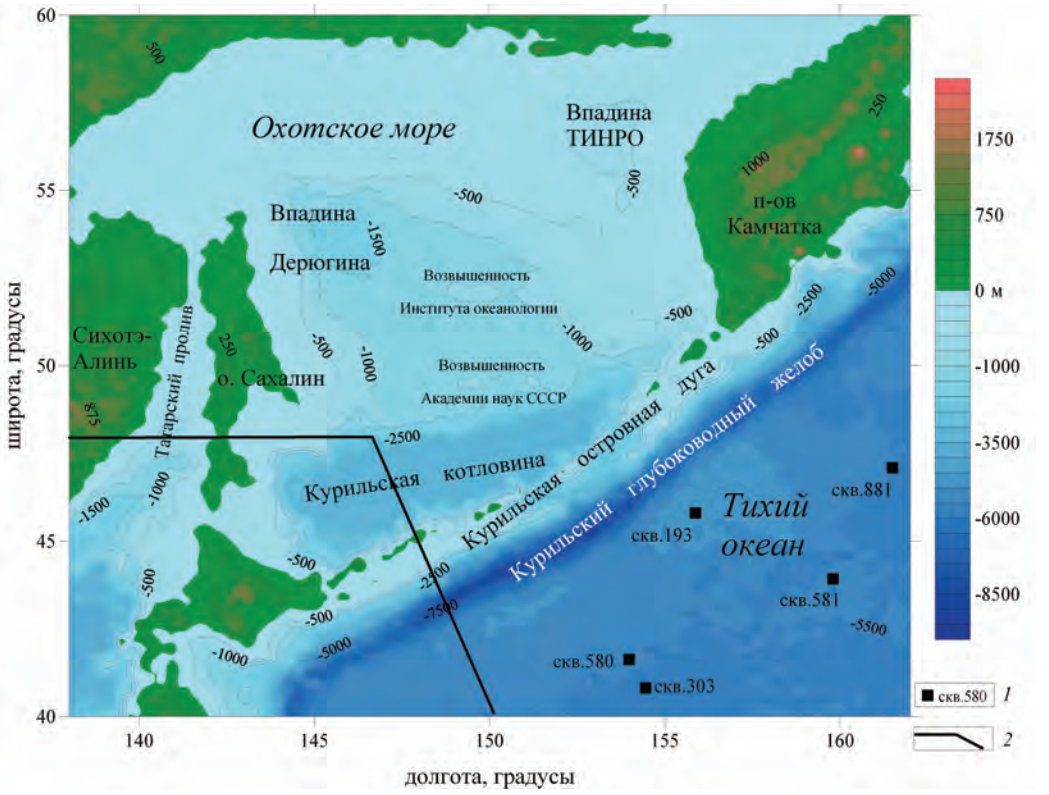


Рис. 1.1. Топография и батиметрия региона Охотского моря (Smith, Sandwell, 1997)
1 – скважины глубоководного бурения (Core…; Deep…; Ocean…; Scientific…); *2* – положение геотраверса

2010; Каплун, 2002; Ляпишев и др., 1987; Смирнов, Сугробов, 1980; Филатова, Родников, 2006).

К оглавлению

Тектоническое положение

Регион Охотского моря образует литосферную плиту, расположенную между Северо-Американской, Евразийской и Тихоокеанской плитами (рис. 1.2). Охотоморская плита ограничена глубинными разломами, в основном сдвигами, а на юго-востоке современной субдукционной зоной – зоной Беньофа. Мощность коры составляет примерно 28–32 км, сокращаясь до 24 км во впадине Дерюгина и до 15 км под Курильской котловиной.

Фундамент плиты разнородный: от кристаллического палеозойско-мезозойского, изученного на материке, Сахалине и Камчатке, до мезозойско-кайнозойского, распространенного в акватории Охотского моря (Структура…, 1996). Оконча-

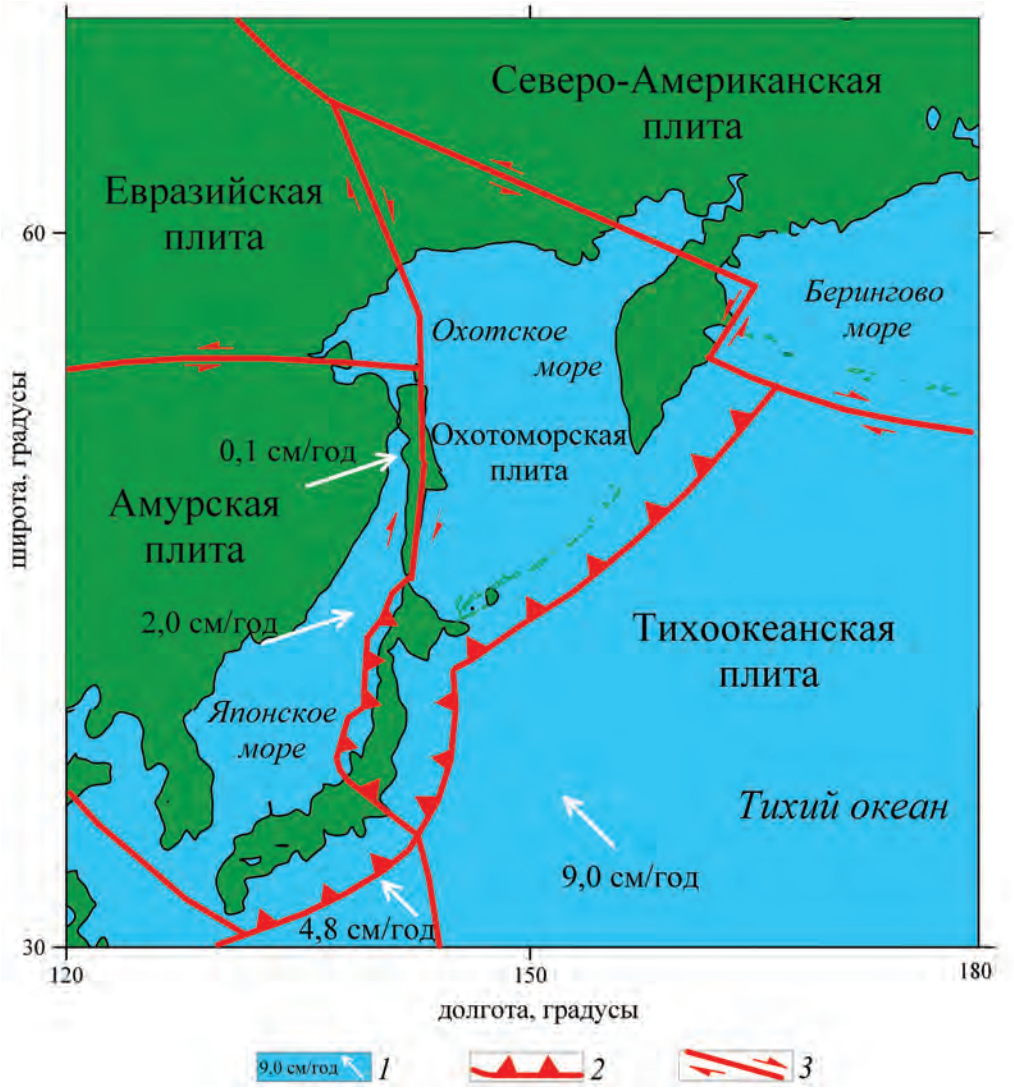


Рис. 1.2. Тектоническая схема региона Охотского моря (Cruise…, 2000; Kiratzi, Papazachos, 1996; Maruyama et al., 1997; Rodnikov et al., 2001)

1 – скорость движения плит по данным GPS (Global Positioning…); *2* – зоны субдукции; *3* – разломы

тельно плита сформировалась в позднемеловую эпоху, а в кайнозойскую эру была перекрыта чехлом осадочных и вулканогенно-осадочных пород (Гранник, 2008; Сергеев, 1976; Тектоническое…, 2006). В мезозое и раннем кайнозое происходило наращивание континентальной коры за счет аккреционно-коллизионных комплексов, сформировавшихся в процессе развития континентальных окраин. В кайнозое начались процессы деструкции земной коры, вероятно, в результате действия ман-

тийных плюмов, а наращивание коры сместилось на восточные окраины Охотского моря (Гранник, 2008). Генезис структур плиты обусловлен общей геодинамической обстановкой, сложившейся здесь к концу палеоцена (Филатова, Родников, 2006), причем направление векторов горизонтальных перемещений связано с воздействием Тихоокеанской плиты (Гатинский, Рундквист, 2004; Гатинский и др., 2005). Но, вероятно, деформация структур плиты Охотского моря в какой-то мере была обусловлена также воздействием Евразийского континента, перемещающегося в восточном направлении в связи с раскрытием Байкальского рифта (Tamaki, Honza, 1985). Структурные нарушения внутри плиты могут быть связаны также с растяжением в Курильской котловине, Татарском проливе и впадине Дерюгина, вызванным апвеллингом астеносферных диапиров, пики которого приходятся на миоцен.

Осадочные впадины образовались здесь в условиях рифтогенной деструкции коры Охотского моря в кайнозойскую эру. Предполагается, что процессы растяжения начались с палеоцена, но наиболее сильно они проявились в позднеолигоценовое–среднемиоценовое время, что привело к формированию грабенов и глубоководных бассейнов с океанической и тонкой субконтинентальной корой (Структура..., 1996). В позднемиоценовое и плиоценовое время активизировались процессы сжатия, приведшие к образованию взбросов, сдвигов и надвигов (Cruise..., 2000).

К оглавлению

Тепловой поток

Представление о тепловом потоке в регионе Охотского моря составлено по данным из глобального каталога измеренных значений теплового потока (Pollak et al., 1991) и доступным картам теплового потока (Смирнов, 1986; Смирнов, Сугробов, 1980; Туезов, 1988). Он высок в пределах глубоководных котловин и трогов моря (рис. 1.3) и относительно низок в континентальных структурах Дальнего Востока и прикурильской части Тихого океана.

Вариации теплового потока в пределах Сихотэ-Алиня составляют всего 39–56 мВт/м^2 (Структура..., 1996). В прикурильской части Тихого океана средние значения теплового потока составляют 52 мВт/м^2. Наиболее низкие значения, достигающие 22 мВт/м^2, наблюдаются в Курильском глубоководном желобе. Средние значения теплового потока для Курильской островной дуги составляют 118 мВт/м^2, наиболее высокие значения отмечаются в ее западной части – до 790 мВт/м^2. Средние значения теплового потока в пределах Сахалина составляют 76 мВт/м^2. Высокий тепловой поток отмечен в Татарском проливе – 123–132 мВт/м^2, и во впадине Дерюгина, где он достигает 200 мВт/м^2. Высокие значения теплового потока, доходящие до 346–354 мВт/м^2, установлены также в Курильской котловине (Структура..., 1996).

Распределение глубинных температур вдоль геофизического разреза через Курильскую котловину (рис. 1.4) показывает, что верхняя кромка области частичного плавления пород верхней мантии, соответствующая изотерме 1100°С, находится

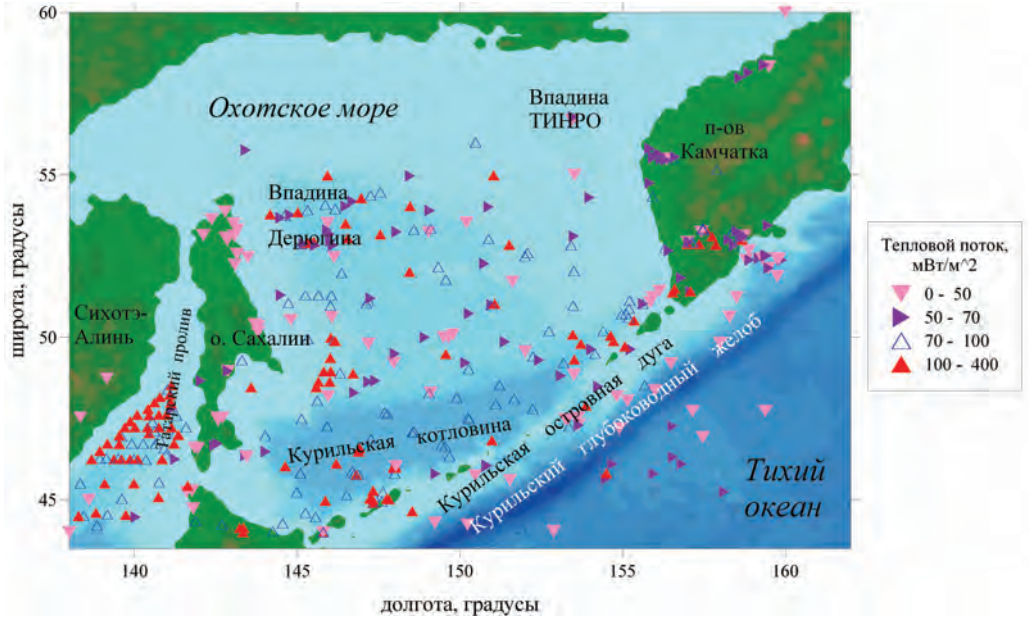


Рис. 1.3. Пространственное распределение пунктов измерения теплового потока в регионе Охотского моря (Pollak et al., 1991)

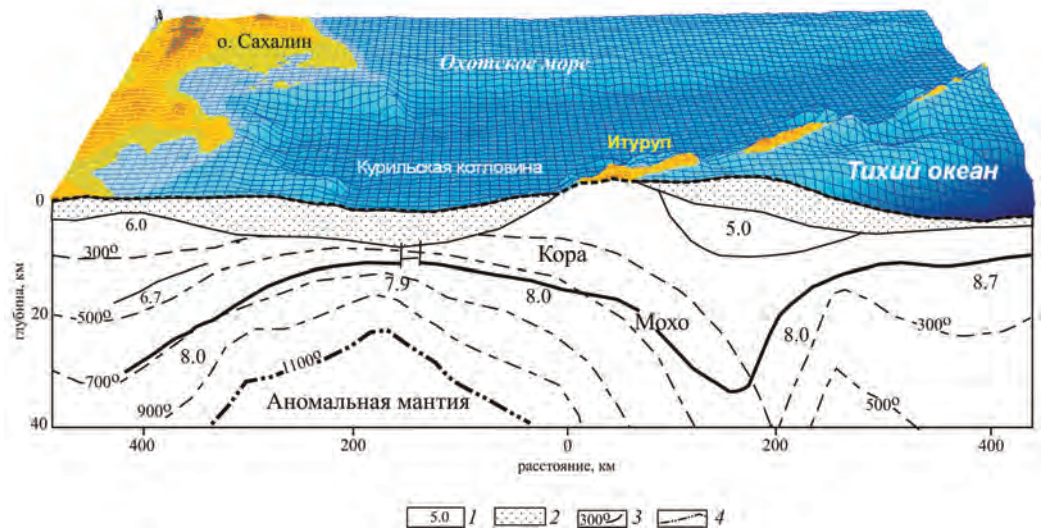


Рис. 1.4. Глубинные температуры в земной коре и верхней мантии. Земная кора дана по (Строение…, 1964), изотермы по (Смирнов, Сугробов, 1980)

1 – сейсмические скорости, км/с; *2* – осадочный слой; *3* – изотермы, ºС; *4* – изотерма 1100ºС

на глубине около 25 км**.** На поверхности апвеллингу астеносферы соответствуют рифтовые образования и излияния базальтов (Родников, 1988).

К оглавлению

Магнитное поле

Аномальное магнитное поле региона Охотского моря (рис. 1.5) характеризуется разноориентированным простиранием 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. На Сахалине отдельные положительные аномалии связываются с распространением интрузивных и эффузивных тел основного и ультраосновного состава. Вдоль восточного Сахалина в Охотском море в северо-западном направ-

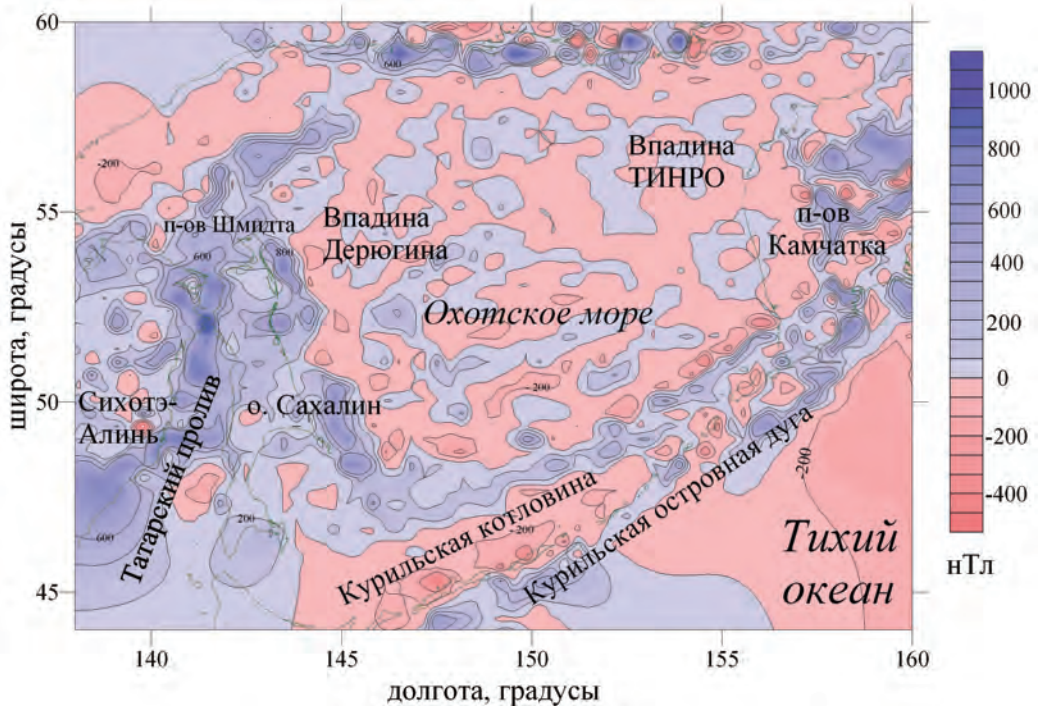


Рис. 1.5. Аномальное магнитное поле региона Охотского моря (Геолого-геофизический…, 1987; Структура…, 1996; Racey et al., 1996)

лении протягивается Восточно-Сахалинская положительная магнитная аномалия, достигающая значений 1000–1200 нТл. Эта аномалия фиксирует Восточно-Сахалинский офиолитовый (гипербазитовый) пояс, ультраосновные и основные породы которого обнажаются на полуострове Шмидта и в Восточно-Сахалинских горах (Структура..., 1996). Этот пояс отделяет северный Сахалин от впадины Дерюгина. Впадина Дерюгина и Курильская котловина в основном характеризуются слабоотрицательными аномалиями с амплитудой, достигающей –200 нТл, связанными с немагнитными осадочными породами, выполняющими впадины. Верхние корки магнитоактивных тел Курильской 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. Вулканическим структурам Курильской островной дуги соответствует узкая зона возмущенного магнитного поля с локальными положительными и отрицательными аномалиями отдельных вулканических построек, наложенными на общий отрицательный фон (Гайнанов и др., 1968). Размах этих аномалий нередко превышает 1000 нТл (Блох и др., 2008; Бондаренко, Рашидов, 2004; Подводный…, 1992; Рашидов, 2010; Рашидов, Бондаренко, 2003, 2004).

Северо-западное простирание 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 до 160 млн. лет (Hilde et al., 1977). Аномалии континентального склона глубоководного желоба имеют генеральное северо-восточное простирание, которое нарушается поперечными аномальными зонами. На южном участке этого склона желоба линейные северо-восточные аномалии, параллельные простиранию оси желоба, как бы продолжают полосовые аномалии Тихоокеанской плиты, но носят более размытый характер (Геолого-геофизический…, 1987).

К оглавлению

Электромагнитные исследования

Результаты магнитотеллурического зондирования в пределах Сихотэ-Алиня (Каплун, 2002; Никифорова и др., 1980) показали, что толщина литосферы под структурами Сихотэ-Алиня составляет 100–120 км. К западу ее толщина 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 Сихотэ-Алинским вулканогенным поясом, по данным магнитотеллурического зондирования, вероятно, наблюдается контакт континентальных структур Сихотэ-Алиня и структур переходной зоны. В коре Сахалина также уста-

новлен проводящий слой на глубине 15 км при суммарной продольной электрической проводимости около 40 См (Ваньян, Шиловский, 1983).

В Курильской котловине вдоль геотраверса проведены электромагнитные исследования 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 электрической проводимостью 0.3–0.5 См/м и интегральной проводимостью около 15 000 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 о. 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.

К оглавлению

Гравитационное поле

Гравитационное поле Охотского моря отличается умеренными значениями аномалий в свободном воздухе (рис. 1.6), характеризуется резко контрастным строением в районе современной зоны субдукции и относительно плавными изменениями в других областях. В северной части моря наблюдаются преимущественно положительные гравитационные аномалии. Наибольшие значения аномалий (до 50 мГал) связаны с выходами коренных пород на возвышенности Академии наук СССР. К северу от возвышенности расположен узкий минимум аномалий, отделяющий эту возвышенность от возвышенности Института океанологии. Курильская котловина характеризуется в основном слабоаномальным полем силы тяжести, но в ее северо-восточной части обнаружена положительная аномалия до 25 мГал (Болдырев и др., 1993; Структура…, 1996).

Положительными значениями аномалий (до 20–30 мГал) характеризуется узкая зона, протягивающаяся вдоль восточного Сахалина, фиксируя офиолитовый пояс (позднемезозойская субдукционная зона), а в глубоководной впадине Дерюгина отмечаются отрицательные значения аномалий, характерные для глубоководных желобов. Сейсмофокальная зона, отождествляемая с погружающейся океанической плитой, имеет повышенную плотность. Пониженная плотность наблюдается под Курильской островной дугой. Изучаемый регион расположен в области положительных значений высот геоида, достигающих 20 м в Охотском море, ограничиваясь с континентальной и океанической сторон отрицательными значениями (Sandwell, Smith, 1997).

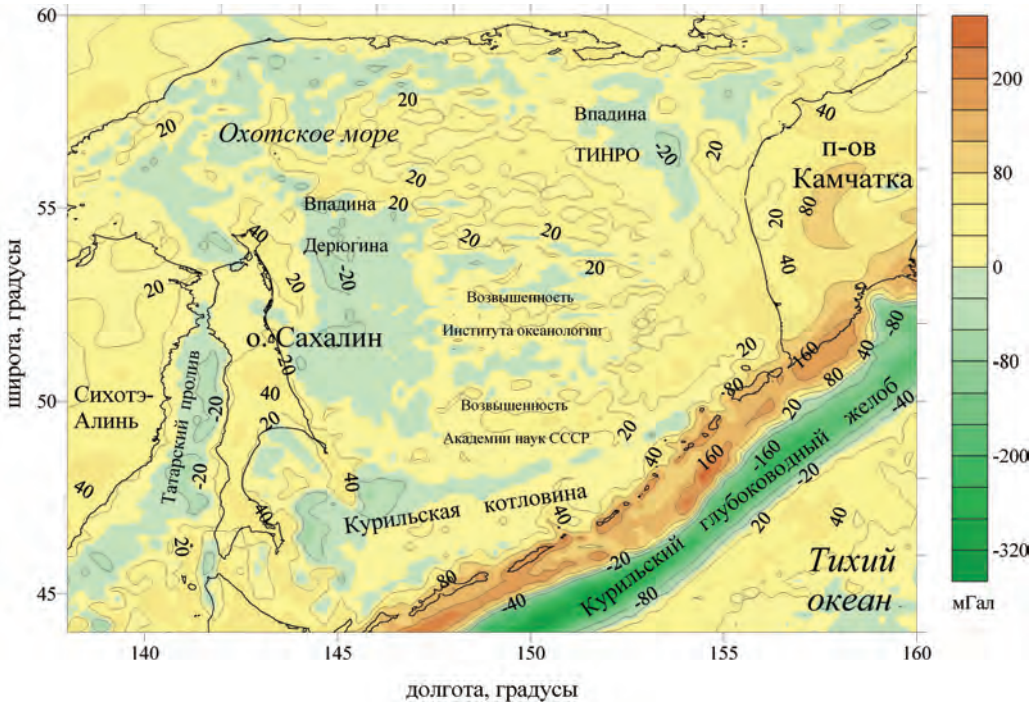


Рис. 1.6. Аномалии силы тяжести в свободном воздухе региона Охотского моря (Sandwell, Smith, 1997)

К оглавлению

Сейсмичность

Расположение Охотоморской плиты в зоне контакта трех литосферных плит (Евразийской, Северо-Американской и Тихоокеанской) обусловило на ее границах высокую сейсмичность (рис. 1.7). Анализ каталога землетрясений, составленного на основе данных, опубликованных в ежегодниках (Землетрясения в СССР…, 1997; Землетрясения Северной…, 2013), показывает, что в регионе Охотского моря за последние 50 лет произошло около 17 тысяч сейсмических событий. В основном землетрясения происходят на небольшой глубине – в пределах земной коры и до глубины 50 км, и сосредоточены вдоль Курильского глубоководного желоба. Максимальная глубина землетрясений около 700 км, магнитуда самых сильных землетрясений достигает 7.5 (по объемным волнам).

На активной континентальной окраине Дальнего Востока регулярно происходит большое количество землетрясений. На нее приходится 80% энергии от всех землетрясений Северной Евразии (Юнга, Рогожин, 2000). К наиболее крупным землетрясениям, произошедшим за последние 20 лет, отнесены Шикотанское на Южных Курилах в 1994 г. (магнитуда M=8.4 и глубина очага около 65 км), Нефте-

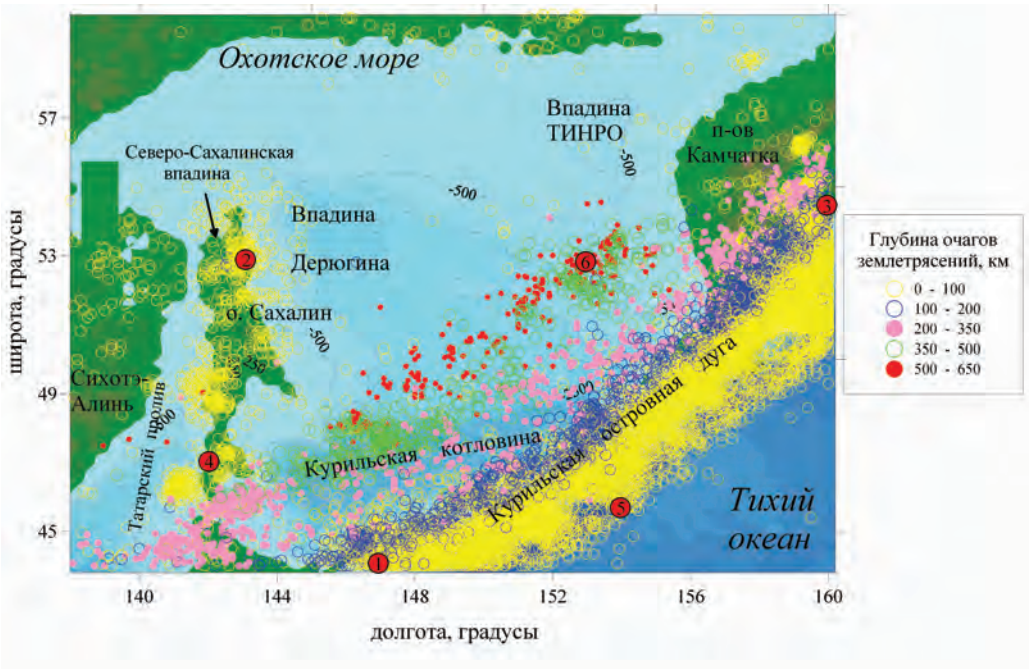


Рис. 1.7. Сейсмичность региона Охотского моря (Землетрясения в СССР…, 1997; Землетрясения Северной…, 2013)

Большими красными кружками отмечены сильные землетрясения, произошедшие в регионе за последние 20 лет: 1 – Шикотанское в 1994 г., 2 – Нефтегорское в 1995 г., 3 – Кроноцкое в 1997 г., 4 – Симуширское в 2007 г., 5 – Невельское в 2007 г., 6 – в Охотском море в 2013 г.

горское на Сахалине в 1995 г. (M=7.1), Кроноцкое на Восточной Камчатке в 1997 г. (M=7.9), Симуширское на Курилах в 2007 г. (M=8.1), Невельское в Татарском проливе в 2007 г. (M=6.2), землетрясение в Охотском море 24 мая 2013 г. (M=8.2, глубина 600 км) (Василенко и др., 2008; Невельское…, 2009; Юнга, Рогожин, 2000).

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 пли-

ту от Евразийской. Движение этих плит друг относительно друга, а также развитие спрединговых процессов в рифтовой структуре Татарского пролива приводят к активной сейсмичности. Распределение сейсмичности вдоль профиля показано на рис. 1.8.

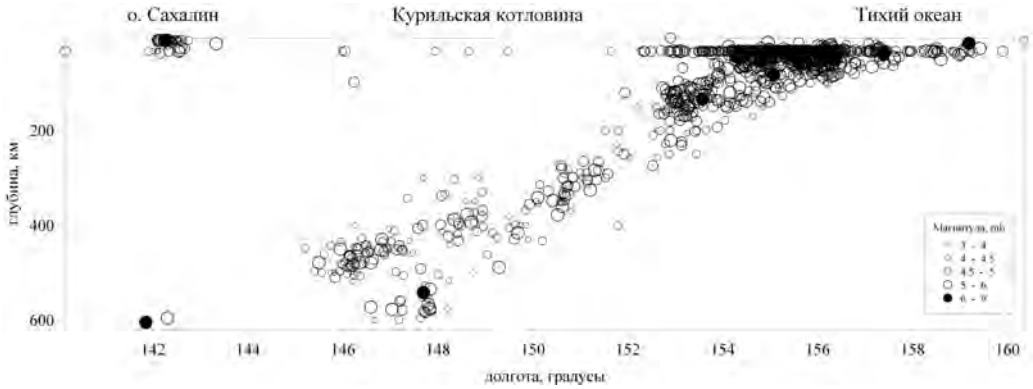


Рис. 1.8. Схема глубинного распределения очагов землетрясений вдоль профиля в 2-градусной зоне (координаты профиля: 53.0° с.ш., 138.0° в.д.; 53.0° с.ш., 160.0° в.д.)

К оглавлению

Вулканизм

Курильская островная дуга является районом интенсивного проявления современного вулканизма. Различные 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; Siebert et al., 2010; Simkin, Siebert, 1994). Количество подводных вулканов, по различным оценкам, изменяется от 96 до 119 (Бондаренко, Рашидов, 2004, 2008; Горшков, 1967; Затонский и др., 1961; Подводный…, 1992; Рашидов, Бондаренко, 2003).

Несмотря на сообщения различных каталогов (Гущенко, 1979; Siebert et al., 2010; Simkin, Siebert, 1994 и др.), достоверные сведения о проявлении подводной вулканической деятельности в этом регионе, по мнению (Рашидов, Бондаренко, 2004), отсутствуют. Как наземные, так и подводные вулканы формируются в вулканические цепи, ориентированные под различными углами к генеральному простиранию Курильской островной дуги. Отмечены как структурная, так и вещественная зональности наземных и подводных вулканов. Наземные и подводные четвертичные вулканы Курильской островной дуги сложены породами от базальтов до риолитов. Выделены породы нормального и субщелочного ряда от низко- до высококалиевых серий. Для лав Курильской островной дуги характерны низкие титанистость и магнезиальность, а также высокая глиноземистость (Подводный…, 1992; Федорченко и др., 1989).

Непосредственно в районе геотраверса находятся 40 подводных вулканов и гор различного возраста (Бондаренко, Рашидов, 2004; Подводный…, 1992), 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; Siebert et al., 2010; 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 котловины, возможно связанным с ее формированием (Подводный…, 1992). Рассмотрим строение трех вулканов: подводного вулкана Крылатка и наземных вулканов Атсонупури и Берутарубе (рис. 1.9).

Подводный вулкан Крылатка расположен в 17 км к северо-северо-западу от мыса Пржевальского на о. Итуруп. Отмечено, что в конце прошлого века вулкан находился в стадии газогидротермальной активности (Рашидов, 2010; Рашидов,

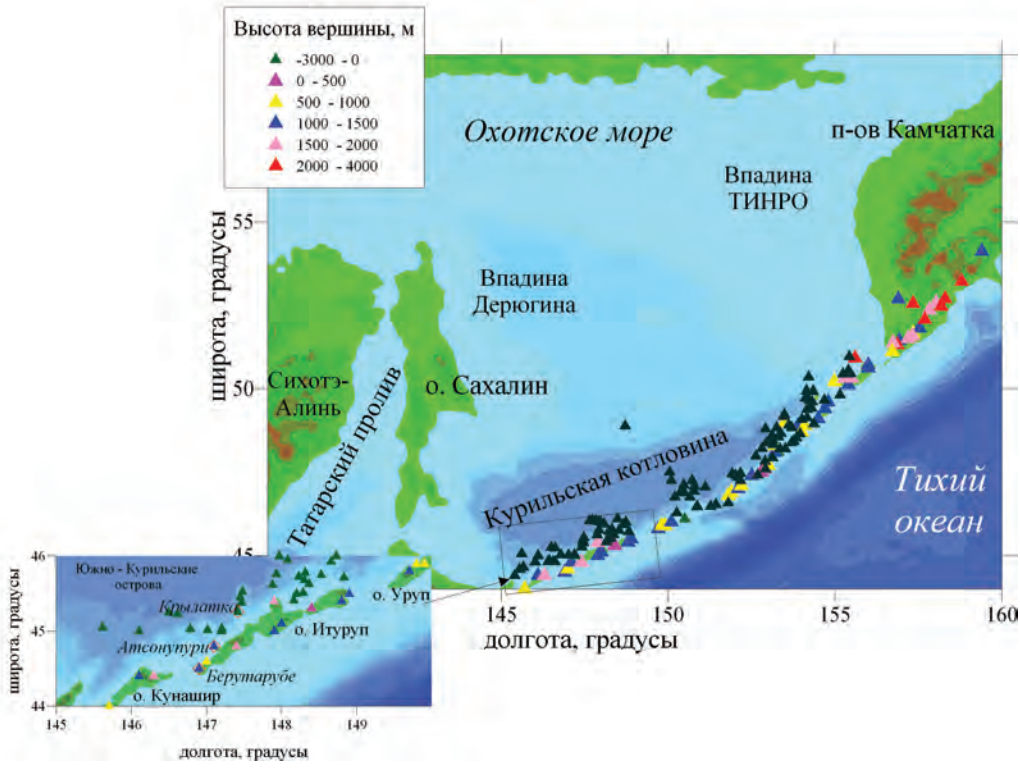


Рис. 1.9. Вулканы Курильских островов. Врезка – вулканы Южно-Курильских островов

Бондаренко, 2004). Он представляет собой конусовидную постройку субмеридионального простирания с плоской вершиной на глубине 300 м. Размер плоской вершины 4.3×6.5 км, и она слегка вытянута в субмеридиональном направлении (рис. 1.10). От о. Итуруп вулканическая постройка отделена перешейком глубиной около 900 м. Крутизна склонов увеличивается от 15° в нижней части до 20–25° у вершины (Подводный…, 1992; Рашидов, Бондаренко, 2004). Основание постройки с севера и запада покрыто осадочными отложениями мощностью до 700 м, залегающими субгоризонтально. На записях эхолотных промеров в центре плоской

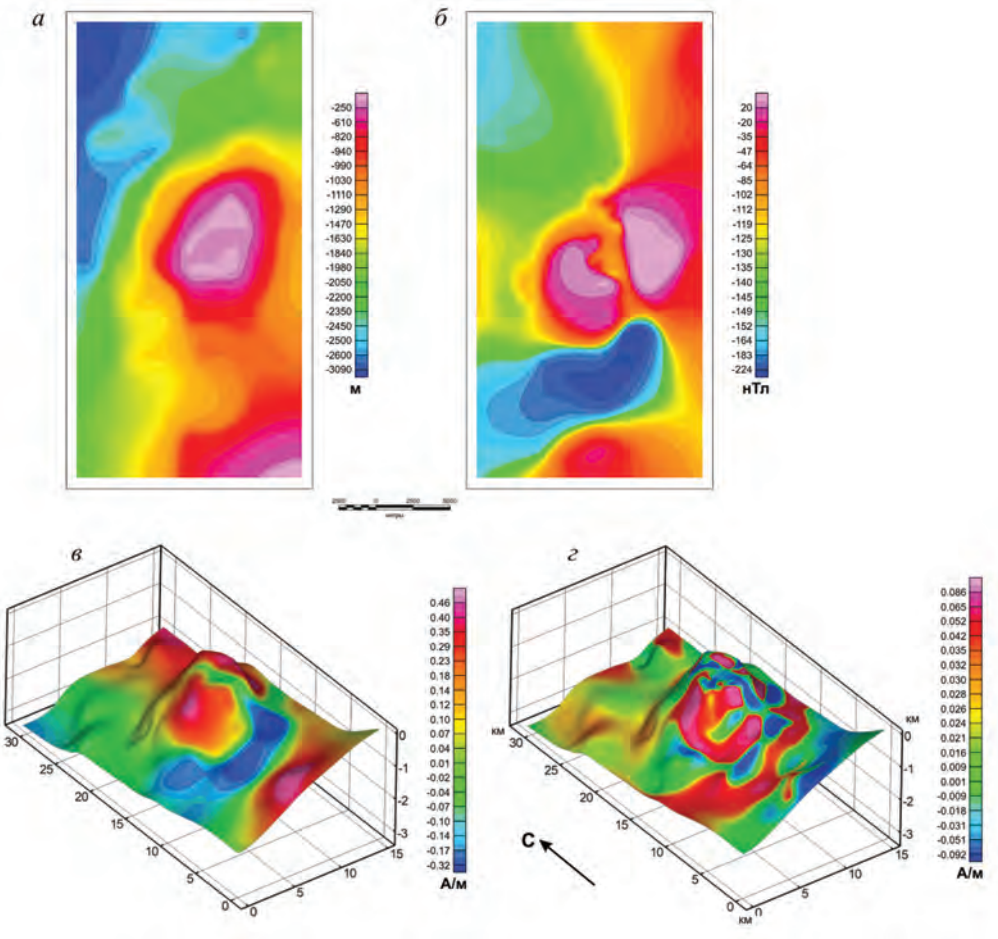


Рис. 1.10. Подводный вулкан Крылатка

а – батиметрия; *б* – аномальное магнитное поле; *в* – распределение эффективной намагниченности вулкана, изображенное на поверхности вулкана; *г* – распределение локальной эффективной намагниченности, изображенное на поверхности вулкана (Бабаянц и др., 2005)

вершины подводного вулкана Крылатка в интервале глубин 210–250 м отмечены акустические аномалии в водной толще, которые, возможно, могут быть вызваны газогидротермальной деятельностью**.**

При драгировании со склонов вулкана подняты базальты, андезито-базальты, андезиты, дациты и риолиты (Подводный…, 1992). По петрохимическим особенностям лавы подводного вулкана Крылатка относятся к калий-натриевым породам нормального ряда. Они высокоглиноземистые, лейкократовые (Подводный..., 1992). На ряде образцов по трещинам развита сера, а на некоторых образцах имеется вторичная минерализация. На северо-западном склоне в привершинной части постройки в интервале глубин 330–530 м были подняты железомарганцевые корки, имеющие гидротермальный генезис (Гавриленко, 1997; Glasby et al., 2006).

Подводный вулкан Крылатка находится в области развития отрицательного аномального магнитного поля. Основание вулкана оконтуривают отрицательные изолинии аномального магнитного поля интенсивностью 100–130 нТл. К западу, юго-западу и югу привершинной части постройки приурочена положительная локальная аномалия, достигающая 96 нТл, а к востоку привершинной части и восточному склону – локальные положительные аномалии интенсивностью 230 и 150 нТл. Над вершинной частью постройки наблюдается смена характера аномального магнитного поля от плавного к высокочастотному. Высокочастотное аномальное магнитное поле может быть обусловлено наличием молодых лавовых потоков (Бабаянц и др., 2005; Рашидов, Бондаренко, 2004).

Роль «глубинных корней» вулкана практически незаметна (Рашидов, Бондаренко, 2004). В интервале глубин 180–700 м наибольший вклад в структуру аномального магнитного поля вносят северо-восточный и юго-западный склоны подводного вулкана. Центральная часть вулканической постройки в этом же интервале является практически немагнитной. В интервале глубин 700–1000 м наиболее магнитной является центральная часть постройки, а эффективная намагниченность краевых блоков в этом интервале в 2.5 раза ниже. Начиная с глубины 1000 м, эффективная намагниченность постройки практически нулевая. Породы, слагающие постройку подводного вулкана, намагничены по направлению современного магнитного поля. Эффективная намагниченность пород соответствует породам андезито-базальтового ряда. Вероятно, что породы, слагающие центральную часть вулканической постройки в интервале глубин 180–700 м, подверглись значительным гидротермальным изменениям и в результате этого произошло уменьшение их намагниченности. Возможно, что этот слабонамагниченный блок, исходя из его размеров и состава драгированных пород, представляет собой вершинную кальдеру, заполненную продуктами разрушения верхней части постройки и галечником (Рашидов, Бондаренко, 2004).

Вулкан Атсонупури (рис. 1.11) расположен в южной части о. Итуруп, с которым соединяется перешейком высотой около 30 м (Горшков, 1967). Он представляет собой стратовулкан с центральным конусом в кальдере. Диаметр основания вулкана на уровне моря около 6 км. Абсолютная высота – 1205 м. Кратер вытянут



Рис. 1.11. Вулкан Атсонупури. Фото А.Г. Родникова, 1963 г.

с юго-запада на северо-восток, имеет размеры 400×600 м и глубину около 150 м. В юго-восточной части конуса сохранились маленький участок плоского атрио и остатки гребня соммы. Размер соммы около 2 км. Высота гребня соммы – 900 м. Превышение центрального конуса над соммой около 300 м (Апродов, 1982; Горшков, 1967; Гущенко, 1979).

Вулкан возник в конце плейстоцена или начале голоцена в виде изолированного острова высотой до 1.5 км, который впоследствии причленился к о. Итуруп (Горшков, 1967). Известны извержения вулкана в 1812 и 1932 гг. (Гущенко, 1979; Siebert et al., 2010; Simkin, Siebert, 1994). Постройка вулкана сложена базальтами (Горшков, 1967).

Вулкан Берутарубе находится на южной оконечности о. Итуруп. Это щитовой стратовулкан диаметром около 10–11 км, наложенный на неогеновые породы. Абсолютная высота вулкана 1222 м (Горшков, 1967). На его вершине расположены разрушенный кратер диаметром 1.2 км и небольшой голоценовый конус с диаметром основания около 1 км. Отмечены два лавовых потока, излившиеся из этого конуса, а у его основания во взрывных воронках находятся сольфатары (Апродов, 1982; Гущенко, 1979). Постройка вулкана сложена андезито-базальтами (Федорченко и др., 1989).

К оглавлению

Глубинное строение

Исследование глубинного строения проведено вдоль геотраверса, построенного на основе комплексной интерпретации геолого-геофизических данных (рис. 1.12) (Родников и др., 2005; Rodnikov et al., 2001).

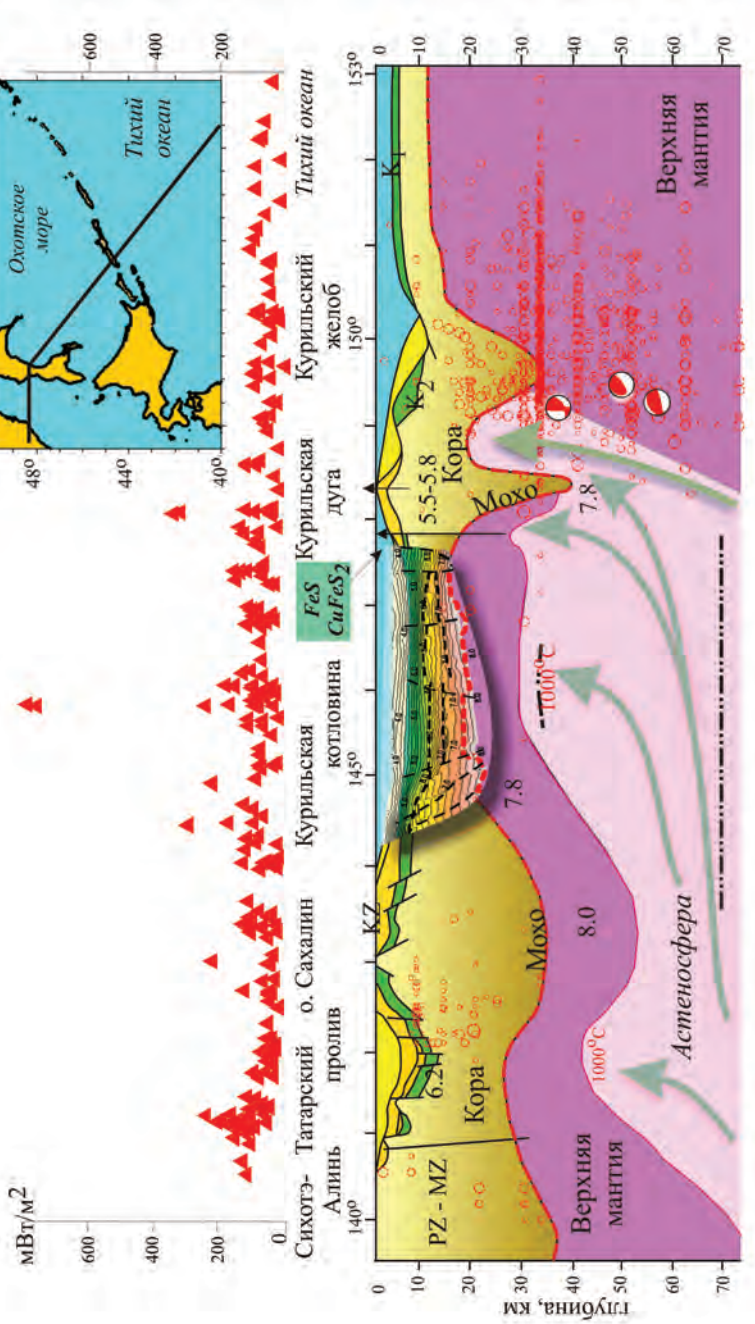


Рис. 1.12. Геотраверс региона Охотского моря. Построен по (Бикенина и др., 1987; Злобин, 1987; Смирнов, Сугробов, 1980; Снеговской, 1974; Строение..., 1964; Структура..., 1996; Тектоническая..., 2000; Piip, Rodnikov, 2004; Rodnikov et al., 2001). В правом верхнем углу – местоположение геотраверса. Ниже – распределение измеренных значений теплового потока вдоль профиля, мВт/м² (Pollak et al., 1991)

1– механизмы очагов землетрясений; *2* – очаги землетрясений; *3* – разломы; *4* – геологические слои; *5* – изотерма, °С; *6* – граница слоя высокой электропроводности; *7* – скорости сейсмических волн, км/с; *8* – вулканы; *9* – водная толща

Мощность земной коры в Охотском море меняется от 35–40 км под Сахалином и Курильскими островами до 10 км под Курильской котловиной. Породы фундамента обнажаются в обрамлении Охотского моря: на Сахалине, Камчатке, Шантарских островах, Курильской островной дуге, и подняты при драгировании с подводных возвышенностей. Возраст фундамента изменяется от палеозойского до мезозойского. 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.

Сихотэ-Алинь. Регион Сихотэ-Алиня – западное континентальное обрамление Охотоморской плиты – включает среднемеловой орогенический пояс Сихотэ-Алиня (Объяснительная…, 2000), который с запада примыкает к древней континентальной окраине Евразии, представленной здесь Буреинским и Ханкайским массивами (рис. 1.13).

Орогенический пояс Сихотэ-Алиня включает тектонически совмещенные породы различного возраста (от палеозой-мезозойского до неокома включительно) и генезиса (с доминированием океанических, окраинноморских и островодужных комплексов). Все эти образования были аккретированы к восточному краю Евразии в результате их перемещения по сдвигам, сопровождавшим трансформную границу, возникшую в середине мела между континентом и плитой Кула (Мартынов, Ханчук, 2013; Натальин и др., 1994; Ханчук, 2000). 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 вулкано-плутоническими ассоциациями Восточно-Сихотэалинского надсубдукционного пояса, маркировавшего край Евразийского континента в течение сеномана–палеоцена. Фрагменты субдуцированной под континент океанической плиты этого пояса регистрируются ныне данными сейсмотомографии на мантийных глубинах в виде высокоскоростных объектов (Bijwaard et al., 1998). Более молодые кайнозойские структуры растяжения нарушают ранее сформированные образования края континента и смежной периокеанической области (Филатова, 2008), нередко сопровождаясь интенсивными магматическими проявлениями. Последние, судя по гетерогенному составу магматических пород,

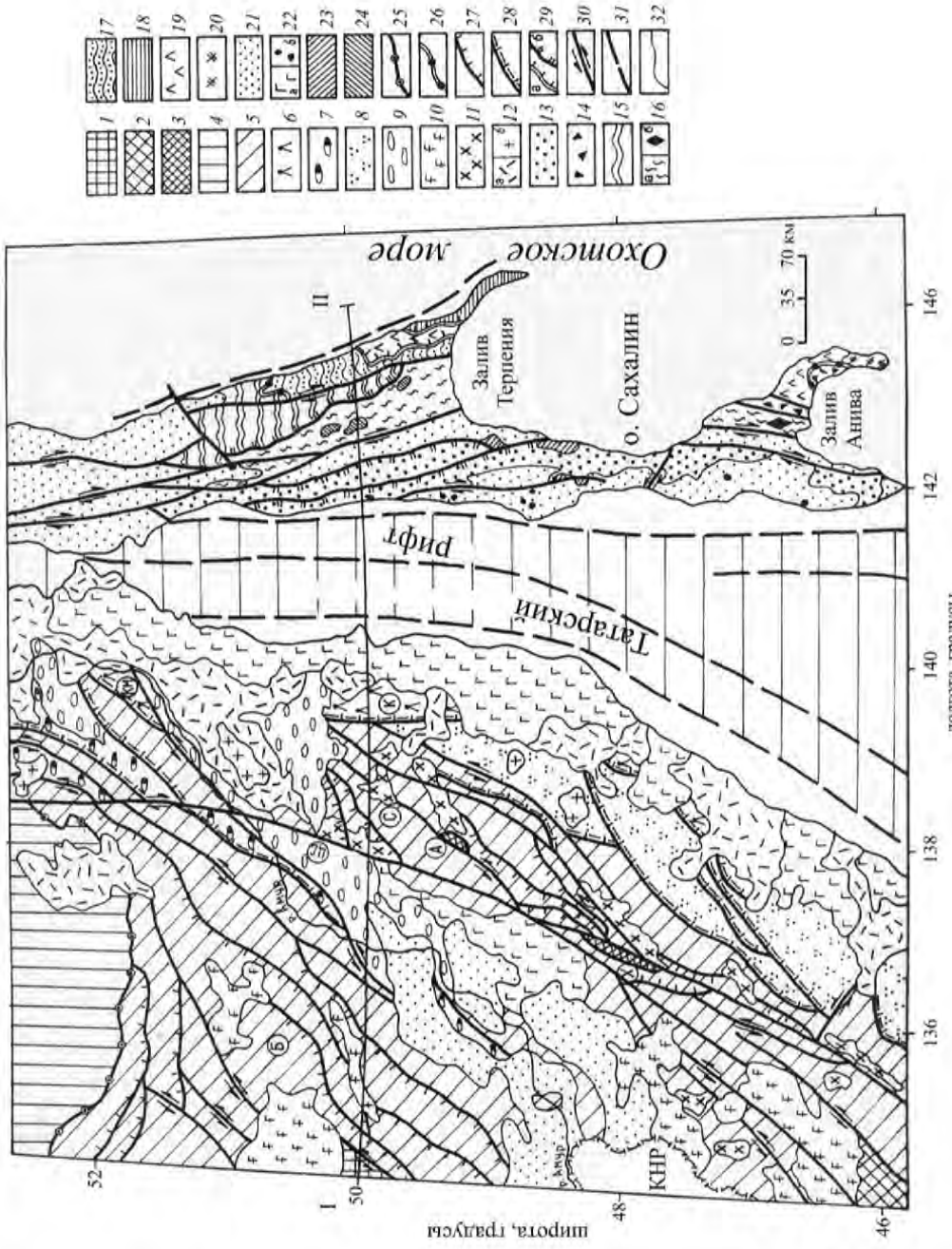
связаны с несколькими уровнями глубинности – литосферной мантией, астеносферой и нижней мантией. В пределах Восточно-Сихотэалинского пояса магматическая деятельность продолжалась с мела до раннечетвертичного времени (Филатова, 1998, 2008). Палеоген-четвертчные базальты являются продуктами трещинных излияний, мощность разрезов базальтовых плато достигает 800–1000 м. Эти эффузивы включают толеиты, субщелочные базальты и породы щелочной оливин-базальтовой серии. Толеиты близки к базальтам типа MORB (Mid-Ocean Ridge Basalt – базальты срединно-океанических хребтов) и связаны, по-видимому, с астеносферными магматическими источниками. Геологический разрез через структуры Сихотэ-Алиня, Татарского пролива и о. Сахалин представлен на рис. 1.14.

Мощность коры варьирует от 30 км под Сихотэ-Алинским вулканогенным поясом до 38 км под Сихотэ-Алинем (Глубинное…, 1971; Структура…, 1996). Результаты магнитотеллурического зондирования в пределах Сихотэ-Алиня (Каплун, 2002; Никифорова и др., 1980) показали, что электропроводящий слой, рассматриваемый как астеносфера, расположен в верхней мантии на глубине около 100–120 км.

Большая часть территории Приморья относится к 5–6-балльной зоне сейсмичности (Уломов, Шумилина, 1999). Здесь зарегистрированы несколько сильных землетрясений с магнитудами 6.0 (1914 г.), 5.6 (1924 г.), 5.0 (1968 г.), связанных с глубинными разломами, вдоль которых происходили перемещения разнородных террейнов, образующих Приморье. Глубокофокусные землетрясения, отмеченные на глубинах от 300 до 600 км, представляют собой нижние окончания двух сейсмофокальных зон – Курильской и Идзу-Бонинской, погружающихся под континент.

Татарский пролив. Татарский пролив представляет собой крупную рифтовую структуру шириной около 50 км и глубиной до 10 км (Piip, Rodnikov, 2004). Она сложена мощной толщей (до 8–10 км) мезозойско-кайнозойских осадочных образований (Варнавский, 1994; Тронов и др., 1987). Рифт расположен между мезозойскими структурами Сихотэ-Алиня и Западно-Сахалинских гор, от которых отделен глубинными разломами. Осадки, выполняющие прогиб, расчленяются на четыре структурных комплекса: верхнемеловой, палеогеновый, олигоцен-нижнемиоценовый и среднемиоценовый–четвертичный, отделенных друг от друга региональными стратиграфическими несогласиями (Варнавский, 1994). Фундаментом прогиба является гранитно-метаморфический слой с граничными сейсмическими скоростями 5.8–6.2 км/с (Gnibidenko et al., 1995).

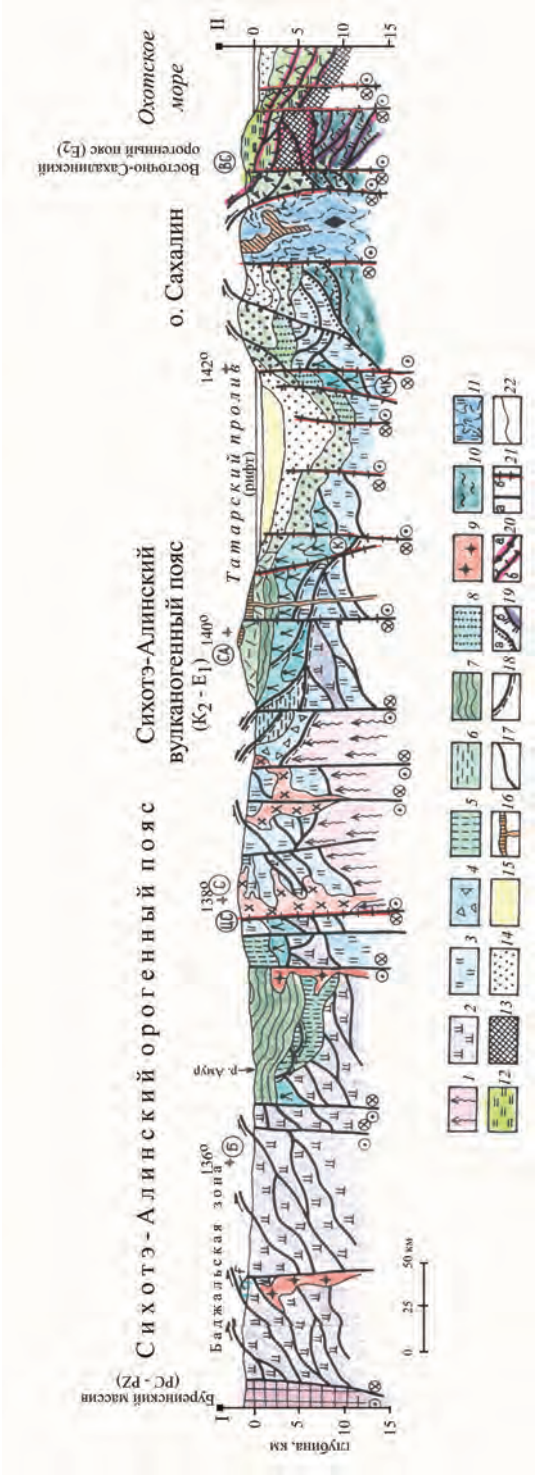
Земная кора разбита разломами. Современная тектоническая активность подчеркивается высоким тепловым потоком, магматической деятельностью и сейсмическими проявлениями. В связи с этим толщина коры понижена по сравнению с окаймляющими пролив регионами и уменьшается до 25 км, а скорости сейсмических волн по поверхности Мохо составляют 7.4–7.6 км/с. Выделенные глубинным сейсмическим зондированием (ГСЗ) глубинные разломы подтверждаются геологическими данными. Так, в районе Западно-Сахалинского разлома, окаймляющего Татарский пролив с востока, кайнозойские отложения, по сравнению с остальными


Охотское море
Залив Терпения
о. Сахалин
Залив Анива
Татарский
Рифт
II
I
0 35 70 км
КНР
Амур
широта, градусы
долгота, градусы
52
50
48
46
136
138
140
142
146

районами прогиба, круто (до 50–80°) наклонены на запад, сильно нарушены сбросовыми и взбросовыми дислокациями. 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

Рис. 1.13. Схема тектонического строения Сихотэ-Алинского – Сахалинского региона. По Н.И.Филатовой (Rodnikov et al., 2008)

1, 2 – континентальные микроплиты: *1* – Буреинская, *2* – Ханкайская; *3* – блоки предполагаемой континентальной коры (Х – Хорский, А – Анюйский); *4* – Монголо-Охотский палеозойский–раннемезозойский орогенный пояс (включая юрские постколлизионные наложенные турбидитовые бассейны); *5–11* – Сихотэ-Алинский-Сахалинский среднемеловой орогенный пояс: *5* – покровно-надвиговые структуры с тектоническим совмещением палеозойских, триасовых, юрских и неокомовых океанических, окраинноморских и островодужных образований, претерпевших локально палеозойский, раннетриасовый и среднемеловой амфиболитовый и зеленосланцевый метаморфизм и гранитизацию (зоны: Б – Баджальская, С – Самаркинская), *6* – нижнемеловые островодужные образования (зоны: КМ – Киселевско-Маноминская, К – Кемская), *7–11* – синсдвиговые позднеготеривские–раннесеноманские образования завершающего этапа среднемелового орогенеза (коллизионно-трансформная обстановка): *7, 8* – готеривские–среднеальбские терригенные образования грабенов и бассейнов пулл-апарт: *7* – олистостромы и турбидиты, *8* – турбидиты преимущественно аркозовые (Журавлевский бассейн), *9* – альбские–нижнесеноманские терригенные отложения, *10* – аптские–сеноманские наземные вулканиты (известково-щелочной и щелочной серий) участков транстенсии, *11* – среднемеловой Хунгарийский коллизионный гранитоидный комплекс; *12–14* – Сихотэ-Алинский сеноман-палеоценовый надсубдукционный окраинноконтинентальный вулкано-плутонический пояс: *12* – вулканогенные породы (а) и интрузивные породы (б), *13* – сеноманские–палеоценовые турбидиты преддугового прогиба, *14* – терригенно-олистостромовые образования аккреционной призмы внутренней части желоба; *15* – тектонически совмещенные сеноманские–туронские турбидито-олистостромовые образования аккреционной призмы, а также юрские–нижнемеловые и верхнемеловые океанические образования, значительно метаморфизованные; *16* – высокобарические метаморфические породы (глаукофановые сланцы, амфиболиты) по океаническим породам преимущественно юрского–мелового возраста (а), эклогиты (б); *17–20* – Восточно-Сахалинский среднеэоценовый орогенный пояс: *17* – кампанские–палеоценовые океанические образования, *18* – кампанские–палеоценовые океанические и окраинноморские образования нерасчлененные, *19* – кампанские–палеоценовые островодужные образования, *20* – среднеэоценовые–раннеолигоценовые коллизионные гранитоиды; *21–24* – синсдвиговые палеогеновые–четвертичные образования (обстановка трансформной границы континентальной и океанической плит): *21* – позднепалеогеновые–четвертичные терригенные отложения в грабенах и бассейнах пулл-апарт, *22* – эоцен-четвертичные базальтоиды, реже бимодальные и дифференцированные ассоциации вулканитов щелочной, толеитовой, реже известково-щелочной серий в участках транстенсии (а), внемасштабные выходы этих пород (б), *23, 24* – гранитоиды в зонах синсдвигового амфиболитового метаморфизма: *23* – раннемиоценовые, *24* – позднепалеоценовые–эоценовые; *25, 26* – коллизионные сутуры: *25* – ранне-среднемезозойская, *26* – среднеэоценовая; *27–29* – надвиги: *27* – палеозойские–мезозойские нерасчлененные, *28* – позднеальбские–раннесеноманские, *29* – среднеэоценовые (а) и среднемиоценовые–четвертичные (б); *30* – сдвиги (главные утолщены), ЦС – Центрально-Сихотэ-Алинский сдвиг; *31* – разломы по геофизическим данным (преимущественно сдвиги и сбросы); *32* – граница стратиграфическая и интрузивная. Линия I–II – геологический профиль, представленный на рис. 1.14


I
II
Буреинский массив (PC - PZ)
Сихотэ-Алинский орогенный пояс
Сихотэ-Алинский вулканогенный пояс (K2 - E1)
о. Сахалин
Охотское море
Восточно-Сахалинский орогенный пояс (E2)
Байкальская зона
Р. Амур
Татарский пролив
136°
138°
140°
142°
Глубина, км
0
5
10
15
0
25
50 км

активности и прогрев 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). Формирование рифтовой структуры Татарского пролива связано с апвеллингом астеносферы к земной коре (Rodnikov, 1973). Рифт является северным продолжением спредингового центра, расположенного в глубоководной котловине Японского моря, который выделен на основе анализа аномалий магнитного поля Японского моря (Исезаки и др., 1976). Считается, что спрединговые процессы, сопровождавшиеся излияниями базальтовых лав, продолжались здесь в течение 25–15 млн. лет назад (Jolivet et al., 1990; Maruyama et al., 1997).

В середине олигоцена начались, а в миоцене завершились процессы растяжения земной коры в Татарском проливе в результате рифтогенеза, сопровождавшиеся ареальным базальтовым вулканизмом, проявившимся в Монеронском подня-

---

Рис. 1.14. Геологический разрез (по 50° с.ш.) через Сихотэ-Алинский – Сахалинский регион (линия разреза I-II представлена на рис. 1.13) (Родников и др., 2005; Rodnikov et al., 2008)

1 – блоки предполагаемой континентальной коры, претерпевшей многократный метаморфизм; *2–4* – Сихотэ-Алинский–Сахалинский среднемеловой орогенный пояс: *2* – тектонически совмещенные палеозойские, триасовые, юрские и неокомовые океанические, окраинноморские и островодужные образования, претерпевшие неоднократную орогению и метаморфизм (зоны: Б – Баджальская, С – Самаркинская), *3* – то же с преобладанием юрских–неокомовых океанических образований, *4* – берриасские–валанжинские турбидиты и олистостромы; *5–9* – синсдвиговые позднеготеривские–раннесеноманские образования, завершающего этапа среднемелового орогенеза (коллизионно-трансформная обстановка): *5, 6* – позднеготеривские–среднеальбские терригенные образования грабенов и бассейнов пулл-апарт: *5* – олистостромы и турбидиты, *6* – турбидиты преимущественно аркозовые (Журавлевский бассейн), *7* – альбские–раннесеноманские терригенные образования, *8* – позднеготеривские–раннесеноманские флишоидные образования, *9* – барремские–альбские гранитоиды; *10* – предполагаемая позднемеловая океаническая кора; *11* – высокобарические метаморфические породы (преимущественно по юрским–меловым офиолитам); *12, 13* – Восточно-Сахалинский среднеэоценовый орогенный пояс: *12* – кампанские–палеоценовые породы первого слоя океанической плиты, *13* – предполагаемые меловые–палеогеновые гипербазиты океанической коры; *14-16* – синсдвиговые палеоген-четвертичные образования (обстановка трансформной границы континентальной и океанической плит): *14, 15* – терригенные отложения в грабенах и бассейнах пулл-апарт: *14* – позднеэоценовые–раннемиоценовые, *15* – позднемиоценовые–четвертичные, *16* – эоцен-четвертичные базальтоиды щелочной, реже известково-щелочной серий и их подводящие каналы; *17* – надвиги в покровных структурах палеозойского–среднемелового возраста нерасчлененные; *18* – надвиги альбские–раннесеноманские; *19* – меловые–палеогеновые надвиги аккреционных призм надсубдукционных поясов: Сихотэ-Алинского (а), Восточно-Сахалинского-Хоккайдского (б); *20* – фронтальный надвиг покровов Восточно-Сахалинского орогенного пояса (а), прочие кайнозойские надвиги (б); *21* – сдвиги среднемеловые (а) и кайнозойские (б) (крест в кружке на профиле означает движение от наблюдателя, точка – к наблюдателю); *22* – граница стратиграфическая и интрузивная. Дополнительные буквенные обозначения: СА – Сихотэ-Алинский надсубдукционный окраинноконтинентальный вулкано-плутонический пояс (сеноман–палеоцен), К и МК – фрагменты (соответственно Кемский и Монерон-Кабато) раннемеловой островной дуги, ВС – Восточно-Сахалинский среднеэоценовый орогенный пояс

тии, расположенном в центральной части пролива. Химический состав эффузивов свидетельствует о принадлежности их к толеитовому и щелочному оливин-базальтовому типу (Пискунов, 1977*)*. Произошедшее в Татарском проливе Монеронское землетрясение в 1971 г. характеризовалось взбросовыми движениями (Арефьев, 2003). Глубина залегания гипоцентров происходивших здесь землетрясений составляла от 5 до 20 км (Злобин, 2005).

На рис. 1.15 показано глубинное строение литосферы под осадочным прогибом Татарского пролива, где выявлено Изыльметьевское газовое месторождение (Структура…, 1996).

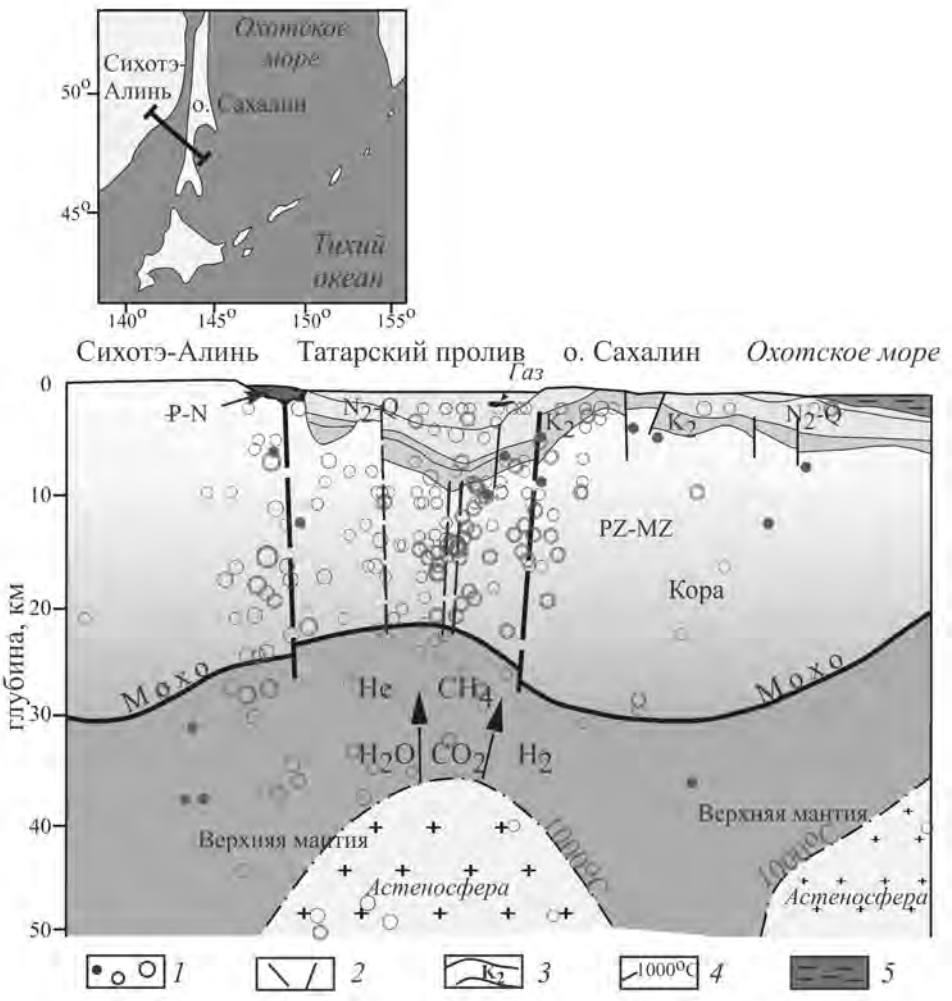


Рис. 1.15. Глубинное строение осадочного прогиба Татарского пролива (Родников и др., 2003б)

Вверху – схема расположения профиля. 1 – очаги землетрясений; *2* – разломы; *3* – геологические слои; *4* – изотерма, °С, *5* – водная толща

Вызванные астеносферным апвеллингом повышенный тепловой поток, магматическая активность и прогрев осадочной толщи стали дополнительным источником углеводородов и флюидных потоков, способствовавших формированию месторождений углеводородов в осадочных толщах рифта Татарского пролива.

Тектонические структуры Сахалина приурочены к северной меридиональной ветви Японо-Сахалинской островной дуги. Остров Сахалин представляет собой фрагмент Евразийской континентальной окраины, отделенный 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 Сихотэ-Алинского вулканогенного 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. 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 чешуйчато-надвиговых структурах базит-гипербазитовые отторженцы меловой океанической коры (ранее входящие в состав Охотоморской плиты) и создают, по-видимому, линейную магнитную аномалию вдоль восточного побережья о. Сахалин. Эти ультраосновные породы, по-видимому, являются останцами древних зон субдукции, происходившей в позднемеловое–раннепалеогеновое время. На профилях ГСЗ отчетливо выделяются листрические разломы (приблизительно 15°), проникающие из осадочного слоя в верхнюю мантию, разрывы, наблюдаемые по поверхности Мохо, изменение мощности верхнего слоя коры и наличие блоков коры с высокими значениями сейсмических скоростей (Piip, Rodnikov, 2004).

Мощность земной коры здесь составляет 30–35 км. Скорости по поверхности Мохоровичича варьируют от 7.8 до 8.3 км/с. На Сахалине землетрясения приурочены, в основном, к земной коре и связаны с глубинными разломами, простирающимися вдоль всего острова и являющимися границами литосферных плит. Основными здесь являются субмеридиональные глубинные литосферные разломы: Западно-Сахалинский, Центрально-Сахалинский, Хоккайдо-Сахалинский и Восточно-Сахалинский. Длина их около 1000 км и они сопровождаются многочисленными сопутствующими разломами. Верхне-Пильтунский разлом, подвижка по которому послужила причиной катастрофического Нефтегорского землетрясения 28 мая 1995 г., является по отношению к Хоккайдо-Сахалинскому разлому второстепенным, оперяющим, нарушением (Оскорбин и др., 2001; Рогожин, 1996).

Геодезические наблюдения за период 1975–1983 гг. выявили некоторые закономерности горизонтальных движений в зоне Центрально-Сахалинского глубинного разлома. Было установлено, что в 1975–1978 гг. по разлому наблюдался правосторонний сдвиг, сменившийся сжатием к 1979 г. В последующий период 1979–1980 гг. в зоне разлома наблюдалось расширение, которое в 1980–1983 гг. сменилось затуханием (Василенко, Богданова, 1986). В общем, для Сахалина отмечается миграция очагов сильных землетрясений с востока на запад и направленная снизу вверх от больших глубин до поверхности (Злобин, 2005). К глубинным разломам приурочены также извержения грязевых вулканов (Мельников и др., 2005).

Наиболее сильными на Сахалине в целом были Лесогорско-Углегорское землетрясение 15 марта 1924 г. (M=6.8), Ногликское – 2 октября 1964 г. (M=5.8), Монеронское – 5 сентября 1971 г. (M=7.2); Нефтегорское – 27(28) мая 1995 г. (M=7.2); Углегорское – 4(5) августа 2000 г. (M=7.1); Такойское – 1 сентября 2001 г. (M=5.5), а также Горнозаводское – 17 августа 2006 г.(M=5.6) и Невельское – 2 августа 2007г. (M=6.1) (рис. 1.16).

Глубинное строение литосферы региона Нефтегорского землетрясения. Нефтегорское землетрясение произошло на Северном Сахалине 28 мая 1995 г. (координаты 52.6° с.ш. и 142.8° в.д). Очаг землетрясения находился на глубине около 18 км, магнитуда Ms=7.2 (Рогожин, 1996). В результате землетрясения образовался сейсморазрыв северо-северо-восточного простирания протяженностью около 40 км (рис. 1.17).

Разлом представляет собой правосторонний сдвиг, перемещение по которому достигало 8.1 м, а вертикальная составляющая – 1.5–2 м. Пространственно Нефтегорский сейсморазрыв связан с Верхне-Пильтунским разломом, осложняющим на севере Сахалина неогеновые и четвертичные преимущественно песчано-глинистые отложения мощностью до 6 и более километров. Верхне-Пильтунский разлом составляет северное звено крупного глубинного Центрально-Сахалинского разлома, прослеживающегося вдоль всего острова. Многочисленные сейсмогенные подвижки по Верхне-Пильтунскому разлому, как показали исследования (Рогожин, 1996; Семенов и др., 1996), происходили неоднократно в голоцене. Нефтегорское землетрясение 1995 г. – лишь одна из многих сейсмокатастроф, связанных с подвижками по этому разлому.

Древняя субдукционная зона – граница между впадиной Дерюгина и Северо-Сахалинским осадочным бассейном. Предполагается, что офиолитовый комплекс фиксирует положение древней сейсмофокальной зоны – позднемезозойской зоны субдукции океанической коры Охотского моря под структуры Сахалина (Гранник, 1991; Родников и др., 2002). Расположенный на п-ове Шмидта офиолитовый комплекс сложен перидотитами, гарцбургитами и дунитами. С гипербазитами по тектоническому контакту, выраженному зоной серпентинитов, соприкасается толща шаровых лав базальтов, андезито-базальтов, кератофиров и туфов мощностью до 600 м с линзами яшм, кремнистых туфоалевролитов и известняков. Кремнистые породы содержат меловые радиолярии (Алексейчик и др., 1963; Рождественский,

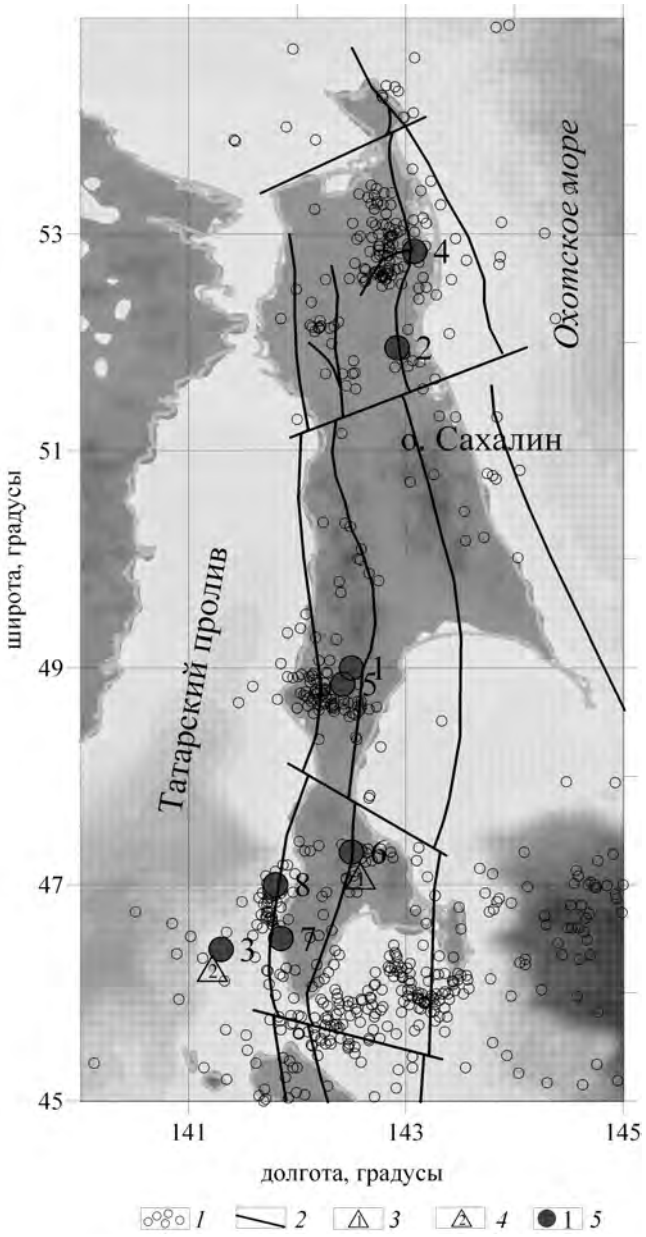


Рис. 1.16. Сейсмичность о. Сахалин (Землетрясения в СССР…, 1997; Землетрясения Северной…, 2013). Разломы по (Воейкова и др. 2007; Лободенко, 2010; Объяснительная…, 2000; Тютрин и др., 1986)

1 – эпицентры землетрясений; *2* – разломы; *3* – Южно-Сахалинский грязевой вулкан; *4* – неогеновый вулкан о. Монерон; *5* – катастрофические землетрясения.

Цифрами обозначены катастрофические землетрясения: 1. Лесогорско-Углегорское; 2. Ногликское; 3. Монеронское; 4. Нефтегорское; 5. Углегорское; 6. Такойское; 7. Горнозаводское; 8. Невельское

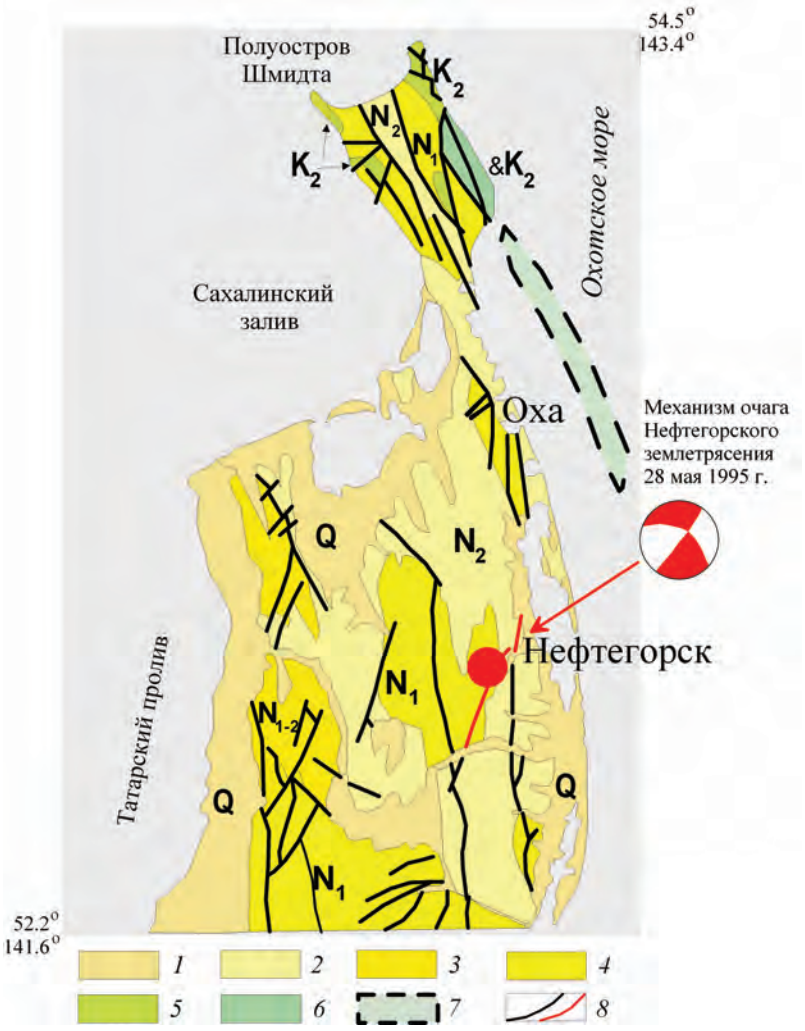


Рис. 1.17. Геологическая карта Северного Сахалина по (Алексейчик и др., 1963) с дополнениями
1 – квартер; *2* – плиоцен; *3* – неоген; *4* – миоцен; *5* – верхний мел; *6* – офиолиты на п-ове Шмидта; *7* – офиолиты, простирающиеся вдоль восточного побережья Сахалина; *8* – разломы

1988, 2000). Среди вулканических пород выделены бониниты, характерные для фронтальной части островных дуг (Высоцкий и др., 1998). На толщу шаровых лав надвинута чешуя габбро и габбро-диабазов мощностью до 900 м, прорванных дайками диабазов и плагиогранитов. В зоне разлома, ограничивающего перидотитовый массив с запада, встречаются крупные блоки габбро, диоритов и плагиогранитов, возраст которых, определенный K-Ar методом, составляет 87.1 млн. лет (Рождественский, 2000). Перидотиты вдоль контакта с габбро сильно серпентинизированы, а габбро превращены в родингиты.

По данным аэромагнитной съемки, массив гипербазитов п-ова Шмидта прослеживается в Охотском море в юго-восточном направлении вдоль восточного побережья Сахалина на 1200 км при ширине до 30 км (Корнев, 1990) и связан с глубинным разломом, перекрытым в настоящее время кайнозойскими отложениями. В магнитном поле эта зона представляет собой пояс высокоградиентных аномалий, интенсивность которых достигает 1300 нТл (Структура..., 1996).

Подтверждением развития в позднем мезозое субдукционной зоны служит выделенная на Восточном Сахалине позднемеловая–палеогеновая Восточно-Сахалинская вулканическая дуга, состоящая из фрагментов вулканических островов, сложенных андезитами, дацитами, риолитами и их туфами известково-щелочной серии (Гранник, 1999). Распространение андезитовой цепи вулканов вдоль Восточного Сахалина свидетельствует о том, что глубина до субдукционной зоны, где располагались в то время магматические очаги, составляла 70–100 км. Толщина реконструированной сейсмофокальной зоны примерно составляет 80 км, а угол наклона – около 45° (Гранник, 1999). За вулканической дугой в позднем мелу на Северном Сахалине располагался задуговой бассейн, сложенный терригенными, кремнистыми и карбонатными породами, а перед дугой располагался глубоководный желоб, фиксирующий субдукцию плиты Охотского моря под Сахалин.

Геодинамическая модель глубинного строения региона Нефтегорского землетрясения. Через древнюю субдукционную зону, вулканическую островную дугу, впадину Дерюгина и Северный Сахалин был построен глубинный геолого-геофизический разрез (рис. 1.18). Геологическое строение дано по (Объяснительная…, 2000; Структура..., 1996; Cruise…, 2000; Rodkin, Rodnikov, 1996; Rodnikov et al., 2001, 2008), строение коры – по (Глубинное..., 1987; Piip, Rodnikov, 2004), строение верхней мантии – по (Структура..., 1996; Родников и др., 2002), значения теплового потока – по (Смирнов, 1986; Смирнов, Сугробов, 1980; Pollak et al., 1991), сейсмичность – по (Землетрясения в СССР…, 1997; Землетрясения Северной…, 2013; Юнга, Рогожин, 2000).

Построенная модель глубинного строения литосферы под Нефтегорским землетрясением показала, что Северный Сахалин состоит из Северо-Сахалинской осадочной впадины, западного обрамления впадины Дерюгина и разделяющего их офиолитового комплекса (Родников и др., 2002; Rodnikov et al., 2008, 2013). Впадина Дерюгина образовалась на месте древнего глубоководного желоба, после того как в позднемеловое–палеогеновое время плита Охотского моря субдуцировала под вулканическую дугу (Гранник, 1999; Родников и др., 2002). Она выполнена кайнозойскими, преимущественно глубоководными, морскими терригенными и кремнисто-терригенными отложениями толщиной до 12 км. В неогене в результате раскрытия рифтовой структуры Татарского пролива субдукция прекратилась, а желоб превратился в осадочный бассейн (Rodnikov et al., 2001). Олигоцен-нижнемиоценовый комплекс составляет нижнюю часть осадочной толщи. Он слагает отдельные изолированные рифтовые грабены, сформировавшиеся в условиях глубоководного желоба. Мощность этих отложений составляет 3–5 км. Верхняя основная

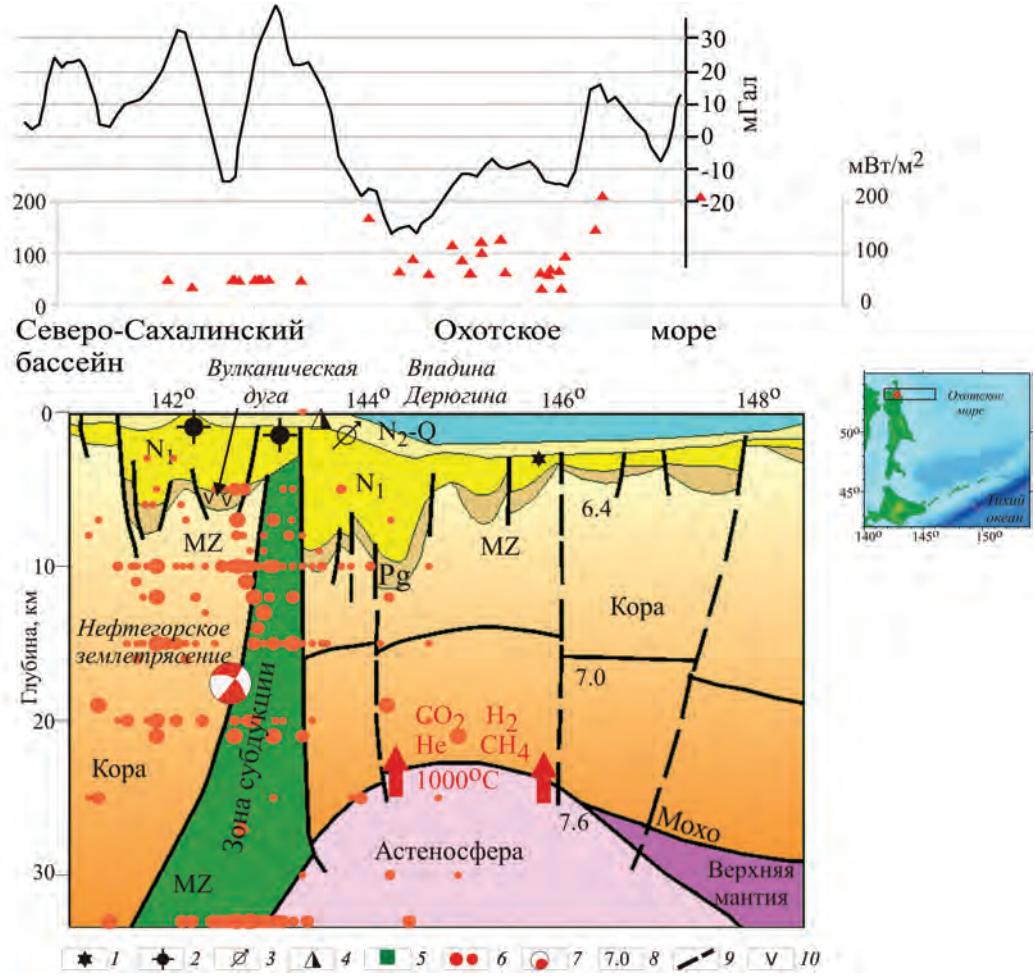


Рис. 1.18. Геодинамическая модель глубинного строения региона Нефтегорского землетрясения

Справа – карта-схема расположения профиля. Вверху – аномалии силы тяжести в свободном воздухе; ниже – распределение измеренных значений теплового потока вдоль профиля. Очаг Нефтегорского землетрясения связан с подвижками, происходящими в мезозойской субдукционной зоне.

1 – бариты, сульфиды; *2* – нефть; *3* – газ; *4* – грязевые вулканы; *5* – офиолитовый пояс; *6* – гипоцентры землетрясений; *7* – механизмы очагов землетрясений; *8* – скорости сейсмических волн, км/с; *9* – разломы; *10* – андезиты

часть разреза сложена миоцен-четвертичными осадками, выполняющими крупные прогибы, отделенные от поднятий листрическими сбросами. Верхи разреза сложены диатомовыми пелитами с прослоями пирокластических пород.

Слоистая толща впадины Дерюгина повсеместно смята в складки и разбита разломами, осложняющими борта впадины (Cruise..., 2000). Разломы отражают

современную тектоническую обстановку региона, обусловленную, по-видимому, глубинными процессами. Активная современная тектоника подчеркивается высокими значениями теплового потока, достигающими 200 мВт/м^2 (Смирнов, 1986), гидротермальной деятельностью (Обжиров и др., 1999) и сейсмическими проявлениями, приуроченными в основном к западному борту впадины Дерюгина (Рогожин, 1996), где выходит на поверхность древняя сейсмофокальная зона.

Мощный осадочный чехол впадины залегает на неровной поверхности акустического фундамента со скоростями сейсмических волн 6.2–6.4 км/с. Скорости по поверхности Мохо пониженные – до 7.6 км/с (Piip, Rodnikov, 2004). Толщина фундамента незначительная – не больше 10 км, обусловленная процессами растяжения и последующего прогибания. Тектоническая активность, проявившаяся в регионе Охотского моря, в частности во впадине Дерюгина, обусловлена процессами, протекающими в верхней мантии. Здесь на небольшой глубине (25–30 км) после завершения процессов субдукции возник астеносферный диапир, содержащий магматические очаги с высокими температурами, достигающими 1100°С (Родников и др., 2002).

Над древней субдукционной зоной располагается Северо-Сахалинский осадочный бассейн, сформировавшийся на месте позднемеловой задуговой впадины. Протяженность его в северо-западном направлении составляет 900 км при ширине в 80–120 км. Фундамент сложен триасо-раннемеловыми вулканогенно-кремнистыми и, в отдельных случаях, позднемеловыми вулканогенными отложениями. Он расположен на глубине до 5–12 км, а на обрамляющих и внутренних поднятиях – до 1.5–3 км (Структура..., 1996).

Образование задугового бассейна связывается с апвеллингом астеносферного диапира к коре, расчленением коры в конце позднего мела на систему узких горстов и грабенов и накоплением фаций начального рифтогенеза (Родников и др., 2005; Rodnikov et al., 2001). Породы бассейна представлены переслаиванием терригенных, кремнисто-терригенных и карбонатно-вулканогенно-кремнистых пород.

Магматические породы, связанные с развитием задугового бассейна, относятся к известково-щелочным и щелочным сериям. Они представлены габбро, гранодиоритами и толеитами, сходными с океаническими оливиновыми базальтами, андезитами, сменяющимися вверх по разрезу дацитами и риолитами. Возраст осадочных пород установлен по фауне иноцерамов и аммонитов, а также по радиоляриям как верхнемеловой (Гранник, 1999). В олигоценовую эпоху продолжалось заполнение грабенов терригенными, а затем кремнисто-глинистыми отложениями мощностью до 3.5 км. Следующему миоценовому этапу максимального расширения в Северо-Сахалинском бассейне соответствует мощный (до 10 км в отдельных грабенах) комплекс пород – сначала глубоководных, а потом все более мелководных песчано-глинистых. Для плиоценового этапа развития бассейна, как и предыдущих, характерно накопление песчано-глинистых осадков. В результате плиоценово-четвертичной тектонической активизации сформировались слабоинтенсивные пологие пликативные структуры. Тепловой поток в этом бассейне характеризуется средни-

ми значениями, а астеносфера, по данным электромагнитных исследований, расположена в настоящее время на глубине около 70 км.

В результате подвижек, происходящих по древней субдукционной зоне, расположенной под Сахалином, в земной коре происходят значительные перемещения по многочисленным разломам и деформация земной поверхности. Образовалась система разломов в коре, включающая линеаменты, глубинные разломы, сбросы, взбросы, сдвиги и флексуры (рис. 1.19). Вдоль разломов образовались приразлом-

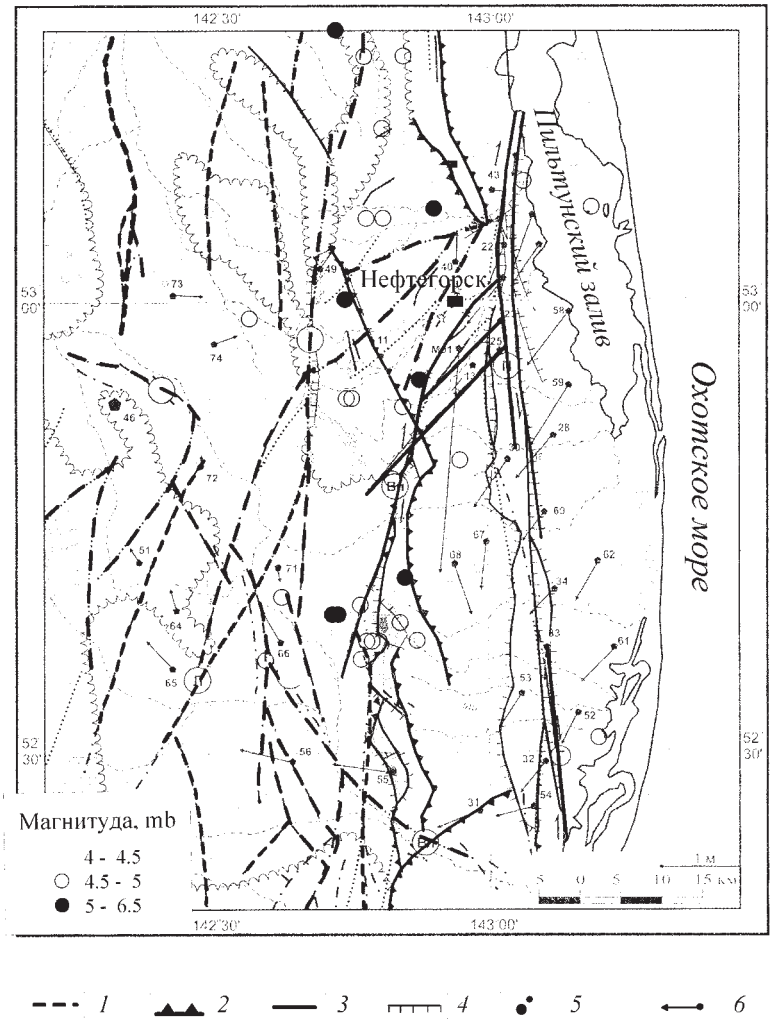


Рис. 1.19. Схема горизонтальных деформаций земной поверхности региона Нефтегорского землетрясения за период 1970-1997 гг. (Василенко и др., 2001; Воейкова и др., 2007), дополненная эпицентрами землетрясений

1 – линеаменты; *2* – флексуры; *3* – глубинные разломы; *4* – разломы; *5* – очаги землетрясений; *6* – смещения пунктов геодезической сети

ные впадины и блоки. Кора региона находится в постоянном движении. Отмечаются как горизонтальные, так и вертикальные перемещения (Воейкова и др., 2007).

Повторные GPS-измерения в эпицентральной зоне Нефтегорского землетрясения выполнялись в 1995–1997 гг. В результате землетрясения в эпицентральной зоне произошли значительные правосторонние смещения земной поверхности. В окрестностях Нефтегорска величина правостороннего сдвига составила 4 м, а амплитуда взброса составила 75 см (Василенко и др., 2001; Воейкова и др., 2007).

Формирование и дальнейшее развитие осадочных бассейнов, расположенных на Северном Сахалине, таких как впадина Дерюгина, образовавшаяся на месте глубоководного желоба, или Северо-Сахалинский осадочный бассейн, наследовавший структуры задуговой впадины, обусловлено субдукционными процессами, протекавшими в позднемеловую–раннепалеогеновую эпоху и активизированными в последующее время, о чем свидетельствуют непрекращающиеся сейсмические подвижки в регионе. Расположение древней субдукционной зоны под Сахалином, являющейся причиной сильных землетрясений, делает этот регион одним из наиболее сейсмоопасных на территории России.

Курильская котловина Охотского моря относится к задуговым впадинам (рис. 1.20). Она оконтуривается по изобате 3000 м, средние глубины в районе исследования 3200 м. Мощные (более 4000 м) толщи осадков залегают на акустическом фундаменте (Снеговской, 1974), вероятно, представляющем вулканогенно-осадочный слой, ниже которого прослеживается третий слой океанической коры с граничной скоростью сейсмических волн 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 методом отраженных волн (МОВ) (Снеговской, 1974) осадочный чехол подразделяется на два комплекса. 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.

Последующие сейсмические исследования показали, что для осадочной толщи мощностью около 5 км сейсмические скорости изменяются от 1.7 до 4.3 км/с. Толща подстилается слоем мощностью 2.0–2.8 км со скоростями 4.8–5.2 км/с, вероятно, представляющим собой вулканогенно-осадочные породы океанической коры. Ниже расположен слой со скоростями 6.4–7.2 км/с и толщиной 4–5 км, который некоторые исследователи коррелируют с магматическим слоем океанической коры (Baranov et al., 2002).

Поверхность Мохо прослеживается на глубине 11–13 км (Строение…, 1964). Данные о составе и возрасте фундамента отсутствуют. Известны лишь незначительные данные о строении фундамента по окраинам впадины. Драгированные образцы с возвышенности Академии наук СССР показали, что северный склон Курильской впадины сложен магматическими породами известково-щелочной се-

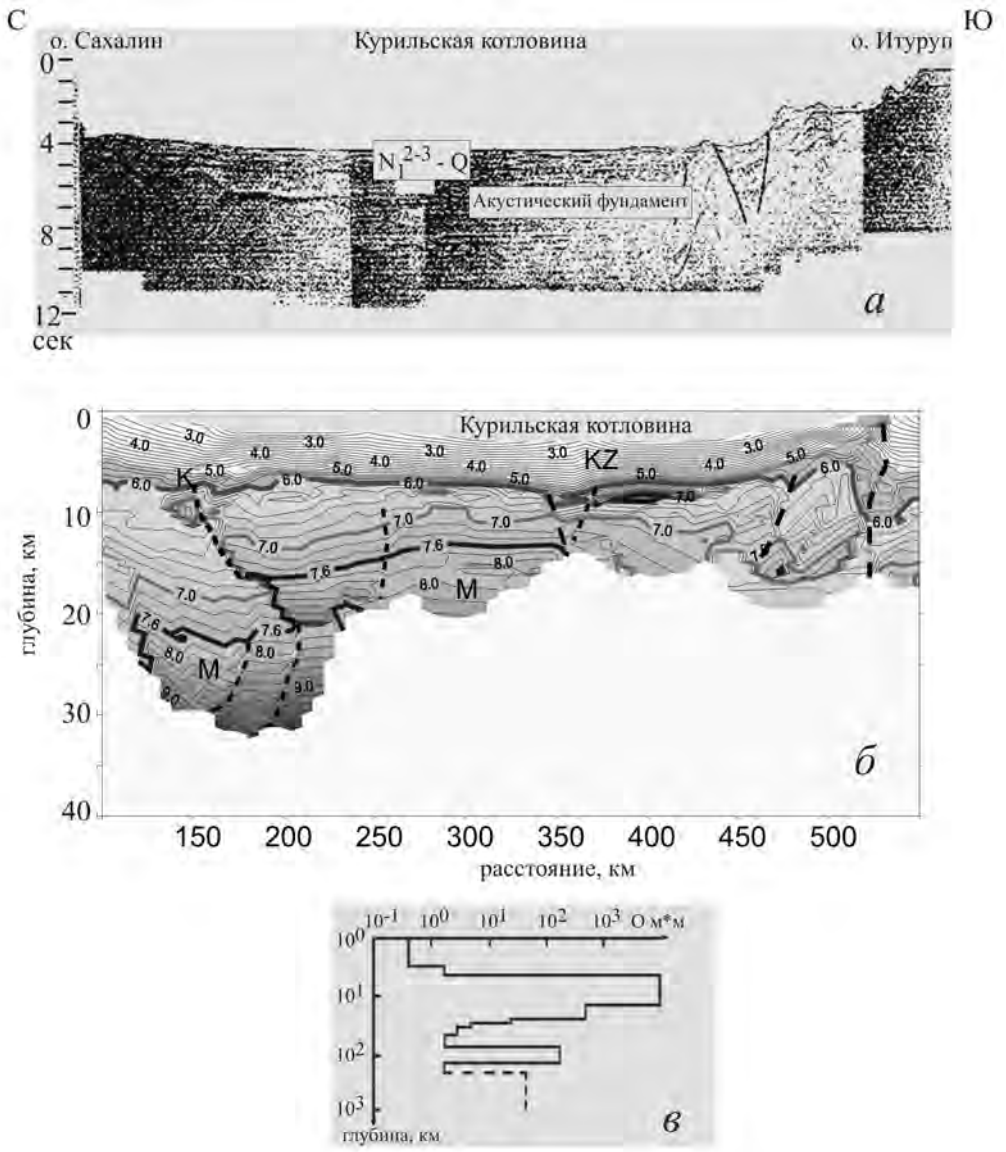


Рис. 1.20. Глубинное строение Курильской котловины

а – осадочный чехол по данным МОВ (Снеговской, 1974); *б* – разрез земной коры, построенный по данным ГСЗ (Piip, Rodnikov, 2004); *в* – строение мантии по электромагнитным данным (Ляпишев и др., 1987)

рии. Определения K-Ar методом говорят об их меловом возрасте (Gnibidenko et al., 1995). Изотопный анализ Sr-Nd-Pb вулканических пород свидетельствует, по мнению (Баранов и др., 1999), что фундамент, возможно, представляет утоненную кон-

тинентальную кору. Средняя скорость погружения в плиоцен-четвертичное время, связанного, по-видимому, с растяжением задугового бассейна, составляет от 0.5 до 2.0 мм/год (Baranov et al., 2002).

Геофизические исследования фундамента позволяют предположить, что он осложнен серией разрывных нарушений, фиксируемых в прибортовых частях, а также отдельными выступами основания, часто имеющими изометричную в плане и коническую в вертикальном сечении форму. Выступы фундамента перекрываются осадками и представляют, по-видимому, погребенные вулканические постройки (Туезов, 1975), что подтверждается характером 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.

Дальневосточными учеными проведено изучение вещественного состава вулканогенных пород, полученных при драгировании в экспедициях НИС «Пегас», «Первенец», «Академик Лаврентьев» и «Вулканолог» (Емельянова и др., 2003; Красный и др., 1981; Подводный…, 1992; Тарарин и др., 2000; Cruise…, 2000). В Курильской котловине эти породы слагают многочисленные подводные вулканы плиоцен-плейстоценового возраста, в основном расположенные по обрамлению котловины – на южном склоне возвышенности Академии наук СССР (Емельянова и др., 2003), в тыловой зоне Курильской котловины (Подводный…, 1992) и в ее северо-восточной части, где на глубине около 3200 м находится вулкан Геофизиков (Тарарин и др., 2000; Baranov et al., 2002). На южном склоне возвышенности Академии наук СССР плиоценовые вулканиты представлены андезито-базальтами, андезитами, реже базальтами и андезито-дацитами (Емельянова и др., 2003). K-Ar датировки драгированных образцов изменяются от 0.9 до 1.6 млн. лет. Вулканы приурочены к пересечениям поперечных и продольных разломов. Породы, слагающие вулканические постройки, имеют более щелочной химический состав по сравнению с эффузивами известково-щелочной серии Курильской островной дуги, что, вероятно, свидетельствует о связи их с формированием Курильского задугового бассейна и о влиянии континентальной коры на магмогенерацию вулканитов котловины (Емельянова и др., 2003; Леликов, Емельянова, 2012).

Палинологический анализ пород, проведенный вдоль сейсмических профилей, позволил датировать осадочную толщу Курильской котловины (Безверхний и др., 2003). Было установлено, что формирование котловины началось в позднепалеогеновое–раннеолигоценовое время. В то время накапливались прибрежно-морские отложения с вулканогенными прослоями.

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, формирующие ее, проникают в верхнюю мантию, где зоны с аномально низкой (7.0–7.5 км/с) скоростью, возможно, представляют собой астеносферный диапир, содержащий очаги магмо-

образования. 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°С, 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. Курильская котловина представляет собой задуговой бассейн, в котором предполагается наличие субокеанической коры, связанной с тыловодужным спредингом (Хаин, 2001). Если эта модель верна, то в пределах ее ложа следует ожидать наличия пластов деплетированных толеитов (близких по составу к MORB) в сочетании с гиалокластитами. Проведенные расчеты (Вержбицкий, Кононов, 2006) показали, что возраст образования котловины в результате задугового спрединга составляет 36 млн. лет. Полученная оценка соответствует времени (олигоцен-четвертичное) формирования осадочного чехла рифтовых впадин Охотского моря (Вержбицкий, Кононов, 2010).

Изучение глубинного строения Курильской котловины показывает, что мощность коры составляет примерно 10 км. Астеносфера образует диапировые выступы, подступающие непосредственно к земной коре. В основании впадины расположены рифты – спрединговые центры. Подъем астеносферных диапиров к коре обусловил образование глубоководной котловины и высокий тепловой поток.

Сейсмическая активность в Курильском бассейне значительно ниже, чем в Курильской субдукционной зоне. Здесь распространены лишь мелкофокусные землетрясения. Большинство землетрясений локализуются на северо-западном склоне Курильской островной дуги и образуют узкий пояс, простирающийся параллельно дуге. Выделены два типа фокальных механизмов: взбросовые и сдвиговые. Землетрясения первой группы локализуются вблизи континентального поднятия Курильской островной дуги и на северном склоне Курильского бассейна. Землетрясения со сдвиговыми движениями локализуются в центральной части бассейна и вблизи континентального поднятия дуги (Baranov et al., 2002).

Курильская островная дуга – классическая двойная дуга, состоящая из внутренней (вулканической) и внешней (тектонической) дуг, разделенных междуговым трогом, Охотоморский склон которой осложнен подводными вулканами (Подводный…, 1992). В состав Курильской островной дуги входят Большая Курильская гряда (внутренняя дуга) и Малая Курильская гряда (внешняя дуга). Острова Большой Курильской гряды сложены кайнозойскими вулканогенными и вулканогенно-осадочными породами, залегающими, судя по ксенолитам, на фундаменте, сложенном метаморфическими породами, кристаллическими сланцами, роговиками, габброидами, диоритами и плагиогранитами (Сергеев, 1976). Мощность коры достигает 30–35 км. Толщина коры под междуговым трогом уменьшается до 15 км. Подводные вулканы приурочены к разломам и сложены четвертичными

базальтами, андезито-базальтами и андезитами, 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 Курильская дуга сложена в основном верхнемеловыми образованиями, а породы фундамента – полосчатыми габбро, габбро-норитами, серпентинизированными перидотитами. Они слагают аллохтонные пластины, в верхней части которых заключены комплексы параллельных даек (Пущаровский, Меланхолина, 1992). Междуговой прогиб расположен между внешней и внутренней 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-вулканогенных образований. На основании расчета верхних кромок аномалобразующих тел по магнитному полю (Красный, 1990), вероятно, можно ожидать в наиболее погруженных частях прогиба наличия геологического фундамента на глубинах 5–6 км. Распространение вулканогенных 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.

Андезито-базальты и андезиты, слагающие вулканы Курильской островной дуги, принадлежат к умеренно калиевой известково-щелочной серии, а базальты по химическим параметрам близки к породам толеитовой серии (Авдейко, 1994). В тыловой зоне Курильской дуги деплетированные разности исчезают, а известково-щелочные вулканиты приобретают обогащенный состав за счет увеличения содержаний многих некогерентных и редких элементов. В этом же направлении – от фронтальной зоны к тыловой – в лавах возрастает величина $^{87}Sr/^{86}Sr$ и уменьшается значение $^{143}Nd/^{144}Nd$. Вулканические породы Курильской островной дуги генетически обусловлены процессом субдукции Тихоокеанской плиты. Их магматические источники располагаются в надсубдукционном клине в пределах верхней мантии, а частично, возможно, и в астеносфере (Мартынов и др., 2005), которая в виде мантийного диапира подступает непосредственно к земной коре междугового прогиба Курильской дуги (Родников и др., 2005).

В пределах Курильской островной дуги очаги землетрясений образуют отчетливую фокальную зону, падающую под углом 40° от Курильского желоба в сторону континента на глубину до 700 км. Большинство очагов землетрясений образуют клиновидную форму, сужающуюся на глубине около 200 км (Юнга, Рогожин, 2000). Изучение механизмов очагов землетрясений показало, что в пределах Курило-Камчатской дуги, в общем, наблюдается обстановка субгоризонтального сжатия, ориентированного вкрест ее простирания (Балакина и др., 1996). Согласно данным по решению фокального механизма Кроноцкого землетрясения 1997 г. на Камчатке, главная ось сжатия полого погружается под желоб и ориентирована с юго-восто-

ка на северо-запад. Ось растяжения круто наклонена к северо-востоку. Повторные точки охватили верхнюю часть литосферы до глубины 40 км. Землетрясения обусловили сдвиговые подвижки, сопровождаемые надвиговыми процессами (Юнга, Рогожин, 2000). На Южных Курилах, где отмечается косая субдукция, Шикотанское землетрясение 1994 г. привело к взбросовым движениям (Арефьев, 2003). Землетрясения сопровождались вертикальными и горизонтальными движениями, приведшими к погружению о. Шикотан на 0.5–0.6 м (Юнга, Рогожин, 2000). Симуширское землетрясение 15 ноября 2006 г. с M=8.2 произошло под действием преобладающих сжимающих напряжений, ориентированных в юго-юго-восточном направлении. Землетрясение 13 января 2007 г. также с M=8.2, произошедшее в 100 км к востоку от Симуширского, возникло под действием напряжений сжатия и растяжения, ориентированных в направлении на север (Рогожин и др., 2011). Преимущественный тип напряженного состояния этих районов – горизонтальное сжатие, основной вид тензора напряжений – сдвиг (Злобин и др., 2008).

Сейсмофокальная зона в пределах Курило-Камчатской дуги расположена в области повышенных значений сейсмических скоростей (Тараканов, 2005). Выделенные области значительных скоростных градиентов характеризуются проявлением сильных землетрясений (Гонтовая и др., 2004), а области островной дуги, характеризующиеся сильным затуханием и низкой скоростью волн, расположены под вулканической зоной над погружающимся слэбом (Федотов, Чернышев, 2002). В погружающейся плите наблюдается область сжатия в верхней ее части, которая после изгиба сейсмофокальной зоны на глубине примерно 200 км сменяется растяжением (Балакина, 1981; Злобин, 1987, 2002).

Курило-Камчатский желоб в районе геотраверса оконтуривается изобатой 7000 м и имеет характерный асимметричный поперечный профиль. Приостровной склон круче (7–10°, местами до 15°), чем приокеанский (5–7°, в верхней части 3–5°) (Васильев и др., 1979). С океанской стороны желоба по самому краю Тихого океана протягивается пологое поднятие – вал Зенкевича. Большая часть желоба выстилается осадочной толщей первого океанического слоя, нередко перекрытого маломощными (десятки метров) турбидитными образованиями или же оползневой линзой (Строение дна..., 1981; Структура…, 1996). Океанический склон разбит многочисленными разломами типа сбросов, большинство которых сечет только второй слой, но некоторые рассекают и первый, выражаясь в рельефе в виде уступов высотой 50–200 м. Плоскости разломов обычно наклонены к оси желоба под углом 30–60°. 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..., 1981) 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°.

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 собой кра-

евое океаническое поднятие, выделяемое по изобате 5500 м шириной 300–350 км с превышением над ложем океана на 200–400 м (Строение дна..., 1981). Мощность осадков незначительна (300–350 м), и часто породы второго слоя океанической коры, сложенные толеитовыми базальтами, 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, граувакков, аргиллитов, кремнистых пород, роговиков, метасланцев, андезитов, диабазов, фельзит-порфиров, гранодиоритов, гранитов и аплитов (Васильев и др., 1979). K-Ar 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 краевой 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 в описываемом регионе кору (около 150 млн. лет), покрыта по всей площади сплошным осадочным чехлом средней мощностью 300–400 м (рис. 1.21).

Чехол, судя по скважинам DSDP (Deep Sea Drilling Project – Проект глубоководного бурения) 303 и 580 (Heath et al., 1985; Larson et al., 1975), сложен диато-

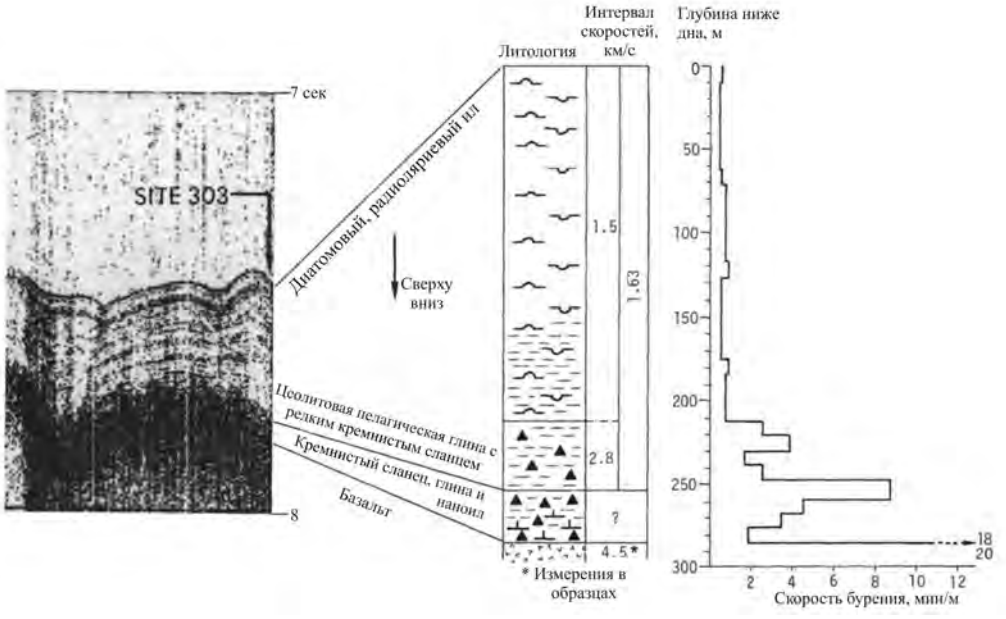


Рис. 1.21. Строение осадочного чехла Северо-Западной котловины Тихого океана по результатам глубоководного бурения и сейсмического профилирования (Larson et al., 1975)

мовыми и радиоляриевыми илами и слоистыми глинами, обогащенными пеплом позднемиоценового–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 юрских и меловых базальтов типа MORB, образовавшихся в связи с активностью различно ориентированных осей спрединга.

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; Петрищевский, 2002). По данным сейсмической томографии (Андерсон, Дзевонский, 1984; Жао и др., 2010; Bijwaard et al., 1998), здесь отмечаются пониженные значения сейсмических скоростей, а в Курильской котловине, на основе электромагнитных исследований, в интервале глубин 30–65 км выделен слой с удельной проводимостью 0.3–0.5 См/м и интегральной проводимостью около 15 000 См (Ляпишев и др., 1987). Природа этого слоя связывается с частичным плавлением, а его распространение ограничивается пределами котловины. На глубине более 100 км возможно выделение второго проводящего слоя. Эти результаты согласуются с другими геофизическими данными (Maruyama et al., 1997). Погружающийся Тихоокеанский слэб отчетливо наблюдается в верхней мантии под Камчаткой и Курильской островной дугой, субдукция сопровождается землетрясениями как поверхностными, так и глубинными. Отмечается, что субдукционный слэб выполаживается в переходной зоне мантии, расположенной на глубине от 410 до 670 км, где наблюдаются резкие изменения сейсмических свойств (Жао и др., 2010) (рис. 1.22).

Выше в астеносфере располагаются первичные магматические очаги, отмечаются повышенная электропроводность и резкое поглощение упругих волн, понижение их скоростей и плотности пород. Впервые наиболее подробно на экспериментальном материале существование астеносферы как низкоскоростного слоя обосновал Б. Гутенберг (Gutenberg, 1953). Астеносфера выделяется различными методами исследований: сейсмическими, геотермическими, электромагнитными. Представление астеносферы как зоны частичного плавления очень важно для изучения геологического развития осадочных бассейнов, так как астеносфера помимо тепла является источником углеводородных флюидов. За верхнюю поверхность астеносферы в регионе принята изотерма 1000–1200°С. При таких температурах происходит частичное плавление пород верхней мантии с учетом влияния глубинных флюидов (Смирнов, Сугробов, 1980; Структура..., 1996). На рис. 1.23 показана объемная модель глубинного строения литосферы Охотского моря.

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 Де-

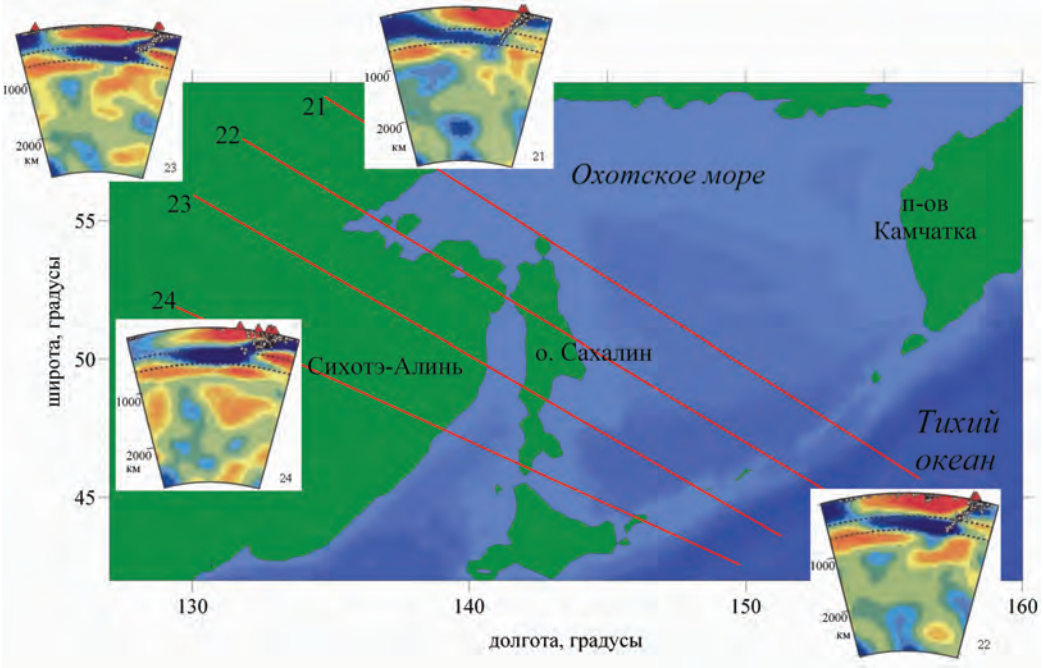


Рис. 1.22. Строение мантии региона Охотского моря по данным сейсмической томографии (Жао и др., 2010)

рюгина и Курильской котловиной, обусловливая активный тектонический режим, проявляющийся в вулканической, сейсмической и гидротермальной деятельности (Rodnikov, 1988).

Под Северо-Сахалинской осадочной впадиной, содержащей почти все нефтегазовые месторождения Сахалина, астеносфера в настоящее время расположена на глубине около 70 км. Кроме того, над астеносферными диапирами в осадочном чехле в Татарском проливе и впадине Дерюгина зафиксированы залежи углеводородов, а в Курильской котловине на вершинах подводных вулканов установлена сульфидная минерализация (Кононов, 1989).

Мантийные флюиды астеносферных диапиров определяют геодинамическое развитие осадочных бассейнов и формирование в них углеводородных залежей. На Сахалине проводящий астеносферный слой распространен в верхней мантии на глубине около 80 км.

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

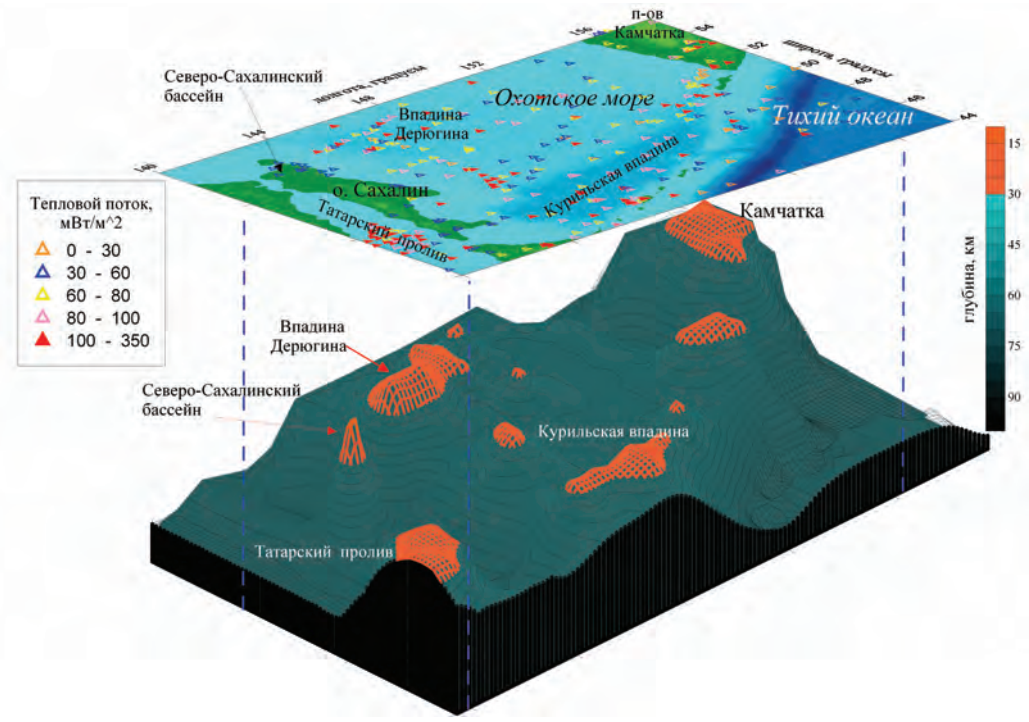


Рис. 1.23. Объемная модель глубинного строения тектоносферы региона Охотского моря (Родников и др., 2005)

Вверху – рельеф дна (Smith, Sandwell, 1997) с отдельными осадочными впадинами и распределение пунктов измерения теплового потока (Pollak et al., 1991); внизу – поверхность астеносферы. Красным цветом показаны возможные первичные магматические очаги в верхних частях астеносферных диапиров

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. Глубинные температуры на границе Мохо варьируют от 100°С в Тихом океане до 800°С под Татарским проливом и Курильской котловиной.

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.

К оглавлению

Выводы

Регион Охотского моря составляет часть кайнозойской окраины Тихого океана. Начиная с палеогена в пределах региона происходили тектонические процессы, сопровождавшиеся формированием задуговых бассейнов, рифтов, сдвигов, грабенов и горстов, различного типа глубинных разломов, обусловленных глубинными субдукционными процессами, связанными с погружением Тихоокеанской плиты под континент, а также с коллизией литосферных плит, активизированной в это время. Эти процессы сопровождались землетрясениями, извержениями вулканов, тектоническими подвижками, вызывавшими деструкцию земной коры.

Установлено, что отличительной особенностью глубинного строения региона Охотского моря является распространение в верхней мантии астеносферного слоя, от которого отходят диапиры аномальной мантии, процессы в которых и обусловливают формирование структур земной коры. Полученные данные свидетельствуют о корреляции между интенсивностью растяжения и строением рассматриваемых структур региона. Максимальной интенсивности растяжения, отмечаемой в Курильской впадине, соответствуют разрыв континентальной коры и астеносферный апвеллинг, сопровождающийся максимальным тепловым потоком. Татарской рифтовой впадине, где произошло лишь утонение континентальной коры, также соответствует астеносферный диапир, но располагающийся на гораздо бóльших глубинах; значительно менее интенсивен здесь и тепловой поток. Структуры растяжения, фиксируемые геотраверсом (Татарская рифтовая впадина и Курильская котловина), представляют собой синсдвиговые бассейны, обусловленные взаимодействием литосферных плит.

Установлена древняя субдукционная зона под Сахалином. Построенная модель глубинного строения литосферы региона Нефтегорского землетрясения показала, что Северный Сахалин состоит из Северо-Сахалинской осадочной впадины, западного обрамления впадины Дерюгина и разделяющего их офиолитового комплекса. Впадина Дерюгина образовалась на месте древнего глубоководного желоба, после того как в позднемеловое–палеогеновое время Охотоморская плита субдуцировала под вулканическую дугу, расположенную вдоль Сахалина, а Северо-Сахалинский бассейн сформировался в то время на месте задуговой впадины. Офиолитовый комплекс, сложенный ультраосновными породами, фиксирует положение древней субдукционной зоны, действовавшей примерно 100–60 млн. лет назад. На поверхности субдукционная зона проявляется в виде глубинных разломов, простирающихся вдоль Сахалина. Очаг Нефтегорского землетрясения непосредственно образовался в связи с активизацией этой древней субдукционной зоны. Расположение под Сахалином древней субдукционной зоны, являющейся причиной сильных землетрясений, делает этот регион одним из наиболее сейсмоопасных на территории России.

Глава 2

К оглавлению

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОКРАИН РЕГИОНА ЯПОНСКОГО МОРЯ

Японское море расположено в переходной зоне от Евразийского континента к Тихому океану. Подводной возвышенностью Ямато дно моря разделяется на котловины Японскую и Ямато с максимальными глубинами 3669 м и 3063 м соответственно (рис. 2.1).

Поверхность дна котловин ровная, с отдельными вулканическими постройками, возвышающимися над дном до 2 км. Котловины перекрыты кайнозойским оса-

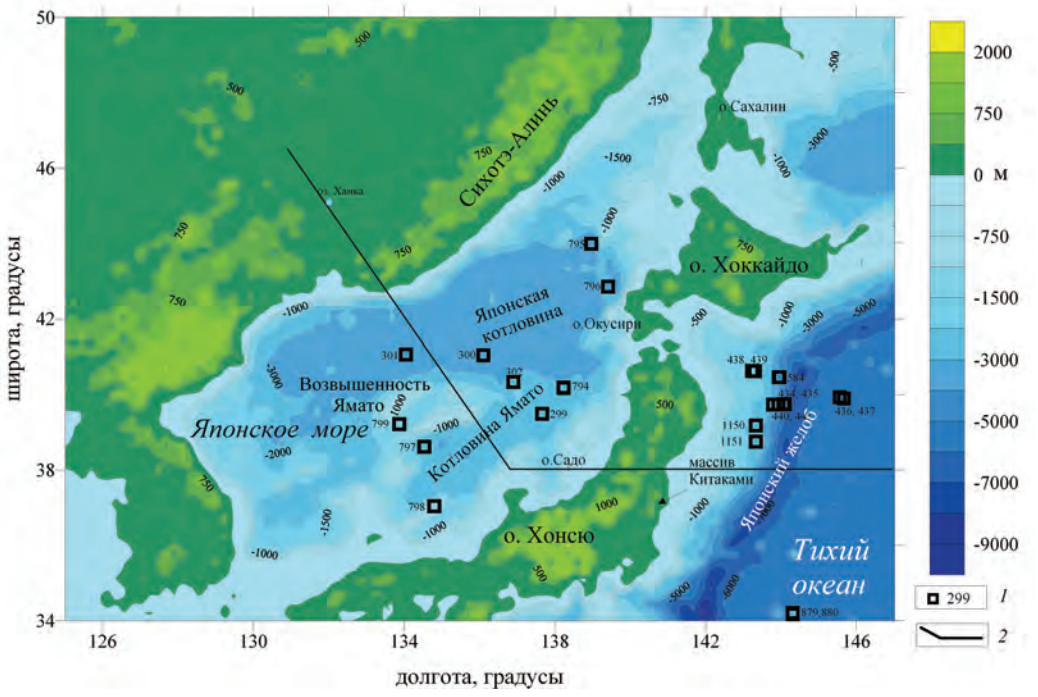


Рис. 2.1. Топография и батиметрия региона Японского моря (Smith, Sandwell, 1997)

1 – скважины глубоководного бурения (Core…; Deep…; Ocean…; Scientific…); *2* – положение геотраверса

дочным чехлом мощностью до 1.5 км, достигающим у континентального склона 2–3 км. Впадину Японского моря ограничивают на северо-западе склоны Приморского континентального уступа, составляющего часть континентальной подводной террасы, а на юго-востоке – склоны Япономорского бордерленда, сложенного системой линейных хребтов и узких желобов, протягивающихся вдоль о. Хонсю (Берсенев и др., 1987).

Японская островная дуга, являясь наиболее сейсмически активным регионом Земли, неоднократно подвергалась катастрофическим землетрясениям, сопровождавшимся цунами. В 1923 г. землетрясение в Токио (Великое землетрясение Канто, магнитуда 8.3) унесло жизни около 140 тыс. человек. Землетрясение в Кобе в 1995 г. (магнитуда 7.3) унесло жизни почти 6.5 тыс. человек. Крупнейшее землетрясение произошло 11 марта 2011 г. (землетрясение Тохоку, магнитуда 9.1), официальное число погибших составляет 15 870 человек, 2846 человек числятся пропавшими без вести.

К оглавлению

Используемые данные

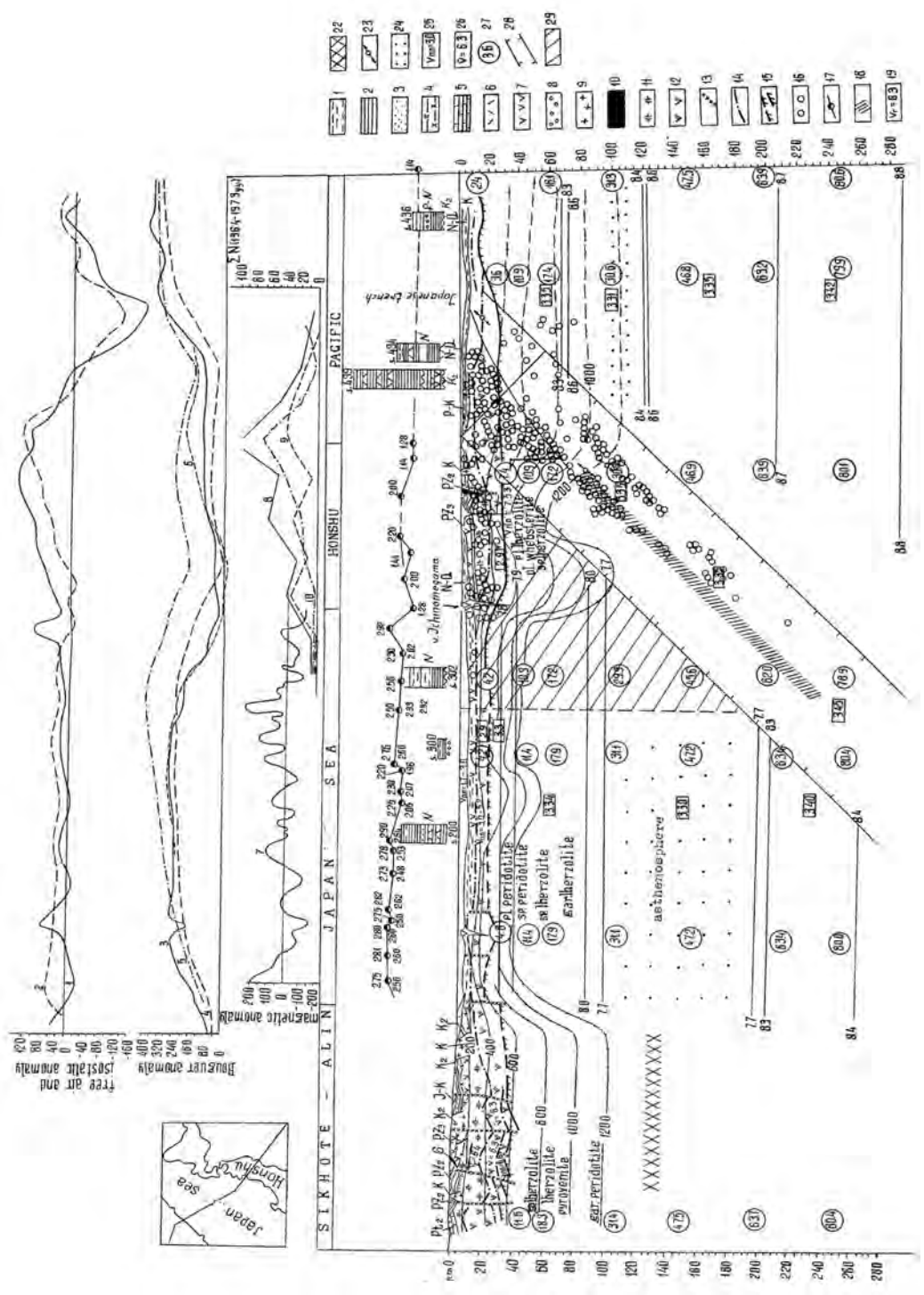
В 1980-е годы в рамках советско-японского научного сотрудничества был построен геотраверс (глубинный геолого-геофизический разрез) от оз. Ханка в Приморье через Сихотэ-Алинь, Японское море, о. Хонсю, Японский желоб, Северо-Западную котловину Тихого океана (см. рис. 2.1). Вдоль него проведена комплексная интерпретация данных с целью построения геолого-геофизическо-петрохимической модели тектоносферы зоны перехода от Евразийского континента к Тихому океану (рис. 2.2). Комплексирование результатов различных методов исследований дало возможность представить строение земной коры, верхней мантии и фокальной зоны, вещественный состав и возраст пород, слагающих их, положение глубинных разломов, магматических комплексов, астеносферного слоя в мантии, сейсмических очагов. Выполнены оценки глубинных температур вдоль геотраверса, а также определены глубины залегания уровня частичного плавления вещества, отождествляемого с верхней границей астеносферного слоя (Родников и др., 1982; Rodnikov et al., 1985).

Выделен астеносферный слой под Японским морем и западной частью о. Хонсю, процессы в котором определили магматическую деятельность в кайнозойскую эру.

К оглавлению

Тектоническое положение

Регион Японского моря расположен в сейсмически активной зоне перехода от Евразийского континента к Тихому океану в районе сочленения четырех литос-


SIKHOTE - ALIN
JAPAN SEA
HONSHU
PACIFIC
Japanese trench
Bouguer anomaly
free air and isostatic anomaly
magnetic anomaly
Japan sea
Honshu
peridotite
lherzolite
harzburgite
websterite
pyroxenite
garnet peridotite
asthenosphere

ферных плит: Евразийской (Амурской), Охотоморской, Тихоокеанской и Филиппинской (рис. 2.3), что определило его тектоническую активность, сейсмичность и вулканизм.

Японская островная дуга образовалась в результате субдукции древней Тихоокеанской плиты под Евразийский континент. В результате сформировалась земная кора Японских островов толщиной от 30 до 40 км. Наиболее древние кембрийские и ордовикские офиолиты Японских островов и связанные с ними глубоководные осадочные породы, возможно, ранее входили в протерозойский континент (Maruyama, 1997). Основной фундамент дуги составляют аккреционные призмы от юрского до палеогенового возраста, сформировавшиеся до образования Японского моря в середине миоцена (Taira, 2001).

История образования Японской островной дуги подразделяется на три стадии: пассивная континентальная окраина 700–500 млн. лет назад; активная континентальная окраина, продолжавшаяся в течение 500–20 млн. лет назад и активная островная дуга начиная с 20 млн. лет назад (Isozaki et al., 2010; Maruyama, 1997). 700 млн. лет назад позднепротерозойский суперконтинент Родиния стал разрушаться и от него откололся фрагмент, названный Южно-Китайским блоком. Раскол Родинии сопровождался образованием древнего Тихого океана (Панталасса). Прото-Япония являлась частью пассивной континентальной окраины Южного Китая на протяжении 200 млн. лет до среднего кембрия. Затем, около 500 млн. лет назад, пассивная окраина Японии превратилась в активную окраину в результате субдукции литосферной плиты Тихого океана под континент, продолжающейся и в настоящее время. В миоцене этот процесс сопровождался рифтогенезом, приведшим к образованию задугового бассейна (Японского моря). Япония из континентальной окраины превратилась в островную дугу (Isozaki et al., 2010). Это было время, по мнению

Рис. 2.2. Геотраверс Сихотэ-Алинь – Японское море – о. Хонсю – Японский желоб – Тихий океан (Родников и др., 1982; Rodnikov et al., 1985)

1 – алеврито-глинистые отложения; 2 – глины, илы; 3 – песчаники; 4 – кремнисто-глинистые породы; 5 – известняки; 6 – кислые эффузивы, туфы; 7 – эффузивы основного состава; 8 – конгломераты; 9 – граниты; 10 – ультраосновные породы; 11 – «гранитный» слой; 12 – «базальтовый» слой; 13 – разломы; 14 – границы сейсмических слоев; 15 – граница Мохоровичича; 16 – гипоцентры землетрясений; 17 – точки измерений теплового потока; 18 – кровля фокальной зоны; 19 – граничные скорости, км/с; 20 – изотермы через 200°С; 21 – значение плотности, г/см^3; 22 – зона повышенной электропроводности; 23 – динамические параметры напряжений в очагах землетрясений; 24 – слой с пониженными скоростями сейсмических волн; 25 – пластовые скорости; 26 – средние значения скоростей продольных волн, км/с; 27 – давление, кбар; 28 – контуры зоны Беньофа, взятые при расчете гравиметрических моделей; 29 – область пониженной плотности.

Геофизические поля: 1 – гравитационные аномалии в свободном воздухе; 2 – изостатические аномалии; 3 – гравитационные аномалии в редукции Буге; 4 – гравитационный эффект земной коры; 5 – гравитационный эффект земной коры и блока фокальной зоны; 6 – суммарный гравитационный эффект коры, коры, литосферы и астеносферы; 7 – магнитные аномалии; 8 – суммарное количество очагов в коре; 9 – суммарное количество очагов в верхней мантии

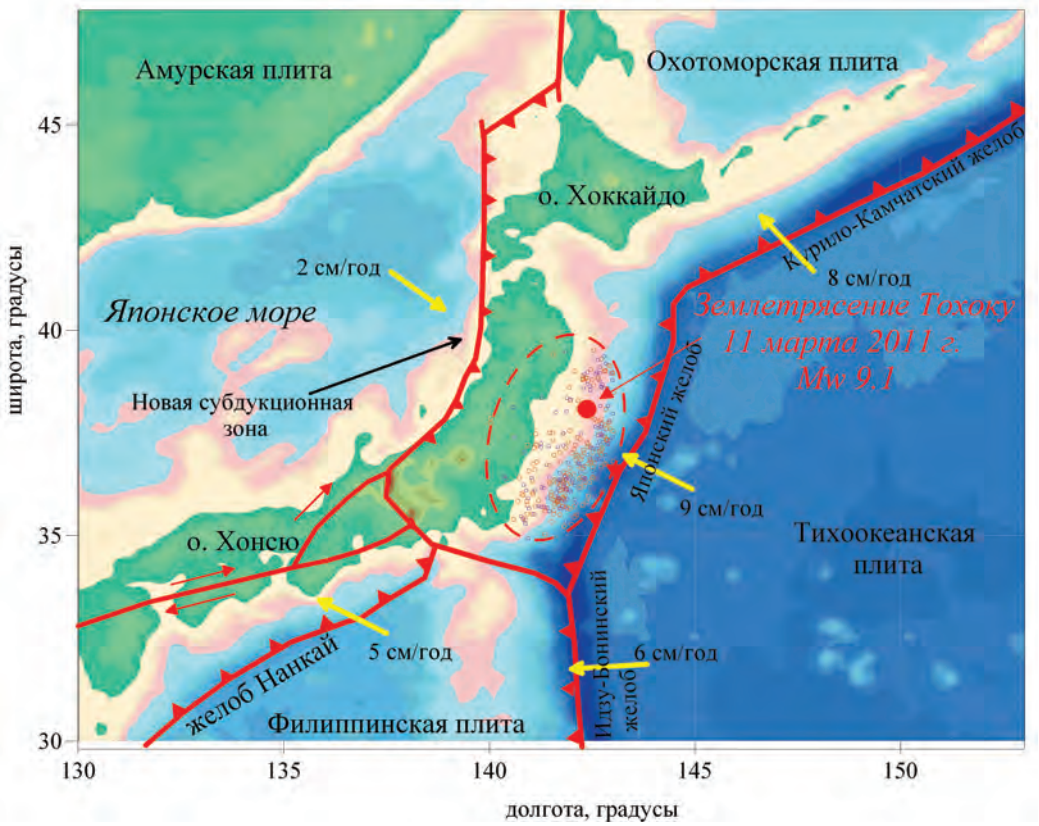


Рис. 2.3. Тектоническая схема региона Японского моря по (McCaughey et al., 2011) с добавлением новой субдукционной зоны в Японском море (Родников и др., 2004)

Стрелками указаны скорости движения плит, по данным GPS (Global Positioning…)

(Maruyama et al., 1997), когда формировались в Восточной Азии Байкальская рифтовая система, Курильская котловина в Охотском море и осадочная впадина Бохаи в Китае. Возникшие в кайнозое на восточной окраине Евразии зоны растяжения сопровождались излияниями базальтовой магмы, имевшей состав от известково-щелочного до толеитового.

По мнению (Гатинский и др., 2005), регион Японского моря является частью Восточной Азии (рис. 2.4), движение которой определяется не только воздействием Тихоокеанской и Филиппинской плит, но также коллизией Индостанской плиты с Евразийской.

В настоящее время в пределах Японских островов доминируют процессы сжатия. Этот стрессовый режим, начавшийся в позднем плиоцене, привел к формированию на восточной окраине Японского моря складчатых поясов, включающих

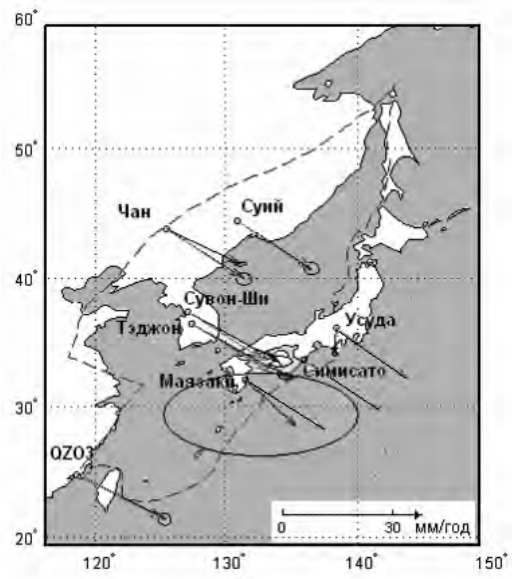


Рис. 2.4. Распределение скоростей современных горизонтальных движений земной коры на пунктах, принадлежащих Японско-Корейскому блоку (Гатинский и др., 2005)

Стрелками указаны скорости перемещения точек блока согласно моделям его движения. Показаны эллипсы ошибок. Пунктир – граница блока

грабены и горсты (Taira, 2001). Данные станций GPS зафиксировали коровые деформации в пределах о. Хонсю, скорость перемещения коры в западном и северо-западном направлениях составляет от 2 до 5 см/год. Это является результатом субдукции Тихоокеанской и Филиппинской плит. В районе от о. Кюсю до о-вов Рюкю преобладают движения юго-восточного направления, по-видимому, связанные с задуговым рифтингом в троге Окинава (Taira, 2001).

К оглавлению

Тепловой поток

Измерения теплового потока в рассматриваемом регионе (Смирнов, Сугробов, 1980; Pollak et al., 1991; Watanabe, 1972) показывают (рис. 2.5), что нормальные и пониженные значения теплового потока характерны для мезозойских структур Сихотэ-Алиня и палеозойских восточных окраин о. Хонсю. Тепловой поток высок в пределах глубоководных котловин Японского моря и вдоль западной части о. Хонсю, где прослеживается зона «зеленых туфов». Наиболее низкие значения наблюдаются в глубоководном Японском желобе.

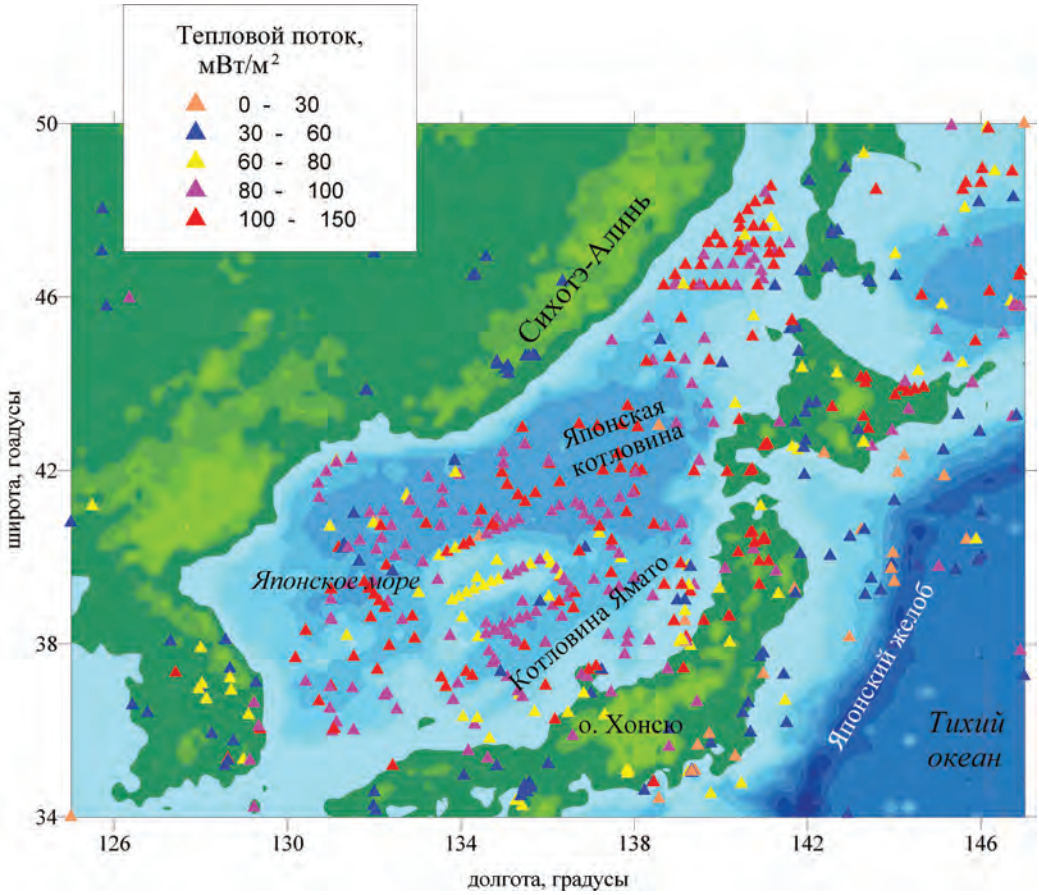


Рис. 2.5. Пространственное распределение пунктов измерения теплового потока в регионе Японского моря (Pollak et al., 1991)

Расчеты глубинных температур свидетельствуют о распространении под Японским морем в верхней мантии зоны частичного плавления (Родников и др., 1982). Наиболее глубокое положение изотерм характерно для структур Сихотэ-Алиня, палеозойских сооружений восточной части о. Хонсю и прилегающих к нему континентального склона и глубоководного желоба. Глубины залегания зоны частичного плавления (1200°С) здесь составляют около 100 км. Область резкого подъема изотерм совпадает с глубоководной Японской котловиной и зоной «зеленых туфов» западной Японии. Изотермы 1200, 600 и 300°С расположены здесь на глубинах (от дна) порядка 30–35, 10 и 5 км соответственно (см. рис. 2.2). В неогене магматическая активность проявлялась лишь в пределах наивысшего подъема изотермы 1200°С, то есть в Японском море и западной части о. Хонсю. В Тихом океане (северо-западная котловина) магматическая деятельность (излияния толеитовых

базальтов) происходила, в основном, ранее 100 млн. лет назад. Положение указанной изотермы не зависит от типа коры и примерно одинаково в Приморье и Тихом океане. Показательно также, что наиболее активная в тектоническом отношении область – Японское море и Японская островная дуга – располагается между относительно пассивными в настоящее время континентальными и океаническими блоками тектоносферы. Выделяемый в рассматриваемом регионе слой с пониженными значениями скоростей сейсмических волн (астеносферный слой) может быть сопоставлен с поднимающимся к коре термальным диапиром, определяющим, по-видимому, эндогенный режим зоны.

К оглавлению

Магнитное поле

Знакопеременное аномальное магнитное поле Японского моря отражает две системы разломов: северо-западного–юго-восточного направлений и субширотного–субмеридионального направлений, характерные также и для Японской островной дуги (Зимин, 2002)**.** Поле носит сложный мозаичный и зональный характер (рис. 2.6) (Международный…, 2003; Шевалдин, 1974; Шевалдин, Назарова, 1974; Nakasa, Kinoshita, 1994).

Магнитные аномалии, приуроченные к глубоководным котловинам Японского моря, связаны со спрединговыми центрами. Выделены два центра спрединга: один в Японской котловине, другой в котловине Ямато (Исезаки и др., 1976). В районе, примыкающем к побережью Приморья, наблюдаются аномалии северо-восточного и субширотного простираний. Здесь же широко развиты секущие и пограничные зоны северо-западного и северо-восточного направлений. Часто указанные зоны морфологически проявляются в наличии локальных полосовых аномальных участков как в краевых, так и в центральных частях региональных аномалий. Часть зон достаточно уверенно прослеживается до континентального склона, а иногда и до побережья Приморья через весь шельф. Из аномалий северо-восточных простираний выделяются направления в 45–60º, распространенные в пределах шельфа и континентального склона Приморья, а также в 20–30º. Здесь развито знакопеременное поле с горизонтальными градиентами, достигающими 500 нТл/км. Наряду с общим северо-восточным простиранием отмечено и большое число локальных аномалий субширотного, субмеридионального и северо-западного простираний.

В Японской котловине поле характеризуется, в целом, пониженными значениями. В восточной и западной частях котловины развиты аномалии субмеридионального простирания. Но на ее востоке субмеридиональные направления подчеркиваются отдельными положительными аномалиями, на западе – значительными по площади отрицательными аномалиями.

Размер аномалий, приуроченных к юго-западной части возвышенности Ямато, достигает 850 нТл, а к восточной части – 300 нТл. Аномалии здесь имеют характер субширотного и северо-восточного простирания.

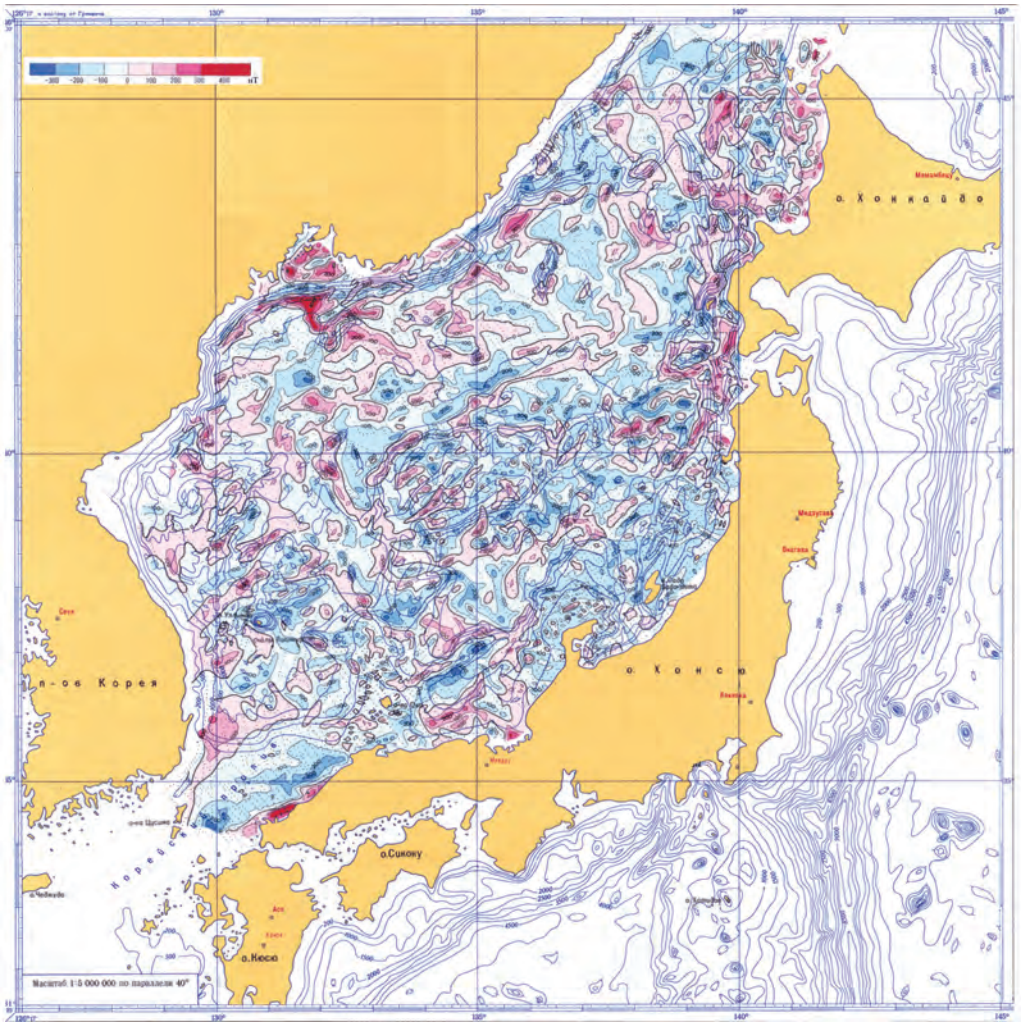


Рис. 2.6. Аномальное магнитное поле региона Японского моря (Международный…, 2003)

Для юго-западной части Японского моря характерны аномалии субширотного, северо-западного и субмеридионального простираний. В южной части моря развито слабоинтенсивное знакопеременное поле, а размах аномалий ≤300 нТл. В юго-западной части наблюдаются аномалии нечеткого простирания, размах которых в среднем составляет 100 нТл, иногда достигая 300 нТл. Восточнее интенсивность магнитных аномалий достигает всего ±50 нТл, но иногда встречаются отрицательные локальные аномалии, достигающие значений –200 нТл.

Существенного различия в структуре поля районов, непосредственно примыкающих к северной части о. Хонсю и удаленных от него, не отмечается. Здесь от-

мечены высокочастотные полосовые аномалии субширотного и северо-восточного простираний, размах которых составляет ≥400 нТл.

В пределах о. Хонсю развиты, в основном, слабоотрицательные аномалии магнитного поля. Положительные аномалии соответствуют распространению неогеновых и четвертичных вулканических пород. На северной оконечности острова преобладают отрицательные аномалии интенсивностью –400 нТл преимущественно меридионального простирания. Для примыкающих к нему участков северо-западной части Тихого океана характерны отрицательные (–400 нТл) и положительные (+200 нТл) линейные аномалии северо-восточного простирания.

К оглавлению

Гравитационное поле

Гравитационное поле в регионе исследования отличается сложностью и многообразием (рис. 2.7), отображая дифференциацию глубинного строения коры и мантии (Родников и др., 1982; Гравиметрические…, 1979; Tomoda, 1973, 2010).

В Японском море у берегов Приморья выделяется зона отрицательных гравитационных аномалий в свободном воздухе (–40…–20 мГал). Эта зона тянется вдоль материкового склона, захватывая часть глубоководной котловины от залива Петра Великого до Татарского пролива. С приближением к берегу значения аномалий резко увеличиваются до 40 мГал на шельфе. Хребет Богорова отмечается зоной вытянутых в меридиональном направлении положительных аномалий с величинами 60–80 мГал. Но окружающая хребет котловина характеризуется спокойным полем небольших отрицательных аномалий.

Глубоководная Японская котловина отличается спокойным полем с небольшими положительными и отрицательными аномалиями.

Максимальные значения (до 135 мГал) наблюдаются вдоль тихоокеанского побережья о. Хонсю. В районе шельфового мелководья их значения уменьшаются до 20–30 мГал; в районе склона Японского желоба резко уменьшаются, достигая значения –180 мГал над глубоководной впадиной желоба, представляющего собой узкий глубокий ров на океанском ложе. Краевой вал, сопровождающий желоб с океанской стороны, отмечен поясом положительных гравитационных аномалий, достигающих значений 35 мГал. Над глубоководной Северо-Западной котловиной Тихого океана аномалии в свободном воздухе колеблются около нулевых значений. Гравитационное поле Японской островной дуги характеризуется положительными аномалиями. Изостатическое равновесие резко нарушено в регионе островной дуги и глубоководного желоба.

По имеющимся сейсмическим данным и данным о мощности земной коры П.А. Строев и А.Г. Гайнанов рассчитали давление на границах кора–мантия и литосфера–астеносфера (Родников и др., 1982). Давление на границе Мохо варьирует от 2.4 до 11.8 кбар, что подтверждает значительное разнообразие типов земной коры.

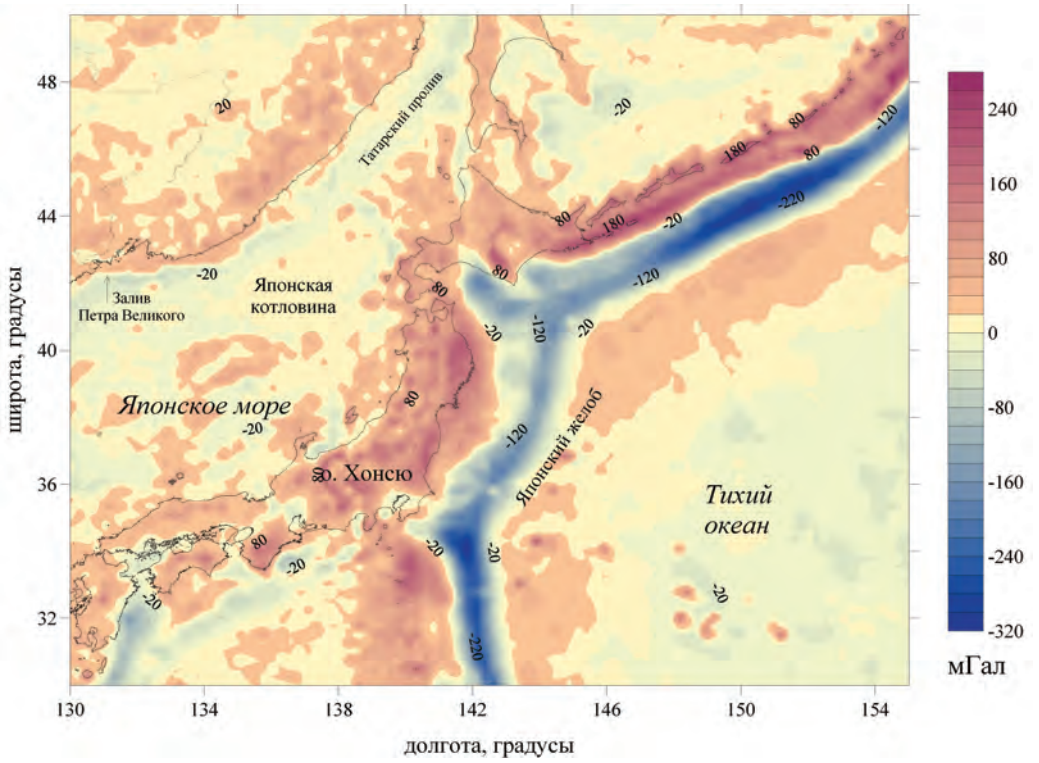


Рис. 2.7. Аномалии силы тяжести в свободном воздухе региона Японского моря и северо-западной части Тихого океана (Sandwell, Smith, 1997)

К оглавлению

Сейсмичность

Подавляющее большинство землетрясений в рассматриваемом регионе приурочено к восточной окраине Японских островов, где Тихоокеанская плита погружается под Японскую островную дугу со скоростью до 9 см/год, образуя сейсмофокальную зону под углом в 30–50° и глубиной до 500 км. Плита Филиппинского моря погружается под Японские острова в районе желоба Нанкай (см. рис. 2.3) со скоростью до 5 см/год (Sato et al., 2005), что также является причиной повышенной сейсмической активности в этом районе.

В Японском море землетрясения, в основном мелкофокусные, локализованы в восточной части моря вдоль подводной окраины о. Хонсю. Остальная часть моря почти асейсмична, кроме юго-восточной подводной окраины Корейского полуострова (Тихонов, Ломтев, 2013). По данным каталога Национального центра информации о землетрясениях геологической службы США (National...), в регионе Японского моря за последние 50 лет произошло более 23 тыс. землетрясений (рис. 2.8).

Основная масса очагов приурочена к глубинам до 200 км. На глубине более 500 км зарегистрировано около 100 событий, самое глубокое из них произошло на глубине 620 км. Пятьдесят событий имели магнитуду по объемным волнам более 7.0. Самое сильное событие с магнитудой 9.0 зарегистрировано в Тохоку.

Характерные особенности проявления сейсмичности в субдукционной зоне следующие: основное количество очагов и основная доля энергии приходятся на первые десятки километров (до 50–70 км); наличие фронта асейсмичности в блоке верхней мантии, расположенном к северо-западу от осевой части фокальной зоны, что, по-видимому, свидетельствует о различии физико-механических свойств среды, порождающей землетрясения в блоках мантии над и под фокальной зоной; различие механизма очагов и поля напряжений в области тектонических (коровых) землетрясений (преимущественно напряжение сжатия), в кровле и подошве фокальной зоны и на ее различных участках; наличие двойной фокальной зоны с ориентированными вдоль них напряжениями сжатия и растяжения.

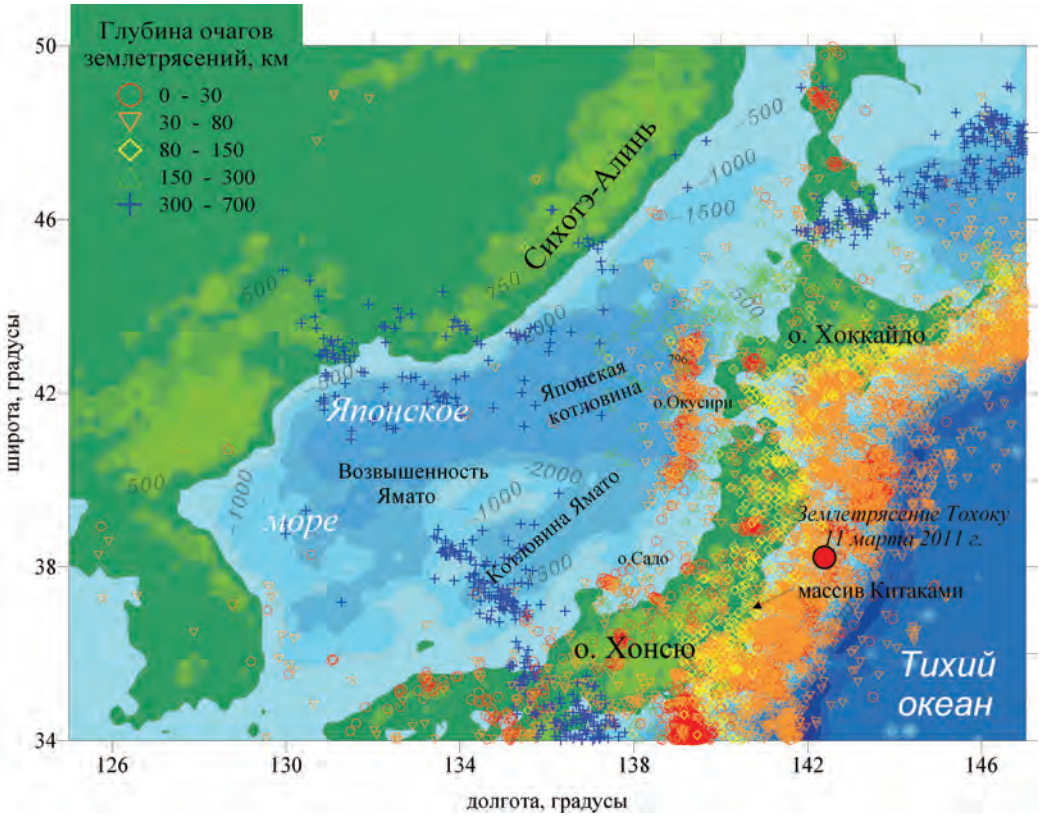


Рис. 2.8. Пространственное распределение эпицентров землетрясений в регионе Японского моря за период 1964-2014 гг. (National…)

Обнаруженные В.Н. Вадковским (2012) в литосфере Японских островов почти вертикальные, изометричные в плане, короткоживущие скопления гипоцентров землетрясений, названные сейсмическими «гвоздями», по-видимому, связаны с подвижками субдукционной зоны. Скопления гипоцентров землетрясений образуются как в породах висячего крыла, так и в континентальной земной коре, находящейся над субдукционной зоной. Сейсмические «гвозди» состоят, главным образом, из очагов слабых землетрясений с магнитудой 2–3. Протяженность их по вертикали составляет от 10 до 50 км, глубина образования не превосходит 90 км. Эпицентральная проекция «гвоздя» имеет в диаметре размер 5–10 км. Предполагается, что «гвозди» инициированы поступлением глубинных флюидов (Вадковский, 2012; Гуфельд, 2013). В дальнейшем они были использованы как каналы гидротермальными растворами, образующими горячие источники, многочисленные на Японских островах.

К оглавлению

Вулканизм

Вулканы Японских островов образуют пять вулканических дуг: дуга Северо-Восточное Хонсю, Курильская дуга, Идзу-Бонинская дуга, Юго-Западное Хонсю и дуга Рюкю. На о. Хонсю в месте пересечения разломов Фосса Магна и Медиана вулканические дуги образуют тройное сочленение (рис. 2.9). Согласно данным Японского метеорологического агентства, в Японии насчитываются 108 активных вулканов, составляющих десятую часть активных вулканов мира. Агентство относит к активным вулканам те, которые начали извергаться 10 000 лет назад или в настоящее время характеризуются фумарольной деятельностью. В настоящее время здесь в год, в среднем, извергаются 10 вулканов (Geshi et al., 2002; Itano et al., 2011; Ohminato et al., 2006; Siebert et al., 2010; Tanaka et al., 2007; Yokoo et al., 2009), что позволяет предположить значительную активизацию вулканической деятельности.

Вулканы возникли при субдукции Тихоокеанской плиты под Японскую островную дугу. В основном, образовались стратовулканы. Высота вулканов не превышает 2 км. Лишь вулкан Фудзияма превышает 3700 м. Историческое извержение, зафиксированное в документах, известно с 556 г., когда извергался вулкан Асо. Крупное извержение вулкана Товадо происходило в 915 г. Извержение Кикаи более 6300 лет назад было одним из самых крупных. Почти 30% территории Японии было перекрыто пирокластическим материалом (Global Volcanism...). За время исторических наблюдений в Японии зафиксировано 1274 извержения. Цепь активных вулканов проходит параллельно глубоководному желобу и расположена примерно над субдукционным слэбом, установленным на глубине 100–120 км. Здесь на этой глубине выявлены первичные очаги известково-щелочной магмы, питающей вулканы. Небольшое количество вулканов образуют вторую цепь, протягивающуюся вдоль япономорского побережья (Isozaki et al., 2010).

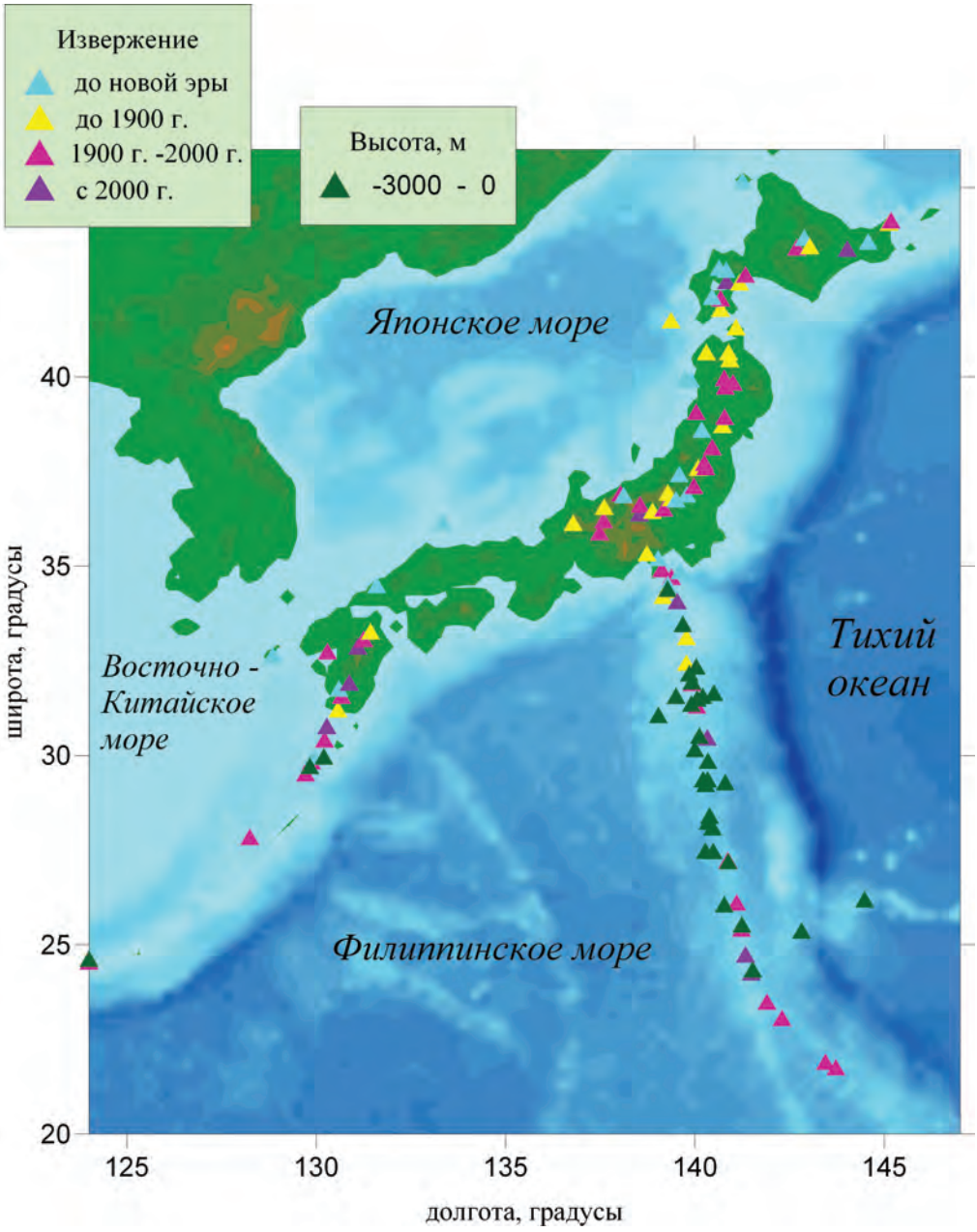


Рис. 2.9. Вулканы региона Японского моря (Global Volcanism..., 1989)

В Японском море проявление магматизма было связано со спрединговыми процессами, которые проявились в миоцене. При бурении скважин ODP (Ocean Drilling Program – Программа бурения океана) в Японской котловине вскрыты вулка-

ниты нижнего – начала среднего миоцена (21.1–19.9 и 19.0–17.7 млн. лет), а при драгировании в котловине Ямато подняты среднемиоценовые (17–11 и 7.3 млн. лет) породы (Федоров, 2006; Филатова, 2004, 2008; Филатова, Федоров, 2001, 2003; Allan, Gorton, 1992; Cousens, Allan, 1992; Kaneoka et al., 1992; Tatsumoto, Nakamura, 1991). Вулканиты представлены толеитами, близкими к базальтам срединно-океанических хребтов (Филатова, 2008). Вулканиты конца миоцена – начала голоцена слагают отдельные острова в Японском море. В течение практически всего позднего миоцена проявления магматизма в регионе не отмечалось. Магматизм возобновился в интервале 6.3–6.0 млн. лет (Morris, Kagami, 1989) и продолжается до настоящего времени (Филатова, 2004**,** 2008; Филатова, Федоров, 2001, 2003; Kim et al., 1999; Lee et al., 1994; Uto et al., 1994). На япономорской окраине о-вов Кюсю и Хонсю в ряде грабенов обнаружены вулканиты (Федоров, 2006; Miyake, 1994; Morris, Kagami, 1989), возраст которых датируется в интервале 16.5–10.7 млн. лет. По мнению (Емельянова, Леликов, 2013), химический состав миоцен-плиоценовых базальтоидов свидетельствует об их глубинной плюмовой природе, отражающей начальную стадию рифтогенеза в глубоководных котловинах Японского моря.

К оглавлению

Глубинное строение

Японское море. В геологическом строении литосферы Японского моря участвуют разнообразные по происхождению, составу и возрасту горные породы, которые подразделяются на два комплекса: докайнозойский консолидированный фундамент и кайнозойские отложения (Берсенев и др., 1987*)*. В строении докайнозойского фундамента принимают участие архейско-раннепротерозойские, палеозойские и мезозойские образования, слагающие окраины континента, шельф и крупные возвышенности Японского моря, например возвышенность Ямато. Кайнозойские отложения представлены осадочными и вулканогенными комплексами, образованными в основном базальтами. Кайнозойские вулканические породы слагают многочисленные постройки на дне моря и подразделяются на несколько возрастных комплексов, характерной геохимической особенностью которых является повышенная щелочность (Леликов, Емельянова, 2007; Леликов, Карп, 2004).

Породы олигоцен-раннемиоценового комплекса (27–18 млн. лет) разделяются на трахиандезитовую и андезитовую толщи. Трахиандезитовый комплекс развит в южной части Японского моря на подводных возвышенностях и хребте Оки. Андезитовый комплекс развит на шельфе Приморья, Японско-Сахалинском бордерленде и на возвышенности Ямато, а слагающие его породы относятся к высокоглиноземистым образованиям известково-щелочной серии (Леликов, Емельянова, 2007).

Вулканиты среднемиоцен-плиоценового комплекса (13.1–4.5 млн. лет) слагают различные вулканические постройки в котловинах Ямато и Японской и в краевой

части возвышенностей Окусири, Восточно-Корейской и Ямато. Они образуют ряд от базальтов до трахилипаритов, характеризующийся повышенной щелочностью. Вулканиты плиоцен-голоценового комплекса распространены в юго-западной части моря, где образуют ряд от щелочных базальтов до трахилипаритов (Леликов, Емельянова, 2007).

В Японском море земная кора состоит из трех основных слоев (рис. 2.10). Верхний, мощностью 1.0–2.0 км, характеризуется сейсмическими скоростями от 1.5 до 3.5 км/с с относительно постоянным градиентом увеличения скорости с глубиной. Ниже расположен промежуточный слой толщиной 2.0–2.5 км и скоростями 4.8–5.6 км/с. Под ним залегает основной слой мощностью 8–10 км и скоростями 6.4–6.7 км/с. Скорости в верхней мантии вдоль поверхности Мохо меняются от 7.8 до 8.2 км/с. По геофизическим данным предполагается, что глубоководные котловины имеют океаническое строение (Родников и др., 1982).

По совокупности гравиметрических, альтиметрических и сейсмических данных рассчитана мощность земной коры Японского моря (Кулинич, Валитов, 2011). В Японской котловине глубина залегания поверхности Мохо изменяется от 14 км

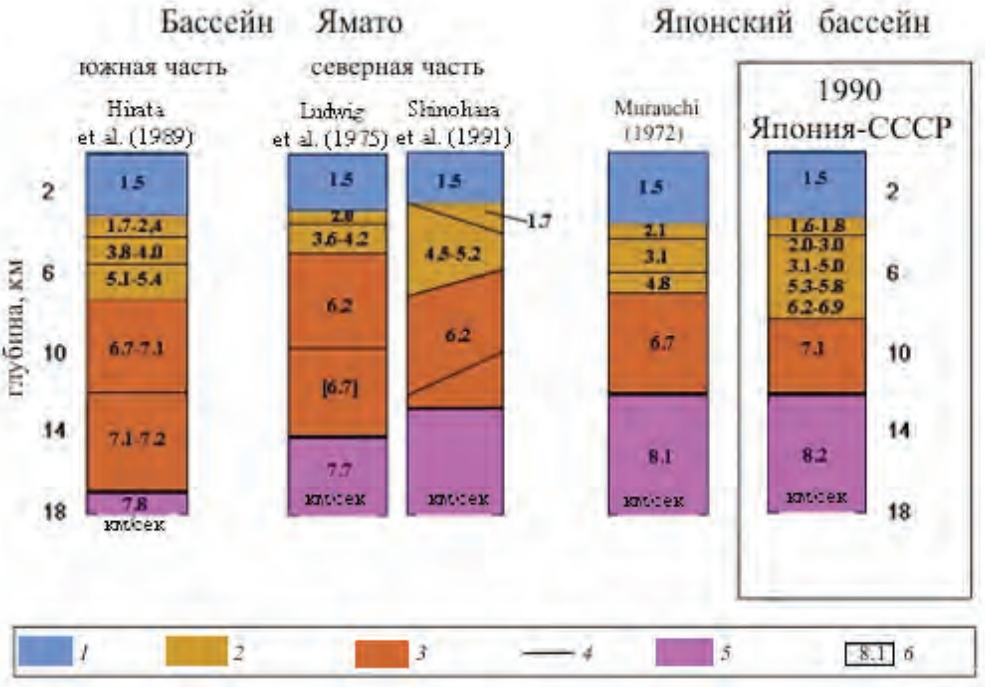


Рис. 2.10. Строение земной коры Японского моря

1 – водный слой; *2* – верхняя часть земной коры; *3* – нижняя часть земной коры; *4* – поверхность Мохо; *5* – верхняя мантия; *6* – скорость сейсмических волн, км/с

на западе до 12 км на востоке. В котловине Ямато мощность коры не превышает 13 км. Под подводными возвышенностями Богорова, Тарасова и Первенца толщина коры увеличивается до 16–20 км, что сопоставимо с предыдущими исследованиями (Sato et al., 2004).

Строение осадочного чехла в Японском море известно по данным драгирования (Берсенев и др., 1987*)* и глубоководного бурения с борта НИС «Glomar Challenger» и НИС «JOIDES Resolution» (Karig et al., 1975; Tamaki, Honza, 1985; Tamaki et al., 1992) (рис. 2.11). Пробуренные скважины показали, что до глубин 500–600 м осадочный чехол сложен глинистыми, диатомовыми илами, песками, песчано-алевролитовыми осадками, глинами с прослоями пеплов.

В основании осадочного разреза залегают плотные темно-зеленые алевролиты, песчаники, зеленые туфы, состоящие, главным образом, из девитрифицированного стекла и полевого шпата. В южной части моря скважина 798 прошла среднеплиоценовые–голоценовые породы, сложенные переслаивающимися диатомовыми и терригенными глинами, аргиллитами и илами, содержащими органическое вещество. Отмечался значительный выход метана. Скважины 794, 795 и 797 достигли базальтовых пород, возраст которых составляет 25 млн. лет. Отсюда сделан вывод, что раскрытие Японского моря как задугового бассейна произошло в миоцене (Karig et al., 1975; Tamaki, Honza, 1985; Tamaki et al., 1992). Это выразилось в образовании двух зон спрединга: одной в Японской котловине, другой в котловине Ямато (Исезаки и др., 1976). В котловине Ямато выделены две стадии развития: рифтинг, связанный с отделением северо-восточной и юго-западной частей Японской островной дуги от Евразийского континента, и растяжение, обусловленное ротацией юго-западной части Японской островной дуги (Sato et al., 2006).

Строение литосферы вдоль сейсмических профилей 1, 25 и 26 в регионе Японского моря. В 1960-х годах Сахалинским комплексным научно-исследовательским институтом АН СССР и Институтом физики Земли АН СССР было проведено глубинное сейсмическое зондирование земной коры окраинных морей Дальнего Востока. В частности, в Японском море были отработаны два профиля – 25 и 26. Длина профилей 350 и 280 км соответственно (Глубинное…, 1971). Профиль 26 продолжается на суше в виде профиля (Спасск-Дальний – Тадуши) (Аргентов и др., 1976). Эти два профиля были рассмотрены нами как один непрерывный профиль (рис. 2.12). Проведенная интерпретация сейсмических профилей дала возможность уточнить глубинное строение земной коры вдоль континентальной окраины Приморья и Японского моря (Пийп, 1991; Пийп, Родников, 2009; Родников и др., 2010).

Профиль 1. Спасск-Дальний – Тадуши в Приморье и профиль 26 в Японском море. По общему профилю получен детальный разрез земной коры до глубины 40 км, на котором прослеживается сочленение океанической коры Японского моря с континентальной корой Сихотэ-Алиня (см. рис. 2.12).

Структуры, разделяющие океаническую и континентальную кору, располагаются внутри зоны, образованной разломами, падающими в разные стороны под

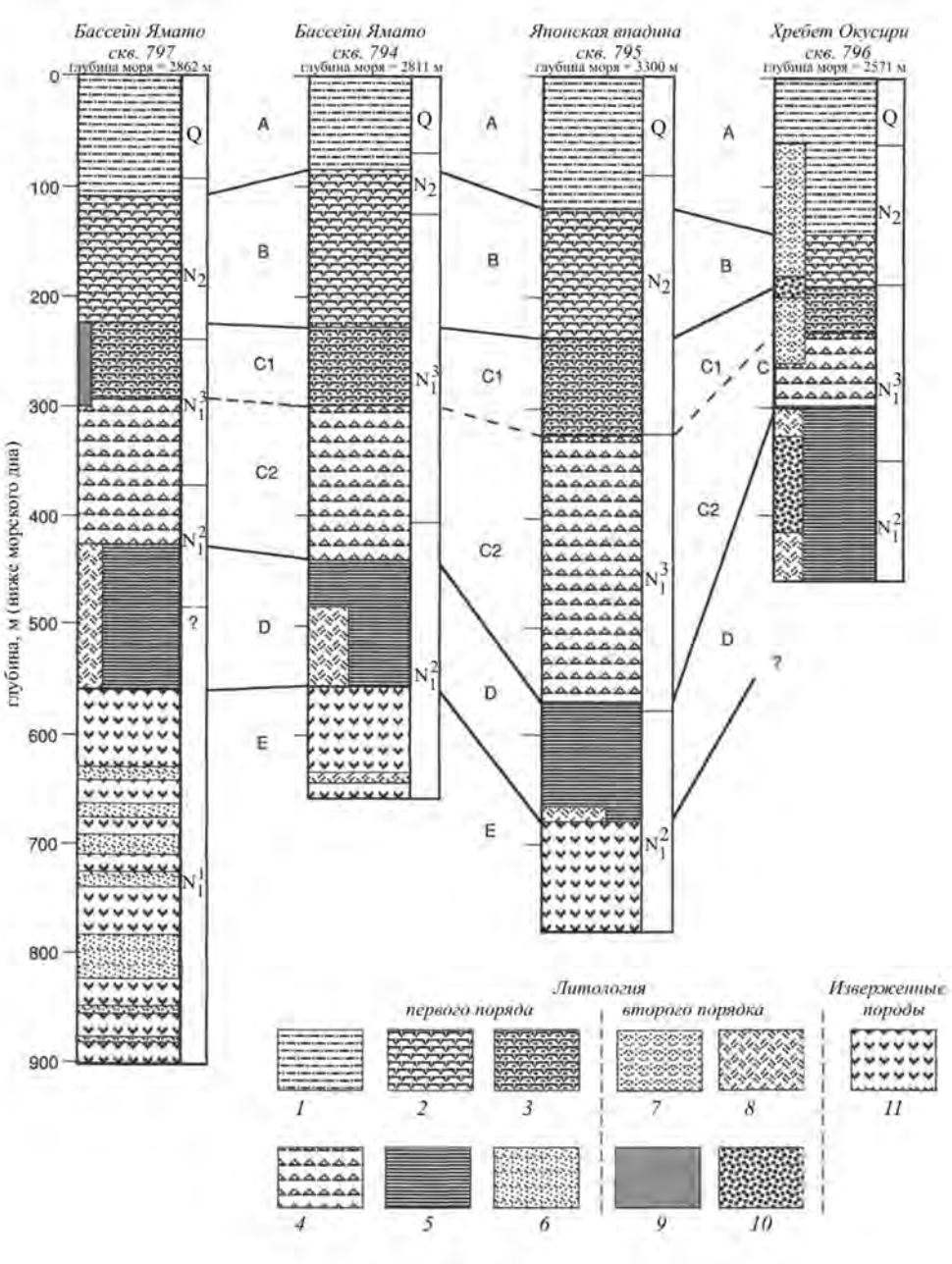


Рис. 2.11. Разрезы осадочного чехла Японского моря (Karig et al.,1975; Tamaki, Honza, 1985; Tamaki et al., 1992)

1 – глины; *2* – диатомовые илы; *3* – диатомовые глины; *4* – вулканические пески; *5* – туфы; *6* – базальты; *7* – кремнистые глины; *8* – кремнистые, известковые и фосфоритовые глины; *9* – пески и алевриты; *10* – биокластические пески; *11* – глинистые сланцы

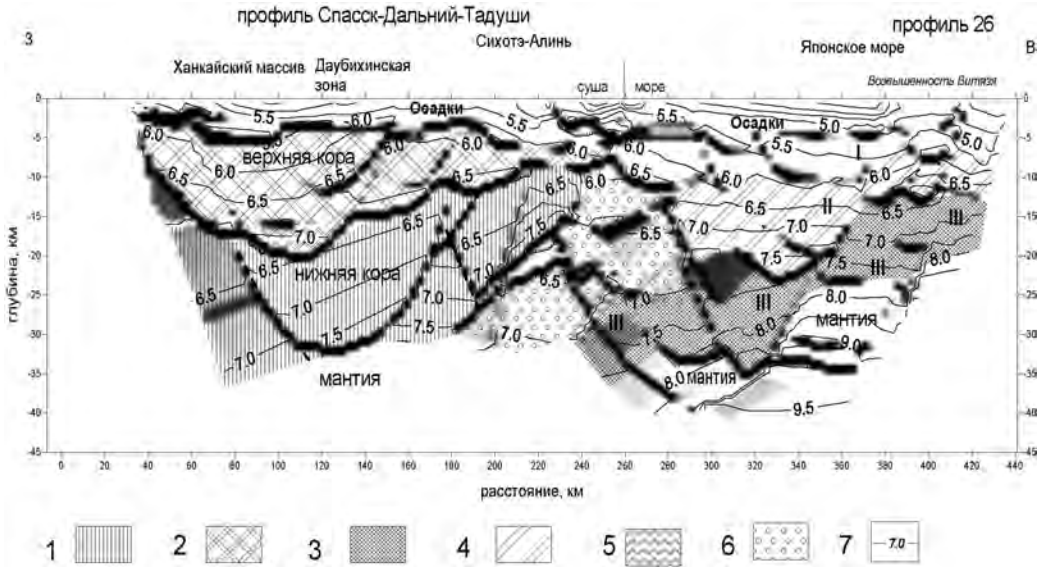


Рис. 2.12. Сейсмический разрез по профилю 1+26 с геологической интерпретацией (Пийп, Родников, 2009). Разрезы изображены как поверхность с оттененным рельефом. При таком изображении автоматически визуализируются границы раздела и разломы. Тонкими черными линиями показаны изолинии скорости, сечение изолиний 0.5 км/с

1 – нижняя континентальная кора; 2 – верхняя континентальная кора; 3 – третий слой океанической коры (III); 4 – второй слой океанической коры (II); 5 – области повышенных скоростей; 6 – области пониженных скоростей; 7 – изолинии скорости

углами 15–25°. Отмечаются пониженные значения скоростей вдоль поверхности Мохо. В пределах континентального склона происходит выклинивание сиалической части коры и подъем поверхности Мохо. Здесь резко меняется не только строение литосферы, но и флюидный режим, приводящий к разной степени метаморфизма горных пород (Никифоров и др., 2013).

В Японском море выделены океаническая кора и мантия с высокими значениями скоростей и градиентов скорости. Мощность коры в западной части профиля составляет 20 км. Скорости в верхней мантии, которая располагается здесь на глубинах от 20 до 35 км, изменяются от 7.5 до 9.5 км/с. Третий слой океанической коры мощностью 8–10 км (скорости от 7 до 8 км/с), образуя уступы, погружается в сторону суши от глубины 12 км на западе до глубины 30 км в центральной части профиля. Мощность второго слоя океанической коры (скорости от 5.2 до 7.5 км/с) возрастает на интервале профиля 390–330 км с запада на восток от 9 до 22 км. Это может свидетельствовать об аккреции слоев коры в процессе субдукции океанической литосферы (Пийп, Родников, 2009).

На западной половине профиля выявлена континентальная кора. Мощность континентальной двухслойной коры сокращается от 35 км на западе до 16 км вбли-

зи побережья. Нижняя кора выделена на основании постоянства градиента скорости и общего наклона изолиний скорости (скорости изменяются от 6.6 до 7.8 км/с). Нижняя кора разбита разломами на блоки и, по-видимому, является хрупкой. Подошва нижней коры (резкая инверсионная граница раздела) поднята по разломам до глубины 15 км в зоне сочленения океанической и континентальной коры.

Подошва верхней коры резко выделяется как инверсионная непрерывная граница, она залегает на глубинах от 15 км на западе до 8 км вблизи побережья. Верхняя кора (скорости изменяются от 6 до 7 км/с) отличается сложными деформациями. Пологие разломы разделяют кору на блоки. В районе Даубихинской зоны и борта Ханкайского массива прослеживается рифтовая структура, в основании которой лежит крупная, возможно, магматическая структура с аномально высокими скоростями – от 6.8 до 7.2 км/с. Фундамент выделяется на глубинах от 3 до 5.5 км.

Профиль 25. Сихотэ-Алинь – Японское море. Профиль в большей своей части располагается в глубоководной Японской котловине и пересекает хребет Богорова. На разрезе профиля 25 (рис. 2.13) выделяется ярко выраженная спрединговая структура с центром в районе хребта Богорова.

Непосредственно под дном моря отчетливо прослеживаются три слоя океанической коры, обозначенные на рисунке римскими цифрами I, II и III, со скоростями сейсмических волн 3–6, 6–6.5 и 6.5–8 км/с соответственно. Мощность коры в райо-

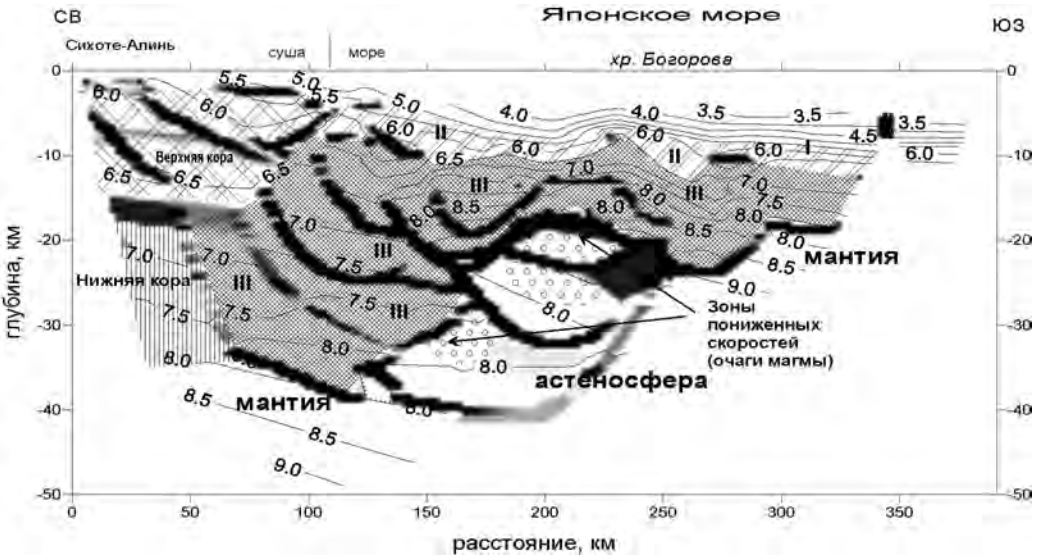


Рис. 2.13. Сейсмический разрез по профилю 25 с геологической интерпретацией (Пийп, Родников, 2009)

Разрезы изображены как поверхность с оттененным рельефом. Тонкими черными линиями показаны изолинии скорости, сечение изолиний 0.5 км/с. Остальные обозначения представлены на рис. 2.12

не хребта Богорова составляет около 13 км. Второй слой является слоем с пониженным градиентом скорости.

Второй и третий слои океанической коры разбиты на блоки, характерные для зон спрединга, размерами около 40 км. В центральной части зоны спрединга на глубинах 17–30 км выделяется резкое поднятие астеносферы – область с аномально низкой сейсмической скоростью. Скорость понижена в некоторых частях астеносферы на 0.5 км/с относительно вмещающих пород. Возможно, что здесь располагаются магматические очаги. От центра спрединговой структуры в сторону Сихотэ-Алиня блоки третьего слоя океанической коры (скорости 6.5–8.2 км/с) круто погружаются под континент до глубины 35–40 км, блоки образуют крупные надвиги по листрическим разломам с углами наклона около 15°. Полученный нами разрез отвечает схеме спрединга, который осуществляется в результате внедрения даек и излияния базальтов на поверхности дна.

На западе профиля вблизи Приморья выделена континентальная кора с низкими сейсмическими скоростями и мощностью коры 35 км. Верхняя мантия на глубинах от 35 до 40 км обладает скоростями от 8 до 9 км/с.

Таким образом, полученные сейсмические разрезы хорошо согласуются с геологическими представлениями о строении региона и вместе с тем дают конкретные формы и цифровые характеристики для выделенных структур (Пийп, Родников, 2009; Родников и др., 2010).

Сейсмические разрезы подтвердили распространение в Приморье и в Японском море структур, выделяемых геологическими наблюдениями, таких как зоны спрединга, рифты, глубинные разломы, надвиги и зоны субдукции, характеризующие активный тип континентальной окраины Дальнего Востока. Возможно, что активность тектонических процессов в пределах континентальной окраины Дальнего Востока объясняется высоким уровнем залегания астеносферного слоя, содержащего магматические очаги, и развитием новых субдукционных процессов, приводящих к погружению плиты Японского моря под структуры о. Хонсю.

Японская островная дуга. Японская островная дуга (рис. 2.14) состоит из пяти главных структурных элементов (Taira, 2001): доюрские структуры, включая палеозойские офиолиты, осадочные и метаморфические породы, и граниты; пермско-юрские аккреционные призмы, включая метаморфические породы, образовавшиеся при высоких температуре и давлении; меловые–третичные аккреционные призмы; изверженные породы юрско-третичного возраста; неоген-четвертичные изверженные и осадочные породы. В пределах Японской островной дуги мощность земной коры составляет 30–40 км.

Современными сейсмическими исследованиями установлено простирание древнего тихоокеанского слэба под Японскими островами (Zhao, Ohtani, 2009). При погружении тихоокеанский слэб достигает «мантийного переходного слоя» на глубинах от 410 до 660 км, где он выполаживается и простирается далее на запад под Евразийский континент. Предполагается, что такое перемещение Тихоокеанской плиты под регионом Японского моря происходило в последние 100 млн. лет

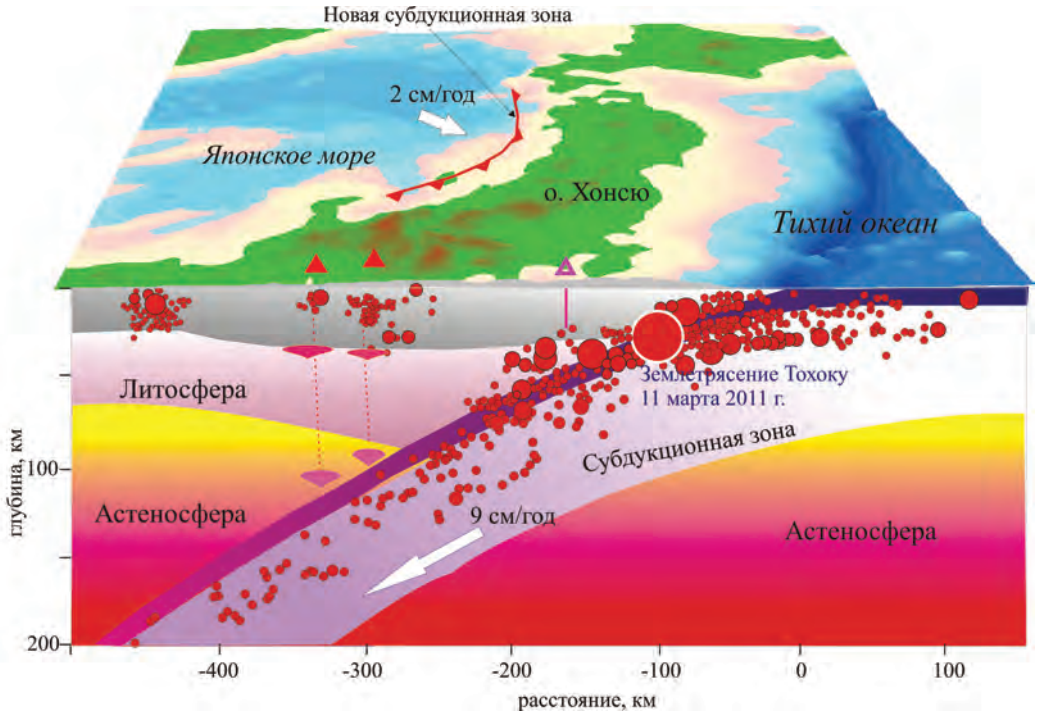


Рис. 2.14. Геодинамическая модель глубинного строения Японской островной дуги в районе землетрясения Тохоку 11 марта 2011 г. по (McCaughey et al., 2011) с добавлением новой субдукционной зоны в Японском море и гидротермального источника (треугольник фиолетового цвета)

Субдукция Тихоокеанской плиты сопровождается многочисленными землетрясениями, плавлением вещества мантии и субдукционного слэба, приводящими к формированию первичных магматических очагов, питающих вулканы

(Isozaki et al., 2010; Zhao, Ohtani, 2009) и сопровождалось землетрясениями, образующими двойную сейсмическую зону внутри слэба.

Японский желоб отделяет островную дугу от глубоководной котловины Тихого океана (рис. 2.15). Под восточным склоном желоба, обращенным к океану, мощность земной коры составляет 10–12 км; под котловиной океана толщина коры уменьшается до 6–8 км. Под западным приостровным склоном желоба мощность коры возрастает до 23–25 км. Результаты сейсмических исследований показывают, что под восточным склоном желоба скорости и мощности слоев в земной коре являются характерными для нормальной океанической коры. Западный же склон является продолжением структур массива Китаками в сторону Тихого океана. Сочленение островных структур с океаническими происходит западнее современной топографической оси желоба. Характер стыка весьма сложен и неясен, на большинстве разрезов земной коры в месте сочленения Японской островной дуги и западного борта глубоководного желоба он обозначается перерывом в слоях зем-

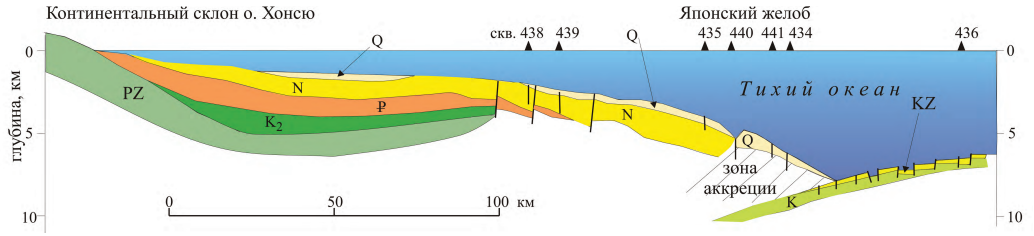


Рис. 2.15. Геологическое строение Японского глубоководного желоба (Shiki, Misawa, 1982)
Треугольники с номерами – скважины глубоководного бурения (Scientific…, 1980)

ной коры. В 1985 г. французскими и японскими учеными проведены исследования Японского желоба с помощью подводного аппарата «Nautile» (Pautot et al., 1987). На континентальном склоне желоба обнаружены большие оползни, образующие активную эрозионную морфологию дна с вертикальными и даже нависающими склонами. Отмечена интенсивная деятельность флюидных потоков (Cadet et al., 1987). Скважина, пробуренная вблизи осевой зоны желоба на глубине около 6000 м, вскрыла только 630 м верхнемиоцен-четвертичных отложений туфов, аргиллитов, глин и диатомовых илов, содержащих пеплы. С глубиной отмечается резкое уплотнение пород. На глубине всего около 100 м от дна илы переходят в твердые, разбитые трещинами глинистые диатомиты и кремнистые аргиллиты.

В глубоководном желобе на глубине 7 км, где произошло землетрясение Тахоку, было проведено бурение с целью изучения структуры разломов, приведших к значительному смещению пластов пород, вызвавших катастрофическое землетрясение, извлечены керны с глубин 648–844.5 м ниже морского дна для изучения физических свойств разломов (Drilling…, 2011).

Тихий океан. В Тихом океане на участке, прилегающем к Японской островной дуге, мощность земной коры составляет около 8 км, поверхность Мохоровичича неровная, со скоростями сейсмических волн вдоль нее 8.2 км/с. Мощность осадочного слоя 2–3 км. Разрез 400 м океанических осадков на краевом валу ложа океана вскрывает отложения от мелового возраста до современных. Верхние 300 м представлены глинисто-диатомовыми и туфо-диатомовыми илами с прослоями пепла верхнемиоценового–четвертичного возраста. С глубиной увеличивается количество кремнистых остатков радиолярий и глинистого материала. На глубине 360 м кремнисто-глинистые осадки резко сменяются пелагическими глинами. Накопление всего лишь 18 м пелагических глин укладывается во временной интервал от среднего миоцена до начала палеогена, что свидетельствует о предельно низких скоростях накопления осадков в то время. Под пелагическими глинами вскрыты кремнистые породы, по предварительным данным – мелового возраста. Нередко ниже кремнистых пород встречаются толеитовые базальты (Heezen et al., 1973).

Верхняя мантия. Наиболее важной особенностью строения региона Японс-

кого моря является распространение в верхней мантии астеносферного слоя (Родников и др., 1982; Rodnikov et al., 2001). В переходной зоне, отличающейся повышенным, по сравнению с прилегающими регионами, тепловым потоком, астеносферный слой мощностью свыше 100 км расположен на глубине около 50 км. Под Приморьем и Тихим океаном он расположен на глубине примерно 100 км, а под Японским морем – на глубине 50 км (Rodnikov et al., 1985). Данные сейсмической томографии (рис. 2.16) подтверждают положение о том, что под Японским морем и западной частью о. Хонсю в верхней мантии на глубине примерно 40–50 км прослеживается астеносферный диапир, определяющий магматическую деятельность, протекающую в кайнозойскую эру (Hasegawa et al., 1991).

Имеются немногочисленные данные о составе верхней мантии, полученные при изучении ксенолитов (Takahashi, 1978). Так, предполагается, что в пределах Приморья верхние горизонты мантии сложены лерцолитами, шпинелевыми лерцолитами и пироксенитами, подстилающимися гранатовыми перидотитами. В строении верхов мантии Японского моря участвуют шпинелевые перидотиты, шпинелевые лерцолиты и плагиоклазовые перидотиты, а верхняя часть мантии о. Хонсю сложена шпинелевыми лерцолитами с подчиненным количеством плагиоклазовых лерцолитов и оливиновых вебстеритов. Кора и мантия о. Хонсю, по данным (Taka-

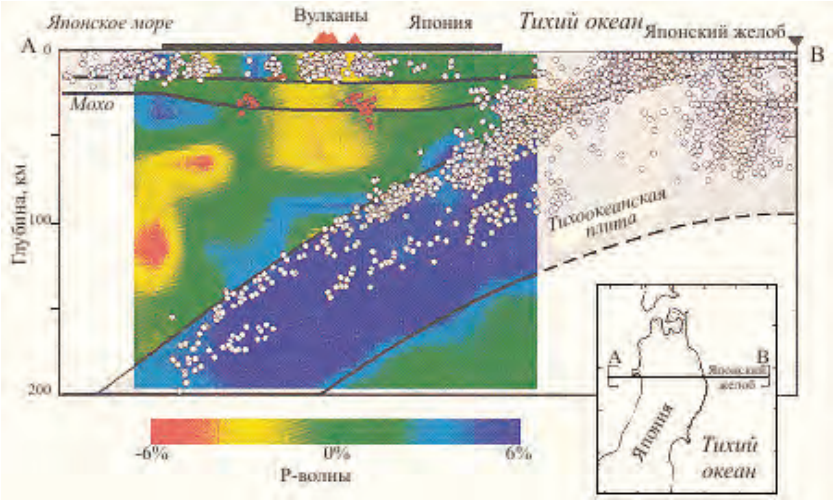


Рис. 2.16. Глубинный разрез вдоль линии АВ (на карте-врезке справа), показывающий понижение скоростей *P*-волн (в %) в верхней мантии под Японским морем и вулканами о. Хонсю (Hasegawa et al., 1991)

Кружками обозначены очаги микроземлетрясений за период 1987–1990 гг. в пределах 60-километровой полосы вдоль линии АВ, по данным сейсмической сети Университета Тохоку. Поверхность суши и активные вулканы показаны наверху рисунка жирной горизонтальной линией и красными треугольниками, соответственно

hashi, 1978), характеризуются также бóльшим содержанием воды и более низкими температурными условиями образования, чем под Японским морем, где верхняя мантия обезвожена. Вероятно, что породы, слагающие верхи мантии, соответствуют тугоплавким остаткам после отделения базальтовых магм.

Многочисленные исследования, проведенные японскими учеными, основанные на регистрации поверхностных и объемных волн от землетрясений и больших взрывов, позволили выделить в верхней мантии под Японским морем мощный слой (свыше 100 км) с пониженными скоростями как по продольным, так и поперечным волнам (Рябой, 1979; Sato et al., 2004; The crust…, 1972). Было установлено, что верхняя мантия между материком и островной дугой характеризуется, по сравнению с океанической областью, на 0.3–0.4 км/с более низкими значениями скоростей распространения сейсмических волн и более сильным поглощением их энергии. Изменение скоростей в верхней мантии при переходе от Японского моря к котловине Тихого океана происходит не постепенно, а резко. Границей между этими структурами является зона Беньофа шириной 100–150 км, к которой приурочены очаги большинства землетрясений.

Строение верхней мантии в Северо-Западной котловине Тихого океана, изученное методом взрывной сейсмологии по записям объемных волн, зарегистрированных при помощи донных сейсмографов (Asada, Shimamura, 1976), характеризуется высокими значениями скоростей сейсмических волн. Слой пониженных скоростей (волновод), расположенный на глубине примерно 100 км, мощностью 30–40 км, имеет значения 8.4–8.6 км/с. В то время как под Японским морем на том же уровне они уменьшаются до 7.7 км/с. Высокие значения скоростей в волноводе верхней мантии Северо-Западной котловины Тихого океана с незначительной мощностью говорят о возможном резком изменении физических свойств мантии. Не исключено, что пластичная астеносфера, такая же, как под Японским морем, здесь отсутствует.

Распространение мощной астеносферы под Японским морем подтверждается геотермическими и гравиметрическими наблюдениями. Расчет глубинных температур по геотраверсу был проведен Я.Б. Смирновым (Родников и др., 1982) по общепринятой методике для многослойной среды по уравнению Пуассона при условии стационарного поля. Расчет проводился до температуры 1200ºС, поскольку при более высокой температуре возможно резкое изменение механизма теплопередачи, обусловленное частичным плавлением вещества верхней мантии. Глубина залегания изотермы 1200ºС под Сихотэ-Алинем определена в 100 км, а величина давления, по-видимому, превышает 30 кбар. Под Японским морем и западной частью о. Хонсю (регион «зеленых туфов») эта изотерма резко поднимается до глубины примерно 40 км, где давление составляет 11–17 кбар, в пределах Тихого океана снова погружается до глубины 100–120 км, соответственно возрастает давление до 30 кбар. По-видимому, зона частичного плавления наиболее полно выражена под Японским морем, где высоким температурам соответствуют низкие давления. Можно считать, что зона частичного плавления подтверждается магнитотеллурическими исследованиями как область повышенной проводимости (Родников и др.,

1982). Это коррелирует и с магматическими проявлениями. Последние 25 млн. лет магматическая активность проявлялась лишь в пределах наивысшего подъема изотермы 1200ºС, т.е. в Японском море и в западной части о. Хонсю. В Тихом океане (Северо-Западная котловина) магматическая деятельность (излияния толеитовых базальтов) происходила в основном свыше 100 млн. лет назад в юрско-меловое время. Примерно в то же время в Приморье широко проявился магматизм, главным образом кислый, а в палеогене здесь сформировались разнообразные дайковые серии и субвулканические тела, состав которых варьирует от кислых и щелочных до основных (Родников и др., 1982).

Новая субдукционная зона в Японском море. В Японском море вдоль о-ов Хоккайдо и Северного Хонсю прослеживается сеть мелкофокусных землетрясений, образующих сейсмофокальную зону, наклоненную под острова до глубины примерно 50 км (рис. 2.17). На поверхности эта зона отчетливо выражена в подводном рельефе хребтами Окусири и Садо и системой трогов, наиболее крупным из которых является прогиб Окусири, где мощность плиоцен-четвертичных осадков достигает 2–3 км (Honza, 1979). Хребет Окусири протягивается вдоль восточной окраины Японского моря и состоит из отдельных эшелонировано расположенных небольших хребтов протяженностью до 450 км при ширине до 50 км. Относительные высоты – от 1000 до 3500 м. Остров Окусири, на котором обнажаются меловые граниты, расположен в средней части хребта. Фундамент северной части хребта Окусири сложен породами как континентальной, так и океанической коры. Средняя часть хребта сложена океанической корой, а южная – континентальной корой. Осадочный чехол представлен миоценовыми и плиоценовыми породами.

К. Накамура (Nakamura, 1983) и Я. Кобаяси (Kobayashi, 1983) предполагают, что восточная окраина Японского моря представляет собой конвергентную зону, образовавшуюся в плиоцене. Субдукция океанической коры моря под Японскую островную дугу сопровождалась образованием прогибов и хребтов, структура которых отчетливо проявляется на сейсмических профилях. Кроме того, выделенная субдукционная зона проявляется в аномальном гравитационном поле в свободном воздухе. Так, вдоль западного склона хребта Окусири аномалия в свободном воздухе составляет –57 мГал, что, по мнению (Tamaki, Honza, 1985), указывает на погружение океанической коры под хребет Окусири. Южнее японские ученые выделяют зону обдукции, где океаническая кора моря надвигается на континентальный склон Японской островной дуги. Возникновение на границе Японского моря и Японских о-вов конвергентной зоны связывают с раскрытием Байкальского рифта, активно проявившегося в плиоцене и вызвавшего движение на восток Амурской микроплиты, составлявшей часть Евразийской плиты (Tamaki, Honza, 1985).

Как отмечают японские ученые, субдукция плиты Японского моря началась в плиоцене, что привело к образованию хребтов и прогибов у восточного побережья Японских о-вов (Uyeda, 1991). Сейсмологические данные свидетельствуют, что за 1.8 млн. лет погружение составило около 50 км под Японские острова. Скорость перемещения плиты определена в 2 см/год (Kiratzi, Papazachos, 1996). Данные GPS

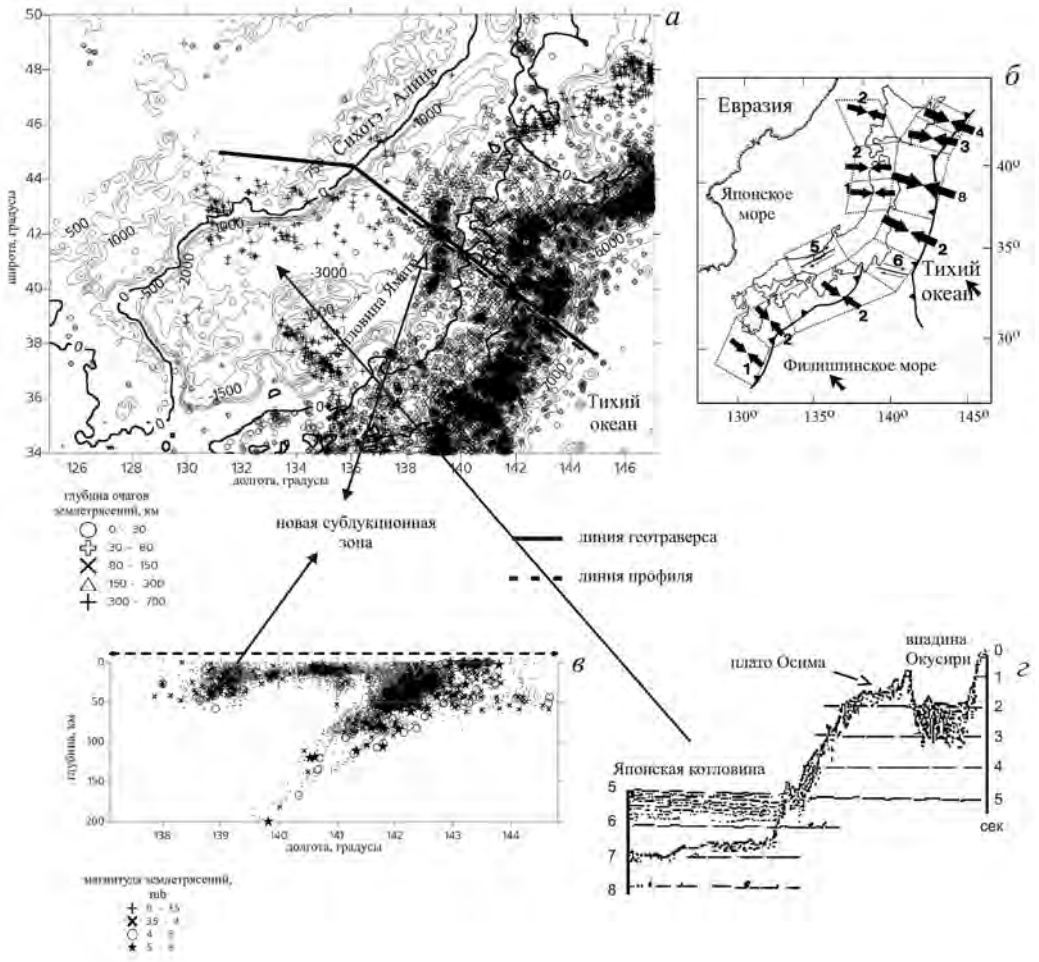


Рис. 2.17. Новая субдукционная зона в Японском море (Родников и др., 2004)

а – положение сейсмического профиля и пространственное распределение очагов землетрясений на батиметрической карте; *б* – область напряжений в коре Японской островной дуги, стрелки показывают направления движения плит, цифры – скорости их движения, см/год (Kiratzi, Papazachos, 1996); *в* – распределение гипоцентров землетрясений вдоль профиля; *г* – сейсмический разрез в районе образования субдукционной зоны (Honza, 1979)

показали, что вертикальные составляющие в районе конвергентной границы достигают 6 мм/год (Aoki, Schotz, 2003). При приближении к конвергентной границе все большее распространение приобретают рифтовые структуры. Их образование связано, по-видимому, с направлением движения плиты на восток. Изменение гео-

динамической обстановки в регионе, вероятно, привело к формированию субдукционных зон на восточных окраинах Японского моря, высокой плотности теплового потока и отрицательным значениям гравитационного поля.

К оглавлению

Выводы

Исследования последних лет показали, что Японская островная дуга заключена между двумя субдукционными зонами. С восточной стороны под Японскую дугу погружается Тихоокеанская плита со скоростью 9 см/год, с юго-восточной – субдуцирует плита Филиппинского моря со скоростью 5 см/год, а с запада под Японские острова 2 млн. лет назад начала погружаться плита Японского моря со скоростью 2 см/год. Это приводит к бесконечным землетрясениям и извержениям вулканов, происходящим в этом регионе.

С субдукцией Тихоокеанской плиты связано землетрясение Тохоку, происшедшее 11 марта 2011 г. Субдукция плиты Филиппинского моря под впадину Канто вызвала катастрофические землетрясения в 1703 и 1923 годах (Sato et al., 2005). Образование самих островов связано с субдукционными процессами. Еще 700 млн. лет назад Японские о-ва были частью суперконтинента Родиния, под который субдуцировал древний Тихий океан (Панталасса). Сначала это была пассивная континентальная окраина, затем почти 500 млн. лет существовала активная континентальная окраина. В это время сформировались кембрийские и ордовикские офиолиты и связанные с ними глубоководные осадочные породы, в дальнейшем претерпевшие различной степени метаморфизм. Лишь 20 млн. лет назад в результате спрединговых процессов образовалось Японское море и сформировалась Японская островная дуга (Isozaki et al., 2010; Maruyama, 1997). Длительные субдукционные процессы привели к скучиванию различного типа пород, образованию складчатых поясов, состоящих из палеозойских офиолитов, осадочных и метаморфических пород, гранитов; пермско-юрских аккреционных призм, включающих метаморфические породы, образовавшихся при высоких температурах и давлениях; меловых–третичных аккреционных призм; изверженных пород юрско-третичного возраста; неоген-четвертичных изверженных и осадочных пород (Taira, 2001).

Кроме того, современными сейсмическими исследованиями установлено простирание древнего тихоокеанского слэба под Японскими островами (Zhao, Ohtani, 2009). Тихоокеанская плита, субдуцируя под Японскую островную дугу, достигает «мантийного переходного слоя» на глубинах от 410 до 660 км, где она выполаживается и прослеживается под Японским морем и, вероятно, под восточной частью Евразийского континента. Предполагается, что такое движение Тихоокеанской плиты под регионом Японского моря происходит последние 100 млн. лет (Isozaki et al., 2010; Zhao, Ohtani, 2009). Ранее геофизическими исследованиями под регионом Японского моря была выделена мощная астеносфера, процессы в которой опреде-

ляют вулканическую и тектоническую активность, влияющую на строение коры.

Земная кора региона Японского моря характеризуется блоковой дискретностью, проявляющейся в горизонтальной изменчивости геолого-геофизических параметров. Блоки различного ранга разделяются глубинными разломами, рифтовыми структурами, складчато-надвиговыми системами и древними субдукционными зонами. Построенные сейсмические и сейсмологические разрезы подтверждают распространение в Японском море структур, выделяемых геологическими наблюдениями, таких как зоны спрединга, рифты, глубинные разломы, надвиги и зоны субдукции, характеризующие активный тип континентальной окраины Дальнего Востока (Родников и др., 2010). Контакт плиты Японского моря с Приморьем резкий. Структуры, разделяющие океаническую и континентальную кору, разбиты разломами. В пределах континентального склона происходит выклинивание сиалической части коры и подъем поверхности Мохо (Пийп, Родников, 2009). Возможно, клиноформные пластины океанической коры дискордантно сочленяются со слоями континентальной коры Сихотэ-Алиня (Петрищевский, 2011). Выделенная в восточной части Японского моря новая субдукционная зона на поверхности дна выражена узкими трогами, заполненными деформированными современными осадками (Родников и др., 2010).

Глава 3

К оглавлению

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОКРАИН РЕГИОНА ФИЛИППИНСКОГО МОРЯ И СЕВЕРО-КИТАЙСКОЙ РАВНИНЫ

В рамках международного проекта «Геотраверс» (Геотраверс…, 1991а,б; Родников, 2001) совместно с японскими и китайскими учеными был построен глубинный геолого-геофизический разрез тектоносферы, включающий литосферу и астеносферу, пересекающий Северо-Китайскую равнину, осадочные бассейны Желтого и Восточно-Китайского морей, глубоководные котловины Филиппинского моря, Марианскую островную дугу с междуговым трогом, Марианский глубоководный желоб и Северо-Западную котловину Тихого океана (рис. 3.1).

Протяженность геотраверса 5000 км, глубина 100 км (Геотраверс…, 1991б; Родников и др., 1996). Геотраверс региона Филиппинского моря был опубликован в Международном геолого-геофизическом атласе Тихого океана (Международный..., 2003).

Тектоническое положение

К оглавлению

Северо-Китайская равнина составляет часть древней Китайско-Корейской платформы, активизированной в кайнозойскую эру (Геотраверс…, 1991б). В тектоническом отношении Филиппинское море образует литосферную плиту, расположенную между Евразийской, Тихоокеанской и Австралийской плитами. С запада и востока плита ограничена современными субдукционными зонами, где в настоящее время происходит погружение – на востоке океанической плиты под Марианскую островную дугу, а на западе Филиппинской плиты под островную дугу Рюкю. Филиппинская плита образовалась в кайнозойскую эру в результате аккреционных процессов.

Тепловой поток

К оглавлению

В Западно-Филиппинской котловине, являющейся наиболее древней структурой моря, среднее значение теплового потока составляет 62±38 мВт/м^2 (Hobart et

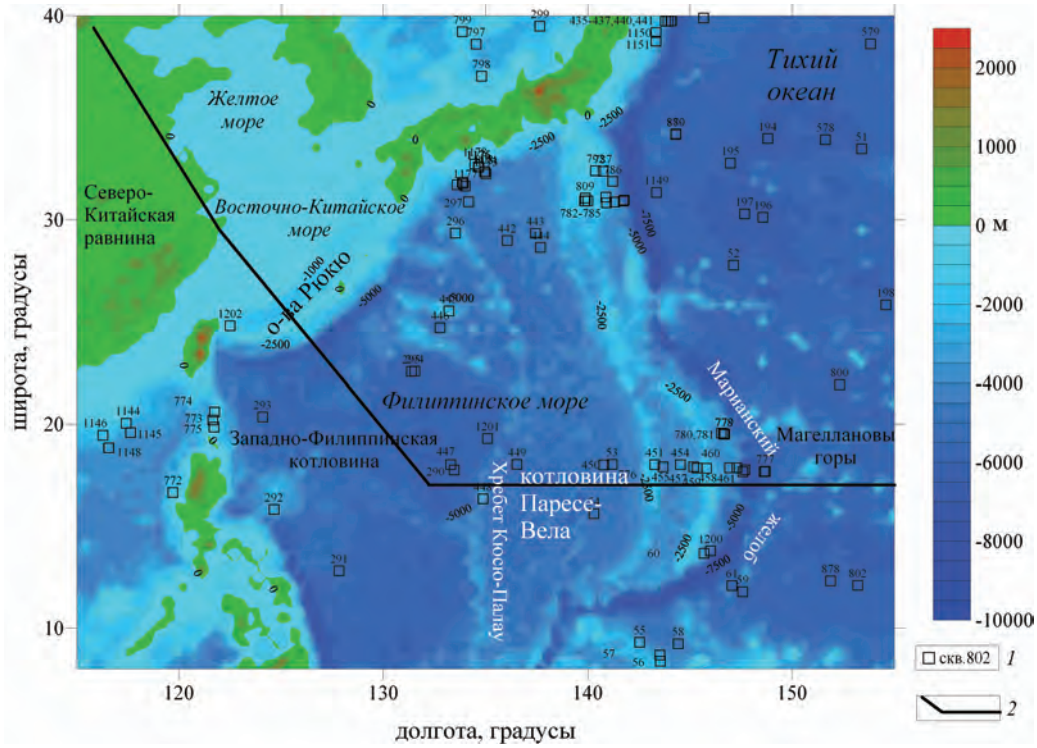


Рис. 3.1. Топография и батиметрия региона Северо-Китайской равнины и Филиппинского моря (Smith, Sandwell, 1997)

1 – скважины глубоководного бурения (Core…; Deep…; Ocean…; Scientific…); *2* – положение геотраверса

al., 1983), что согласуется с теоретическими значениями для океанических плит такого возраста.

Максимальные значения теплового потока (до 2000 мВт/м^2) установлены в Марианском троге (рис. 3.2), что указывает как на высокую тектоническую активность, так и на важную роль конвективной составляющей в тепловом режиме (Геотраверс…, 1991а; Hilde, Uyeda, 1983). Прямые наблюдения подводной гидротермальной деятельности были проведены с помощью подводного аппарата ALVIN в 1987 г. Вблизи оси Марианского трога были выявлены многочисленные зоны разгрузки флюидов с температурами до 285°С (Hobart et al., 1983). В бассейне Паресе-Вела средние значения теплового потока составляют: в западной его части 33± 21 мВт/м^2, в восточной – 76±21 мВт/м^2.

В глубоководной части Марианского желоба измерения отсутствуют, однако южнее полосы геотраверса имеется одно измерение на глубине свыше 10 000 м, давшее весьма низкое значение теплового потока (15 мВт/м^2).

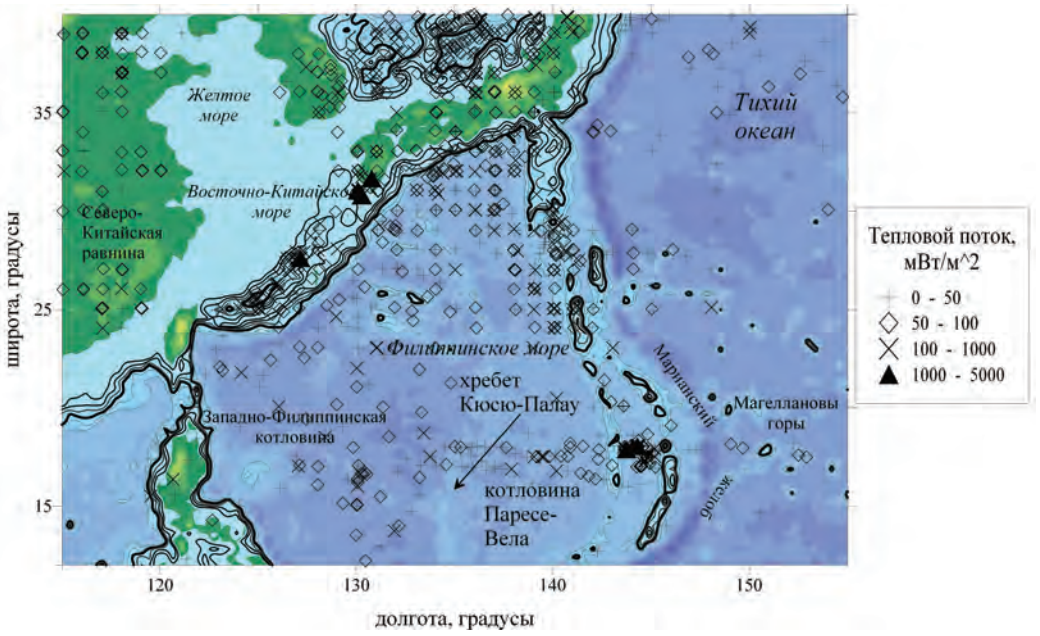


Рис. 3.2. Пространственное распределение пунктов измерения теплового потока в регионе Северо-Китайской равнины и Филиппинского моря (Pollak et al., 1991)

В районе Магелланових гор были выполнены измерения теплового потока в 5 пунктах (Геотраверс…, 1991а,б; Муравьев и др., 1988). Установленная величина теплового потока (около 50 мВт/м^2) указывает на отсутствие в этом районе вулканической активности в кайнозое.

Используя двумерную нестационарную модель теплопереноса, исходя из тектонической истории развития пересекаемых геотраверсом структур и термической модели спрединга, были рассчитаны модельные глубинные температуры. Результаты расчетов дали вполне ожидаемый результат, что чем древнее литосфера, тем глубже расположены изотермы (рис. 3.3).

Наиболее высокое положение расчетные изотермы 1000–1200ºС (характерные температуры плавления пород верхней мантии) занимают под современными рифтовыми структурами Марианского трога, достигая здесь уровня земной коры. В пределах миоценовой котловины Паресе-Вела аналогичные расчетные изотермы расположены на глубине 30–40 км, под древней эоценовой Западно-Филиппинской котловиной они расположены на глубине около 60 км, что отвечает положению зоны возможного подплавления, выделяемой здесь по данным о глубине области повышенной электропроводности (Геотраверс…, 1991а).

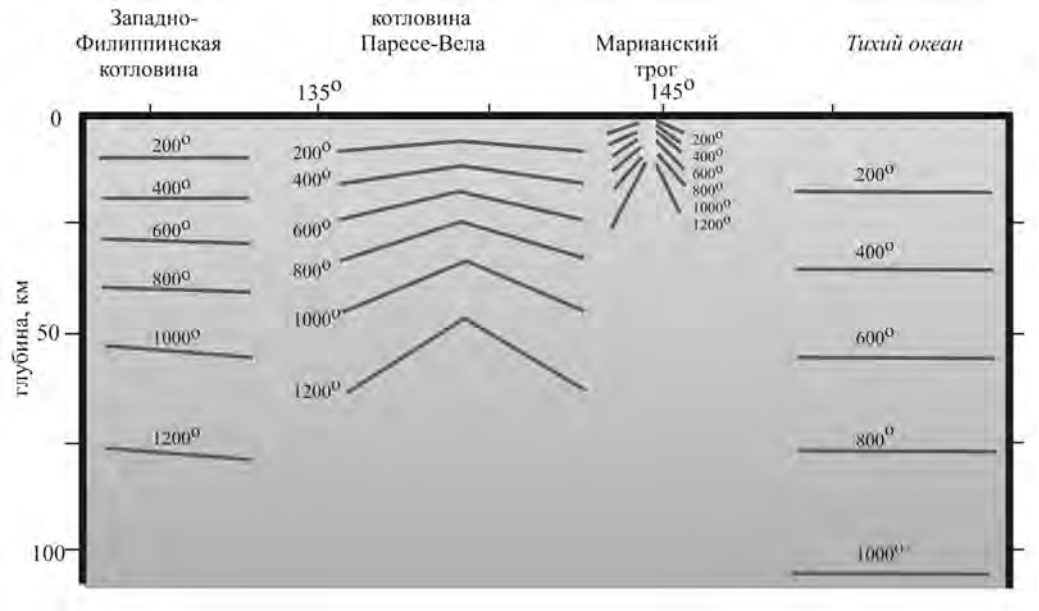


Рис. 3.3. Модельные глубинные температуры (°С) в верхней мантии вдоль геотраверса в Филиппинском море (Геотраверс…, 1991б)

К оглавлению

Магнитные аномалии и электропроводность

Для зоны геотраверса характерны линейные магнитные аномалии низкой интенсивности. Амплитуда аномалий обычно меньше 200 нТл (рис. 3.4).

На шельфе Восточно-Китайского моря, где фундамент расположен обычно на глубине 4–6 км, отмечаются отрицательные магнитные аномалии изометрической формы. Там, где осадки имеют незначительную мощность, наблюдаются положительные значения (до 200 нТл). По краю шельфа положительные магнитные аномалии образуют пояс 20–40-километровой ширины северо-восточного простирания, величина этих аномалий достигает 200 нТл. Здесь магнитный фундамент расположен на глубине 1–2 км и в характере изменения аномалий прослеживаются глубинные разломы. В троге Окинава, где магнитный фундамент расположен на глубине около 3 км, магнитное поле характеризуется отрицательными значениями магнитных аномалий до −100…−200 нТл.

В Западно-Филиппинской котловине выделяются две системы магнитных линейных аномалий: северо-западного простирания с возрастом от 60 до 46 млн. лет и широтного простирания с возрастом от 44 до 35 млн. лет (Craig et al., 1987). В бассейне Пересе-Вела возраст магнитных аномалий изменяется от 30 млн. лет до 17 млн. лет.

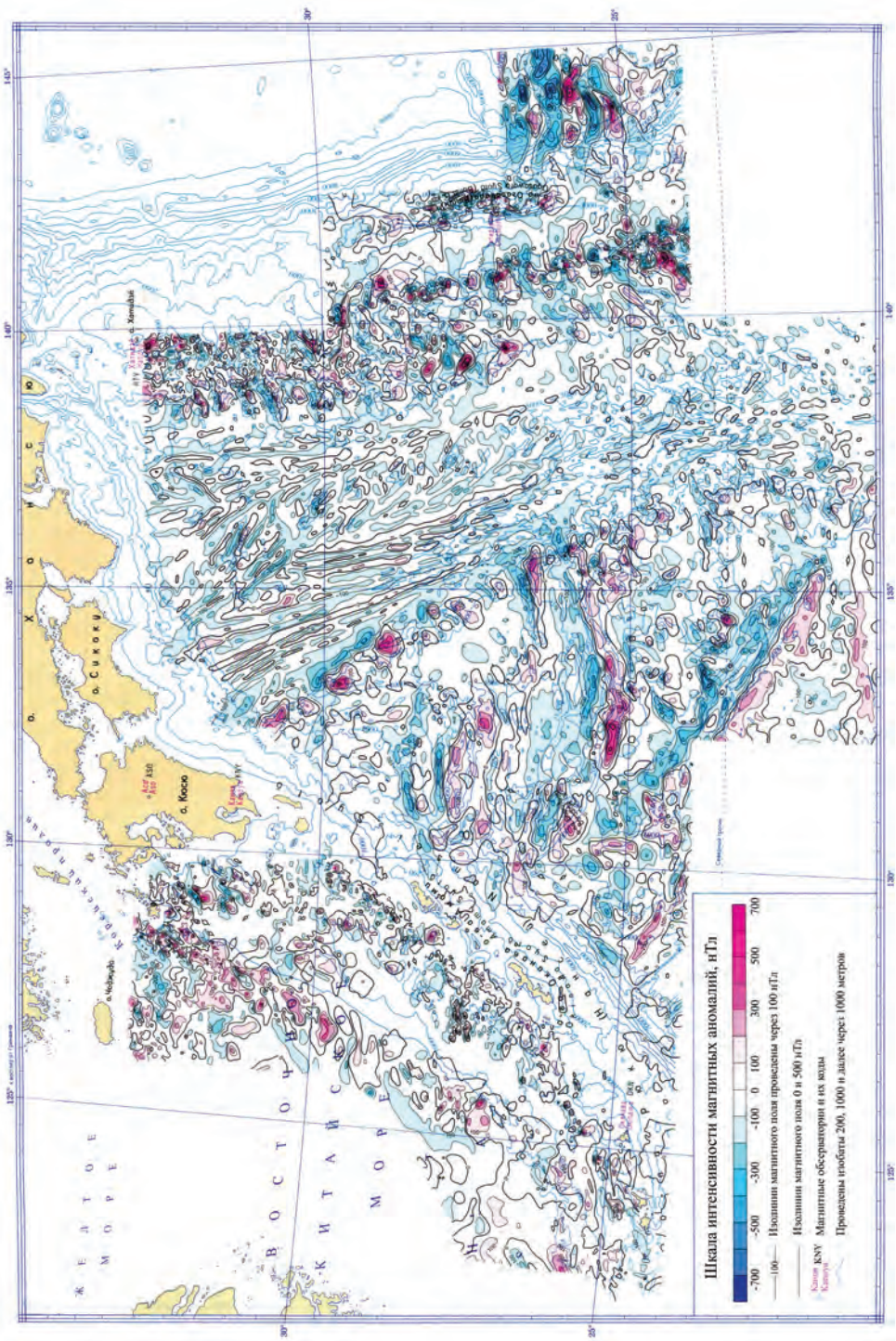


Рис. 3.4. Аномальное магнитное поле региона Филиппинского моря (Международный…, 2003)

В Тихом океане к востоку от Марианской островной дуги распространены линейные магнитные аномалии, указывающие на мезозойский возраст коры (Геотраверс…, 1991б).

К подводным вулканам Марианской островной дуги приурочены дипольные аномалии магнитного поля, размах которых достигает 3000 нТл (Горшков и др., 1980; Рашидов, 2001, 2005, 2010; Рашидов и др., 1981). Гайоты Магеллановых гор отображаются интенсивными, до 900–1000 нТл, отрицательными аномалиями магнитного поля, осложненными положительными пиками над вершинами гайотов (Рашидов, 2006; Рашидов и др., 2003, 2009).

Высокопроводящие слои в верхней мантии были выделены на глубине около 100 км на Тихоокеанской плите и на глубине около 60 км – в Западно-Филиппинской котловине. В преддуговом бассейне высокая электропроводность, по-видимому, отвечающая линзе осадочных пород, отмечается в верхних 10 км разреза. В Марианском троге – активной зоне современного спрединга – отмечается невысокая электропроводность верхней мантии – 0.002 См/м (Геотраверс…, 1991а).

К оглавлению

Гравитационное поле

Гравитационное поле во всех редукциях существенно меняется в регионе, отражая структурные и плотностные неоднородности тектоносферы (Строев и др., 1993). На рис. 3.5 показаны аномалии в свободном воздухе гравитационного поля региона Филиппинского моря.

Гравитационные аномалии в редукции Буге в Восточно-Китайском море коррелируют с геологическими структурами моря. На шельфе моря они положительные (20–40 мГал). Край шельфа характеризуется линейно вытянутыми аномалиями, значения которых достигают 60 мГал. В троге Окинава они достигают 100–160 мГал (Строев и др., 1993).

Котловина Паресе-Вела (кроме области палеорифта) характеризуется положительными аномалиями (20–30 мГал), а в Западно-Филиппинской котловине значения аномалий близки к нулю и слабоотрицательны (Sandwell, Smith, 1997). В Марианском желобе аномалии отрицательные, достигающие –60…–180 мГал. Марианский трог отличается положительным полем аномалий в свободном воздухе (30–50 мГал). Над Западно-Марианским хребтом наблюдается увеличение значений аномалий до 60–70 мГал. В пределах подводных Магеллановых гор гайотам соответствуют положительные аномалии в редукции свободного воздуха и отрицательные – в редукции Буге. Значения аномалий в свободном воздухе (см. рис. 3.5**)** возрастают до 50–80 мГал и более. Северо-Западная котловина Тихого океана в целом характеризуется спокойным полем аномалий в свободном воздухе (10–15 мГал).

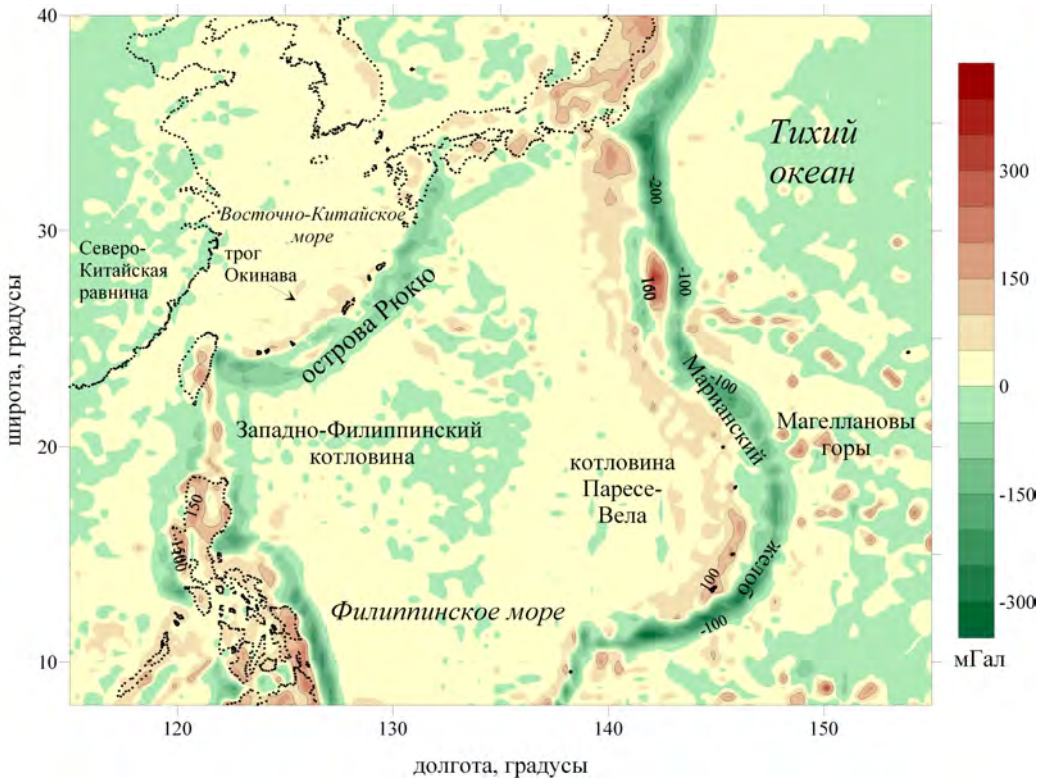


Рис. 3.5. Аномалии силы тяжести в свободном воздухе региона Северо-Китайской равнины и Филиппинского моря (Sandwell, Smith, 1997)

К оглавлению

Геоид

Переходная зона от океана к континенту расположена в области обширного Западно-Тихоокеанского поднятия геоида (длинноволновая часть спектра геоида). Наиболее резкие возмущения связаны со структурой Марианской островной дуги и в меньшей степени с зоной Рюкю (Строев и др., 1993). Как известно, основные черты строения геоида не коррелируют с современным расположением континентов и океанов и других тектонических структур планетарного масштаба. Вероятно, что характер геоида определяется глубинными плотностными неоднородностями, которые могут быть связаны с мантийной конвенцией. В то же время, коротковолновые компоненты поля высот геоида коррелируют с тектоническими структурами разного возраста. Так, например, наблюдается линейная связь характеристик остаточных высот геоида с возрастом задуговых впадин. Остаточные высоты поля геоида (высокочастотная компонента поля) уменьшаются с возрастом впадин. Так как тектономагматическая активность обусловлена воздействием астеносферы на

земную кору (чем выше уровень залегания астеносферы, тем моложе возраст тектономагматической активности), то такие изменения высот геоида можно связать с особенностями строения астеносферы.

К оглавлению

Сейсмичность

Сейсмичность вдоль геотраверса концентрируется в трех областях: в островных дугах (Марианской и Рюкю) и в пределах Северо-Китайской равнины (рис. 3.6).

Землетрясения на территории Китая располагаются в основном в земной коре на глубине до 40 км (рис. 3.7).

Сейсмичность связана с развитием в Китае кайнозойского рифтогенеза. Такая связь подтверждается данными о фокальных механизмах землетрясений. Ориентация действующих в очагах тектонических напряжений соответствует плану рифтогенеза. Напряжения растяжения перпендикулярны простиранию рифтовых структур, а напряжения сжатия субпараллельны простиранию рифтов (Родников и др., 1996). Кроме того, под сейсмоактивными зонами Китая отмечается подъем кровли астеносферного слоя. Предполагается, что гипоцентры землетрясений, форшоковых и афтершоковых событий или приурочены к верхней границе проводящего низкоскоростного слоя, или располагаются над ним. Характерный разрез гипоцентральной области разрушительного Хайчэнского землетрясения приведен на рис. 3.8.

Далее вдоль геотраверса сейсмичность развита почти исключительно в области островных дуг Рюкю и Марианской (рис. 3.9). Зона Беньофа островной дуги Рюкю характеризуется развитием как мелких, так и промежуточных землетрясений. Сейсмофокальная зона Марианской островной дуги прослеживается на глубину чуть более 700 км. В области Марианского трога применение системы донных станций показало наличие многочисленных слабых мелких землетрясений. Максимум числа этих землетрясений располагается в верхней части коры, а наиболее глубокие из них – на глубине 12–15 км.

К оглавлению

Вулканизм

Современный вулканизм сосредоточен, в основном, на островах Марианской островной дуги, состоящей из Западно-Марианского и Восточно-Марианского хребтов, разделенных плиоценовым Марианским трогом (рис. 3.10). В Филиппинском море находится четыре подводных вулкана (Рашидов, 2010, 2011). Вулканическая активность известна также на Северо-Китайской равнине. Основные петрологические данные по магматизму Западно-Марианского хребта получены при бурении с НИС «Гломар Челленджер» (Фролова и др., 1989). Скважина 451 вскры-

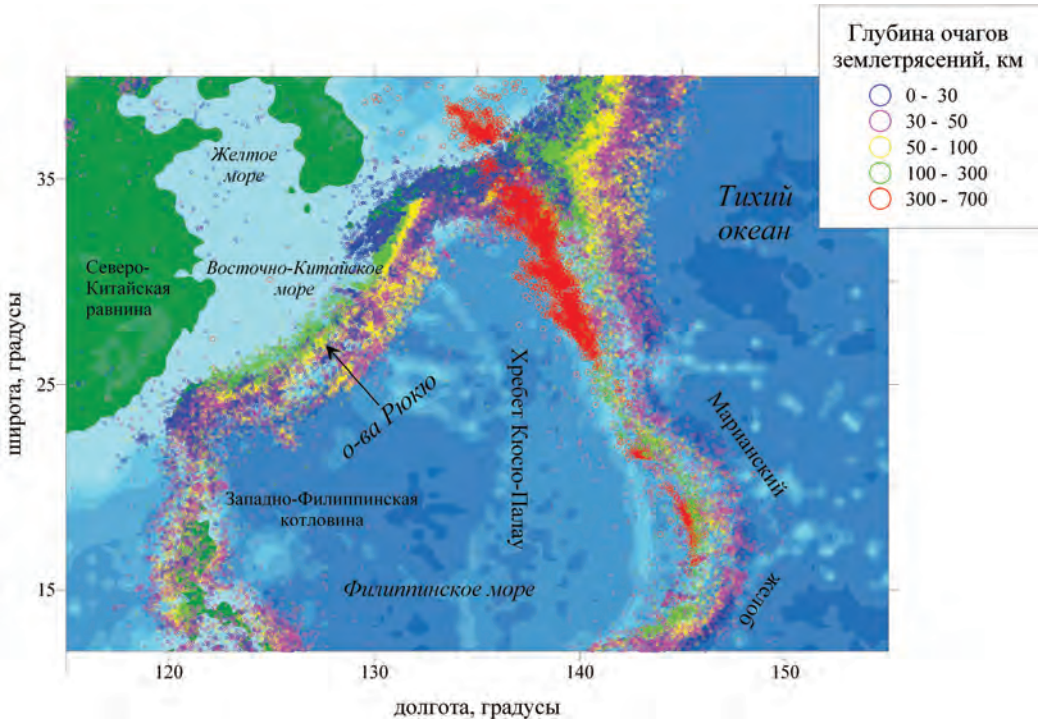


Рис. 3.6. Пространственное распределение эпицентров землетрясений за период 1964–2010 гг. в регионе Северо-Китайской равнины и Филиппинского моря (Bulletin…)

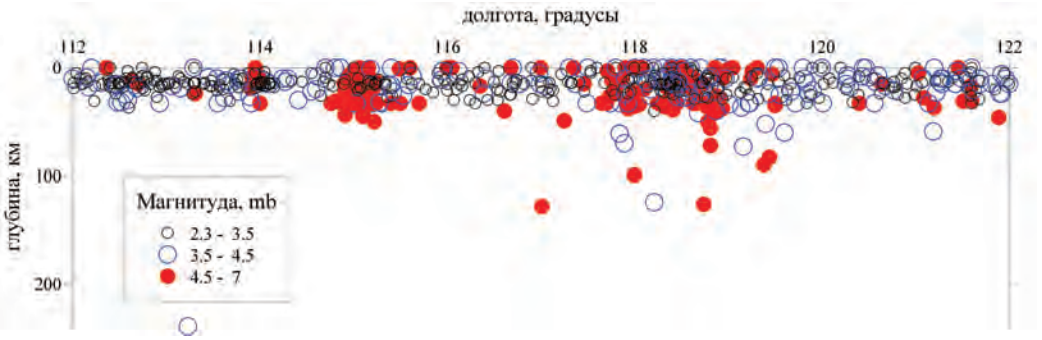


Рис 3.7. Расположение гипоцентров землетрясений по глубине на территории Северо-Китайской равнины (Bulletin…)

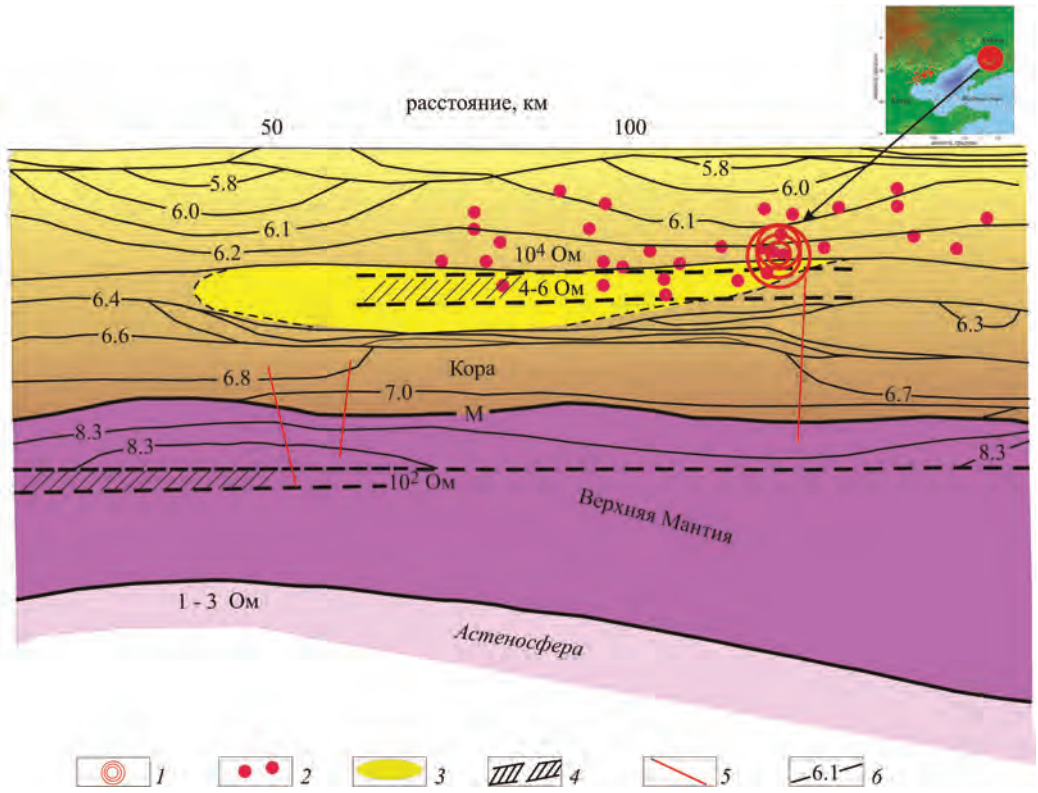


Рис. 3.8. Глубинный разрез области сильного Хайчэнского землетрясения 04.02.1975 г. (Геотраверс..., 1991б)

1 – положение основного толчка (*M*=7.3); *2* – форшоки и афтершоки; *3* – низкоскоростная аномалия; *4* – слой высокой проводимости; *5* – разломы; *6* – скорости сейсмических волн, км/с

ла 900-метровую олигоцен-позднемиоценовую осадочную толщу переслаивания прослоев карбонатизированных витрофировых туфов и вулканических брекчий основного и среднего состава. Судя по обломкам, вулканические породы представляют собой серию пород от базальтов до дацитов.

В Восточно-Марианском хребте дуги насчитывается 27 голоценовых вулканов, сложенных, в основном, базальтами и андезито-базальтами, на которых отмечены исторические извержения и сольфатарная деятельность (Гущенко, 1979; Фролова и др., 1989; Siebert et al., 2010; Simkin, Siebert, 1994; Van Hoose et al., 2013). В западной части хребта вулканические породы относятся к кварцнормативным разностям и по сравнению с океаническими толеитами являются типичными базальт-андезитовыми известково-щелочными сериями островных дуг. В восточной части хребта скважина 459, пробуренная с борта НИС «Гломар Челленджер», вскрыла непре-

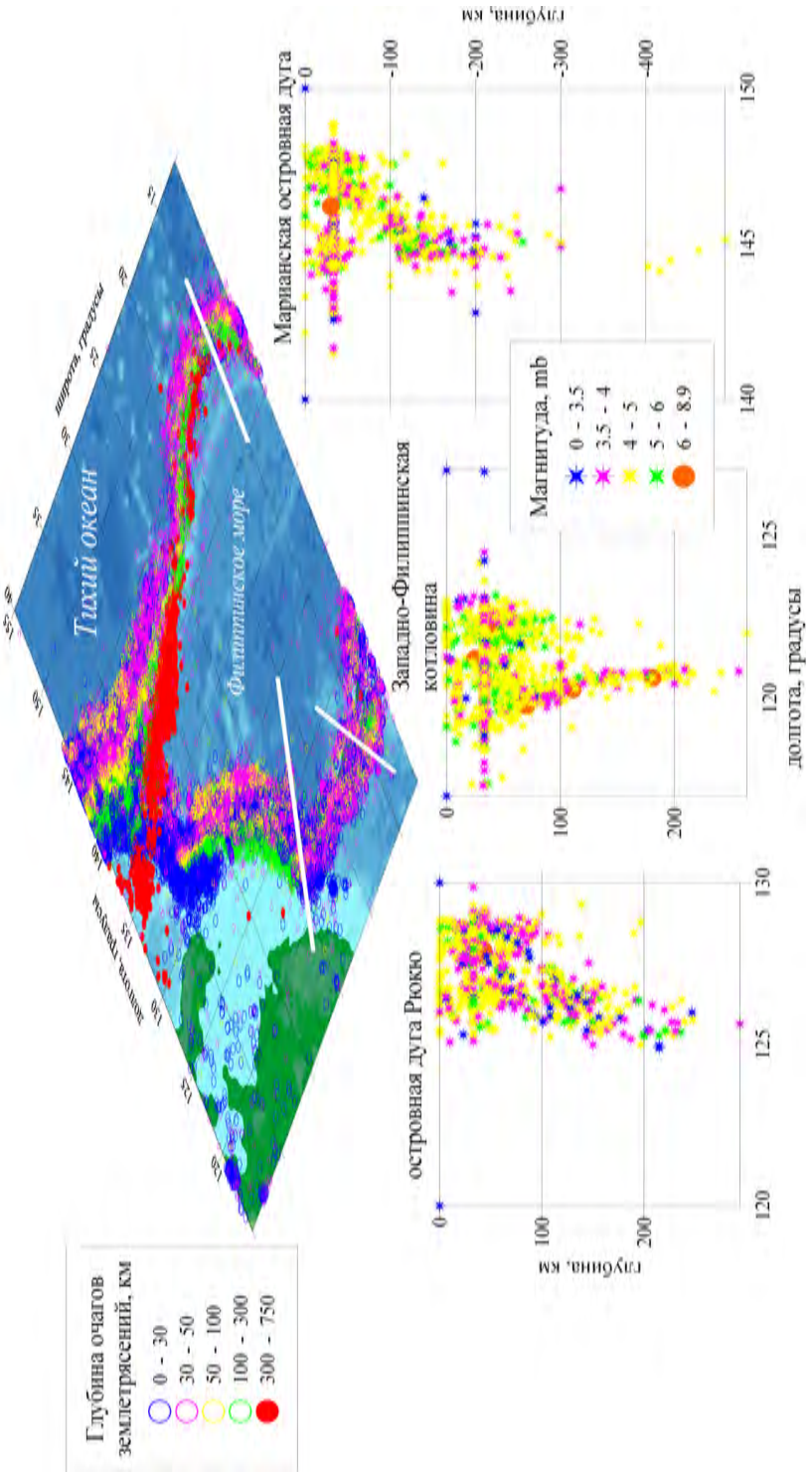


Рис. 3.9. Пространственное распределение очагов землетрясений в регионе Филиппинского моря (National…)

На схеме нанесены 3 профиля, для которых построены глубинные разрезы. Внизу – схемы глубинного распределения очагов землетрясений вдоль профилей в 2-градусной зоне (координаты профилей: 31° с.ш., 120° в.д.; 24° с.ш., 130° в.д.; 13° с.ш., 117° в.д.; 18° с.ш., 127° в.д.; 15° с.ш., 140° в.д.; 15° с.ш., 150° в.д.)

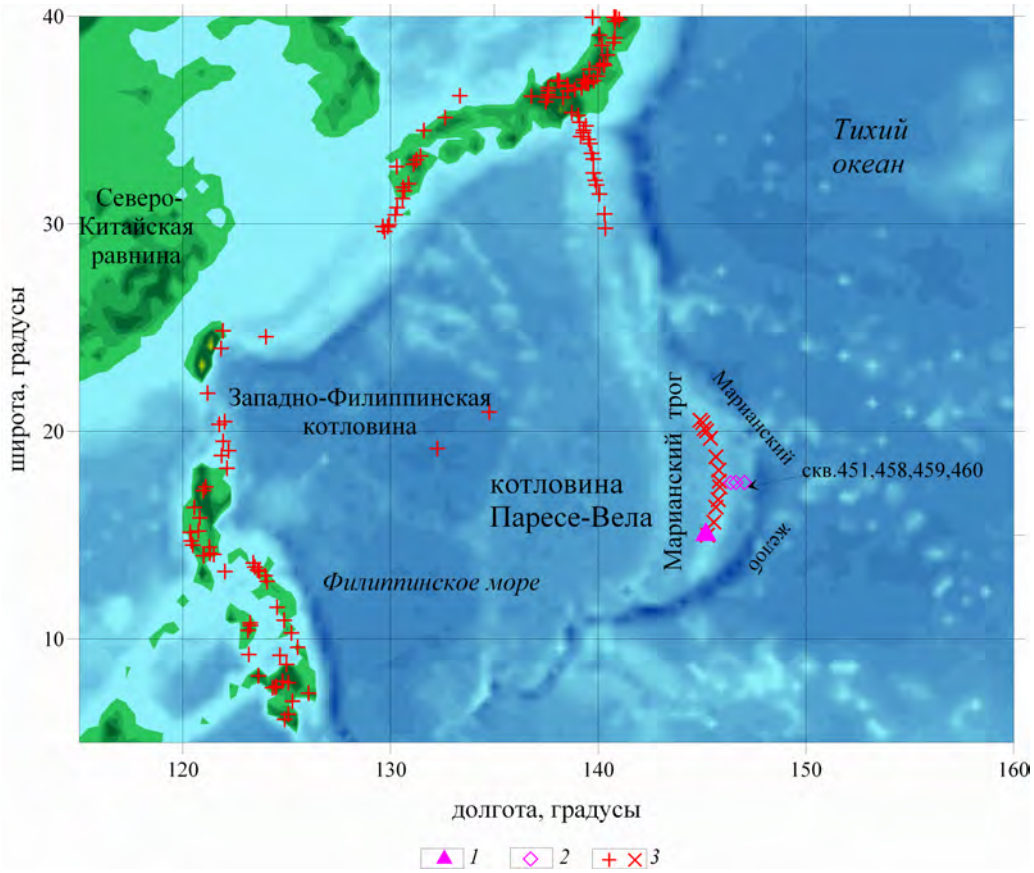


Рис. 3.10. Расположение действующих вулканов в пределах Марианской островной дуги
1 – вулкан Эсмеральда; *2* – скважины бурения с НИС «Гломар Челленджер» (Hussong et al., 1981; Kroenke et al., 1980); *3* – вулканы

рывный 700-метровый разрез пиллоу-базальтов, несогласно перекрытых средне-эоцен-плейстоценовыми осадочными породами. Аналогичные породы вскрыты в скважинах 460 и 458, где они переслаиваются с бонинитами. Бониниты представлены стекловатыми пиллоу-лавами и массивными потоками, переслаивающимися с толеитами (Фролова и др., 1989).

В рейсах НИС «Вулканолог» в пределах Марианской островной дуги были изучены несколько подводных вулканов, один из них входит в зону геотраверса – вулкан Эсмеральда.

Подводный вулкан Эсмеральда расположен в южной части Марианской островной дуги на ее западном подводном склоне, обращенном в сторону Филиппин-

ского моря (рис. 3.11). Первое сообщение об активности этого подводного вулкана сделано Г. Хессом (Hess, 1948), когда в августе 1944 г. в течение трех дней он наблюдал в этом районе выделение пузырьков с сернистым газом. На основании этого сообщения вулкан Эсмеральда был включен в различные каталоги как активный вулкан (Апродов, 1982; Гущенко, 1979; Kuno, 1962; Simkin, Siebert, 1994). Во второй половине XX столетия также неоднократно сообщалось об активности этого вулкана (Global..., 1989; Ronck, 1975), которая проявлялась в виде пятен воды отличительного цвета, в появлении пузырьков с запахом серы и выбросов пепла.

Вулкан Эсмеральда был обследован в рейсах НИС «Вулканолог» в январе и июле 1978 г. (Гавриленко, 1981, 1997; Гавриленко и др., 1980; Горшков и др., 1980; Рашидов, 2010; Рашидов и др., 1981; Селиверстов, 1987; Селиверстов, Бондаренко, 1983; Gorshkov et al., 1982). В декабре того же года вулкан был исследован в рейсе НИС «Томас Вашингтон» (Stern, Bibee, 1984; Stern et al., 1989), а в июле–августе 1990 г. – в рейсе SO-69 НИС «Зоне» (Stüben et al., 1992).

На батиметрической карте (см. рис. 3.11) отчетливо выделяются три изолированные подводные горы, расположенные субмеридионально, параллельно простиранию островной дуги. Северная и южная горы являются потухшими вулканами, частично покрытыми органогенными известняками. Центральная гора – собственно активный подводный вулкан Эсмеральда (Горшков и др., 1980).

На вершине вулкана расположен четко выраженный кратер, а на северо-восточном склоне были обнаружены и обследованы подводные фумаролы (Гавриленко, 1997; Гавриленко и др., 1980; Gorshkov et al., 1982). Постройка вулкана неоднократно драгировалась (Горшков и др., 1980; Dixon, Stern, 1983; Gorshkov et al., 1982; Ito, Stern, 1986; Stern, Bibee, 1984; Stern et al., 1989). Порфировые базальты и андезито-базальты слагают постройку центрального конуса. Лавовые потоки афировых базальтов тяготеют к молодым конусам. По минеральному составу выделяются плагиоклаз-оливин-клинопироксеновые базальты, плагиоклаз-клинопироксеновые андезито-базальты, плагиоклаз-пироксен-оливиновые габброиды и долерито-базальты (Горшков и др., 1980; Stern et al., 1989). Фумарольные образования представлены самородной серой, гипсом, опалитами, алунитами, гидроокислами и сульфидами железа (Горшков и др., 1980; Gorshkov et al., 1982; Stüben et al., 1992). Вулканогенно-осадочные породы (туфы, туфопесчаники, туфогравелиты, органогенные известняки) повсеместно покрывают склоны вулканических построек и прилегающие участки дна. Со склонов подводного вулкана Эсмеральда подняты железомарганцевые образования (Аникеева и др., 2008; Гавриленко, 1981, 1997; Горшков и др., 1980; Дубинин и др., 2008). По химическому составу вулканические породы относятся к кварцнормативным разностям типичных базальт-андезитовых известково-щелочных серий островных дуг (Фролова и др., 1989).

К вулкану Эсмеральда приурочена дипольная аномалия магнитного поля юго-западного простирания интенсивностью более 1000 нТл, а эффективная намагниченность постройки составляет 5–8 А/м (Горшков и др., 1980; Рашидов, 2010; Рашидов и др., 1981).

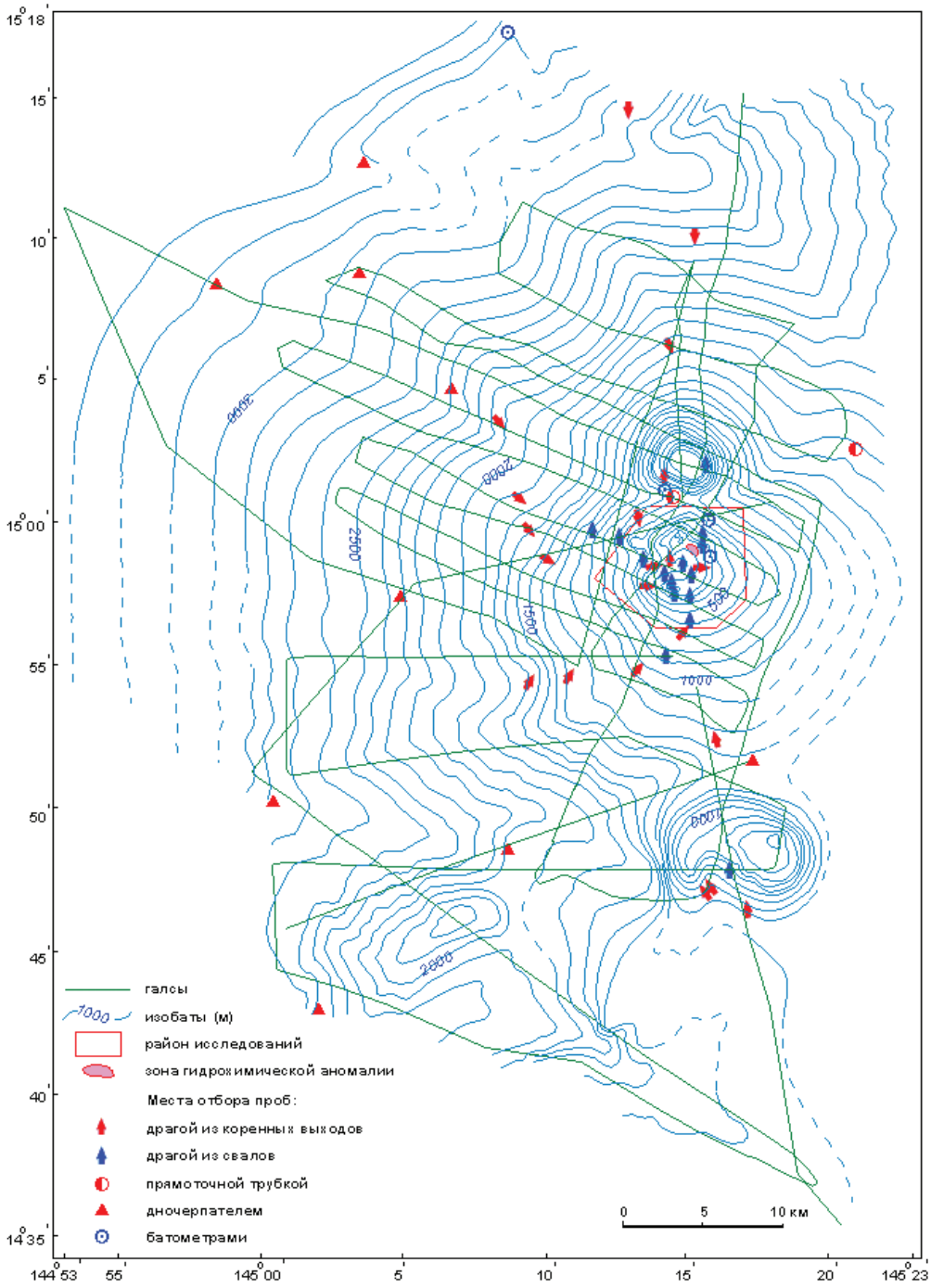


Рис. 3.11. Батиметрическая карта подводного вулкана Эсмеральда

Породы, слагающие вулканическую постройку, сильно дифференцированы по величине естественной остаточной намагниченности и магнитной восприимчивости. Образцы слабо магнитно-изотропны и в них присутствуют относительно низкокоэрцитивные магнитные минералы.

Высокие величины естественной остаточной намагниченности афировых андезито-базальтов, достигающие 199 А/м, обусловлены, в основном, однодоменной структурой зерен титаномагнетита (Пилипенко и др., 2012а,б). Эти породы характерны лишь для последних извержений и создают локальные аномалии в прикратерной части.

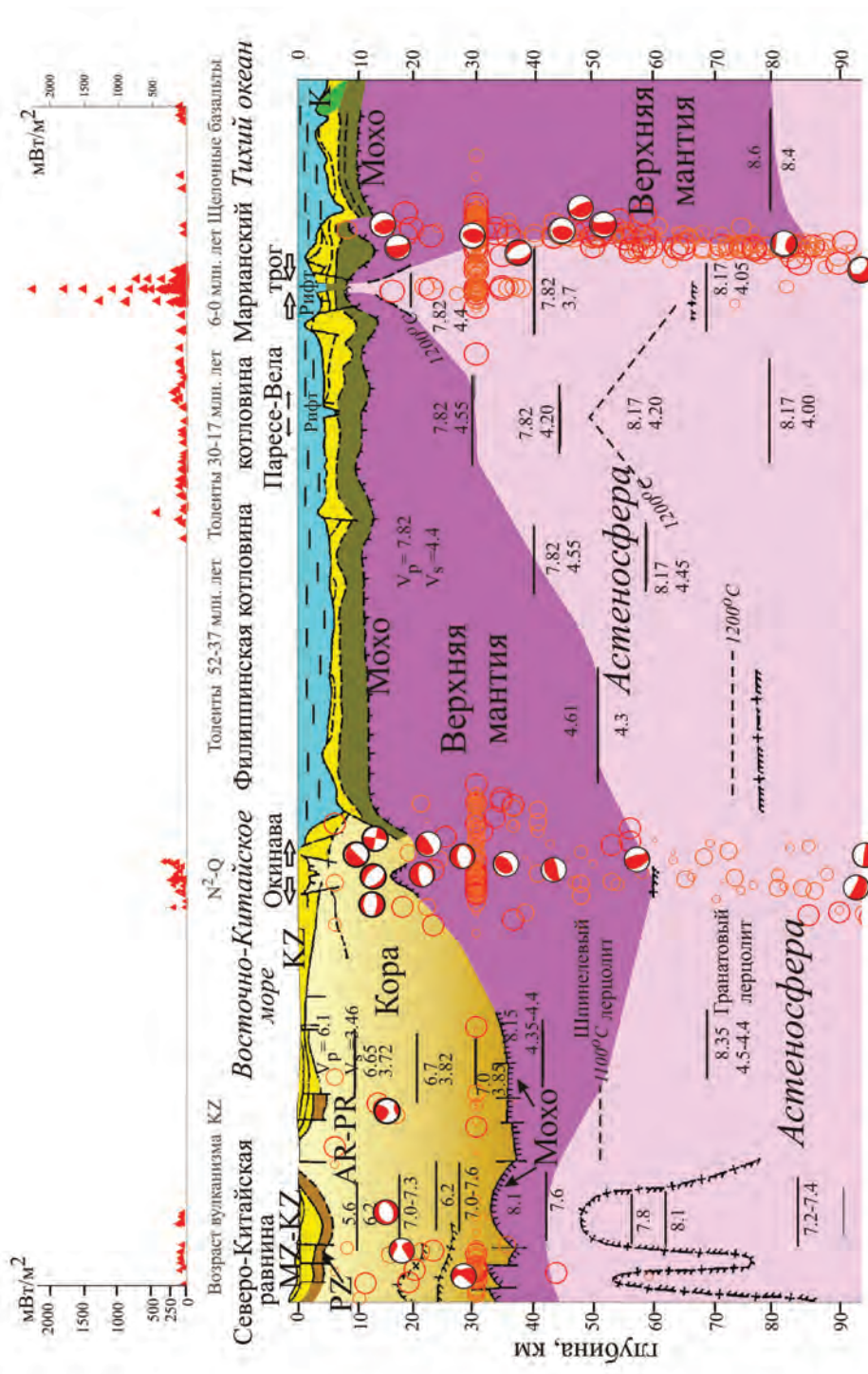
В геологической истории вулкана, судя по данным выполненных исследований, выделяются два основных этапа. На первом этапе, преимущественно эффузивном, сформировались постройка и лавовые покровы на западном склоне мощностью до 1.5 км. На втором этапе, преимущественно эксплозивном, образовался мощный пирокластический чехол. Общий объем излившихся лав – не менее 300 км^3, а пирокластического материала – не менее 500 км^3 (Горшков и др., 1980). Вершина вулкана во время извержений, по-видимому, периодически появлялась над поверхностью моря, однако основная масса пирокластического материала была извергнута под водой. В промежутках между эксплозивными извержениями на вулкане проявлялась газо-гидротермальная деятельность.

К оглавлению

Глубинное строение

Трасса геотраверса пересекает протяженную переходную зону от Евразийского континента к Тихому океану, включающую ряд отдельных бассейнов, различающихся по внутреннему строению и истории развития (рис. 3.12). Отличительной особенностью глубинного строения переходной зоны от Евразийского континента к Тихому океану является распространение в верхней мантии астеносферного слоя, от которого отходят диапиры аномальной мантии, процессы в которых и обусловливают формирование структур земной коры (Rodnikov, 2003). Увеличение мощности астеносферы выявлено под всеми глубоководными котловинами переходной зоны. Молодые и активные спрединговые бассейны представляют собой области генерации новой океанической коры и литосферы. Таким бассейнам отвечает апвеллинг астеносферы непосредственно к подошве земной коры.

Общей чертой всей переходной зоны является сложное слоистое строение верхней мантии (Геология..., 1980; Dziewonski, Anderson, 1984). Верхний слой до глубины около 200–300 км низкоскоростной, далее сейсмические скорости в верхней мантии существенно возрастают. Глубинное строение верхней мантии различных структур переходной зоны вдоль геотраверса приведено на рис. 3.13.


мВт/м2
2000
1500
1000
500
250
0
Возраст вулканизма KZ
N2-Q
Толеиты 52-37 млн. лет
Толеиты 30-17 млн. лет
6-0 млн. лет Щелочные базальты
Северо-Китайская равнина
MZ-KZ
PZ
AR-PR
Восточно-Китайское море
Окинава
KZ
Филиппинская котловина
Паресе-Вела трог
Марианский Тихий океан
Рифт
Рифт
Рифт
K
Кора
Мохо
Мохо
Мохо
Верхняя мантия
Верхняя мантия
Астеносфера
Астеносфера
Астеносфера
Шпинелевый лерцолит
Гранатовый лерцолит
1100°C
1200°C
1200°C
1200°C
Vp= 6.1
Vs=3.46
Vp= 7.82
Vs=4.4
6.65
3.72
6.7
3.82
7.0
3.89
6.2
7.0-7.3
7.0-7.6
8.1
8.15
4.35-4.4
7.6
7.8
8.1
8.35
4.5-4.4
7.2-7.4
4.61
4.3
7.82
4.55
7.82
4.20
8.17
4.20
8.17
4.45
7.82
4.4
7.82
3.7
8.17
4.05
8.17
4.00
8.6
8.4
глубина, км
0
10
20
30
40
50
60
70
80
90
1
2
3
4
5
6
7
8
K
Vp=7.82
Vs=4.55

Северо-Китайская равнина составляет часть древней Китайско-Корейской платформы, кратонизация которой завершилась 1900–1700 млн. лет назад (Хуанг, 1987*)*. Средне-позднепротерозойские отложения образуют чехол переходного типа, кембрийские и ордовикские породы представлены мелководными карбонатными отложениями. Отмечается перерыв в осадконакоплении от позднего ордовика до раннего карбона (продолжительностью примерно 80 млн. лет). Для этого временного интервала характерна активизация глубинных процессов, выразившаяся в формировании кимберлитовых тел. В среднем и позднем карбоне проявилась морская трансгрессия с накоплением паралических угольных серий. В раннепермскую эпоху накопились флювиально-озерные отложения, а в позднепермское–триасовое время установились континентальные условия с накоплением красноцветных фаций. Индосинийские движения (T_2–J_1) характеризовались магматизмом основного, щелочного и, главным образом, кислого состава. Яньшанские движения (J_1–K_2) отличались внедрением гранитных тел и кимберлитов, излияниями эффузивов известково-щелочного состава.

Мощность коры Северо-Китайской равнины около 35 км. Поверхность Мохоровичича неровная, с относительными поднятиями под грабенами. В верхней мантии на глубине примерно 45–50 км по сейсмическим данным выделяется астеносфера (Геотраверс…, 1991а,б; Seekins, Teng, 1977), внутри которой на глубине от 50 до 70 км, по геотермическим и магнитотеллурическим данным, может иметь место область частичного плавления вещества (Li, 1982). На основе изучения ксенолитов предполагается, что верхняя мантия сложена породами, по составу варьирующими от шпинелевых лерцолитов до гранатовых лерцолитов.

Древняя докембрийская платформа в кайнозое испытала тектоническую активизацию. Несколько эпох растяжения привели к формированию внутрикратонных грабенов, выполненных нефтеносными отложениями. Выделены три этапа магматической деятельности (Cong, Zhang, 1981*)*. Палеогеновые базальты, в основном эоценовые, представлены толеитами. Неогеновые щелочные оливиновые базальты близки по составу к континентальным толеитам. Четвертичные эффузивы представлены пересыщенными щелочными базальтами. Система грабенов, контролирующая базальты, выражена в глубинном строении сокращением мощности коры и литосферы, высоким тепловым потоком и локализацией сейсмичности. Отмечается соотношение между составом магмы, временем ее извержения и глубиной залегания астеносферного диапира под Северо-Китайской равниной (рис. 3.14).

Рис. 3.12. Геотраверс Северо-Китайская равнина – Филиппинское море

Вверху – распределение измеренных значений теплового потока вдоль профиля.

1 – очаги землетрясений; *2* – механизмы очагов землетрясений; *3* – разломы; *4* – глубинные температуры по геотермическим данным; *5* – кровля высокопроводящего слоя; *6* – геологические слои и их возраст; *7* – границы по сейсмическим данным (Vp – скорости продольных волн, Vs – скорости поперечных волн); *8* – водный слой. Горизонтальные стрелки указывают направление движения геологических структур

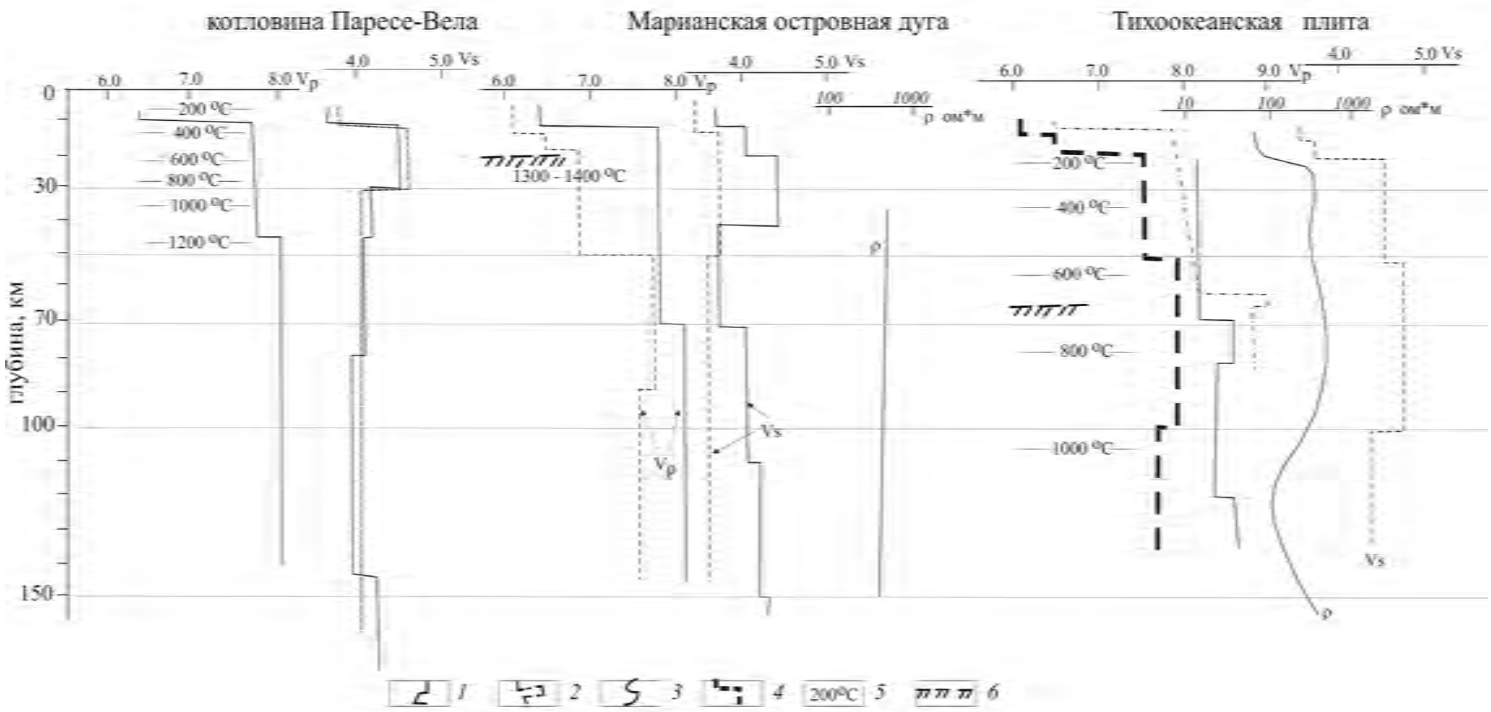


Рис. 3.13. Строение верхней мантии котловины Паресе-Вела (Seekins, Teng, 1977; Shiono et al.,1980), Марианской островной дуги (Filloux, 1983; Hussong, Sinton, 1983; Seekins, Teng, 1977) и Тихоокеанской плиты (Abe, Kanamori, 1970; Asada, Shimamura, 1976; Nagumo et al.,1987; Roy, Chose, 1985)

1 и *2* – сейсмические разрезы; *3* – глубинная электропроводность; *4* – профиль Vp для области Магеллановых гор; *5* – стационарные глубинные температуры, отвечающие значениям теплового потока; *6* – подошва упругой литосферы

80–60 млн. лет назад на поверхности изливалась толеитовая магма, астеносфера располагалась на глубине около 50 км. В то время сформировались основные грабеновые структуры Северо-Китайской равнины, заполненные нефтеносными осадочными отложениями. В неогеновый период толеитовая магма сменилась магмой оливиновых базальтов в связи с погружением астеносферного диапира на глубину примерно 70 км. В четвертичный период стали изливаться щелочные базальты, слагающие отдельные вулканические конусы, а очаги магмообразования погрузились на глубину около 100 км (Rodnikov, 1991). Имеющиеся сейсмические данные свидетельствуют о разуплотнении мантии под корой платформы. Пониженные скорости сейсмических волн обнаружены на глубине около 100 км, т.е. на уровне выплавления щелочных базальтов (Rodnikov et al., 2001).

Грабеновые структуры ***Желтого моря*** в районе залива Бохайвань начали образовываться в палеогеновое время (одновременно с началом кайнозойской активи-

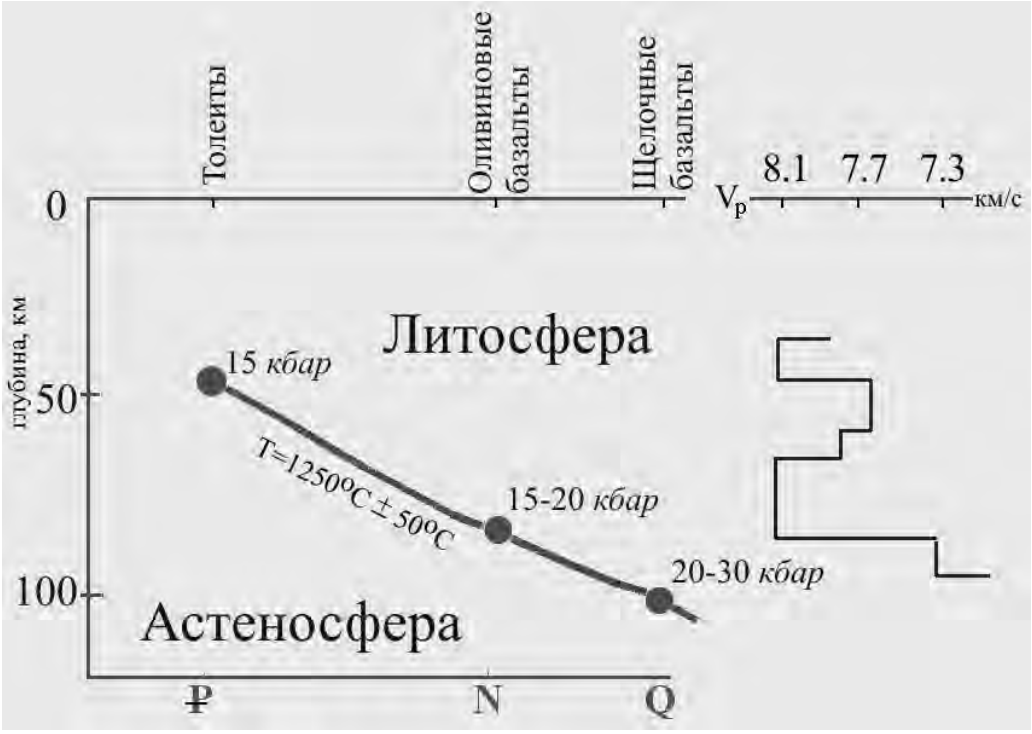


Рис. 3.14. Связь между составом и возрастом извержения магмы и строением тектоносферы Северо-Китайской равнины (Rodnikov, 1991)

В палеогене астеносфера, содержащая магматические очаги, под Северо-Китайской равниной располагалась на глубине около 50 км, в неогене глубина до астеносферы составила примерно 70 км, а в четвертичное время астеносфера опустилась до глубины 100 км. Сейсмический разрез, справа от графика, показывает области в верхней мантии с пониженными скоростями сейсмических волн

зации Китайской платформы) в результате корового растяжения, происходившего предположительно под действием подъема мантийного вещества (Геотраверс…, 1991б; Li, 1982). Глубина до поверхности Мохо здесь около 30 км, под окаймляющими регионами поверхность Мохо погружается до 35–40 км. Растяжение коры в палеогене сопровождалось извержениями базальтовой магмы, лавовые потоки которой распространены в большинстве рифтовых зон и образуют совместно с осадочными породами эоценовые и олигоценовые формации. В неоген-четвертичное время эти рифтовые структуры были перекрыты осадками, образовав осадочные бассейны Желтого моря.

Осадочные бассейны ***Восточно-Китайского моря*** были образованы на сильно денудированной поверхности мезозойских и палеозойских образований (Кириллова, 1992; Li, 1982). Нижняя часть осадочного слоя образовалась в результате палеогенового этапа рифтогенеза. В миоцене мощность отложений достигала 5000 м. Верхняя часть слоя включает горизонтально залегающие плиоценовые и плейстоценовые образования. Фундамент осадочных бассейнов нарушен раннепалеозойскими разломами, возникшими в период каледонского орогенеза. Часть раннепалеозойских разломов была активизирована в палеогеновый этап рифтогенеза. Интенсивные движения по разломам происходили в миоцене. Амплитуда смещений по ограничивающим прогибы разломам достигает нескольких километров. Рифтогенез сопровождался резким опусканием земной коры (Juan, 1986). Развитие растягивающих напряжений способствовало проникновению в верхние горизонты литосферы разогретых мантийных масс и проявлению процессов вулканизма.

Трог Окинава представляет собой современную развивающуюся рифтовую систему (Letouzey, Kimura, 1985), ограниченную кайнозойскими разломами, которые остаются активными и в настоящее время. В центральной части трога установлена современная рифтовая структура, ограниченная рсзломами и заполненная основными эффузивами. В троге Окинава выделяется центральный грабен шириной 20–50 км, лежащий внутри более широкого грабена с поперечником до 200 км. Развитие грабеновых структур трога сопровождается магматической деятельностью. Возраст риолитов, андезитов и базальтов, драгированных со дна трога, не превышает 1 млн. лет (Letouzey, Kimura, 1985). Мощность земной коры незначительная и составляет всего около 17 км.

Филиппинское море хребтом Кюсю-Палау подразделяется на две впадины, различающиеся как по строению земной коры и верхней мантии, так и по возрасту формирования (рис. 3.15).

Западно-Филиппинская котловина в основном образована в эоценовое время (Геология…, 1980; Кириллова, 1992). Согласно результатам интерпретации линейных магнитных аномалий (Hilde, Uyeda 1983), формирование котловины произошло в результате спрединга вдоль Центрального разлома Филиппинского моря, имеющего северо-западное простирание. Дно котловины сложено толеитовыми базальтами, перекрытыми вулканогенно-осадочными образованиями (Геотраверс…, 1991б; Родников и др., 1996). По химическому составу и характеру распределения микро-

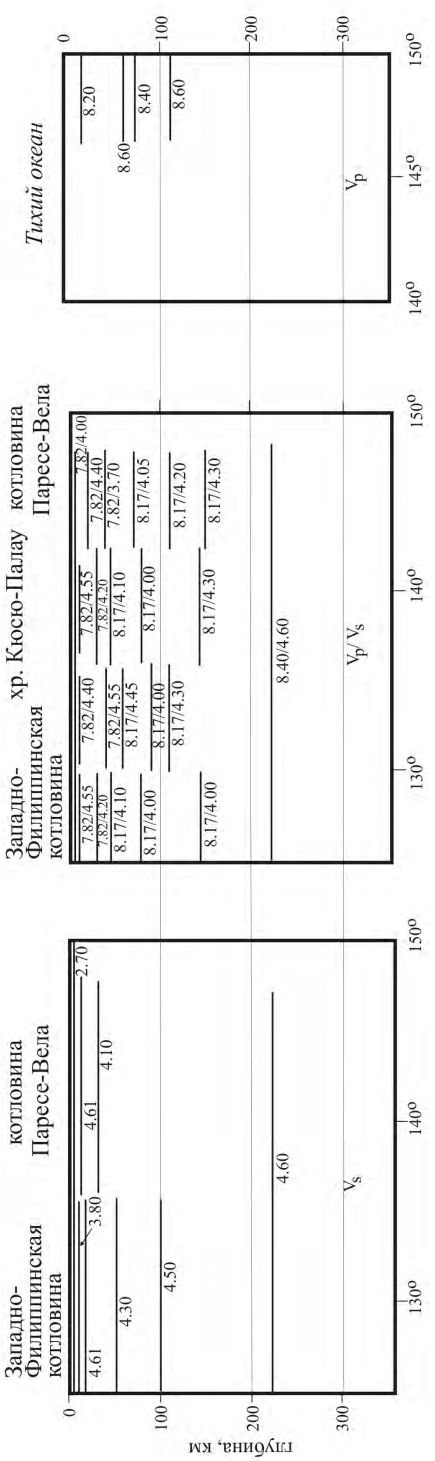


Рис. 3.15. Разрезы земной коры и верхней мантии по данным ГСЗ (Asada, Shimamura, 1976; Seekins, Teng, 1977; Shiono et al., 1980)

элементов базальты обнаруживают сходство с базальтами N-типа MORB (Фролова и др., 1989; Wood et al., 1981). Толщина коры не превышает 8 км. Мощность литосферы достигает 45 км. На глубине 80–100 км выделена зона повышенной проводимости, сопоставимая с астеносферным слоем.

Бассейн Паресе-Вела образовался, как предполагается (Mrozowski, Hayes, 1979; Seno, Maruyama, 1984), в ходе задугового спрединга, протекавшего здесь в раннеолигоценовую–среднемиоценовую эпоху (30–17 млн. лет назад). Осевой зоне этого спрединга соответствует рифт Паресе-Вела. Дно бассейна сложено толеитовыми базальтами, перекрытыми тонким чехлом вулканогенно-осадочных пород. Большая часть толеитовых базальтов по химическому составу близки к Т-типу MORB (Фролова и др., 1989). С западного борта рифта с глубины 6 км драгированы дуниты, гарцбургиты, лерцолиты, верлиты, анортозиты, троктолиты и оливиновые габбро, а с глубины 4 км – железистые и титанистые океанические толеиты с несколько повышенной щелочностью (Щека и др., 1986). Толщина коры незначительная, не превышает 6 км, а под рифтом Паресе-Вела составляет всего 4 км. Согласно сейсмическим данным (Seekins, Teng, 1977; Shiono et al., 1980), кровля астеносферы залегает на глубине 30 км.

Марианская островная дуга включает активный Марианский трог и две островные дуги: активную – восточную, и пассивную – западную. Формирование островной дуги началось около 48 млн. лет назад, когда столкнулись Тихоокеанская плита и плита Филиппинского моря. Коллизия плит привела к субдукции Тихоокеанской плиты под Филиппинскую плиту, приведшей к образованию Марианского желоба (Morishita et al., 2011). Фундамент дуги составляют деплетированные перидотиты. Выше залегают габбро, тоналиты, пронизанные жилами серпентинитов и диабазов, образовавшиеся в период 50–52 млн. лет назад. Затем 48 млн. лет назад наступил период вулканической деятельности с излиянием сначала бонинитов, а потом высокомагнезиальных андезитов, толеитов и риолитов.

Реальность спредингового процесса в Марианском троге была первоначально обоснована минимальной мощностью осадочного чехла в области трога и развитием здесь молодых пиллоу-базальтов (Karig, 1974). Дальнейшие исследования показали, что раскрытие Марианского трога, примерно совпадающее по времени с образованием активной в настоящее время Восточно-Марианской островной дуги, произошло около 6 млн. лет назад (Eguchi, 1984). В это же время прекратилась активность Западно-Марианской островной дуги. Скорость спрединга в Марианском троге довольно велика и, по разным оценкам, составляет 3–6 см/год (Hussong et al., 1981).

Сейсмическое строение Марианской островной дуги исследовалось методом поверхностных волн (Seekins, Teng, 1977). Характер полученных при этом дисперсионных соотношений в целом аналогичен таковым для областей срединно-океанических хребтов. При интерпретации этих данных под тыловым бассейном, на глубине 40–70 км, был выделен слой с аномально низкими скоростями поперечных волн – 3.7 км/с (рис. 3.16). Несколько меньшие скорости сейсмических волн регистрируются по всей толще верхних 100 км разреза. Средняя скорость

волн Vs составляет здесь всего 3.9 км/с. В нижней части исследованного разреза, в интервале 100–200 км, аномалия заметно меньше – Vs = 4.24 км/с.

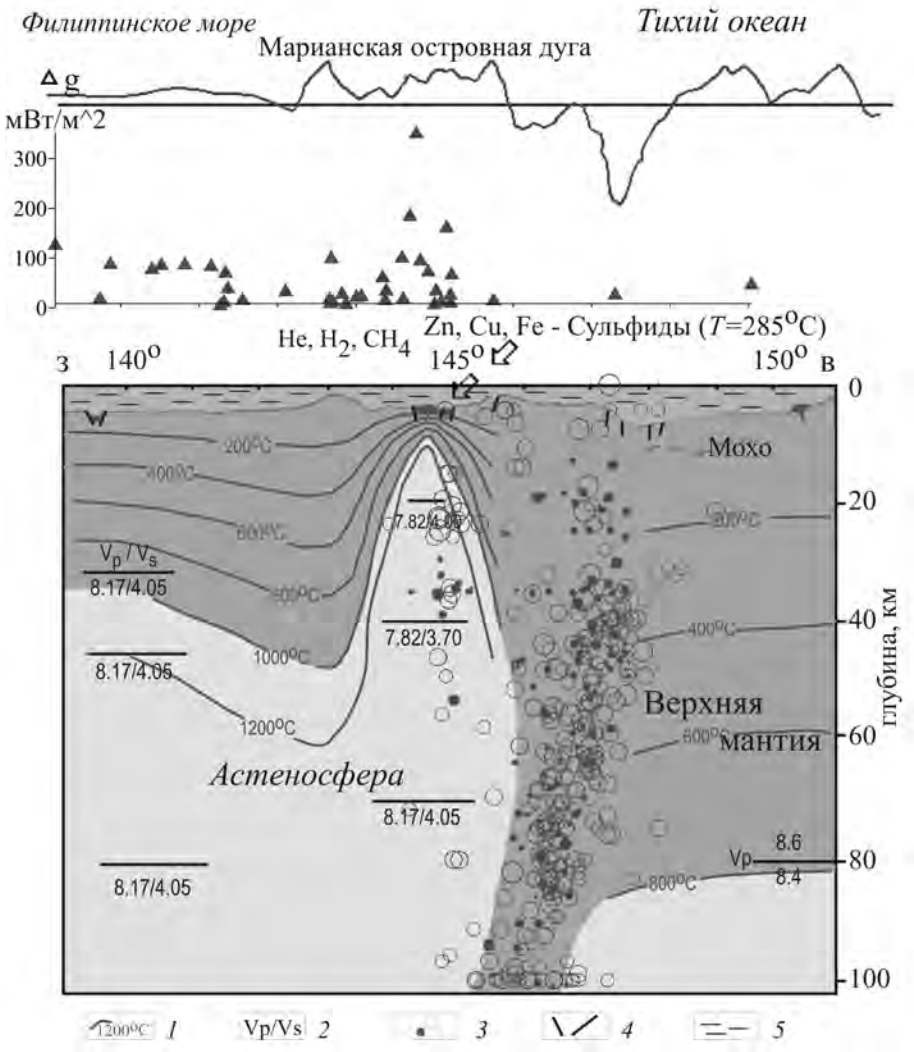


Рис. 3.16. Глубинное строение Марианской островной дуги

6 млн. лет назад в результате апвеллинга астеносферного диапира к коре Марианская островная дуга раскололась на две дуги с образованием междугового трога. Вдоль осевой зоны трога были образованы рифтовые структуры с излиянием толеитовой магмы, формированием сульфидов и углеводородных залежей.

Вверху – аномалии силы тяжести в свободном воздухе (мГал); ниже – распределение измеренных значений теплового потока вдоль профиля, мВт/м^2.

1 – изотермы; 2 – границы по сейсмическим данным (Vp – скорости продольных волн, Vs – скорости поперечных волн); 3– очаги землетрясений; 4 – разломы; 5 – водный слой

Представление о сейсмическом режиме Марианского басейна получено по данным Мировой сети сейсмических станций и на основе результатов исследования слабой сейсмичности, проведенного с использованием донных сейсмографов (Hussong, Sinton, 1983). Согласно этим данным, в тыловом бассейне происходят довольно сильные землетрясения. Наиболее сейсмична область трога, однако отдельные очаги встречаются по всей акватории бассейна. Исследование слабой сейсмичности позволило выяснить, что положение узкой (шириной ~15 км) сейсмоактивной области не полностью соответствует конфигурации оси рельефа. Выявленное неполное соответствие пространственного распределения очагов с положением современной оси спрединга, а также нерегулярный и сильно расчлененный характер разреза свидетельствуют о частых структурных перестройках и высокой степени тектонической раздробленности данной области.

Марианский трог представляет собой междуговой бассейн, образованный 6 млн. лет назад в результате спрединговых процессов (см. рис. 3.16).

С рифтовыми структурами связаны излияния толеитовых базальтов и интенсивная гидротермальная деятельность. Отмечаются высокие значения теплового потока (Hobart et al., 1983). Исследованиями, проведенными американскими учеными на подводном аппарате ALVIN в 1987 г., обнаружены гидротермальные источники с температурой воды, достигающей 285°С (Craig et al., 1987). Гидротермальная активность с образованием сульфидов цинка, меди и железа была отмечена во время глубоководного бурения с НИС «Гломар Челленджер» и при драгировании с НИС «Хакухо-Мару» (Hussong et al., 1981). Пробы воды показали высокое содержание гелия, водорода и метана. Такие же газы ранее были обнаружены в срединно-океанических хребтах. Трог характеризуется тонкой корой (около 10 км). Горячая астеносфера подступает непосредственно к подошве коры, обусловливая активные тектонические и магматические процессы. Марианский трог, вероятно, представляет собой пример начального этапа формирования тылового спредингового осадочного бассейна.

Марианский желоб протянулся вдоль Марианских островов на 1500 км; он имеет V-образный профиль, крутые (7–9°) склоны, плоское дно шириной 1–5 км, которое разделено порогами на несколько замкнутых депрессий, в месте пересечения геотраверсом достигает глубины 8.6 км и почти не содержит осадков. Две скважины, пробуренные на глубинах 6450 и 7030 м, вскрыли разрез на глубину до 150 м (Кириллова, 1992). Верхние 20 м представлены позднеплейстоценовыми диатомово-кремнистыми илами с вулканическим пеплом, залегающими на олистостромах, содержащих органические остатки с возрастом от олигоцена до мела. Кроме осадочных пород встречены обломки метабазитов, метадиабазов и габброидов. Драгированием на склоне желоба были обнаружены миоценовые известняки и кремнисто-глинистые отложения, фосфатные брекчии (Геология..., 1980), гарцбургиты, серпентиниты, лерцолиты, габбро и вулканиты от базальтов до дацитов (Bloomer, Hawkins, 1983).

В области Марианского желоба возраст Тихоокеанской плиты составляет около 160 млн. лет, скорость субдукции достигает 10 см/год. Сейсмичность зоны

субдукции довольно высока и распространяется вплоть до глубин около 650 км. Высокоскоростной слой, соответствующий зоне субдукции, прослеживается еще глубже – до глубины 1000 км и более (Creager, Jordan, 1986).

Марианская зона субдукции характеризуется слабым сцеплением между погружающейся плитой и островодужным блоком. Анализ фокальных механизмов показывает, что в этой зоне реже, чем обычно, регистрируются ориентированные поперек желоба сжимающие тектонические напряжения. Незначительность сцепления, по-видимому, обусловливает относительно низкий уровень коровой сейсмичности островодужного блока и сравнительно слабое развитие аккреционной осадочной призмы на внешнем склоне Марианской островной дуги (Hussong et al., 1981). Здесь к специфичным особенностям строения зоны Беньофа относится также ее субвертикальное положение на глубинах более 300 км.

Дополнительная информация о строении Марианской зоны субдукции получена на основе данных о глубинной электропроводности океанического склона Восточно-Марианской островной дуги (Filloux, 1983). Согласно этим данным, верхние 30 км характеризуются сравнительно низким удельным электрическим сопротивлением – 20–50 омметров. На глубине 30 км сопротивление возрастает до нескольких сот омметров. Высокие сопротивления (около 500 Ом·м и выше) отмечаются в интервале глубин 70–400 км. Ниже 400 км наблюдается незначительный рост электропроводности. Возможно, что верхний высокопроводящий слой отвечает водонасыщенным разрушенным и серпентинизированным породам островодужного клина. Относительно высокое сопротивление в интервале глубин от 70 до 400 км без каких-либо указаний на существование проводящей астеносферы, по-видимому, обусловлено влиянием холодной погружающейся плиты. Этим же, вероятно, объясняется и более медленный, чем обычно, рост проводимости глубже 400 км.

Тихоокеанская плита характеризуется параметрами, типичными для древних океанических областей. На глубине около 80 км в мантии выделяется кровля слоя с пониженными значениями сейсмических скоростей (Vp=8.4 км/с) и толщиной около 40 км (Asada, 1984; Asada, Shimamura, 1976; Shimamura et al., 1977, 1983). В области Магелановых гор наблюдается большее, чем обычно, поглощение сейсмических волн (Nagumo et al., 1987), а зона пониженных скоростей, сопоставляемая с астеносферой, расположена в интервале от 90 до 100–130 км. Согласно расчету стационарного поля глубинных температур, отвечающих наблюдаемым значениям теплового потока, они составляют здесь 1000–1200°С. Под Магелановыми горами установлена еще одна область пониженных скоростей с Vp=7.5–7.7 км/с в диапазоне глубин 45–85 км. Выявленная особенность глубинного разреза связывается с предполагаемой тектонической активизацией западной части Тихоокеанской плиты (Nagumo, Kasahara, 1988). Таким образом, в окрестности Марианского желоба Тихоокеанская плита в целом характеризуется типичными для стабильных океанических областей параметрами. Эта закономерность нарушается в области Магелановых подводных гор – предполагаемого следа прохождения плиты над горячей

точкой. Здесь строение плиты усложняется из-за появления дополнительного подплавления слоя на глубине 50–80 км.

Магеллановы горы исследовались в ходе рейсов отечественных и зарубежных научно-исследовательских судов (Васильев и др., 1985; Гайоты…, 1995; Захаров и др., 2007; Кобальтобогатые…, 2002; Мельников, 2005; Мельников и др., 2006; Рашидов, 2006; Рашидов и др., 2003; Smith et al., 1989). Они представляют собой протяженную дугообразную цепь подводных гор, в основном гайотов, в центральной части Восточно-Марианской котловины. Гайоты возвышаются над относительно ровным дном котловины с глубинами ~5500–6000 м на высоту до 4500–4800 м и достигают глубинных отметок 1300–1200 м. Вершины гайотов субгоризонтальны, а их диаметр достигает 50 км. Крутизна склонов гайотов нередко превышает 45°.

В рейсах НИС «Гломар Челленджер» в районе Магеллановых гор пробурены глубоководные скважины 199, 200, 201, 202, 452A и 585, а в рейсе НИС «Джоидес Резольюшн» – скважины 800, 801 и 802 (Heezen et al., 1973; Hussong et al., 1981; Moberly et al., 1985; Lancelot et al., 1990). Непосредственно в районе геотраверса располагаются скважины 452A, 801 и 802.

Скважина 452A (координаты: 17°40.17' с.ш. и 148°37.75' в.д.) прошла в верхней части разреза 46.5 м неоген-четвертичных глин, в том числе 25 м пелагических глин и 21.5 м радиоляриевых терригенных отложений, кремнистых известняков и сланцев. Они залегают со стратиграфическим несогласием и размывом на верхнемеловых (кампанских) радиоляриевых алевролитах с прослоями и линзами кремней (Initial…, 1982; Hussong et al., 1981). В неогеновых слоях керна скважины отсутствует какой-либо вулканокластический материал. По данным сейсмостратиграфии, толща меловых отложений имеет мощность 400–600 м и залегает на базальтовом основании, для которого определена линейная магнитная аномалия М-21 с возрастом 151 млн. лет. Мощность земной коры здесь составляет 6.8 км и близка к средней мощности для районов Тихого океана с наиболее молодой корой. В скважине 801 (18°38.57' с.ш. и 156°21.57' в.д.) верхние 56 м пройдены в пелагических глинах. Ниже по разрезу залегают радиоляриевые известняки, имеющие возрастную оценку ~163 млн. лет. Под ними залегают базальты (пиллоу-лавы), возраст которых древнее 170 млн. лет. В скважине 802 (12°5.7' с.ш. и 153°12.6' в.д.) вскрыты известняки, возраст которых определен в интервале 91–116 млн. лет. Под ними залегают экструзивные базальты (Lancelot et al., 1990).

В районе геотраверса в северной части подводных Магеллановых гор были изучены гайот Хемлер и подводные горы Химу, Голден Драгон и D-4 (Ozima et al., 1983; Sager, Pringle, 1988; Sager et al., 1998; Smith et al., 1989; Smoot, 1983; Staudigel et al., 1991). Гора Химу расположена за пределами магнитной аномалии М-33, а гайот Хемлер – вблизи аномалии М-36. Возраст морского дна под горой Химу – 162 млн. лет, а под гайотом Хемлер – 165 млн. лет (Smith et al., 1989).

В сентябре 1985 г. в рейсе 2610 НИС «Конрад» были отработаны две драги на подводной горе Химу и четыре – на гайоте Хемлер. На горе Химу драгированы преимущественно подушечные базальты, в то время как на гайоте Хемлер были

опробованы не только подводные вулканокласты, но и карбонаты. Все породы покрыты Fe-Mn окислами (Smith et al., 1989). На подводной горе Химу подняты пиллоу-базальты, покрытые Fe-Mn коркой мощностью 1–4 см. Драгированные базальты варьируют от афировых до амфибол-клинопироксен-порфировых. Встречены трахибазальты. Все породы очень изменены. Образцы, поднятые с подводной горы Химу, относятся к серии щелочных базальтов. С гайота Хемлер подняты подушечные лавы, покрытые Fe-Mn коркой. Базальты в основном афировые, иногда с фенокристаллами клинопироксена и эвгедрального оливина. Образцы сильно изменены. Эффузивы представлены щелочными, клинопироксен-плагиоклазовыми и оливиновыми базальтами.

Для определения возраста по K-Ar методу проанализированы по два образца с подводной горы Химу и гайота Хемлер (Smith et al., 1989). Для первой возраст пород определен как 119.6±0.6 млн. лет, а для второго – как 100.1±0.5 млн. лет. Возраст 74 млн. лет определен для пород, драгированных с подводной горы D-4 (Ozima et al., 1983; Sager et al., 1998), а 95 млн. лет – для пород с подводной горы Голден Драгон (Sager, Pringle, 1988; Staudigel et al., 1991).

Сравнение глубинного строения структур Филиппинского моря и Тихоокеанской плиты приведено в табл. 3.1. Большинство бассейнов Филиппинского моря является областями современного спрединга или палеоспрединга. По мере увеличения возраста спрединговых бассейнов происходит закономерное изменение их внутренней структуры (см. табл. 3.1). Это проявляется в систематическом увеличении глубины слоя пониженных скоростей, мощности упругой литосферы и возрастании средней скорости сейсмических волн.

К оглавлению

Выводы

Отличительной особенностью глубинного строения переходной зоны от Евразийского континента к Тихому океану в регионе Филиппинского моря является распространение в верхней мантии астеносферного слоя, от которого отходят диапиры аномальной мантии, процессы в которых и обусловливают формирование структур земной коры (Rodnikov, 2003). Увеличение мощности астеносферы выявлено под всеми глубоководными котловинами переходной зоны от Евразийского континента к Тихому океану. Молодые и активные спрединговые бассейны представляют собой области генерации новой океанической коры и литосферы. Таким бассейнам отвечает апвеллинг астеносферы непосредственно к подошве земной коры.

Формирование островов началось около 42 млн. лет назад, когда Тихоокеанская плита и плита Филиппинского моря столкнулись друг с другом, образуя Марианский желоб. Движение плит привело к возрождению горячей точки, в результате чего возникла вулканическая Марианская островная дуга.

Таблица 3.1

Сравнение параметров глубинного строения структур Филиппинского моря и Тихоокеанской плиты

Параметры	Тихоокеанская плита	Марианский трог	Палеорифт Паресе-Вела	Хребет Кюсю-Палау	Западно-Филиппинское море
Возраст, млн. лет	160	2–8	17–30	>30	37–52
Глубина кровли сейсмической астеносферы, км	62.80	40	30	60	60
Глубина подошвы упругой литосферы по жесткости литосферы, км	28.50–55	15	–	22	45
Глубина по корреляционным зависимостям от возраста и температуры, км	55	10–25	25–30	25-45	45–50
Характерные высоты остаточного геоида, м	5-6	5	0	–	–5
Глубина высокопроводящего слоя, км	120	–	–	–	100
Средняя скорость волн (км/с) в интервале глубин 0–100 км	–	3.9	4.07	4.24	–
Средняя скорость волн (км/с) в интервале глубин 100–220 км	–	4.24	4.18	4.27	–

Мощность земной коры Северо-Китайской равнины около 35 км. Поверхность Мохоровичича неровная, с относительными поднятиями под грабенами. В верхней мантии на глубине примерно 45–50 км по сейсмическим данным выделяется астеносфера, внутри которой на глубине от 70 до 100 км по геотермическим и магнитотеллурическим данным выделяется область частичного плавления вещества. На основе изучения ксенолитов предполагается, что верхняя мантия сложена породами от шпинелевых до гранатовых лерцолитов.

Мощность литосферы в Филиппинском море меняется в зависимости от возраста составляющих ее глубоководных котловин. В эоценовой Западно-Филиппинской котловине она составляет 50–80 км, в миоценовой котловине Паресе-Вела − 30 км, а под современным Марианским трогом всего 10 км. Результаты расчетов глубинных температур вдоль геотраверса свидетельствуют о том, что чем древнее литосфера, тем глубже расположены изотермы. Наиболее высокое положение изотермы 1000–1200°С (характерные температуры плавления пород верхней мантии) занимают под современными рифтовыми структурами Марианского трога, достигая здесь подошвы земной коры. В пределах миоценовой котловины Паресе-Вела эти изотермы расположены на глубине 30 км, а под древней эоценовой Западно-Филиппинской котловиной – на глубине около 60 км.

Тихоокеанская плита характеризуется параметрами, типичными для древних океанических областей. Толщина коры 6–10 км, а на глубине около 80 км в мантии выделяется кровля слоя с пониженными значениями сейсмических скоростей. Марианский трог представляет собой междуговой бассейн, образованный 6 млн. лет назад в результате спрединговых процессов. С рифтовыми структурами связаны излияния толеитовых базальтов и интенсивная гидротермальная деятельность. Отмечаются высокие значения теплового потока. Гидротермальная активность с образованием сульфидов цинка, меди и железа была отмечена во время глубоководного бурения с НИС «Гломар Челленджер» и при драгировании с НИС «Хакухо-Мару». Пробы воды показали высокое содержание гелия, водорода и метана. Такие же газы ранее были обнаружены в срединно-океанических хребтах. Марианский трог характеризуется тонкой корой (около 10 км). Горячая астеносфера подступает непосредственно к подошве коры, обусловливая активные тектонические и магматические процессы. Марианский трог, вероятно, представляет собой пример начального этапа формирования осадочного бассейна (Rodnikov et al., 2004).

В регионе Филиппинского моря наблюдаются, как и в других окраинных морях, определенные соотношения между глубинным строением верхней мантии и строением поверхностных геологических структур. Чем выше уровень залегания астеносферы, тем больше плотность теплового потока и моложе возраст формирования глубоководных котловин и осадочных впадин. Указанные общие особенности, вероятно, отражают единый механизм формирования бассейнов Филиппинского моря − в ходе разновозрастных процессов тылового спрединга, осложненных восходящими потоками флюидных расплавов (Rodkin, Rodnikov, 1996).

Задуговым бассейнам соответствует вызванный литосферным растяжением и вторичной конвекцией в мантии тылового бассейна астеносферный апвеллинг, причем уровень подъема астеносферного диапира обнаруживает положительную корреляцию со степенью корового растяжения. Последний фактор определяет и динамику магматизма: в ранние этапы рифтогенеза происходили излияния базальтоидов, сопровождавшиеся гидротермальными процессами, а последующее максимальное растяжение привело к извержению толеитовых базальтов, имеющих астеносферные источники (Родников и др., 2007б).

К оглавлению

Глава 4

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОКРАИН РЕГИОНА ЮЖНО-КИТАЙСКОГО МОРЯ

Регион исследования расположен между двумя континентами – Евразийским и Австралийским, и двумя океанскими плитами – Тихоокеанской и Индийской (рис. 4.1). Он охватывает окраинные моря и островные дуги, сформировавшиеся в кайнозойскую эру. Мощность коры варьирует от 40 км под Австралией и Азиатской континентальной окраиной до 25–30 км под островными дугами и 10–15 км под окраинными морями.

Формирование структур связывают с коллизией Индии и Азии и возникновением мощной Индонезийской субдукционной зоны (Hall, 2002). Затем очередная структурная перестройка произошла в связи с субдукцией океанской плиты Филиппинского моря под структуры Филиппин. Возникла система островных дуг и задуговых бассейнов, где субдукционные процессы привели к активному вулканизму и сейсмичности в восточной части региона (Родников и др., 2011б).

Регион явился полигоном исследования для многих ученых. Здесь были апробированы различные геологические идеи, например такие, как корреляция между значениями гравитационного поля и желобами (Vening Meinesz, 1948), мобилистские положения (Carey, 1958), формирование глубоководных котловин как задуговых впадин при субдукционных процессах (Karig, 1974), роль мантийных диапиров в формировании структур земной коры (Родников, 1979). В регионе выполнены комплексные геолого-геофизические работы по международным программам (Atlas…, 1992; Hamilton, 1979a,b; Studies…, 1981), проведено глубинное бурение дна по программе океанского бурения ODP (Silver et al., 1991), сейсмическое зондирование (Murauchi et al., 1973) и томографические исследования (Replumaz et al., 2004). В 80-е годы прошлого столетия геолого-геофизические работы были выполнены сотрудниками Института вулканологии и сейсмологии ДВО РАН и Тихоокеанского океанологического института ДВО РАН во время рейсов НИС «Вулканолог», «Каллисто», «Академик Александр Несмеянов», «Академик Михаил Лаврентьев», «Академик Александр Виноградов» (Горшков и др., 1984, 1991; Деркачев, Николаева, 1997, 2010; Рашидов, 1997, 2007, 2010).

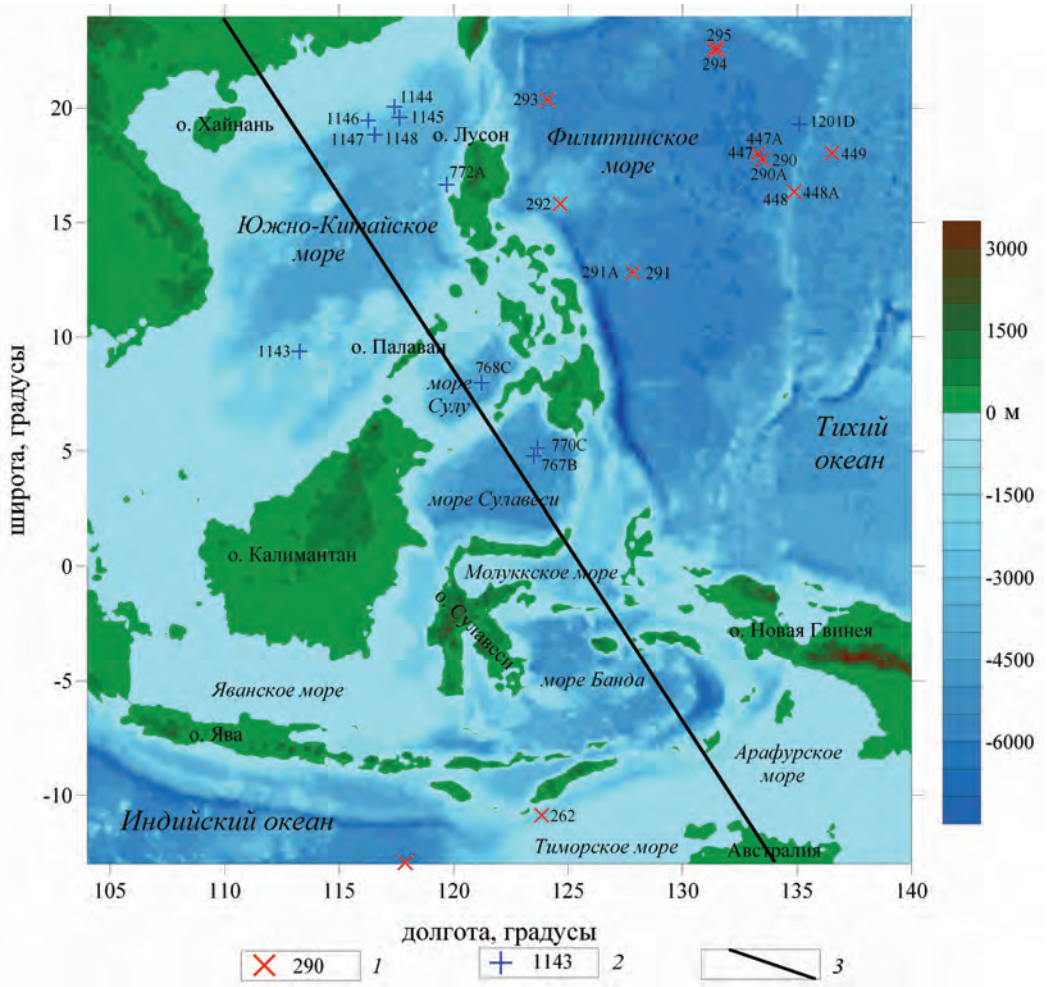


Рис. 4.1. Топография и батиметрия региона Южно-Китайского моря (Smith, Sandwell, 1997)
1 – скважины DSDP (Core…; Deep…); *2* – скважины ODP (Ocean…; Scientific…); *3* – положение геотраверса

Проведенные исследования дали возможность построить геолого-геофизический разрез (геотраверс) через земную кору региона с целью изучения глубинного строения окраинных морей и островных дуг переходной зоны между двумя континентами – Евразией и Австралией, и двумя океанами – Тихим и Индийским. Разрез проходит (см. рис. 4.1) через Южно-Китайское море, о. Палаван, море Сулу, хребет Сулу, море Сулавеси, Молуккское море, море Банда, Арафурское море, континентальный склон Австралии.

К оглавлению

Тектоническое положение

Регион исследования охватывает мозаику окраинных и внутренних морей, образующих микроплиты, главным образом океанического строения, островные дуги, окаймляющие их, и континентальные окраины Австралии и Евразии (рис. 4.2).

В настоящее время относительное движение плит Индийского и Тихого океанов, Австралии и Евразии хорошо известно (Hall, 2002), что подтверждается новыми данными, такими как механизмы очагов землетрясений и GPS-наблюдения. Эти данные, а также распределение вулканической активности указывают на то, что регион представлен структурами, которые были образованы в кайнозое, а затем в короткое время были разрушены или претерпели перемещения и ротацию. Скорость спрединга в этих небольших океанских микроплитах, как отмечает Р.Холл (Hall, 2002), часто была очень велика. Большая часть этих морей открылась в последние несколько миллионов лет, а другие после образования были частично субдуцированы в течение нескольких миллионов лет, как, например, море Сулавеси. Отмечается высокий уровень тектонических движений региона. Границы плит

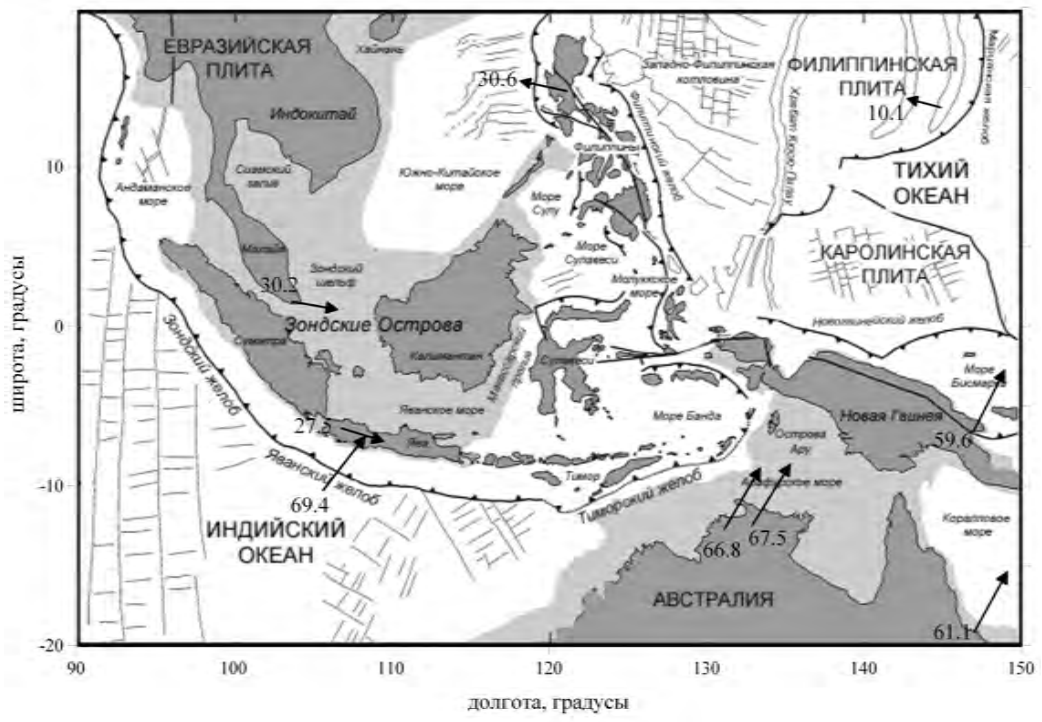


Рис. 4.2. Тектоническая схема региона Южно-Китайского моря (Hall, 2002)

Стрелками показаны скорости движения литосферных плит (мм/год), по данным GPS (Michel et al., 2001; MIT…)

оформились в кайнозое. В течение конвергенции главных плит произошло много важных эпизодов растяжения, в результате чего образовались океанские бассейны и произошли погружения внутри континентальных регионов, возможно, под действием субдукции.

Р. Холлом (Hall, 2002) выделены три важных периода в развитии региона, происходивших 45, 25 и 5 млн. лет назад. В то время границы плит и их перемещения менялись, возможно, вследствие коллизионных событий. 45 млн. лет назад перестройка плит могла быть связана с коллизией Индии с Азией, хотя некоторые важные события, такие как эоценовый бонинитовый магматизм, могли быть обусловлены и другими факторами. Большинство важных реконструкций границ плит происходило 25 млн. лет назад. Тектонические события в то время были обусловлены движением Тихоокеанской плиты. Затем движение Австралии к северу привело к ротации блоков и аккреции микроконтинентальных фрагментов в Юго-Восточной Азии. Движения плит и изменения их границ снова начались около 5 млн. лет назад, вероятно, в результате изменения движения Тихоокеанской плиты. Субдукция стала основным механизмом тектонической перестройки, а сдвиги получили наибольшее распространение в этом регионе.

Согласно данным GPS, Филиппинская плита движется со скоростью примерно 20 мм/год по азимуту около –78°. Индийская плита пододвигается под Евразию со скоростью 70 мм/год по азимуту ~37°. Индокитайский блок Евразийской плиты движется со скоростью около 28 мм/год по азимуту ~100° и, в свою очередь, находится под воздействием Австралийской плиты, которая пододвигается со скоростью 64 мм/год по азимуту около 30°.

К оглавлению

Тепловой поток

Многочисленные измерения теплового потока в регионе исследования (рис. 4.3) показывают, что наиболее высокие значения теплового потока (свыше 100 мВт/м^2) соответствуют глубоководным впадинам, что свидетельствует об активных процессах, протекающих в мантии, выражающихся на поверхности вулканическими проявлениями вдоль тектонически активных рифтовых структур (He, 1999).

Высокие значения теплового потока выделены в Центральной котловине Южно-Китайского моря, в море Сулу и море Банда, под литосферную плиту которого субдуцирует плита Австралийского континента, обусловливая повышенную сейсмичность и вулканическую деятельность. В море Сулавеси отмечаются средние значения теплового потока. Отдельные высокие значения приурочены к бортам островных дуг, ограничивающих море.

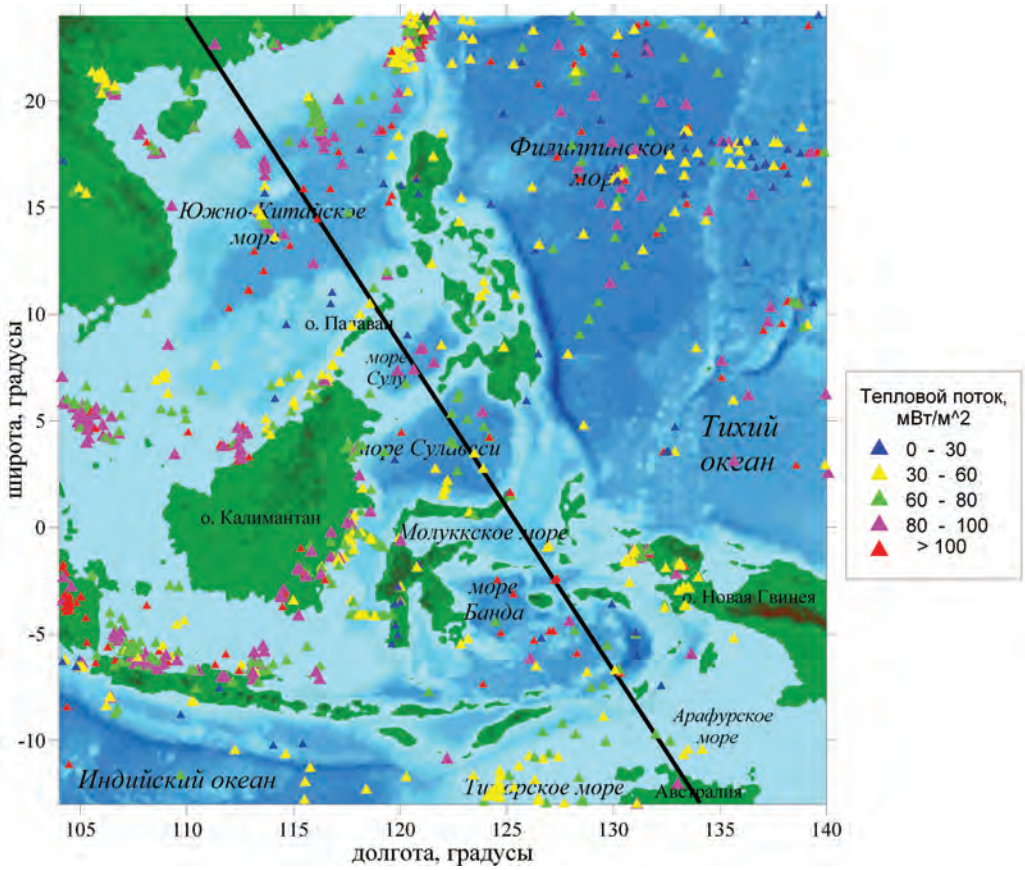


Рис. 4.3. Пространственное распределение пунктов измерения теплового потока в регионе Южно-Китайского моря (Pollak et al., 1991; The Global…) и положение геолого-геофизического разреза

К оглавлению

Магнитное поле

Основной вклад в структуру аномального магнитного поля региона вносят продукты кайнозойского вулканизма. Наиболее дифференцированной является глубоководная котловина Южно-Китайского моря (рис. 4.4). Здесь идентифицированы полосовые магнитные аномалии субширотного простирания с 5D до 11 (Briais et al., 1989, 1993; Lee, Lawver, 1994; Taylor, Hayes, 1980, 1983), на основании чего был сделан вывод о том, что возраст коры в этом районе – 32–17 млн. лет.

Магнитные аномалии в Южно-Китайском море в направлении северо-восток–восток-северо-восток изменяются в диапазоне от –100 до 100 нТл (Кайнозойская.., 1989; Международный…, 2003; Chen Jie et al., 2010; Chun-Feng Li et al., 2008, 2010; Shu-Kun Hsu et al., 2004). На шельфе Китая и Вьетнама наблюдается нулевое или

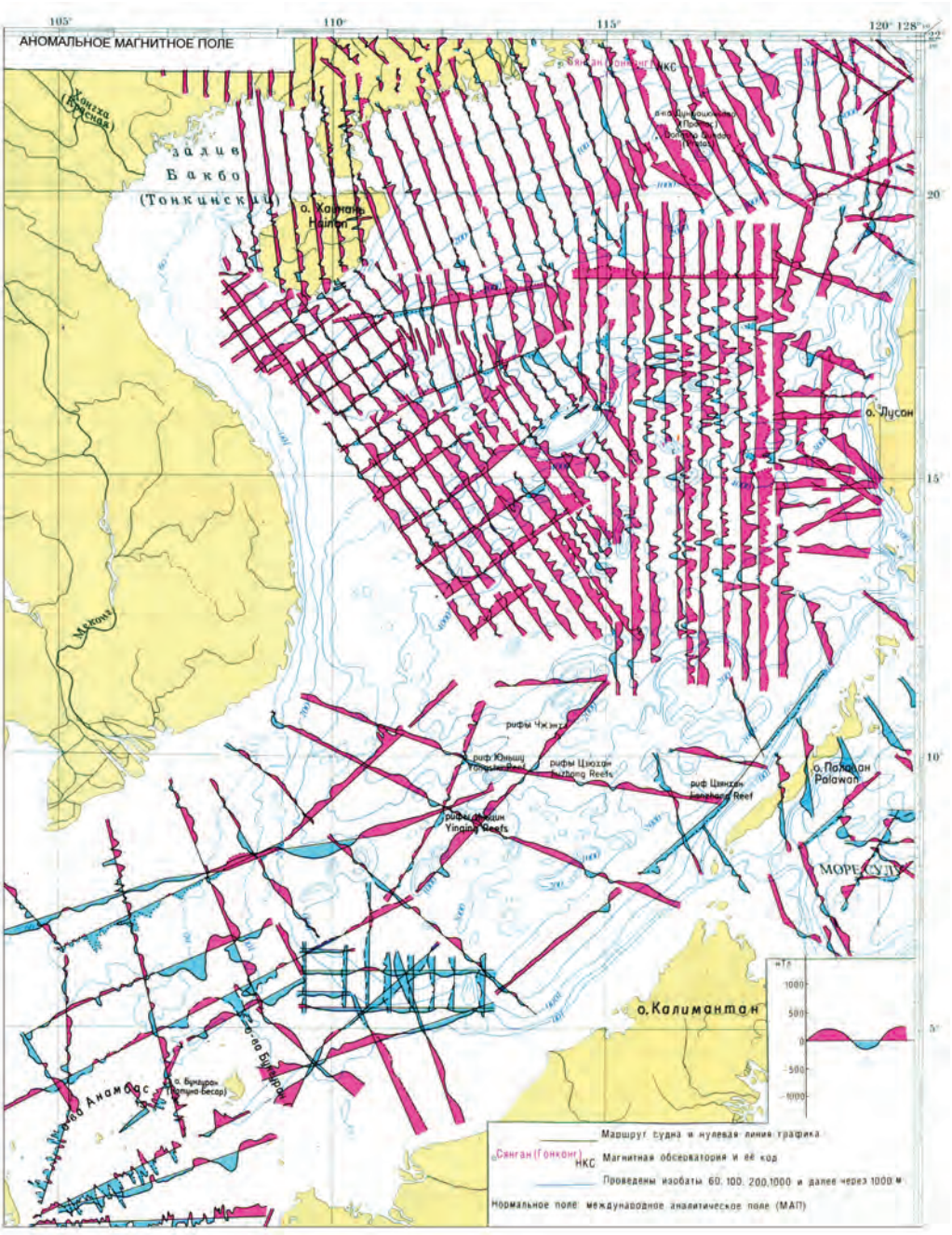


Рис. 4.4. Аномальное магнитное поле региона Южно-Китайского моря (Международный…, 2003)

слабо отрицательное магнитное поле. В районе о. Хайнань отмечены аномалии интенсивностью до 100 нТл. В районе банки Макклсфильд и Парасельских островов магнитное поле имеет северо-восточное простирание и интенсивность 50–120 нТл. Над банкой Рид отмечены аномалии интенсивностью –50 нТл. На шельфе Сунда интенсивность аномалий меняется от 50 до 700 нТл, причем в районе вала Кон-Шон отмечены аномалии интенсивностью 250 нТл.

К подводным вулканам и областям развития кайнозойских базальтов приурочены знакопеременные аномалии магнитного поля, интенсивность которых достигает 500–1500 нТл (Горшков и др., 1983, 1984, 1991; Рашидов, 1997, 2007, 2010; Chen Jie et al., 2010). В море Сулавеси идентифицированы линейные магнитные аномалии с 18-ой по 20-ую эоценового возраста. Для морей Сулу, Сулавеси, Молуккское, Банда и Арафурское характерно знакопеременное магнитное поле с интенсивностью аномалий от –250 до 800 нТл (Международный…, 2003).

Отмечена корреляция между результатами гидромагнитной съемки и данными спутниковых магнитных измерений для Юго-Восточной Азии, а также выдержанность преобладающих направлений зон линейных магнитных аномалий, с которыми связана вулканическая деятельность (Горшков и др., 1991; Рашидов, 2007, 2010; Li Shu-Ling et al., 2010).

В работе (Chen Jie et al., 2010) отмечено, что наблюдается хорошее соответствие между аномалиями и подводными горами, а отрицательные значения магнитных аномалий меняются в зависимости от глубины до изотермы Кюри.

В работе (Li Shu-Ling et al., 2010) проведена корреляция между магнитным и гравитационным полями, и изверженными породами. Установлено, что области с пониженной корреляцией приурочены к выходам кислых пород, а области положительной корреляции полей приурочены к выходам основных пород, так как они сильнее намагничены, чем кислые породы.

К оглавлению

Гравитационное поле

В пределах геотраверса гравитационные аномалии в редукции Буге изменяются от –61 до 428 мГал (Tran Tuan Dung et al., 2013). Эти аномалии имеют заметную отрицательную корреляцию с рельефом дна Южно-Китайского моря (Кайнозойская…, 1989; Международный…, 2003; Braitenberg et al., 2006; Cullen et al., 2010). Максимальные значения, превышающие 350 мГал, отмечены в глубоководной котловине моря. Над изолированными подводными горами и над вулканическими массивами поле уменьшается до 200–250 мГал. В районе Парасельских о-вов поле изменяется в диапазоне 40–70 мГал, в районе банки Макклсфильд – в диапазоне 20–100 мГал, а над банкой Рид – в диапазоне 10–90 мГал. В шельфовой зоне поле слабоотрицательное. Над островами Лусон и Палаван амплитуда аномалий гравитационного поля составляет 0–50 мГал. Над о-вами Хайнань и Калимантан (Борнео) отмечены отрицательные аномалии интенсивностью –50 и –125 мГал, со-

ответственно. К зоне перехода океан–континент приурочены узкие отрицательные аномалии с интенсивностью –20 мГал.

Отрицательная корреляция между рельефом дна и гравитационными аномалиями в редукции Буге наблюдается и для морей Сулу и Сулавеси, где максимальные значения гравитационного поля, превышающие 300 мГал, приурочены к глубоководным котловинам (Международный…, 2003).

Аномалии в свободном воздухе в Южно-Китайском море (рис. 4.5) имеют положительную корреляцию с рельефом дна и изменяются в диапазоне от –200 до 220 мГал (Кайнозойская…, 1989; Международный…, 2003; Chen Jie et al., 2010; Kido et al., 2001; Li Shu-Ling et al., 2010; Shu-Kun Hsu et al., 2004). Амплитуда аномалий последовательно увеличивается с северо-запада на юго-восток от –10 мГал

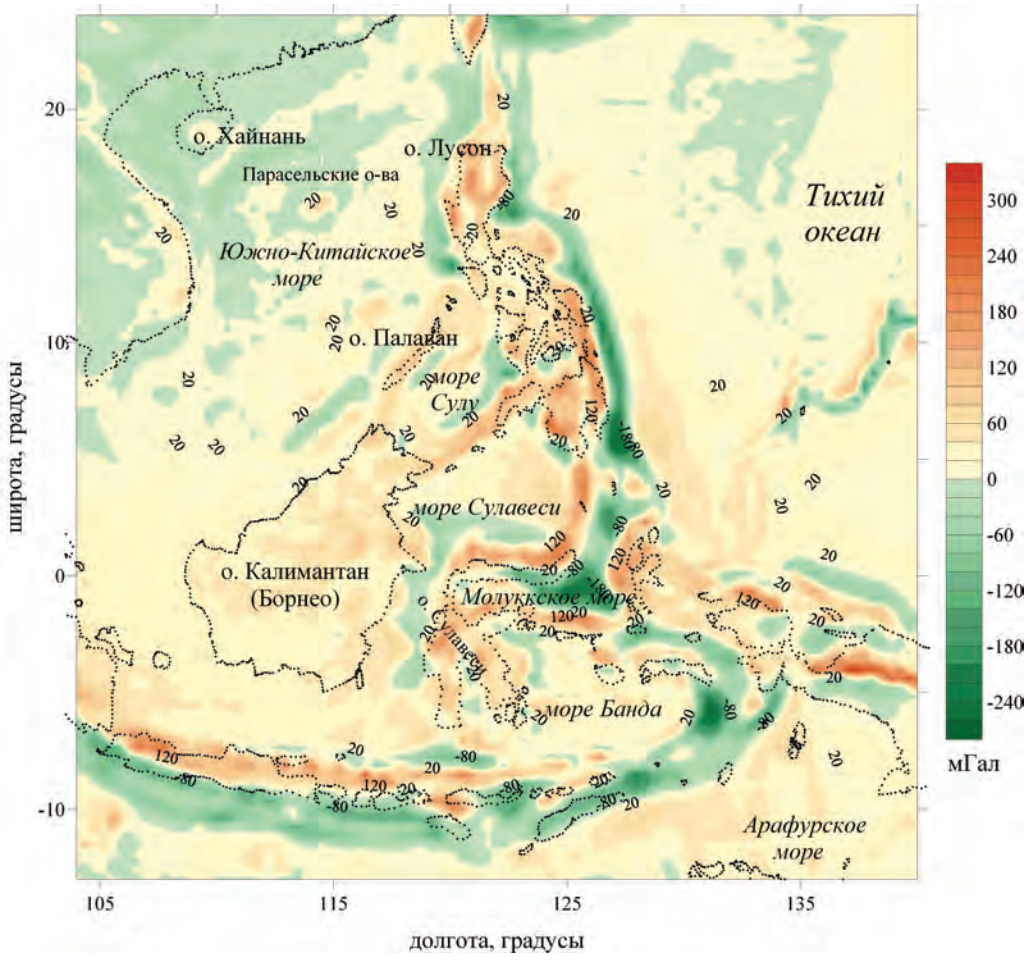


Рис. 4.5. Аномалии силы тяжести в свободном воздухе региона Южно-Китайского моря (Sandwell, Smith, 1997)

в Тонкинском (Бакбо) заливе, до ±10 мГал в центральном бассейне и до 30–40 мГал вокруг о. Палаван. Глубоководной котловине соответствуют аномалии интенсивностью ±20 мГал.

Аномалии над подводными горами и хребтами достигают 330 мГал. Над подводными горами Скарборо отмечены аномалии, превышающие 100 мГал. Над банками Рид и Макклсфильд отмечены аномалии интенсивностью 25–50 мгГал с отдельными максимумами до 100 мГал.

Над Манильским желобом и о-вами Наньша отмечены отрицательные аномалии с амплитудой –200 и –130 мГал, соответственно. К югу от о. Хайнань выделяется область сильноотрицательного гравитационного поля. К Северо-Луссонскому трогу приурочены отрицательные аномалии с амплитудой до –100 мГал, а к Западно-Лусонскому – с амплитудой –145 мГал.

Для морей Сулу, Сулавеси, Молуккское, Банда и Арафурское характерно мозаичное гравитационное поле в свободном воздухе с интенсивностью аномалий от –250 до 300 мГал (Международный…, 2003).

Самые интенсивные гравитационные аномалии в редукции Глени (Гайнанов и др., 2006) связаны с глубоководными впадинами Южно-Китайского моря (300 мГал), морей Сулу (250 мГал), Сулавеси (350 мГал) и Банда (350 мГал).

К оглавлению

Сейсмичность

Расположение региона в зоне контакта четырех коллизионных плит обусловило активную сейсмичность, развитую, как и в остальных областях континентальных окраин Евразии и Австралии, в островных дугах и рифтовых структурах окраинных морей.

Расположение почти 60 тысяч очагов землетрясений, зарегистрированных за период с 1904 по 2014 гг. мировой сейсмологической сетью (Gutenberg, Richter, 1954; National...), хорошо отражает тектоническую картину региона (рис. 4.6). Преобладают мелкофокусные землетрясения (73%) с глубиной до 100 км. Хорошо видно, что глубокофокусные землетрясения с глубиной более 300 км сосредоточены в Индонезийской и Филиппинской зонах субдукции – в задуговых бассейнах, где субдукционные процессы приводят к активной сейсмичности.

Построенное распределение гипоцентров землетрясений на глубинном разрезе вдоль геотраверса показывает наличие зон Вадати-Беньофа (сейсмофокальных зон) под морями Банда и Сулавеси, простирающихся, соответственно, на большую глубину – до 400 и более 600 км. Эти зоны образованы преимущественно слабыми землетрясениями с магнитудами $M<6$. Очаги сильных землетрясений с $M\geq6$, отмеченные на этом разрезе, расположены преимущественно в верхних слоях литосферы до глубин 300 км. Лишь 10% землетрясений с $M\geq6$ попадают на глубины более 300 км.

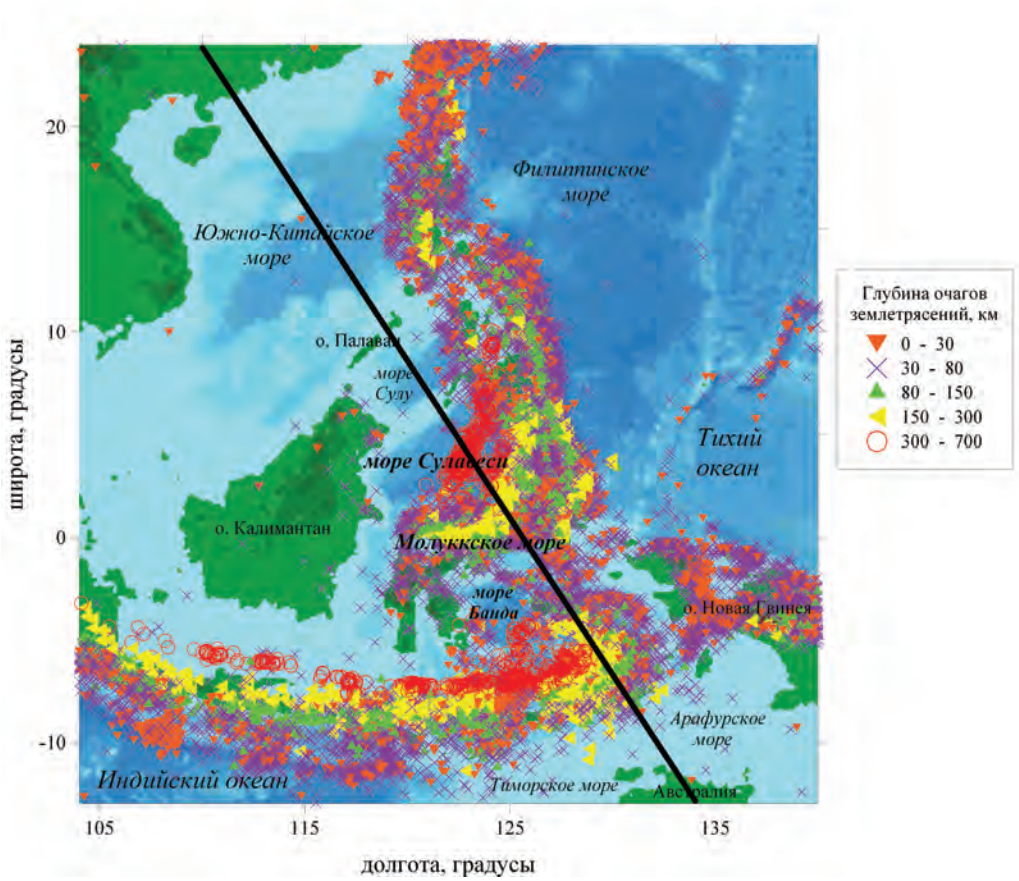


Рис. 4.6. Пространственное распределение эпицентров землетрясений в регионе Южно-Китайского моря за период 1904–2014 гг. (Gutenberg, Richter, 1954; National…) и положение геолого-геофизического разреза

К оглавлению

Вулканизм

Регион является вулканически активным (рис. 4.7). Здесь насчитывается 159 активных наземных и 18 подводных вулканов (Апродов, 1982; Гущенко, 1979; Рашидов, 2010; Simkin, Siebert, 1994). Вулканические породы довольно широко распространены в море, на островах и прилегающих участках Евразийского материка (Гатинский, 1980; Горшков, 1981; Горшков и др., 1983, 1984, 1991; Колосков, 1999; Колосков и др., 1987, 2003; Рашидов, 1997, 2007, 2010; Федоров, 2006; Федоров, Колосков, 2005; Tu et al., 1992).

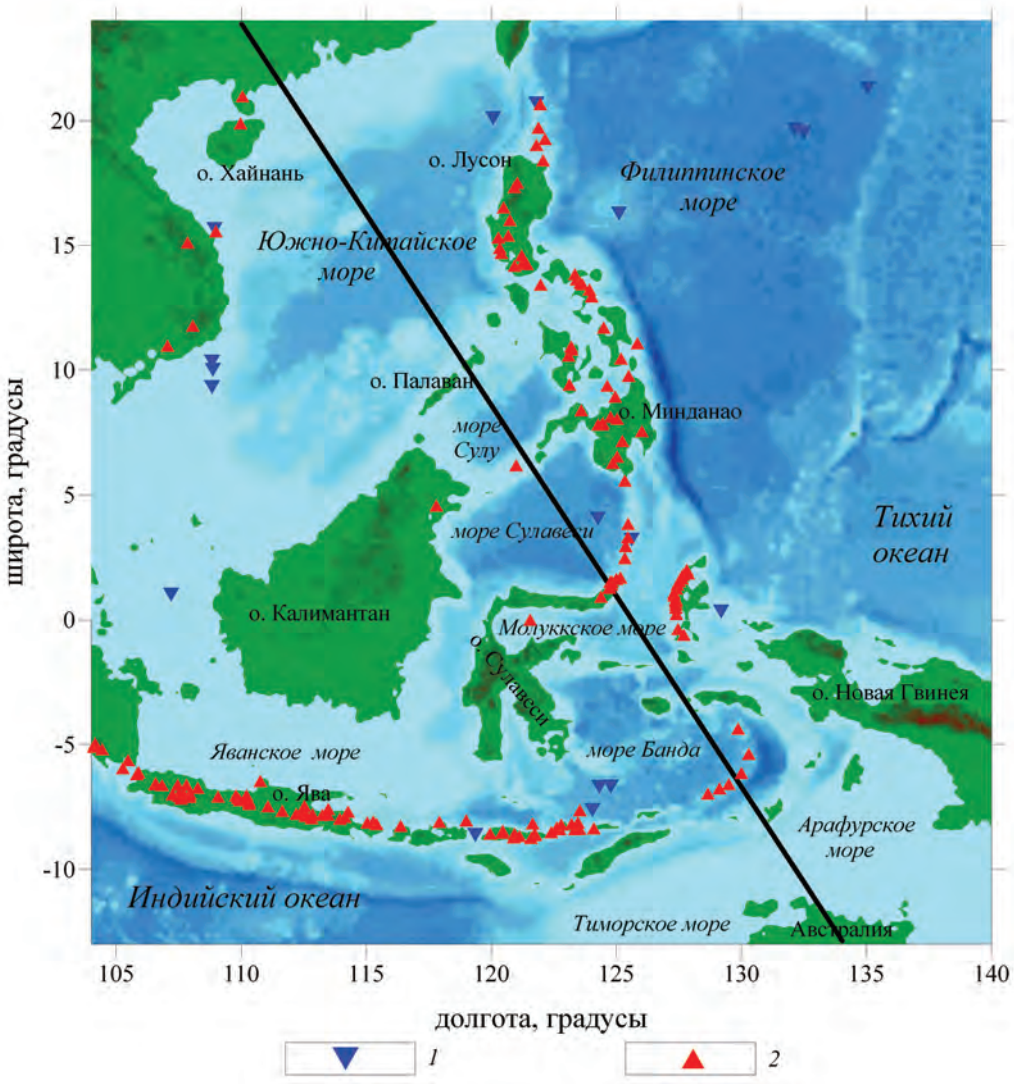


Рис. 4.7. Подводные и наземные вулканы региона Южно-Китайского моря (Global Volcanism…) и положение геолого-геофизического разреза

1 – подводные вулканы; *2* – наземные вулканы

Последние данные показывают, что в северной части Южно-Китайского моря, исключая Центральный бассейн, существовал бимодальный вулканизм, имевший на начальном этапе максимальные пики извержения (60–43 и 32 млн. лет назад), перешедший в относительно тихую стадию кайнозойского спрединга (32–17 и 15.5 млн. лет назад). Постспрединговый вулканизм (толеитовый ряд 17–8 млн. лет

назад, затем щелочной ряд начиная с 8 млн. лет назад) затронул как Южно-Китайское море, так и его сопредельные территории (Shi Xuefa,Yan Quanshu, 2011).

На о. Палаван датированы кварцевые толеиты, а на о. Минданао – оливиновые толеиты с возрастом ~34 млн. лет (Encarnacion et al., 2001), которые, по мнению (Федоров, 2006; Федоров, Колосков, 2005; Tu et al., 1992), характеризуют начальный этап спрединга Южно-Китайского моря.

К постспрединговым образованиям относятся оливиновые толеиты с возрастом 13.9 млн. лет, трахибазальты и оливиновые толеиты с возрастом 9.9 млн. лет, а также щелочные оливиновые базальты с возрастом 3.5 и 3.4 млн. лет, драгированные на подводных горах Скарборо (Cullen et al., 2010; Hekinian et al., 1989; Pin Yan et al., 2006; Tu et al., 1992; Wang Xianjue et al., 1985); щелочные и толеитовые базальты банки Рид с возрастом 0.42 млн. лет; оливиновые базальты подводных гор к востоку от банки Рид с возрастом 2.7–0.47 млн. лет (Cullen et al., 2010; Kudrass et al., 1986); нефелиниты Парасельских о-вов (Tu et al., 1992) и лимбургиты вулканического о. Гаодянши, находящегося в этом архипелаге, с возрастом 2.05–2.7 млн. лет (Sun Jiashi, 1991; Zhan Wenhuan et al., 2006).

В прибрежной области Гуандун, на п-ове Лейчжоу и в северной части о. Хайнань широко развиты вулканические породы. Наиболее древние из них – раннепалеоценовые оливиновые базальты в бассейне Саншу с возрастом 62.86 млн. лет, а самые молодые – базальты вулкана Тианянг с возрастом 0.43 млн. лет и муджериты области Гуандун с возрастом 0.9043±0.5465 млн. лет (Sun Jiashi, 1991).

Вулканизм на п-ове Лейчжоу и о-ве Хайнань, начавшийся в плиоцене (5.6± 3.8 млн. лет), связывают с горячей точкой Хайнань (Dapeng Zhao, 2007; Dapeng Zhao et al., 2011; Jianshe Lei et al., 2009; Lebedev et al., 2000). Наибольшее распространение в этом районе получили излияния раннеплейстоценовых базальтов (2.0±0.8 млн. лет). В среднем и позднем плейстоцене происходили извержения центрального типа. В голоцене интенсивность проявления вулканизма значительно уменьшилась. Продукты вулканической деятельности горячей точки представлены, в основном, кварцевыми и оливиновыми толеитами (Апродов, 1982; Гатинский, 1980; Основы…, 1962; Kung-Suan Ho et al., 2000).

Данные определения абсолютного возраста вулканитов, драгированных на четырех подводных горах в Южно-Китайском море (19°20'–14°00' с.ш. и 115°35'–116°59' в.д.), показывают омоложение пород с севера на юг. Одна из этих гор Джинфенг расположена в транзитальной зоне, а три другие лежат в пределах океанического бассейна. Возраст 18.61–4.88 млн. лет имеют риолитовые дациты подводной горы Джинфенг, 14.1–1.14 млн. лет – толеитовые базальты подводной горы Диамано, 15.26–22.9 млн. лет – щелочные и толеитовые базальты подводной горы Сьянбэй и 3.49–0.58 млн. лет – щелочные базальты подводной горы Цзонгжан (Hekinian et al., 1989; Li Zhaolin et al., 1994; Sun Jiashi, 1991; Wang Xianjue et al., 1985).

На побережье и в шельфовой зоне Вьетнама новейшая вулканическая активность началась ~12 млн. лет назад и особенно интенсивно протекала в последние 3 млн. лет (Barr, Macdonald, 1981). Вулканогенные комплексы с несогласием зале-

гают на образованиях докембрия, палеозоя и мезозоя (Кудрявцев и др., 1969; Parke et al., 1971). Вулканиты приурочены к зоне континентального обрамления впадины Южно-Китайского моря (Колосков, 1999; Колосков и др., 1987; Hoang, Flower, 1998; Hoang et al., 1996; Pin Yan et al., 2006; Tu et al.,1992), ареалы их распространения – к плечам наиболее крупных прогибов (Гатинский, 1980). Вулканические центры миоцен-голоценового возраста приурочены здесь к структурам раздвига (Rangin et al., 1995). На территории Вьетнама кайнозойские базальтоиды распространены мозаично в пределах отдельных блоков (Гатинский, 1980; Колосков, 1999; Колосков и др., 1987; Нгуен Тхи Ким Тхоа, 1983). Время излияния базальтоидов на юге Вьетнама – от 2.6 до 0.6 млн. лет назад. Излияния базальтов в Северном Вьетнаме начались в конце плиоцена – начале плейстоцена (Дан Ван Бат, 1979; Нгуен Динь Кат, 1971).

Имеются достоверные сообщения об извержении на шельфе Южно-Китайского моря в 1923 г. подводного вулкана (вулканической группы) Иль де Сандр (Patte, 1925), который, вероятно, существовал уже в конце верхнего плейстоцена – ~13 тыс. лет назад (Марков, 1993). При драгировании здесь были подняты пироксен-оливин-плагиоклазовые базальты с большим количеством кварц-плагиоклазовых и гранитоидных ксенолитов (Колосков, 1999). Для двух драгированных базальтов с подводного вулкана Иль де Сандр определен абсолютный возраст – 1.27–0 и 7 млн. лет (Flower et al., 1992; Hoang, Flower, 1998; Phan Truong Thi, Vo Viet Van, 2007).

Для двух образцов толеитовых базальтов, отобранных на о. Ре, определен абсолютный возраст 12 и 0.4 млн. лет, а для образца, отобранного на о. Катуик, – 0.7 млн. лет (Hoang, Flower, 1998).

В 1923 г. отмечено также образование в Тонкинском (Бакбо) заливе «пепельного острова» – эфемерного вулкана, просуществовавшего до 1929 г. (Дан Ван Бат, 1979). Вероятно, что в это время на шельфе Южно-Китайского моря происходила значительная активизация. Вулканические проявления отмечены также на островах шельфовой зоны Вьетнама (Колосков, 1999; Рашидов, 1997, 2007, 2010; Федоров, 2006; Федоров, Колосков, 2005; Patte, 1925).

Для континентальной части Вьетнама и шельфовой зоны Южно-Китайского моря молодой вулканизм на ранних этапах (N_2–Q_1) носил площадной покровный характер, а на позднем этапе (Q_{2-4}) проявляется ареальный вулканизм (Колосков, 1999; Колосков и др., 1987, 2003; Новиков и др., 1988; Рашидов, 1997, 2007, 2010). Для ранних этапов характерны толеитовые и субщелочные базальты, а для позднего – щелочные оливиновые базальты, реже нефелениты и трахибазальты (Гатинский, 1980; Колосков, 1999; Колосков и др., 1987; Новиков и др., 1988; Федоров, 2006; Федоров, Колосков, 2005; Hoang, Flower, 1998). Щелочность продуктов вулканизма особенно возрастает в базальтах современных извержений (Новиков и др., 1988). Ранние этапы вулканизма связаны с разломами северо-западного и северо-восточного направлений, а поздний – с субмеридиональными разломами (Нгуен Кин Куок, Ле Нгок Тхыок, 1979).

На шельфе Вьетнама, в пределах западной краевой части субмеридионального линеамента (108–110º в.д.), позднекайнозойский подводный вулканизм фрагментарно проявляется на расстоянии более 700 км. В работе (Tran Tuan Dung et al., 2013) часть этого линеамента, расположенная вдоль побережья Вьетнама, названа Восточным региональным разломом Южно-Китайского моря. Здесь выявлены три участка позднекайнозойской подводной вулканической деятельности, на двух из которых вулканизм проявляется и на островах (Бондаренко, Надежный, 1985; Горшков, 1981; Горшков и др., 1983, 1984, 1991; Колосков и др., 1987; Надежный, 1986; Рашидов, 1997, 2007, 2010). Продукты вулканической деятельности распространены на площади ~3400 км². Здесь идентифицированы небольшие подводные вулканические постройки, размеры которых не превышают 3 км в диаметре и 200 м по высоте. Все наземные и подводные вулканы в пределах этих участков являются моногенными одноактными постройками. К вулканическим участкам приурочены локальные гравитационные аномалии в свободном воздухе (Кайнозойская…, 1989; Кулинич, Обжиров, 1985; Kulinich et al., 1986), а максимальный градиент гравитационного поля в редукции Буге превышает 1.5 мГл/км (Tran Tuan Dung et al., 2013).

Среди разломов различных направлений, выделяемых в пределах прилегающей к Вьетнаму части акватории Южно-Китайского моря, магмопроводящими, по-видимому, можно считать разломы субмеридионального, северо-западного и северо-восточного простираний (Горшков и др., 1991; Колосков и др., 2003; Рашидов, 2010; Li Shu-Ling et al., 2010).

Возраст андезитов, драгированных на рифе Миандер (хребет Кагаян) в море Сулу, 14.7±0.6 млн. лет (Kudrass et al., 1986).

Для вулканов Индонезии известно более 1100 датированных извержений, произошедших в историческое время, включая катастрофическое извержение Кракатау в 1883 г. (Гущенко, 1979; Simkin, Siebert, 1994). С 1800 г. разрушительные вулканические извержения происходят в Индонезии каждые три года. Совсем недавно у побережья индонезийского о. Сулавеси был обнаружен новый подводный вулкан, поднимающийся с глубины ~5.5 км и имеющий относительную высоту 3.8 км, который получил название Кавио Барат (Kawio Barat).

Кайнозойские вулканические и магматические образования о. Суматра связаны с субдукцией Индо-Австралийской океанской плиты под Юго-Восточную азиатскую плиту. Вулканическая деятельность здесь началась в палеоцене (65 млн. лет назад) и продолжается без перерыва до настоящего времени. Четвертичные вулканические центры являются наложенными на структуры неогена и палеогена. Четвертичные вулканиты генетически гомогенны, что может быть объяснено ассимиляцией корового материала (Gasparon et al., 2004). При изучении современных тыловых вулканов о. Ява установлен возраст пород 1.6–0.3 млн. лет (Setijadji et al., 2006), возраст базальта из золотоносной провинции Гибаилунг – 11.4±0.8 млн. лет (Harijoko et al., 2004), возраст вулканической бомбы из побочного конуса вулкана Сламет − 0.042±0.020 млн. лет (Sutawidjaja, Sukhyar, 2009), а лавы на о. Бавиан – от 26±0.04 до 0.84±0.04 млн. лет (Setijadji, 2010).

На о. Калимантан (Борнео) имеется небольшое количество четвертичных вулканов, которые в настоящий момент неактивны (Hall et al., 2008). В море Банда насчитывается 9 голоценовых вулканов, два из которых подводные (Simkin, Siebert, 1994).

Следует обратить внимание на то, что южный участок проявления подводной вулканической деятельности на шельфе Вьетнама (Горшков и др., 1991; Рашидов, 1997, 2007, 2010) находится в точке пересечения субмеридионального линеамента (108–110º в.д.) и линеамента, простирающегося с юго-запада на северо-восток (см. рис. 4.5). Этот линеамент проходит через подводные вулканы Филиппинского моря, ряд банок, расположенных на юге о. Лусон, вулканические поля Лагуна, вулканы Маквилинг, Панай и действующие вулканы Банахао и далее через кальдеру Иво-Джима, подводный вулкан Шин-Иво-Джима и безымянный подводный вулкан в островной дуге Вулькано (Гущенко, 1979; Рашидов, 2010; Simkin, Siebert, 1994) и, вероятно, приурочен к глубинному разлому**.**

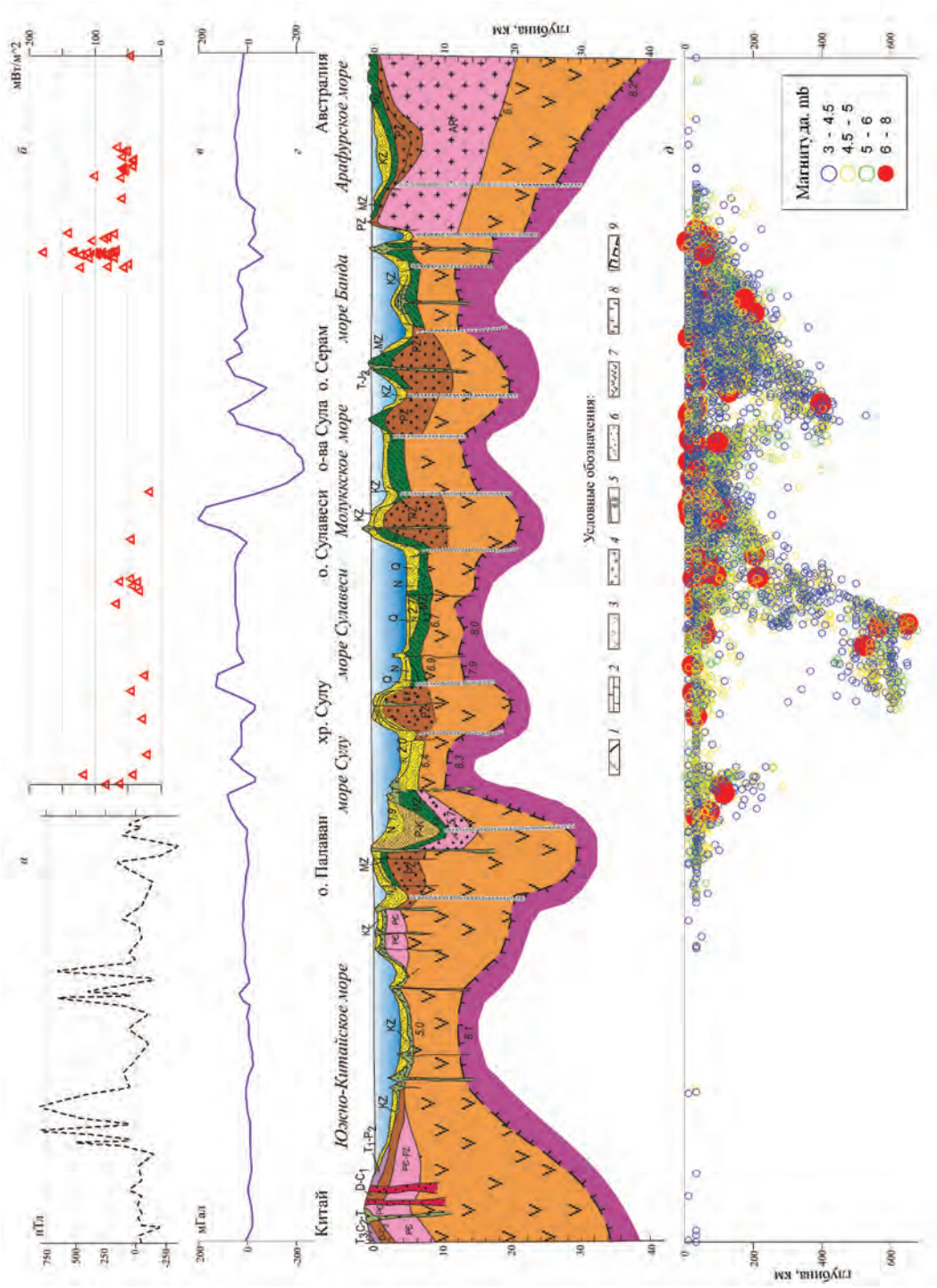
К оглавлению

Глубинное строение

Для изучения глубинного строения региона на основе многочисленных геолого-геофизических данных, полученных по международным проектам, построен разрез через юго-восточную часть Китая, Южно-Китайское море, о. Палаван, море Сулу, хребет Сулу, море Сулавеси, о. Сулавеси, Молуккское море, море Банда, Арафурское море и континентальный склон Австралии (рис. 4.8). Мощность коры по разрезу резко меняется от тонкой океанической (менее 10 км) под глубоководными котловинами до континентальной (свыше 40 км) в некоторых островных дугах и окраинах материков Евразии и Австралии. Это объясняется активными субдукционными процессами, происходящими в этом регионе, действием океанических плит Индийского и Тихого океанов и континентальных блоков Австралии и Китая. Субдукционные процессы сопровождаются проявлением магматизма и вулканизма, источники которых расположены на разных уровнях мантии.

Рис. 4.8. Геолого-геофизический разрез через Южно-Китайское море, о. Палаван, море Сулу, хребет Сулу, море Сулавеси, о. Сулавеси, Молуккское море, море Банда, Арафурское море и континентальный склон Австралии. Составлен по данным (Родников, 1979; Atlas…, 1992; Finlayson, Cull, 1973; Gervasio, 1967; Hall, 2002; Hamilton, 1979a,b; Irving, 1951; Murauchi et al., 1973; Silver et al., 1991; Studies…, 1981; Zhao et al., 2010)

а – магнитный профиль; *б* – распределение измеренных значений теплового потока вдоль профиля; *в* – гравитационные аномалии в свободном воздухе; *г* – геолого-геофизический разрез: *1* – разломы, *2* – известняки, *3* – нижняя часть коры, *4* – верхняя часть коры, *5* – скорости сейсмических волн, км/с, *6* – осадочный слой, *7* – вулканогенный слой, *8* – базальты, *9* – поверхность Мохо; *д* – распределение гипоцентров землетрясений за период 1964–2014 гг. (National…)


а
б
в
г
д
нТл
мВт/м^2
мГал
Глубина, км
Магнитуда, mb
3 - 4.5
4.5 - 5
5 - 6
6 - 8
Условные обозначения:
Китай
Южно-Китайское море
о. Палаван
хр. Сулу
море Сулу
о. Сулавеси
море Сулавеси
о-ва Сула
Молуккское море
о. Серам
море Банда
Австралия
Арафурское море
KZ
MZ
PZ
PE
Q
N
P2
T-J2
T1-P2
D-C1
PE-PZ
PE-PZ2
AR?
V6.0
6.4
6.7
7.9
8.0
8.3
5.0
8.1
8.7

Следует отметить, что существуют сводные разрезы через Южно-Китайское море, моря Сулу и Сулавеси (Арешев, 2003; Гнибиденко, 1979; Кулинич, Обжиров, 1985; Kulinich et al., 1986), которые были использованы в этой работе при построении глубинного разреза, объединяющего все геологические структуры, расположенные между двумя континентами.

Южно-Китайское море. Основными элементами рельефа дна Южно-Китайского моря являются континентальный шельф и континентальный склон, подводные краевые плато и глубоководная котловина с отдельными горами и горными системами (Atlas…, 1992; Мар…, 1992). Средняя глубина моря 1212 м, максимальная глубина 5567 м. Глубоководная впадина оконтуривается изобатой 4000 м. Впадина представляет собой наклоненную к юго-востоку равнину с одиночными конусовидными подводными горами, очевидно, вулканического происхождения. Высота отдельных гор достигает 3500–4000 м над дном впадины, а минимальная глубина до вершин 218 и 272 м. В центральной части котловины вулканические постройки образуют слабо выраженные горные хребты северо-восточного простирания, фиксирующие древние спрединговые центры моря, которые в дальнейшем были перекрыты осадками. На северо-востоке впадину ограничивает глубоководный желоб, представляющий собой узкую депрессию шириной 3–10 км и глубиной до 5 км и протягивающийся вдоль Лусонского континентального склона. От глубоководной впадины он отделен подводным горным хребтом с выровненными вершинными поверхностями на глубинах от 500 до 3500 м.

Мощность континентального шельфа Южно-Китайского моря изменяется в диапазоне от 20 до 25 км. В его строении принимают участие палеозойские породы, пронизанные гранитными интрузиями. Мощность осадочных пород меняется от 3–4 км до 8–11 км во впадинах, широко распространенных на шельфе. Скорости сейсмических волн в осадочных отложениях составляют 1.8–4.8 км/с. В фундаменте шельфа скорости увеличиваются с глубиной от 5.0–6.3 км/с до 6.5–7.6 км/с (Bochu, Hayes, 2003; Hayes, Taylor, 1978).

Формирование Южно-Китайского моря связывают с рифтогенезом, распространившимся в кайнозойскую эру. Сначала, как считают (Fyhn et al., 2009), палеогеновый рифтогенез происходил вдоль вьетнамского континентального шельфа с развитием палеогеновых рифтовых впадин, а затем в неогене спрединговые процессы привели к образованию моря. Южно-Китайское море начало формироваться еще 45 млн. лет назад в результате раскола Южного Китая. Кульминация наступила 30 млн. лет назад и завершилась 17 млн. лет назад (Studies…, 1981). Северо-восточная часть Южно-Китайского моря, через которую проходит разрез, образовалась несколько позднее, чем южная. Открытие бассейна в результате спрединга началось 37.8 млн. лет назад и завершилось 15.5 млн. лет назад (Yeh et al., 2010). В процессе развития моря происходили неоднократные изменения направления спрединга, связанного с общими тектоническими подвижками блоков Юго-Восточной Азии. В раннем миоцене (23–20 млн. лет назад) произошли повсеместно излияния щелочных базальтов, характеризующие активность границ плит в то время.

В центральной части моря сохранился спрединговый рифт, где скорости сейсмических волн изменяются от 6.8 км/с в основании коры до 8.0 км/с в верхней части мантии.

В рифтовой зоне выделяются несколько грабенов, где мощность осадков увеличивается до 4 км (Li, 2006). Глубина до границы Мохо меняется от 30 км на севере до 25 км на юге. Под рифтовой структурой верхняя мантия расположена на глубине 18 км. Выделяется 3-километровый слой пониженных скоростей в средней части коры (Studies…, 1981).

Проведенные комплексные геофизические исследования (Zhao et al., 2010) показали высокие скорости сейсмических волн (5.0–5.5 км/с) в некоторых местах нижней коры и высокое соотношение скоростей Vp/Vs, равное 1.74 в нижней коре западного борта Южно-Китайского моря. Эти данные свидетельствуют, по мнению (Zhao et al., 2010), о том, что высокоскоростной слой в основании коры сложен основными магматическими породами и может быть образован в результате андерплейтинга магматических пород к коре после завершения спрединга. Высокие сейсмические скорости в низах коры свидетельствуют, по мнению (Kido et al., 2001), что магматические породы в основании коры являются корнями кайнозойских вулканов.

По мнению (Pin Yan et al., 2008), Южно-Китайское море образовалось в результате спрединга, продолжавшегося от позднего олигоцена до среднего миоцена. После завершения спрединга сжатие обусловило движение дуги Тайвань–Лусон к северо-западу и сдвиговые движения распространились на восточные и западные окраины моря. Альтиметрические исследования показали распространение цепей подводных гор (вероятно, современных вулканов) вдоль оси спрединга, связанное, по-видимому, с глубинными разломами.

Остров Палаван является частью древнего эоценового комплекса субдукционной зоны, образующей невулканическую дугу, связанную с завершившейся в миоцене субдукцией в желобе Палаван (Hamilton, 1979b). Остров сложен двумя структурными комплексами, образующими в южной части острова складчатый пояс, а в северной части – континентальный блок, остаток континентальной окраины Китая (Letouzey et al., 1988). В южной и центральной частях острова наиболее древние породы представлены офиолитами и пиллоу-базальтами нижнего мела. С ними связаны известковистые красные глины и радиоляриты. Осадочные породы представлены турбидитовыми песчаниками, алевролитами и глинами. В центральной части острова развиты верхнеолигоценовые–нижнемиоценовые лагунные и рифовые известняки. В северной части о. Палаван были обнаружены неметаморфизованные палеозойские горные породы, представленные фузулиновыми известняками, включенными в меланж. Наиболее древними являются среднетриасовые тонкослоистые кремнистые породы. Верхнетриасовые–нижнеюрские известняки и песчаники образуют отдельные блоки на севере острова. Верхнемеловые породы представлены турбидитовыми песчаниками и сланцами с туфами и конгломератами. Так как в неогене последовали тектонические подвижки, сопровождавшиеся эрозией, сохранились только эоценовые шельфовые известняки. Офиолитовый комплекс являет-

ся остатком нижнемеловой океанической коры древнего Южно-Китайского моря, присоединившимся в результате надвиговых движений к структурам о. Палаван. Толщина коры составляет ~30 км. Трог Палаван образовался при субдукции океанической плиты Южно-Китайского моря под о. Палаван, завершившейся в конце миоцена. Заполняющие трог осадки представляют собой меланж мощностью до 1 км, образовавшийся в плиоцен-четвертичное время (Tamesis et al., 1973).

Море Сулу, образованное в течение раннего миоцена (Rangin, Silver, 1990), расположено между двумя окраинными бассейнами: Южно-Китайским морем на севере и морем Сулавеси на юге. От Южно-Китайского моря море Сулу отделяется о-вом Палаван с корой континентального типа, а от моря Сулавеси – вулканической дугой Сулу. Вулканический хребет Кагаян разделяет море на две впадины – северо-западную с континентальной корой и юго-восточную с океанической. Вдоль восточного обрамления моря Сулу протягивается желоб, фиксирующий субдукцию коры моря под островную дугу Сулу, завершившуюся около 10 млн. лет назад (Hall, 2002). Северо-западная впадина моря Сулу сложена смятыми в складки осадочными породами мощностью более 7 км от мезозойского до четвертичного возраста (Hinz et al., 1991; Letouzey et al., 1988; Roeser, 1991). Южная часть моря Сулу, имеющая океаническую кору, характеризуется высокими значениями теплового потока. Мощность осадков составляет 2 км, увеличиваясь к югу до 7 км в желобе Сулу. Предполагается, что желоб стал неактивным в позднеплейстоценовое время, о чем свидетельствует отсутствие вулканизма в то время, хотя один исторически активный вулкан установлен на острове, расположенном в центральной части дуги, где отмечается также повышенная сейсмичность (Studies…, 1981).

Хребет Сулу, возможно, представляет собой островную дугу, под которую в третичный период субдуцировала плита Южно-Китайского моря. Он состоит из двух параллельных хребтов: северо-западного, сложенного отдельными островами, и юго-восточного, образованного эродированными вулканами (Studies…, 1981). В центральной части дуги на о. Холо сохранился один исторически действующий вулкан. Ультраосновные и основные породы обнаружены в пределах фронтальной дуги. Сейсмические профили показали наличие преддугового бассейна с осадками до 3000 м (Hamilton, 1979a). Возраст пород вулканической дуги изменяется от олигоцена до плейстоцена. Породы меланжа дуги образовались в позднеюрско-раннемиоценовое время. Возможно, что на направление субдукции под дугу могла оказать влияние коллизия дуги с о. Калимантан (Hamilton, 1979a). Мало известно об истории дуги Сулу. Результаты K-Ar определения возраста предполагают, что эта дуга могла быть активной со среднего миоцена (Bergman et al., 2000; Rangin, 1991). Вулканическая активность здесь завершилась несколько тысяч лет назад.

Море Сулавеси площадью в 400 000 км^2 и с глубиной, достигающей 5 км, имеет мощность коры 6–7 км (Murauchi et al., 1973). По мнению (Karig, 1974), море Сулавеси – задуговой бассейн, в то время как К.С. Ли и Р. МакКаб (Lee, McCabe, 1986) интерпретируют бассейн как фрагмент древнего океана, в котором моря Банда, Сулавеси и Сулу – только останцы, теперь разделенные мобильными коллизионными

поясами и субдукционными зонами. Возможны три альтернативные модели образования моря (Silver et al., 1991): фрагмент древнего океана, как Западно-Филиппинский бассейн или Молуккское море; задуговой бассейн; бассейн, образованный в результате рифтинга вдоль континентальных окраин. Предполагается (Nichols, Hall, 1999), что море Сулавеси и Западно-Филиппинский бассейн развивались как общий бассейн в течение среднего эоцена (50–37 млн. лет назад). Спрединг общего бассейна моря Сулавеси и Западно-Филиппинского бассейна завершился в позднем эоцене, а в конце позднего олигоцена произошло разделение двух бассейнов по сдвигу, а затем по конвергентной границе плит.

Результаты работ по программе ODP Leg 124 показали, что море Сулавеси образовалось в середине эоцена (Silver et al., 1991). Магнитные аномалии (Weissel, 1980) указывают, что спрединговый центр лежит в южной части бассейна, и если первоначальный бассейн был симметричным, часть моря субдуцировала на юге под желоб Сулавеси. Часть моря Сулавеси могла также субдуцировать на севере под дугу Сулу. Палеомагнитные данные (Silver et al., 1991) свидетельствуют о ротации по часовой стрелке, происходившей между 42 и 20 млн. лет назад. Геологическое строение коры основано на двух скважинах, пробуренных по программе работ ODP Leg 124 (Rangin, 1991). Первая скважина №767 локализована в наиболее глубокой части моря (4900 м). Она прошла 800 м осадков и остановилась в базальтовом фундаменте. Вторая скважина №770 расположена в менее глубокой части моря (4500 м) в 50 км от первой. Толщина осадков 420 м. Фундамент, по данным обеих скважин, представлен базальтами MORB (Rangin, Silver, 1990; Spadea et al., 1996). Нижняя часть осадочного разреза мощностью 80 м представлена коричневыми пелагическими глинами, содержащими радиолярии и марганцевые конкреции. Скорость осадконакопления составляет 2–6 м/млн. лет. Верхняя половина стратиграфического разреза представлена осадками от позднего миоцена до голоцена. Они состоят, главным образом, из илов и глин, содержащих вулканические фрагменты. В плейстоцене наблюдается обилие пепла.

Море Сулавеси характеризуется океанической корой (Murauchi et al., 1973) и ограничено на юге субдукционной зоной (Hamilton, 1979a). Поверхность Мохо неровная. Толщина коры меняется от 7 км под спрединговым центром до 14 км по бортам моря. Тепловой поток нормальный и несколько повышен над спрединговым центром (Nagasaka et al., 1970).

С юго-востока море обрамляется о. Сулавеси, толщина континентальной коры которого превышает 20 км. Остров Сулавеси подразделяется на несколько тектонических провинций: магматическая дуга западной части острова; метаморфический пояс центральной части острова и офиолитовый комплекс восточной части острова, через который проходит разрез. Фундамент северной части острова сложен океаническими базальтами, андезито-базальтами и пелагическими толщами от эоценового до раннемиоценового возраста (Hamilton, 1979a).

Молуккское море представляет собой систему хребтов и трогов северо-восточного простирания. Окаймляющий море с запада хребет Сангихе является ак-

тивной вулканической островной дугой. Вулканическая активность происходила здесь преимущественно в миоцене. Вдоль хребта простирается желоб, который, вероятно, образовался в результате субдукции плиты моря Сулавеси под хребет до глубины 600 км (Studies…, 1981). На юге Молуккское море отделено от плиты моря Банда глубинным разломом. На юго-востоке разлом Соронг отделяет плиту Молуккского моря от плиты Хальмахера.

Молуккское море, которое почти полностью субдуцировалось, расположено между тремя конвергентными плитами: Филиппинской плитой, Евразией (микроплита моря Сулавеси) и Австралией (микроплита моря Банда). Его структурное положение в виде узкого пояса определяется коллизией субдукционных зон хребта Сангихе (северное продолжение о. Сулавеси) и магматической дуги Хальмахера, ограничивающей море с востока. Положительные аномалии гравитационного поля в свободном воздухе соответствуют океанической коре, а отрицательные характеризуют распространение осадочной призмы в подводном хребте центральной части моря. Мощность коры меняется от 15 до 20 км. Результаты исследований иллюстрируют гетерогенность литосферных плит в северной части моря, которое является результатом коллизии между окраиной Сангихе и литосферными фрагментами Филиппинской плиты, такими как вулканическая дуга Хальмахера. Комбинация этих трех процессов привела к закрытию Молуккского моря (Widiwijayanti et al., 2003).

Хребет островов Сула. Острова Сула образуют узкий хребет, простирающийся к востоку от о. Сулавеси. Они сложены континентальной корой, образованной палеозойскими гранитогнейсами, перекрытыми мезозойскими шельфовыми осадочными породами. На островах Сула обнажаются гранитные и метаморфические породы континентального типа: биотитовые граниты, кварцевые монцониты и гранодиориты, кварцевые диориты и турмалин-мусковитовые граниты. Метаморфические породы представлены сланцами, филлитами, зелеными сланцами, биотитовыми и мусковитовыми гнейсами, кварцитами, гранатовыми, силлиманитовыми, кианитовыми и андалузитовыми амфиболитами. Определения возраста, выполненные рубидий-стронцевым методом ($^{87}Ru/^{87}Sr$), показали, что возраст полевых шпатов в гранитах составляет 235 и 245 млн. лет. По данным K-Ar метода возраст слюды из гнейсов составляет 395 млн. лет, а K-Ar возраст пегматитов составляет ~418 млн. лет (Hamilton, 1979b).

Вероятно, образование пород фундамента продолжалось от палеозоя до третичного периода. Фундамент перекрывается деформированными породами доюрского, юрского, возможно мелового возраста. Юрские породы сложены черными сланцами и известняками, ниже которых прослежены недатированные кварцевые песчаники. Базальные конгломераты лежат на фундаменте в основании осадочного чехла. Юрские породы перекрываются меловыми обломочными отложениями и нижнемиоценовыми известняками и кварцевыми песчаниками мелководных фаций. Возраст риолитов по данным Pb-Sr метода определен в диапазоне 210–330 млн. лет. Они связаны с гранитами фундамента.

Вдоль южного борта хребта, примерно в широтном направлении, простирается глубинный разлом от о. Сулавеси до о. Новая Гвинея, по которому происходят левосторонние перемещения, сопровождающиеся землетрясениями (Hamilton, 1979b).

Море Банда, включающее островную дугу Банда, простирается на 700 км в широтном направлении и на 350 км в меридиональном. Глубина моря изменяется от 4 до 5 км. В направлении северо-восток–юго-запад простираются три подводных хребта. По мнению некоторых исследователей (Carter et al., 1976; Hamilton, 1979b), море Банда образовалось в неогене в результате задуговых спрединговых процессов. Дж.А. Катили (Katili, 1978) предполагает, что море Банда представляет собой сегмент древнего дна Тихого океана, отгороженный субдукционными структурами и трансформными разломами. Низкие значения теплового потока свидетельствуют о древней океанической коре, имеющей возраст 60 млн. лет (Lawver, Hawkins, 1978). По мнению других исследователей (Jacobson et al., 1977), магнитные аномалии высокой амплитуды свидетельствуют о том, что спрединговые процессы в земной коре начались 2 млн. лет назад, а мелкофокусные землетрясения, распространенные здесь, подтверждают это предположение.

Сейсмические исследования показали наличие здесь относительно тонкой океанической коры (Bowin et al., 1978) мощностью до 10 км. Толщина осадков, подстилаемых миоценовыми базальтами, не превышает здесь 1–3 км (Rehault et al., 1994). Кроме того, геофизические исследования (Studies…, 1981) свидетельствуют, что в строении островной дуги Банда принимают участие также континентальные блоки земной коры, образовавшиеся в результате коллизии с Австралийской континентальной окраиной в течение последних 3 млн. лет. Возможно, что образование субдукционных литосферных слэбов, расположенных на глубинах больше чем 50 км, является результатом этих процессов. Доказательства, подтверждающие континентальный разрыв сплошности коры и начало спрединга, приведшее к формированию моря Банда, могут быть обнаружены в микроконтинентах, обрамляющих море (Pigram, Panggabean, 1983).

Австралийский континентальный шельф. Континентальная окраина северной части Австралийской плиты в результате распада Гондваны подверглась деформациям, выразившимся в образовании в позднем мелу осадочных бассейнов и глубинных разломов на границе с островными дугами и окраинными морями (Ritzwoller et al., 2001). Толщина коры континентальной окраины уменьшается от 40–45 км в центральной части Австралийского континента до 20–25 км под Арафурским морем. Осадочный фанерозойский чехол мощностью до 10 км залегает на кристаллическом фундаменте протерозойского возраста (Hamilton, 1979a). Австралийский континентальный шельф переходит в Тиморский трог, являющийся восточным продолжением Индонезийского желоба (желоб Ява). В отличие от Индонезийского желоба Тиморский трог разделяет континентальные блоки Австралии и дуги Банда. Предполагается субдукция австралийской литосферы под дугу Банда, о чем свидетельствует, по мнению В. Гамильтона (Hamilton, 1979a), сейсмофокальная зона, уходящая под дугу Банда на глубину свыше 400 км. Астеносферный слой

выделяется под континентальным склоном Австралии на глубине ~100 км, а под дугой Банда – на глубине ~70 км (Hamilton, 1979a).

Тиморский трог – часть системы дуги Банда к югу от о. Тимор, глубина его составляет от 1800 до 3400 м, а ширина – от 3 до 20 км. Скважина глубоководного бурения №262 прошла 400 м сквозь призму осадков верхнеплиоценового и четвертичного возраста, представленных планктонными илами и фораминиферовыми доломитовыми глинами. От дуги Банда трог отделен глубинным разломом (Hamilton, 1979a).

К оглавлению

Выводы

Геолого-геофизический разрез через континентальные окраины региона Южно-Китайского моря завершает серию геотраверсов через окраинные моря переходной зоны от Евразийского континента к Тихому океану: Охотское, Японское, Филиппинское и Южно-Китайское моря (Родников и др., 2005, 2007б, 2010, 2011а; Rodnikov et al., 2008).

Рассматриваемый регион расположен между Евразийским и Австралийским континентами и Тихоокеанской и Индийской океанскими плитами. Разрез проходит через континентальную окраину Китая, Южно-Китайское море, о. Палаван, море Сулу, хребет Сулу, море Сулавеси, Молуккское море, море Банда, Арафурское море и континентальный склон Австралии. Разрез свидетельствует о неоднородности строения коры континентов, окраинных морей и островных дуг, зажатых между четырьмя литосферными плитами. Мощность коры вдоль профиля меняется от 40 км под Австралией и Азиатской континентальной окраиной до 25–30 км под островными дугами и 10–15 км под окраинными морями. Сейсмотомографические исследования свидетельствуют о том, что астеносфера занимает высокое положение под глубоководными котловинами окраинных морей, где на поверхности прослеживаются рифтовые структуры, бывшие ранее спрединговыми центрами, с толеитовым магматизмом. Лишь в пределах континентальных окраин толщина литосферы увеличивается до 70–100 км. Гравиметрические данные подтверждают положение о разуплотнении мантии под глубоководными котловинами. Полосовые магнитные аномалии указывают на этапы образования окраинных морей в кайнозойскую эру, процесс которого в результате различных тектонических перестроек смещался в восточном направлении вдоль проведенного разреза. В этом направлении происходит усиление тектонических процессов, обусловливающих активную вулканическую и сейсмическую деятельность. Так, под морями Банда и Сулавеси сейсмофокальные зоны достигают максимума глубин, соответственно 400 и 600 км.

Кайнозой был периодом главных тектонических событий, повлиявшим на геологическое строение изучаемого региона, расположенного между четырьмя литосферными плитами. В начале кайнозоя коллизия Индии и Евразии изменила структуру Юго-Восточной Азии. Позднее продолжающаяся коллизия привела к взаимодействию крупных плит Австралии, Евразии и Тихого океана, сопровож-

давшемуся активным вулканизмом и землетрясениями, исчезновением некоторых вулканических дуг и образованием новых. В настоящее время относительное движение плит Индии, Тихого океана, Австралии и Евразии хорошо известно (Hall, 2002), подтверждается новыми данными, полученными при изучении механизмов очагов землетрясений и GPS-наблюдениях.

Результаты геолого-геофизических исследований указывают на то, что изучаемый регион сложен многочисленными микроплитами, неоднократно образовывавшимися и затем претерпевавшими перемещения, ротацию или разрушения. Скорость спрединга в этих небольших образованиях часто очень велика. Большая часть окраинных морей открылась в последние несколько миллионов лет, а другие были субдуцированы за несколько миллионов лет после их формирования (Hall, 2002).

Томографические исследования показали изменения геометрии слэбов в результате коллизии (Replumaz et al., 2004). Примерно за 50 млн. лет в результате коллизии Индии и Азии субдукция плиты Южно-Китайского моря достигла 1500 км, причем на глубине примерно 600 км субдукционная зона выполаживается, простирается субгоризонтально, а затем резко погружается в глубину (рис. 4.9). Считается, что некоторые изменения в конфигурации слэбов могли быть обусловлены субдукцией Тихоокеанской плиты под Евразийский континент, а также перемещением Австралийской плиты в северном направлении (Hall, 2002). В результате всеобщих коллизионных процессов под Южно-Китайским морем в мантии на глубине 410 км в одних и 660 км в других районах образовались большие объемы вещества холодной мантии с пониженными значениями скоростей сейсмических волн. Выше слэбов расположилась горячая мантия, являющаяся, по-видимому, источником магматических расплавов.

В кайнозойском вулканизме региона Южно-Китайского моря выделяются три стадии магматизма: доспрединговый, спрединговый и постспрединговый. Причем отмечается, что при спрединговой стадии астеносфера, насыщенная магмой, поднимается непосредственно к земной поверхности и происходит излияние базальтов типа MORB (Zhao et al., 2002).

Возникшие в кайнозое на восточной окраине Евразийского континента зоны растяжения вследствие коллизии четырех литосферных плит сопровождались излияниями преимущественно щелочных базальтов (Gaina et al., 2000), которые ряд авторов (Larson, Ekström, 2001) связывают с Тихоокеанским нижнемантийным суперплюмом, возникшим в мезозойскую эру (Finn et al., 2003). Этому суперплюму соответствует низкоскоростная сейсмическая аномалия (Dziewonski et al.,1993; Fukao et al., 2001). Вполне вероятно, что мантийный плюм, обусловивший проявление магматизма в изучаемом регионе, мог быть ответвлением мезозойского Тихоокеанского суперплюма, активизированного в кайнозое в результате воздействия Тихоокеанской плиты, отдельные структуры которой стали испытывать активную субдукцию, сопровождаемую вулканизмом.

Таким образом, коллизия четырех литосферных плит: континентальных Евразии и Австралии с океаническими Индийской и Тихоокеанской, привела к образо-

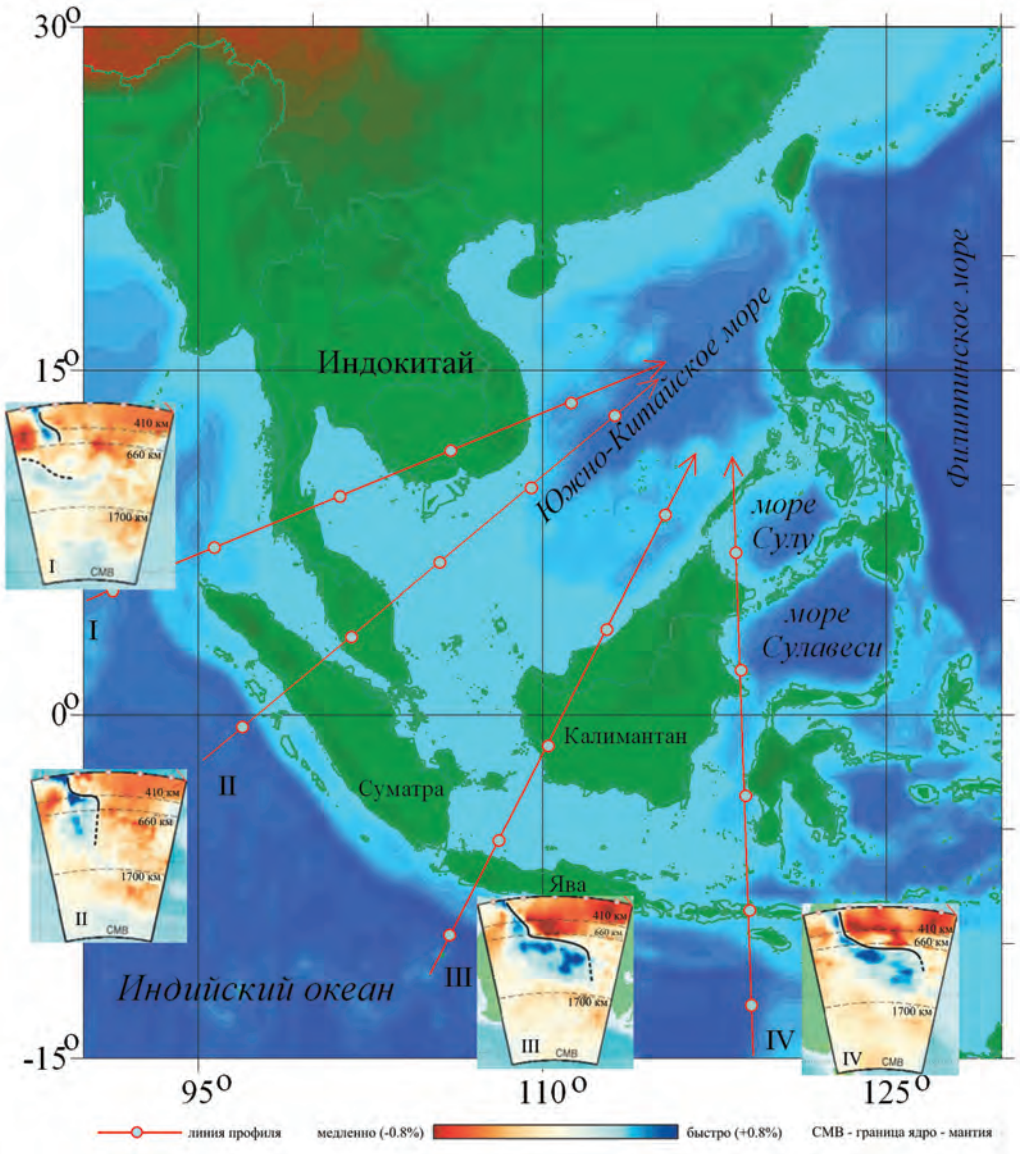


Рис. 4.9. Строение мантии региона Южно-Китайского моря по данным сейсмической томографии (Replumaz et al., 2004)

ванию между ними окраинных морей и островных дуг, которое сопровождалось извержениями вулканов и катастрофическими землетрясениями. Субдукционные процессы обусловили проявление мантийных плюмов, которые, возможно, также явились оперениями суперплюма, установленного в юго-западной части Тихого океана.

К оглавлению

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате выполненных исследований предложен метод построения геодинамических моделей глубинного строения активных континентальных окраин переходной зоны от Евразии к Тихому океану, характеризующихся высокой сейсмичностью, вулканизмом и другими природными катаклизмами. Метод открывает новые перспективы для теоретических разработок, касающихся закономерностей строения и развития земной коры и верхней мантии регионов, в которых происходят природные катастрофы, и является основой для планирования дальнейших геолого-геофизических работ с целью выявления и оконтуривания наиболее опасных участков земной коры для экономики близлежащих стран и их населения.

Исследование глубинного строения переходной зоны осуществлялось на основе комплексной интерпретации всех доступных геолого-геофизических данных. При построении геодинамических моделей использовались результаты геологических, сейсмических, петрологических, геотермических, магнитных, электромагнитных и гравиметрических исследований и данные GPS. Построенные модели отражают геологическое строение осадочного чехла, земной коры и верхней мантии, положение глубинных разломов, вулканов и их магматических очагов, распределение очагов землетрясений, глубины залегания астеносферы и отдельных диапиров, палео- и современные субдукционные зоны, распределение глубинных температур и сопровождаются картами геофизических полей. Геодинамические процессы в изученной переходной зоне определяются палеотектоническими реконструкциями, обусловленными перемещениями литосферных плит, связанными с ними магматическими проявлениями астеносферных диапиров и сейсмической активностью.

Регион исследований расположен между Евразийским континентом и Тихоокеанской плитой, с юга он ограничен Индийской океанской плитой и Австралийским континентом. Он является частью Тихоокеанского тектонического пояса (Тихоокеанского огненного кольца) и здесь широко распространены действующие наземные и подводные вулканы. Здесь же происходит и большинство катастрофических землетрясений.

Кайнозой был периодом главных тектонических событий, повлиявшим на геологическое строение изученного региона. Начиная с палеогена здесь происходили тектонические процессы, сопровождавшиеся формированием задуговых бассейнов, рифтов, сдвигов, грабенов и горстов, различного типа глубинных разломов, обусловленные субдукционными процессами, связанными с погружением Тихоокеанской плиты под континент, а также с активизированной в это время коллизией литосферных плит. Эти процессы сопровождались извержениями вулканов, зем-

летрясениями, тектоническими подвижками, вызывавшими деструкцию земной коры. В начале кайнозоя коллизия Индии и Евразии изменила структуру Юго-Восточной Азии, привела к перестройке литосферных плит переходной зоны, активизации конвергентных и дивергентных разломов. Позднее продолжающаяся коллизия привела к взаимодействию крупных плит Австралии, Евразии и Тихого океана, что также сопровождалось активным вулканизмом и землетрясениями, исчезновением некоторых вулканических дуг и образованием новых, формированием в верхней мантии астеносферного слоя, процессы в котором вызывают тектонические подвижки в земной коре.

Построены геодинамические модели глубинного строения для регионов Охотского, Японского, Филиппинского и Южно-Китайского морей переходной зоны от Евразийского континента к Тихому океану. Установлено, что отличительной особенностью глубинного строения переходной зоны является распространение в верхней мантии астеносферного слоя, от которого отходят диапиры аномальной мантии, процессы в которых и обусловливают формирование структур земной коры. Распространение астеносферы в верхней мантии переходной зоны подтверждается томографическими исследованиями. В формировании астеносферы значительную роль играли субдукционные процессы. Увеличение мощности астеносферы выявлено под всеми изученными глубоководными котловинами окраинных морей переходной зоны. Молодые и активные спрединговые бассейны представляют собой области генерации новой океанической коры и литосферы. Таким бассейнам отвечает апвеллинг астеносферы непосредственно к подошве земной коры. На поверхности поднятиям астеносферы соответствуют рифтовые образования и излияния, в основном, толеитовых магм. Бассейны располагаются в зонах растяжения литосферы и высокого теплового потока.

Сейсмичность региона определяется субдукционными процессами, связанными с погружением Тихоокеанской и Индо-Австралийской плит под островные дуги. В глубоководных впадинах окраинных морей апвеллинг астеносферного диапира к земной коре обусловил расколы литосферы, сопровождаемые мелкофокусными землетрясениями.

В результате проведенных исследований 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 земной коры и развитие вулканизма. При уровне залегания астеносферы, достигающем приблизительно 10–20 км, происходит раскол литосферы, образование междуговых прогибов, вдоль осевых линий которых образуются рифтовые структуры и происходят излияния толеитовых базальтов. Отмечаются соотношения: апвеллинг астеносферы к подошве коры островной дуги; раскол литосферы с формированием междуговых трогов; образование магматических очагов в коре и мантии; рифтогенез на поверхности, сопровождающийся толеитовым магматизмом и гидротермальным проявлением сульфидов.

Структуры растяжения задуговых бассейнов в переходной зоне представляют собой синсдвиговые (типа пулл-апарт) бассейны, при возникновении которых главенствовал структурный контроль, обусловленный взаимодействием литосферных плит. Структуры различались степенью растяжения – с утонением континентальной коры или с ее разрывом (при спрединге), и формированием океанической коры. Общность бассейнов заключается в синхронной, однотипной динамике магматизма и сходном строении подкоровых областей. Задуговым бассейнам соответствует вызванный литосферным растяжением и вторичной конвекцией в мантии тылового бассейна астеносферный апвеллинг, причем уровень подъема астеносферного диапира обнаруживает положительную корреляцию со степенью корового растяжения. Последний фактор определяет и динамику магматизма: ранние этапы рифтогенеза сопровождались базальтоидами, связанными с участками гидротермально измененной верхней мантии, тогда как максимальное растяжение коррелируется с толеитами астеносферных источников. Вулканические породы островных дуг генетически связаны с процессом субдукции океанической литосферы. Их магматические источники располагаются в надсубдукционном клине в пределах верхней мантии, а иногда и в астеносфере.

Вулканизму принадлежит главенствующая роль в формировании океанической коры, второй слой которой почти целиком сложен продуктами деятельности подводных вулканов. В формировании континентальной коры активно участвуют наземные и подводные вулканы островных дуг и окраинных морей. Для вулканов островных дуг характерны породы известково-щелочной серии от базальтов до дацитов с преобладанием андезитов. В окраинных морях развиты толеитовые и щелочные базальты, трахибазальты и ферробазальты. Для подводных вулканов, вершины которых располагаются глубже первых сотен метров, характерны лавовые излияния. Эксплозивные извержения резко преобладают у субаквальных вулканов. Современная подводная вулканическая деятельность приурочена к рифтовым зонам срединно-океанических хребтов, к «горячим точкам», к островным дугам и окраинным морям. Это, по сути, различные геотектонические типы вулканизма, отличающиеся условиями проявления, составом изверженных продуктов, характером извержений и другими особенностями.

Аномальное магнитное поле переходной зоны отражает две основные системы разломов: северо-западного и субширотного направлений, представляющих глобальную систему разломов зоны перехода от континента к океану и контролировавших процесс развития окраинных морей. Проведенными магнитометрическими исследованиями в комплексе с другими геофизическими, геологическими и петрологическими данными показано, что глубоководные котловины окраинных морей образовались вследствие процессов растяжения коры. Для аномального магнитного поля переходной зоны характерно наличие четких локальных аномалий над подводными горами. Наблюдаемые локальные аномалии представляют собой суперпозицию магнитного эффекта от самой вулканической постройки и ее глубинных «корней». Магнитные аномалии, приуроченные к подводным вулканам, имеют

амплитуду, достигающую 3000 нТл, и горизонтальные градиенты, нередко превышающие 200 нТл/км. Обычно наблюдается хорошая корреляция аномального магнитного поля подводных вулканов с их современным рельефом. К вулканическим постройкам приурочены локальные аномалии, не нарушающие общую структуру аномального магнитного поля. Иногда отмеченные локальные аномалии осложнены дополнительными экстремумами, связанными с разноглубинными вулканическими телами, отдельными экструзивными пиками и поздним перемагничиванием магматического материала.

Переходная зона характеризуется интенсивными гравитационными аномалиями. Вдоль глубоководных желобов прослеживается пояс интенсивных отрицательных аномалий в свободном воздухе. Минимальные значения аномалий совпадают с осевой зоной желоба. Гравитационное поле островных дуг характеризуется положительными аномалиями в свободном воздухе. Изостатическое равновесие структур переходной зоны резко нарушено. Характер геоида континентальных окраин, как, по-видимому, и Земли в целом, определяется глубинными плотностными неоднородностями, которые могут быть или статическими, или динамическими, связанными с мантийной конвекцией. Для структур переходной зоны от Евразийского континента к Тихому океану характерна линейная связь остаточных высот геоида с возрастом заложения задуговых областей. Так как тектономагматическая активность обусловлена состоянием астеносферы и ее воздействием на земную кору (чем выше уровень залегания астеносферы, тем моложе возраст тектономагматической активности), то изменение высот геоида, возможно, связано с особенностями строения астеносферы.

Для региона Охотского моря впервые построена геодинамическая модель глубинного строения района Нефтегорского землетрясения, произошедшего на Северном Сахалине 28 мая 1995 г. Подтверждено расположение древней субдукционной зоны под Сахалином, действующей в позднемеловое–палеогеновое время. На поверхности субдукционная зона проявляется в виде глубинных разломов, простирающихся вдоль Сахалина. Вероятно, что очаг Нефтегорского землетрясения непосредственно образовался в связи с активизацией этой древней субдукционной зоны. Расположение древней субдукционной зоны под Сахалином, являющейся причиной сильных землетрясений, делает этот регион одним из наиболее сейсмоопасных на территории России.

Исследования последних лет привели к выводу о том, что Японская островная дуга заключена с запада и востока между субдукционными зонами. С восточной стороны под Японскую дугу погружается Тихоокеанская плита, ответственная за землетрясение Тохоку 11 марта 2011 г., с юго-восточной – субдуцирует плита Филиппинского моря, с которой связано землетрясение Канто 1923 г., а с запада под Японские острова 2 млн. лет назад начала субдуцироваться плита Японского моря, с которой связана серия землетрясений вдоль западного побережья о. Хонсю.

Формирование структур региона Филиппинского моря также связано с субдукционными процессами и действиями астеносферных диапиров. Коллизия Тихоо-

кеанской и Филиппинской плит в палеогеновую эпоху привела к формированию Марианской островной дуги и образованию астеносферного слоя под глубоководными котловинами Филиппинского моря и Северо-Китайской плитой. Астеносферный слой залегает под четвертичным Марианским трогом на глубине 10 км, под миоценовой котловиной Паресе-Вела – на глубине 30 км, а под эоценовой Западно-Филиппинской котловиной – на глубине 50–80 км. Марианский трог представляет собой междуговой бассейн, образованный 6 млн. лет назад в результате спрединговых процессов. С рифтовыми структурами связаны излияния толеитовых базальтов и интенсивная гидротермальная деятельность

Регион Южно-Китайского моря расположен между двумя континентами – Евразийским и Австралийским, и двумя океанскими плитами – Тихоокеанской и Индийской, и охватывает окраинные моря и островные дуги, сформировавшиеся в кайнозойскую эру. Мощность коры варьирует от 40 км под Австралией и полуостровом Индокитай до 25–30 км под островными дугами и 10–15 км под окраинными морями. Формирование структур связывают с коллизией Индии и Азии и возникновением мощной Индонезийской субдукционной зоны. Затем очередная структурная перестройка произошла в связи с субдукцией океанской плиты Филиппинского моря под структуры Филиппин. Возникла система островных дуг и задуговых бассейнов, где субдукционные процессы привели к активному вулканизму, сопровождавшемуся излияниями преимущественно щелочных базальтов, и интенсивной сейсмичности в восточной части региона исследования. Субдукционные процессы обусловили проявление мантийных плюмов, которые, возможно, явились опереними суперплюма, установленного в юго-западной части Тихого океана.

В заключение следует повторить, что построение геодинамических моделей глубинного строения регионов природных катастроф дает возможность:

– изучить глубинное строение недр Земли под сейсмоопасными зонами и вулканическими областями;

– исследовать роль глубинных процессов, протекающих в мантии, в формировании структур земной коры, представить динамику развития коры;

– провести корреляцию между геологическими структурами, тектоно-магматической активностью, гидротермальными проявлениями и строением верхней мантии;

– выделить зоны повышенного сейсмического риска – с тем чтобы предотвратить активное строительство или другую экономическую деятельность в таких опасных регионах. Риск всегда будет иметь место, но он должен быть оценен и сведен к минимуму.

Построение геодинамических моделей глубинного строения регионов природных катастроф может быть значительным вкладом в общую программу изучения глубинного строения и геодинамической обстановки районов исследований, необходимую для дальнейшей оценки рисков в той или иной зоне и подготовки действий населения на случай природной катастрофы.

К оглавлению

ЛИТЕРАТУРА

Авдейко Г.П. Геодинамика проявления вулканизма Курильской островной дуги и оценка моделей магмообразования // Геотектоника. 1994. № 2. С. 19-32.

Алексейчик С.Н., Гальцев-Безюк С.Д., Ковальчук В.С. и др. Тектоника, история геологического развития и перспективы нефтегазоносности Сахалина. Л.: Гостоптехиздат, 1963. 266 с.

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

Андерсон Д.Л., Дзевонский А.М. Сейсмическая томография // В мире науки. 1984. № 12. С. 16-25.

Аникеева Л.И., Казакова В.Е., Гавриленко Г.М. и др. Железомарганцевые корковые образования западно-тихоокеанской переходной зоны // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2008. № 1. Вып. 11. С. 10-31.

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

Аргентов В.В., Гнибиденко Г.С., Попов А.А. и др. Глубинное строение Приморья по данным ГСЗ. М.: Наука, 1976. 89 с.

Арефьев С.С. Эпицентральные сейсмологические исследования. М.: Академкнига, 2003. 375 с.

Арешев Е.Г. Нефтегазоносность окраинных морей Дальнего востока и Юго-Восточной Азии. М.: Аванти, 2003. 288 с.

Бабаянц П.С., Блох Ю.И., Бондаренко В.И. и др. Применение пакета программ структурной интерпретации СИГМА-3D при изучении подводных вулканов Курильской островной дуги // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2005. № 2. Вып. 6. С. 67-76.

Балакина Л.М. Механизмы очагов промежуточных землетрясений Курило-Камчатской фокальной зоны // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1981. № 8. С. 3-24.

Балакина Л.М., Захарова А.И., Москвина А.Г. и др. Закономерная связь механизмов очагов землетрясений с геологическим строением районов // Физика Земли. 1996. № 3. С. 42-52.

Баранов Б.В., Дозорова К.А., Карп Б.Я. и др. Геометрия раскрытия Курильской котловины // Докл. РАН. 1999. Т. 367. № 3. С. 376-379.

Безверхний В.Л., Горовая М.Т., Маркевич В.С. и др. О возрасте Курильской глубоководной котловины (Охотское море) // Докл. РАН. 2003. Т. 391. № 5. С. 655-659.

Белоусов В.В. Столетие международного сотрудничества в изучении Земли // Строение 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.

Берсенев И.И., Леликов Е.П., Безверхний В.Л. и др. Геология дна Японского моря. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1987. 140 с.

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

Блох Ю.И., Бондаренко В.И., Рашидов В.А. и др. Подводный вулкан Берга (Курильская островная дуга) // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2008. № 2. Вып. 12. С. 70-75.

Болдырев С.А., Гайнанов А.Г., Строев П.А. Плотностные неоднородности литосферы и динамика развития северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса // Морские гравиметрические исследования. Результаты исследований по международным геофизическим проектам. Отв. ред. П.А. Строев. М.: Национальный геофизический комитет, 1993. С. 106-119.

Бондаренко В.И., Надежный А.М. Основные черты строения и морфологии вулканической зоны и отдельных подводных вулканов в районе островов Катуик-Фу-Куй на шельфе Вьетнама по данным непрерывного сейсмического профилирования // Вулканология и сейсмология. 1985. № 5. С. 34-43.

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.

Бондаренко В.И., Рашидов В.А. Геоморфология подводных гор Курильской островной дуги // Отечественная геоморфология: прошлое, настоящее, будущее. Материалы XXX Пленума Геоморфологической комиссии РАН. СПбГУ, 15-20 сентября 2008 г. СПб., 2008. С. 279-280.

Вадковский В.Н. Субвертикальные скопления гипоцентров землетрясений – сейсмические «гвозди» // Вестник ОНЗ РАН. 2012. Т. 4. 8 с. doi:10.2205/2012NZ000110.

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

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

Василенко Н.Ф., Богданова Е.Д. Горизонтальные движения земной поверхности в зоне Центрально-Сахалинского глубинного разлома // Тихоокеанская геология. 1986. № 3. С. 45-49.

Василенко Н.Ф., Иващенко А.И., Ким Чун Ун и др. Деформации земной поверхности в эпицентральной зоне Нефтегорского землетрясения 27(28) мая 1995 г. // Динамика очаговых зон и прогнозирование сильных землетрясений северо-запада Тихого океана. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 2001. С. 39-57.

Василенко Н.Ф., Левин Б.В., Прытков А.С. и др. Дислокационная модель Невельского землетрясения 02.08.2007 г. *M*=6.2 // Докл. РАН. 2008. Т. 422. № 3. С. 386-390.

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

Васильев Б.И., Евланов Ю.Б., Симаненко В.П. К геологическому строению Магеллановых гор Тихого океана // Тихоокеанская геология. 1985. № 3. С. 97-101.

Вержбицкий Е.В., Кононов М.В. Геодинамическая эволюция литосферы Охотоморского региона по геофизическим данным // Физика Земли. 2006. № 6. С. 47-59.

Вержбицкий Е.В., Кононов М.В. Генезис литосферы северной части Мирового океана. М.: Научный мир, 2010. 480 с.

Воейкова О.А., Несмеянов С.А., Серебрякова Л.И. Неотектоника и активные разрывы Сахалина. М.: Наука, 2007. 186 с.

Высоцкий С.В., Говоров Г.И., Кемкин И.В. и др. Бонинит-офиолитовая ассоциация Восточного Сахалина: геология и некоторые особенности петрогенеза // Тихоокеанская геология. 1998. Т. 17. № 6. С. 3-15.

Гавриленко Г.М. Подводный вулкан Эсмеральда и связанное с ним железомарганцевое рудообразование // Вулканология и сейсмология. 1981. № 1. С. 51-55.

Гавриленко Г.М. Подводная вулканическая и гидротермальная деятельность как источник металлов в железомарганцевых образованиях островных дуг. Владивосток: Дальнаука, 1997. 164 с.

Гавриленко Г.М., Горшков А.П., Скрипко К.А. Активизация газо-гидротермальной деятельности подводного вулкана Эсмеральда в январе 1978 г. и ее влияние на химический состав морской воды // Вулканология и сейсмология. 1980. № 2. С. 19-29.

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.

Гайнанов А.Г., Гилод Д.А., Антипов А.А. и др. Исследование глубинного строения переходных зон от материков к океанам // Океанология. 2006. Т. 46. № 4. С. 564-571.

Гайоты Западной Пацифики и их рудоносность. Отв. ред. И.Н. Говоров, Г.Н. Батурин. М.: Наука, 1995. 368 с.

Гатинский Ю.Г. Кайнозой юго-востока Азиатского континента и некоторые вопросы процесса рифтогенеза (статья II) // Изв. вузов. Геология и разведка. 1980. № 7. С. 28-36.

Гатинский Ю.Г., Рундквист Д.В. Геодинамика Евразии – тектоника плит и тектоника блоков // Геотектоника. 2004. № 1. С. 3-20.

Гатинский Ю.Г., Рундквист Д.В., Тюпкин Ю.С. Блоковые структуры и кинематика Восточной и Центральной Азии по данным GPS // Геотектоника. 2005. № 5.С. 3-19.

Геология дна Филиппинского моря. Ред. А.В. Пейве. М.: Наука, 1980. 262 с.

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

Геотраверс Китай – Филиппинское море – Тихий океан // Тихоокеанская геология. 1991а. № 4. С. 3-18.

Геотраверс Северо-Китайская равнина – Филиппинское море – Марианский желоб. Отв. ред. А.Г. Родников, Н. Иседзаки, Ц. Сики и др. М.: Наука, 1991б. 150 с.

Глубинное сейсмическое зондирование земной коры Сахалино-Хоккайдо-Приморской зоны. Ред. С.М. Зверев, Ю.В. Тулина. М.: Наука, 1971. 285 с.

Глубинное сейсмическое зондирование. Данные по Тихому океану. Отв. ред. И.П. Косминская, А.Г. Родников, Г.И. Семенова. М.: Междуведомственный геофизический комитет АН СССР, 1987. 103 с.

Гнибиденко Г.С. Тектоника дна окраинных морей Дальнего Востока. М.: Наука, 1979. 163 с.

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.

Горшков А.П. Исследования подводных вулканов в 10-ом рейсе НИС «Вулканолог» // Вулканология и сейсмология. 1981. № 6. С. 39-45.

Горшков А.П., Абрамов В.А., Сапожников Е.А. и др. Геологическое строение подводного вулкана Эсмеральда // Вулканология и сейсмология. 1980. № 4. С. 65-78.

Горшков А.П., Иваненко А.Н., Рашидов В.А. Магнитные аномалии подводной вулканической зоны на шельфе Южно-Китайского моря // Проблемы исследований электромагнитных полей на акваториях. М.: ИЗМИРАН, 1983. С. 267-274.

Горшков А.П., Иваненко А.Н., Рашидов В.А. Гидромагнитные исследования подводных вулканических зон в окраинных морях Тихого океана (на примере Новогвинейского и Южно-Китайского морей) // Тихоокеанская геология. 1984. № 1. С. 13-20.

Горшков А.П., Иваненко А.Н., Рашидов В.А. Новые сведения об особенностях проявления подводной вулканической деятельности на шельфе Южно-Китайского моря по данным гидромагнитной съемки // Вулканология и сейсмология. 1991. № 4. С. 80-85.

Гравиметрические карты Японского моря в редукциях в свободном воздухе, Буге и изостатической. Масштаб 1:2 000 000. Ред. П.А. Строев. М.: ГУГК, 1979.

Гранник В.М. Петрохимическая характеристика магматических пород Восточно-Сахалинской позднемезозойской островодужной системы // Тихоокеанская геология. 1991. № 6. С. 67-86.

Гранник В.М. Реконструкция сейсмофокальной зоны Восточно-Сахалинской вулканической палеодуги по распределению редкоземельных элементов // Докл. РАН. 1999. Т. 366. № 1. С. 79-83.

Гранник В.М. Геология и геодинамика южной части Охотоморского региона в мезозое и кайнозое. Владивосток: Дальнаука, 2008. 297 с.

Гуфельд И.Л. О глубинной дегазации и структуре литосферы и верхней мантии // Глубинная нефть. 2013. Т. 1. № 2. С. 172-189.

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

Дан Ван Бат. Новейшая тектоника северной части Вьетнама // Вестник ЛГУ. 1979. № 24. Вып. 4. С. 90-95.

Деркачев А.Н. Николаева Н.А. Ассоциации тяжелых минералов в осадках западной части Южно-Китайского моря // Тихоокеанская геология. 1997. Т. 16. № 4. С. 17-35.

Деркачев А.Н., Николаева Н.А. Минералогические индикаторы обстановок приконтинентального осадкообразования западной части Тихого океана. Владивосток: Дальнаука, 2010. 321 с.

Дубинин А.В., Успенская Т.Ю., Гавриленко Г.М. и др. Геохимия и проблемы генезиса железомарганцевых образований островных дуг западной части Тихого океана // Геохимия. 2008. № 10. С. 1280-1303.

Емельянова Т.А., Леликов Е.П. Суперплюм как один из механизмов формирования окраинных морей Западно-Тихоокеанской зоны перехода (на примере Японского и Охотского морей) // Геологическая история, возможные механизмы и проблемы формирования впадин с субокеанической и аномально тонкой корой в провинциях с континентальной литосферой. Отв. ред. Н.Б. Кузнецов. М.: ГЕОС, 2013. С. 62-65.

Емельянова Т.А., Леликов Е.П., Съедин В.Т. и др. Геология и особенности вулканизма дна Охотского моря // Тихоокеанская геология. 2003. Т. 22. № 4. С. 3-18.

Жао Д., Пирайно Ф., Лиу Л. Структура и динамика мантии под Восточной Россией и прилегающими регионами // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 9. С. 1188-1204.

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

Захаров Ю.Д., Плетнев С.П., Мельников М.Е. и др. Первые находки меловых белемнитов в Магеллановых горах Тихого океана // Тихоокеанская геология. 2007. Т. 26. № 1. С. 36-50.

Землетрясения в СССР (ежегодник, 1962–1991 гг.). Отв. ред. Н.В. Кондорская. М.: ОИФЗ РАН, 1964-1997.

Землетрясения Северной Евразии (ежегодник, 1992–2007 гг.). Гл. ред. О.Е. Старовойт. Обнинск: ГС РАН, 1997-2013.

Зимин П.С. Аномальное магнитное поле и природа магнитоактивного слоя северо-западной части Японского моря. Автореф. дисс. канд. геол.-мин. наук. Владивосток: ДВНЦ РАН, 2002. 133 с.

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

Злобин Т.К. Строение земной коры Охотского моря и нефтегазоносность ее в северо-восточной (прикамчатской) части. Южно-Сахалинск: СахГУ, 2002. 98 с.

Злобин Т.К. Цикличность и закономерности в динамике сейсмических процессов сильных землетрясений Сахалина // Докл. РАН. 2005. Т. 400. № 4. С. 524-527.

Злобин Т.К., Левин Б.В., Полец А.Ю. Первые результаты сопоставления катастрофических Симуширских землетрясений 15 ноября 2006 г. (*M*=8.3) и 13 января 2007 г. (*M*=8.1) и глубинного строения земной коры Средних Курил // Докл. РАН. 2008. Т. 420. № 1. С. 111-115.

Злобин Т.К., Ершов В.В., Полец А.Ю. Строение земной коры, поле тектонических напряжений и грязевой вулканизм Сахалино-Курильского региона. Южно-Сахалинск: СахГУ, 2012. 176 с.

Исезаки Н., Ясуи М., Уеда С. Возможные центры расширения в Японском море // Геолого-геофизические исследования зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану. Ред. Б.С. Вольвовский, А.Г. Родников. М.: Советское Радио, 1976. С. 72-80.

Кайнозойская эволюция земной коры и тектогенез Юго-Восточной Азии. Отв. ред. В.И. Ильичев. М.: Наука, 1989. 256 с.

Камчатка, Курильские и Командорские острова. Отв. ред. И.В. Лучицкий. М.: Наука, 1974. 469 с.

Каплун В.Б. Электропроводность и структура литосферы Приамурья. Автореф. дисс. канд. геол.-мин. наук. Хабаровск: ИТГ ДВО РАН, 2002. 24 с.

Кириллова Г.Л. Структура кайнозойских осадочных бассейнов зоны сочленения Восточной Азии с Тихим океаном. Владивосток: ДВО РАН, 1992. 156 с.

Кобальтобогатые руды Мирового океана. Отв. ред. С.И. Андреев. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2002. 167 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.

Колосков А.В. Ультраосновные включения и вулканиты как саморегулирующаяся геологическая система. М.: Научный мир, 1999. С. 246.

Колосков А.В., Флеров Г.Б., Нгуен Суан Хан и др. Южно-Китайское море // Петрология и геохимия островных дуг и окраинных морей. Ред. Г.П. Авдейко, А.Д. Бабанский, О.А. Богатиков и др. М.: Наука, 1987. 215-231 с.

Колосков А.В., Рашидов В.А., Гатинский Ю.Г. и др. Исследования вулканизма шельфовой зоны Вьетнама морскими, наземными и спутниковыми методами // Материалы ежегодной конференции, посвященной Дню вулканолога. 1-2 апреля 2003 г. Петропавловск-Камчатский: Наука для Камчатки, 2003. С. 9-15.

Кононов В.В. Рудная минерализация подводных вулканических зон острова Итуруп // Геология дна Тихого океана и зоны перехода к Азиатскому континенту. Отв. ред. Б.И. Васильев. Владивосток: ДВО АН СССР, 1989. С. 135-138.

Корнев О.С. Геомагнитные формации фундамента Охотоморской плиты // Тихоокеанская геология. 1990. № 2. С. 33-39.

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.

Красный М.Л., Неверов Ю.Л., Корнев О.С. и др. Геологическое строение фундамента обрамления Охотоморской котловины по результатам 21 рейса НИС «Пегас». Новоалександровск: ДВНЦ АН СССР, 1981. 20 с.

Кудрявцев Г.А., Агентов В.Б., Гатинский Ю.Г. и др. Геология Юго-Восточной Азии. Индокитай. Л.: Недра, 1969. 240 с.

Кулинич Р.Г., Валитов М.Г. Мощность и типы земной коры Японского моря по данным морской и спутниковой гравиметрии // Тихоокеанская геология. 2011. Т. 30. № 6. С. 3-13.

Кулинич Р.Г., Обжиров А.И. О структуре и современной активности зоны сочленения шельфа Сунда и котловины Южно-Китайского моря // Тихоокеанская геология. 1985. № 3. С. 102-106.

Леликов Е.П., Емельянова Т.А. Геологическое строение (новые данные) // Дальневосточные моря России. Кн. 3: Геологические и геофизические исследования. Отв. ред. Р.Г. Кулинич. М.: Наука, 2007. С. 86-98.

Леликов Е.П., Емельянова Т.А. Строение глубоководных котловин Японского, Охотского морей и роль вулканизма в их формировании // Осадочные бассейны и геологические предпосылки прогноза новых объектов, перспективных на нефть и газ. Материалы XLIV Тектонического совещания. Отв. ред. Н.Б. Кузнецов. М.: ГЕОС, 2012. С. 226-230.

Леликов Е.П., Карп Б.Я. Глубинное строение и рифтогенез в Японском море // Литология. 2004. № 2. С. 16-29.

Лободенко И.Ю. Голоценовые тектонические нарушения (палеосейсмодислокации) в зонах Хоккайдо-Сахалинского и Центрально-Сахалинского разломов. Дисс. канд. геол.-мин. наук. М.: МГУ, 2010. 165 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.

Марков Ю.Д. Современный седиментогенез на вулканах Иль де Сандр и прилегающей части шельфа (Южно-Китайское море) // Вулканология и сейсмология. 1993. № 5. С. 48-60.

Мартынов Ю.А., Ханчук А.И. Кайнозойский вулканизм восточного Сихотэ-Алиня: результаты и перспективы петрологических исследований // Петрология. 2013. Т. 21. № 1. С. 94-108.

Мартынов Ю.А., Дриль С.И., Чащин А.А. и др. Геохимия базальтов островов Кунашир и Итуруп – роль несубдукционных факторов в магмогенезисе Курильской островной дуги // Геохимия. 2005. № 4. С. 369-383.

Международный геолого-геофизический атлас Тихого океана. Ред. Г.Б. Удинцев. М-СПб.: МОК (Юнеско), РАН, Картография, ГУНиО, 2003. 192 с.

Мельников М.Е. Месторождения кобальтоносных марганцевых корок. Геленджик: Южморгеология, 2005. 231 с.

Мельников О.А., Сергеев К.Ф., Рыбин А.В. и др. О новом активном извержении одного из «грязевых» (газоводолитокластитовых) вулканов на Сахалине и природе грязевого вулканизма // Докл. РАН. 2005. Т. 400. № 4. С. 536-541.

Мельников М.Е., Сапрыкин С.С., Хулапова Т.М. Геологическая интерпретация материалов фототелевизионного профилирования поверхности подводных гор // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2006. № 2. Вып. 8. С.86-96.

Муравьев А.В., Смирнов Я.Б., Сугробов В.М. Тепловой поток вдоль международного геотраверса через Филиппинское море по 18° с.ш. // ДАН СССР. 1988. Т. 299. № 1. С. 189-193.

Надежный А.М. Основные черты строения вулканической зоны в районе о-ва Ку Лао Ре (Южно-Китайское море) по данным непрерывного сейсмопрофилирования // Вулканология и сейсмология. 1986. № 5. С. 92-96.

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.

Нгуен Динь Кат. История тектонического развития Северного Вьетнама // Изв. АН СССР. Геология. 1971. № 4. С. 30-41.

Нгуен Кин Куок, Ле Нгок Тхыок. Эволюция кайнозойских базальтов Вьетнама // Геология и полезные ископаемые Вьетнама. Ханой, 1979. Т. 1. С. 137-158. (На вьетнамском языке).

Нгуен Тхи Ким Тхоа. Магнитные исследования четвертичных базальтов Южного Вьетнама и определение палеонапряженности магнитного поля Земли // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1983. № 9. С. 90-100.

Невельское землетрясение и цунами 2 августа 2007 года, о. Сахалин. Ред. Б.В. Левин, И.Н. Тихонов. М.: Янус-К, 2009. 204 с.

Никифоров В.М., Кулинич Р.Г., Валитов М.Г. и др. Особенности флюидного режима литосферы в зоне сочленения Южного Приморья и Японского моря по комплексу геофизических данных // Тихоокеанская геология. 2013. Т. 3. № 1. С. 54-64.

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.

Новиков В.М., Иваненко В.В., Карпенко М.И. и др. Возраст молодого вулканизма Юго-Востока Индокитая // Изв. АН СССР. Геология. 1988. № 6. С. 39-44.

Обжиров А.И., Астахова Н.В., Липкина М.И. и др. Газо-геохимическое районирование и минеральные ассоциации дна Охотского моря. Владивосток: Дальнаука, 1999. 184 с.

Объяснительная записка к тектонической карте Охотоморского региона масштаба 1:2 500 000. Отв. ред. Н.А. Богданов, В.Е. Хаин. М.: ИЛОВМ РАН, 2000. 193 с.

Оскорбин Л.С., Поплавский А.А., Стрельцов М.И. и др. Нефтегорское землетрясение 27(28) мая 1995 года (Mw=7.1) // Землетрясения Северной Евразии в 1995 году. Отв. ред. О.Е. Старовойт. М.: ГС РАН, 2001. С. 170-182.

Основы тектоники Китая. Пер. с кит. М.: Госгеолтехиздат, 1962. 527 с.

Петрищевский А.М. Структурные клинья в земной коре восточной окраины России (геофизические особенности) // Тихоокеанская геология. 2002. № 4. С. 9-17.

Петрищевский А.М. Гравитационная модель сочленения континентальной и океанической коры в Сихотэ-Алине // Вестник КРАУНЦ. Науки о земле. 2011. № 1. Вып. 17. С. 11-22.

Пийп В.Б. Локальная реконструкция сейсмического разреза по данным преломленных волн на основе однородных функций // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1991. № 10. С. 24-32.

Пийп В.Б., Родников А.Г. Глубинные структуры континентальной окраины Приморье – Японское море по сейсмическим данным // Вестник МГУ. Геология. 2009. № 2. С. 61-67.

Пилипенко О.В., Рашидов В.А., Ладыгин В.М. Петромагнитные и петрофизические исследования пород позднекайнозойских подводных вулканов западной части Тихого океана // Палеомагнетизм и магнетизм горных пород. Материалы международной школы-семинара по проблемам палеомагнетизма и магнетизма горных пород. СПб.: СОЛО, 2012а. С. 184-191.

Пилипенко О.В., Рашидов В.А., Ладыгин В.М. Петромагнитные исследования пород позднекайнозойских подводных вулканов островных дуг западной части Тихого океана // Материалы II школы-семинара «Гординские чтения», Москва, 21-23 ноября 2012 г. М.: ИФЗ РАН, 2012б. С. 160-164.

Пискунов Б.Н. Вулканические комплексы Монеронского поднятия // Геология морей и океанов. М.: Наука, 1977. С. 83.

Подводный вулканизм и зональность Курильской островной дуги. Отв. ред. Ю.М. Пущаровский. М.: Наука, 1992. 528 с.

Пущаровский Ю.М., Меланхолина Е.Н. Тектоническое развитие Земли. Тихий океан и его обрамление. М.: Наука, 1992. 263 с.

Рашидов В.А. Возможности гидромагнитной съемки при поиске подводных вулканов (на примере позднекайнозойского вулканизма Южно-Китайского моря) // Вулканология и сейсмология. 1997. № 1. С. 17-31.

Рашидов В.А. Геомагнитные исследования подводных вулканов Минами-Хиоси и Фукудзин (Марианская островная дуга) // Вулканология и сейсмология. 2001. № 5. С. 55-64.

Рашидов В.А. Геофизические поля активных островодужных подводных вулканов: измерения и интерпретация // Уральский геофизический вестник. 2005. № 8. С. 29-35.

Рашидов В.А. Магеллановы горы (Тихий океан): состояние геологической изученности // Вестник СВНЦ ДВО РАН. 2006. № 2. С. 13-20.

Рашидов В.А. Геомагнитные исследования подводных вулканов с борта НИС «Вулканолог» // Материалы ежегодной конференции, посвященной Дню вулканолога. 28-31 марта 2007 г. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2007. С. 289-300.

Рашидов В.А. Геомагнитные исследования при изучении подводных вулканов островных дуг и окраинных морей западной части Тихого океана. Автореф. дисс. канд. технич. наук. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2010. 27 с.

Рашидов В.А. Интегрированный каталог позднекайнозойских подводных вулканов Тихого океана // Вулканизм и геодинамика. Материалы V Всероссийского симпозиума по вулканологии и палеовулканологии. 21-25 ноября 2011 г. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2011. С. 297-299.

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.

Рашидов В.А., Горшков А.П., Иваненко А.Н. Магнитные исследования над подводными вулканами Эсмеральда и Софу // Изучение глубинного строения земной коры и верхней мантии на акваториях морей и океанов электромагнитными методами. М.: ИЗМИРАН, 1981. С. 213-218.

Рашидов В.А., Невретдинов Э.Б., Селянгин О.Б. и др. Геолого-геофизические исследования гайотов Магеллановых гор Тихого океана // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2003. № 1. С. 103-126.

Рашидов В.А., Долгаль А.С., Новикова П.Н. Геомагнитные исследования гайотов Вулканолог и Коцебу (Магеллановы горы, Тихий океан) // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2009. № 1. Вып. 13. С. 98-106.

Рогожин Е.А. Тектоника очаговой зоны Нефтегорского землетрясения 27(28) мая 1995 г. на Сахалине // Геотектоника. 1996. № 2. С. 45-53.

Рогожин Е.А., Иогансон Л.И., Завьялов А.Д. и др. Потенциальные сейсмические очаги и сейсмологические предвестники землетрясений – основа реального сейсмического прогноза. М.: Светоч Плюс, 2011. 368 с.

Родников А.Г. Островные дуги западной части Тихого океана. М.: Наука, 1979. 152 с.

Родников А.Г. Международный проект «Геотраверс»: задачи, проблемы, перспективы // Вестник АН СССР. 1986. № 2. С. 101-106.

Родников А.Г. Проблема соотношения поверхностной и глубинной структуры Земли // Геодинамические исследования №12. Результаты исследований по международным геофизическим проектам. М.: Междуведомственный геофизический комитет, 1988. С. 150-168.

Родников А.Г. Проект «Геотраверс»: результаты геолого-геофизических исследований // Тезисы 7-ой международной конференции по тектонике плит. М.: Научный мир, 2001. С. 349-351.

Родников А.Г. Международный проект «InterMARGINS» // Тихоокеанская геология. 2006. № 5. С. 107-109.

Родников А.Г., Гайнанов А.Г., Ермаков Б.В. и др. Геотраверс Сихотэ-Алинь – Японское море – остров Хонсю – Тихий океан. Результты исследований по международным геофизически проектам. Междуведомственный геофизический комитет. 1982. 52 с.

Родников А.Г., Родкин М.В., Строев П.А. и др. Глубинное строение и геофизические поля вдоль геотраверса Филиппинского моря // Физика Земли. 1996. № 12. С. 100-108.

Родников А.Г., Сергеева Н.А., Забаринская Л.П. Глубинное строение впадины Дерюгина (Охотское море) // Тихоокеанская геология. 2002. № 4. С. 3-8.

Родников А.Г., Строев П.А., Смирнов Я.Б. и др. Геотраверс Филиппинского моря // Международный геолого-геофизический атлас Тихого океана. Ред. Г.Б. Удинцев. М.-СПб.: МОК (Юнеско), РАН, Картография, ГУНиО, 2003а. С. 137.

Родников А.Г., Сергеева Н.А., Забаринская Л.П. и др. Особенности строения литосферы осадочных бассейнов окраинных и внутренних морей // Геофизика XXI столетия: 2002 год. Гл. ред. Л.Н. Солодилов. М.: Научный мир, 2003б. С.125-135.

Родников А.Г., Сергеева Н.А., Забаринская Л.П. Глубинные причины образования осадочных бассейнов // Природа. 2004. № 10. С. 23-33.

Родников А.Г., Забаринская Л.П., Пийп В.Б. и др. Геотраверс региона Охотского моря // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2005. № 5. С. 45-58.

Родников А.Г., Забаринская Л.П., Пийп В.Б. и др. Континентальные окраины: особенности глубинного строения // Фундаментальные проблемы геотектоники. Материалы XL Тектонического совещания. Т. 2. М.: ГЕОС, 2007а. С. 148-151.

Родников А.Г., Забаринская Л.П., Рашидов В.А. и др. Геотраверс Северо-Китайская равнина – Филиппинское море – Магеллановы горы // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2007б. № 1. Вып. 9. С. 79-89.

Родников А.Г., Забаринская Л.П., Пийп В.Б. и др. Глубинное строение континентальных окраин региона Японского моря // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2010. № 1. Вып. 15. С. 231-242.

Родников А.Г., Забаринская Л.П., Рашидов В.А. и др. Глубинное строение континентальных окраин региона Южно-Китайского моря // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2011а. № 2. Вып. 18. С. 52-72.

Родников А.Г., Забаринская Л.П., Рашидов В.А. и др. Субдукционные процессы и глубинное строение региона Южно-Китайского моря // Материалы Всероссийской конференции с международным участием «Геологические процессы в обстановках субдукции, коллизии и скольжения литосферных плит», 20-23 сентября 2011 г. Владивосток: ДВГИ, 2011б. С. 37-39.

Рождественский В.С. Геологическое строение и тектоническое развитие полуострова Шмидта (о. Сахалин) // Тихоокеанская геология. 1988. № 3. С. 62-71.

Рождественский В.С. Микроплита Сахалин-Хоккайдо // Объяснительная записка к Тектонической карте Охотоморского региона, 1:2 500 000. Ред. Н.А. Богданов, В.Е. Хаин. М.: Наука, 2000. С. 60-71.

Рябой В.З. Структура верхней мантии территории СССР по сейсмическим данным. М.: Недра, 1979. 246 с.

Селиверстов Н.И. Сейсмоакустические исследования переходных зон. М.: Наука, 1987. 112 с.

Селиверстов Н.И., Бондаренко В.И. Критерий диагностики и корреляции подводных вулканогенных образований по данным непрерывного сейсмического профилирования // Вулканология и сейсмология. 1983. № 4. С. 3-22.

Семенов Р.М., Павленов В.А., Харахинов В.В. Катастрофическое землетрясение на севере Сахалина (краткая сейсмологическая характеристика) // Докл. РАН. 1996. Т. 351. № 4. С. 535-538.

Сергеев К.Ф. Тектоника Курильской островной дуги. М.: Наука, 1976. 240 с.

Смирнов Я.Б. Геотермическая карта Северной Евразии и методы анализа термической структуры литосферы. М.: ГИН АН СССР, 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.

Строев П.А., Родкин М.В., Родников А.Г. Геоид, структура и динамика тектоносферы Филиппинского моря // Морские гравиметрические исследования. Результаты исследований по международным геофизическим проектам. Отв. ред. П.А. Строев. М.: Национальный геофизический комитет, 1993. С. 127-136.

Строение дна Охотского моря. Отв. ред. В.В. Белоусов, Г.Б. Удинцев. М.: Наука, 1981. 176 с.

Строение земной коры в области перехода от Азиатского континента к Тихому океану. Ред. Е.И. Гальперин, И.П. Косминская. М.: Наука, 1964. 308 с.

Структура и динамика литосферы и астеносферы Охотоморского региона. Отв. ред. А.Г. Родников, И.К. Туезов, В.В. Харахинов. 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. Отв. ред. С.Л. Соловьев. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1978. С. 111-126.

Тараканов Р.З. Скоростные особенности строения тектоносферы по данным о *P*-волнах вдоль геотраверса: Южная Камчатка – Япония // Докл. РАН. 2005. Т. 403. № 4. С. 541-545.

Тарарин И.А., Леликов Е.П., Итая Т. Плейстоценовый подводный вулканизм восточной части Курильской котловины (Охотское море) // Докл. РАН. 2000. Т. 371. № 3. С. 366-370.

Тектоника северо-западной части Тихого океана. Отв. ред. А.Г. Родников. М.: Наука, 1983. 120 с.

Тектоническая карта Охотоморского региона. Масштаб 1:2 500 000. Ред. Н.А. Богданов, В.Е. Хаин. М.: Институт литосферы окраинных и внутренних морей, 2000.

Тектоническое районирование и углеводородный потенциал Охотского моря. Ред. К.Ф. Сергеев. М.: Наука, 2006. 130 с.

Тихонов И.Н., Ломтев В.Л. Мелкофокусная сейсмичность Японского моря и ее тектонические аспекты // Геологическая история, возможные механизмы и проблемы формирования впадин с субокеанической и аномально тонкой корой в провинциях с континентальной литосферой. Отв. ред. Н.Б. Кузнецов. М.: ГЕОС, 2013. С. 117-121.

Тронов Ю.А., Харахинов В.В., Кононов В.Э. и др. 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.

Тютрин И.И., Волгин П.Ф., Радюш В.М. и др. Глубинные разломы как один из определяющих факторов размещения нефтегазовых месторождений на Сахалине // Тихоокеанская геология. 1986. № 6. С. 53-57.

Уломов В.И., Шумилина Л.С. Комплект карт общего сейсмического районирования территории Российской Федерации – ОСР-97. Масштаб 1:8 000 000. Объяснительная записка. М.: ОИФЗ РАН, 1999. 57 с.

Федоров П.И. Кайнозойский вулканизм в зонах растяжения на восточной окраине Азии. М.: ГЕОС, 2006. 316 с.

Федоров П.И., Колосков А.В. Кайнозойский вулканизм Юго-Востока Азии // Петрология. 2005. Т. 13. № 4. С. 389-420.

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

Федотов С.А., Чернышев 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.

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.

Филатова Н.И. Специфика магматизма окраинно-континентальных и окраинно-морских бассейнов синсдвиговой природы, западная периферия Тихого океана // Петрология. 2008. Т. 16. № 5. С. 480-500.

Филатова Н.И., Родников А.Г. Охотоморский геотраверс: тектономагматическая эволюция кайнозойских структур растяжения в контексте их глубинного строения // Докл. РАН. 2006. Т. 411. № 3. С. 360-365.

Филатова Н.И., Федоров П.И. Кайнозойский магматизм зон растяжения континентальных окраин (на примере Корейско-Японского региона) // Петрология. 2001. Т. 9. № 5. С. 519-546.

Филатова Н.И., Федоров П.И. Кайнозойский магматизм Корейско-Японского региона и геодинамические обстановки его проявления // Геотектоника. 2003. № 1. С. 54-77.

Фролова Т.И., Перчук Л.Л., Бурикова И.А. Магматизм и преобразование земной коры активных окраин. М.: Недра. 1989. 262 с.

Хаин В.Е. Тектоника континентов и океанов (год 2000). М.: Научный мир, 2001. 606 с.

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

Хуанг Идицынь. Новые данные по тектонике Китая // Тектоника Азии. М.: Наука, 1987. С. 11-24.

Шевалдин Ю.В. Магнитные исследования в центральной части Японского моря // Вопросы геологии и геофизики окраинных морей северо-западной части Тихо-

го океана. Отв. ред. Н.П. Васильковский, Б.Я. Карп. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1974. С. 168-174.

Шевалдин Ю.В., Назарова Е.А. О магнитных свойствах пород дна Японского моря // Вопросы геологии и геофизики окраинных морей северо-западной части Тихого океана. Отв. ред. Н.П. Васильковский, Б.Я. Карп. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1974. С. 175-180.

Щека С.А., Кулинич Р.Г., Высоцкий С.В. Новые данные по геологии разломов Парасе-Вела и Центральный в Филиппинском море // ДАН СССР. 1986. №. 2. С. 417-421.

Юнга С.Л., Рогожин Е.А. Сейсмичность, механизмы очагов землетрясений и сейсмотектонические деформации в пределах активных блоков литосферы // Новейшая тектоника, геодинамика и сейсмичность Северной Евразии. Ред. А.Ф. Грачев. М.: Пробел, 2000. С. 412-417.

Abe K., Kanamori H. Upper mantle structure of the Philippine Sea // Island Arc and Ocean. A symposium. Eds. M. Heshino and H. Aoki. Tokai Univ. Press, 1970. P. 85-92.

Allan J.F., Gorton M.P. Geochemistry of igneous rocks from Legs 127 and 128, Sea of Japan // Proc. ODP, Sci. Results. Tamaki K., Suyehiro K., Allan J. et al. 1992. V. 127/128. Pt. 2. P. 905-929.

Aoki Y., Schotz C.H. Vertical deformation of the Japanese Islands, 1996-1999 // J. Geophys. Res. 2003. V. 108. № B5. 2257. doi:10.1029/2002JB002129.

Asada T. Seismic anisotropy beneath the Ocean // J. Phys. Earth. 1984. V. 32. № 3. P. 177-178.

Asada T., Shimamura H. Observation of earthquakes and explosions at the bottom of the Western Pacific. Structure of oceanic lithosphere revealed by longshot experiments // The Geophysics of the Pacific Ocean Basin and its Margins. Eds. G.H. Sutton, M.H. Manghnani, R. Moberly. Geophys. Monogr. Ser. AGU, Washington, D.C., 1976. V. 19. P. 14-27.

Atlas of geology and geophysics of China Seas and adjacent regions. Ed. Liu Guangding. Beijing, China: Science Press, 1992. 84 p.

Baranov B.V., Werner R., Hoernle K.A. et al. Evidence for compressionally induced high subsidence rates in the Kuril Basin (Okhotsk Sea) // Tectonophysics. 2002. V. 350. P. 63-97.

Barr S.M., Macdonald A.S. Geochemistry and geochronology of late Cenozoic Basalts of Southeast Asia // Geol. Soc. Am. Bull. 1981. Pt. 1. V. 92. P. 508-512.

Bergman S.C., Hutchison C.S., Swauger D.A. et al. K-Ar ages and geochemistry of the Sabeh Cenozoic volcanic rocks // Bull. Geol. Soc. Malaysia. 2000. V. 44. P. 165-171.

Bijwaard H., Spakman W., Engdahl E.R. Closing the gap between regional and global travel time tomography // J. Geophys. Res. 1998. V. 103. B12. P. 30055-30078.

Bloomer S.H., Hawkins J.W. Gabbroic and ultramafic rocks from the Mariana Trench: an island arc ophiolite // The Tectonic and Geologic Evolution of Southeast Asian Seas and Islands. Part 2. Ed. D.E. Hayes. Geophys. Monogr. Ser. AGU, Washington, D.C., 1983. V. 27. P. 294-317.

Bochu Yao, Hayes D.E. Comprehensive geophysical studies of the processes forming conjugate rifted margins: the example of the South China Sea // InterMargins Newsletter. 2003. № 3. P. 7-8.

Bowin C.O., Purdy G.M., Jonston C. et al. Arc-continent collision in the Banda Sea region // Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull. 1978. № 64. P. 868-915.

Braitenberg C, Wienecke S., Wang Y. Basement structures from satellite-derived gravity field: South China Sea ridge // J. Geophys. Res. 2006. V. 111. B05407. doi:10.1029/2005JB003938.

Briais A., Tapponnier P., Pautot G. Reconstructions of the South China Basin and implications for Tertiary tectonics in Southeast Asia // Earth Planet. Sci. Lett. 1989. V. 95. P. 307-320.

Briais A., Patriata Ph., Tapponnier P. Updated interpretation of magnetic anomalies and seafloor spreading stages in the South China Sea: Implications for the Tertiary tectonics of Southeast Asia // J. Geophys. Res. 1993. V. 98. № B4. P. 6299-6328.

Bulletin of the International Seismological Centre. http://www.isc.ac.uk/iscbulletin/.

Cadet J.P., Kobayashi K., Lallemand S. et al. Deep scientific drives in the Japan and Kuril Trenches // Earth Planet. Sci. Lett. 1987. V. 83. № 1-4. P. 313-328.

Carey S.W. The tectonic approach to continental drift // Continental Drift, a Symposium. Ed. S.W. Carey. University of Tasmania, Hobart, 1958. P. 177-355.

Carter D.J., Audley-Charles M.G., Barber A.G. Stratigraphical analysis of island arc – continental margin collision in eastern Indonesia // J. Geol. Soc. London. 1976. № 132. P. 179-198.

Chen Jie, Gao De-zhangz, Wen Ning et al. Characteristics of the geomagnetic field in the South China Sea // Progress in Geophysics. 2010. V. 25. № 2. P. 376-388.

Chun-Feng Li, Zuyi Zho, Jiabiao Li et al. Magnetic zoning and seismic structure of the South China Sea ocean basin // Marine Geophys. Res. 2008. V. 29. P. 223-238.

Chun-Feng Li, Xiaobin Shi, Zuyi Zhou et al. Depths to the magnetic layer bottom in the South China Sea area and their tectonic implications // Geophys. J. Int. 2010. V. 182. P. 1229-1247.

Cong R., Zhang R. Cenozoic basaltic rock series in North China and their bearing on tectonic setting // Geol. Revier. 1981. V. 29(1). P. 40-49 (in China).

Core Data from the Deep Sea Drilling Project WDC for MGG, Boulder Seafloor Series, volume 1. http://www.ngdc.noaa.gov/mgg/geology/dsdp/dsdpcdv2.htm

Cousens B.L., Allan J.F. A Pb, Sr, and Nd isotopic study of basaltic rocks from the Sea of Japan, Legs 127/128 // Proc. ODP, Sci. Resalts. Tamaki K., Suyehiro K., Allan J. et al., 1992. V. 127/128. Pt. 2. P. 805-817.

Craig H., Horibe Y., Farley K.A. et al. Hydrothermal vents in the Mariana trough: results of the first ALVIN dives // EOS Trans. AGU. 1987. V. 68. P. 1531.

Creager K.C., Jordan T.H. Slab penetration into the lower mantle beneath the Mariana and other island arcs of northwest Pacific // J. Geophys. Res. 1986. V. 91. P. 3573-3589.

Cruise reports: KOMEX V and VI RV Professor Gagarinsky Cruise 26 and MV Marshal Gelovany Cruise 1. Eds. N. Biebow, T. Lüdmann, B. Karp, R. Kulinich. GEOMAR Report 88. Kiel: GEOMAR, 2000. 296 p.

Cullen A., Reemst P., Henstra G. et al. Rifting of the South China Sea: new perspectives // Petroleum Geoscience. 2010. V. 16. P. 273-282.

Dapeng Zhao. Seismic images under 60 hotspots: Search for mantle plumes // Gondwana Research. 2007. V. 12. P. 335-355.

Dapeng Zhao, Sheng Yu, Eiji Ohtani. East Asia: Seismotectonics, magmatism and mantle dynamics // J. Asian Earth Sci. 2011. V. 40. P. 689-709.

Deep Sea Drilling Project (DSDP). Reports and Publications. http://www.deepseadrilling.org/index.html.

Dixon T.H., Stern R.J. Petrology, chemistry, and isotopic composition of submarine volcanoes in the southern Mariana arc // Geol. Soc. Amer. Bull. 1983 V. 94. № 10. P. 1159-1172.

Drilling ship to probe Japanese quake zone // Nature. 2011. V. 479. № 16. doi:10.1038/479016a.

Dziewonski A.M., Anderson Don L. Structure, elastic and rheological properties and density of the Earth's interior, gravity, and pressure // Numerical Data and Functional Relationships in Science and Technology, V. 2a, Geophysics of the Solid Earth, the Moon and the Planets. Eds. K. Fuchs and H. Soffel. Landolt Bornstein, 1984. P. 84-96.

Dziewonski A.M., Forte A.M., Su W.-J. et al. Seismic tomography and geodynamics // Relating Geophysical Structures and Processes: The Jeffreys Volume. Eds. K. Aki and R. Dmowska. Geophys. Monogr. Ser. AGU, Washington, D.C., 1993. V. 76. P. 67-105.

Eguchi T. Seismotectonics around the Mariana Trough // Tectonophysics. 1984. V. 102. P. 33-52.

Encarnacion J., Fernandez D., Mattinson J. Subduction initiation by extrusion tectonics? Evidence from the Palawan ophiolite, Philippines // EOS Trans. AGU. 2001. V. 82. P. 302.

Filloux J.H. Seafloor magnetotelluric soundings in the Mariana Island Arc area // The Tectonic and Geologic Evolution of Southeast Asian Seas and Islands (Pt. 2). Ed. D.E. Hayes. Geophys. Monograph. Ser. AGU, Washington, D.C., 1983. V. 27. P. 255-265.

Finlayson D.M., Cull G.P. Structural profiles in the New Britain – New Ireland region // J. Geol. Soc. Austral. 1973. V. 20. № 1. P. 37-48.

Finn C.A., Müller R.D., Panter K.S. Definition of a Cenozoic alkaline magmatic province in the southwest Pacific mantle domain and without rift or plume origin. 2003. http://www.mantleplumes.org/SWPacific.html

Flower M.F J., Zhang M., Chen C. Yu. et al. Magmatism in the South China basin: 2. Post-spreading quaternary basalts from Hainan Island, South China // Chem. Geol. 1992. V. 97. P. 65-87.

Fukao Y., Widiyantoro S., Obayashi M. Stagnant slabs in the upper and lower mantle transition region // Rev. Geophys. 2001. № 39 (3). P. 291-323.

Fyhn M.B.W., Boldreel L.O., Nielsen L.H. Geological development of the Central and South Vietnamese margin: implications for the establishment of the South China Sea, Indochinese escape tectonics and Cenozoic volcanism // Tectonophysics. 2009. № 478. P. 184-214.

Gaina C., Mueller R.D., Cande S.C. Absolute plate motion, mantle flow, and volcanism at the boundary between the Pacific and Indian Ocean mantle domains since 90 Ma // The History and Dynamics of Global Plate Motions. Eds. M.A. Richards, R.G. Gordon, R.D. van der Hilst. AGU, Washington, D.C., 2000. P. 189-210.

Gasparon M., Crow M. J., Barber A.J. Cenozoic volcanic geology of Sumatra, Indonesia // Proceedings 32nd International Geological Congress. Florence, Italy, 20-28 August 2004. P. 25.

Gervasio F.C. Age and nature of orogenesis of the Philippines // Tectonophysics. 1967. № 4. P. 379-402.

Geshi N., Shimano T., Chiba T. et al. Caldera collapse during the 2000 eruption of Miyakejima Volcano, Japan // Bull. Volcanology. 2002. V. 64. P. 55-68.

Glasby G.P., Chercashov G.A., Gavrilenko G.M. et al. Submarine hydrothermal activity and mineralization on the Kurile and western Aleutian island arcs, N.W. Pacific // Marine Geology. 2006. V. 231. P. 163-180.

Global Positioning System (GPS) Time Series. Jet Propulsion Lab. California Institute of Technology. http://sideshow.jpl.nasa.gov/post/series.html

Global Volcanism 1975–1985. Eds. L. McClelland, T. Simkin, M. Summers et al. Pretice-Hall, Inc. A Simon & Schuster, Englewood Cliffs, New Jersey. 1989. 666 p.

Global Volcanism Program, National Museum of Natural History, Smithsonian Institution. http://www.volcano.si.edu/.

Gnibidenko H.S., Hilde T.W.C., Gretskaya E.V. et al. Kuril (South Okhotsk) back-arc basin // Back-Arc Basins: Tectonics and Magmatism. Ed. B. Taylor. New York: Plenum, 1995. P. 421-449.

Gorshkov A.P., Gavrilenko G.M., Seliverstov N.I. et al. Geologic structure and fumarolic activity of the Esmeralda submarine volcano // Arquipelago. Ponta Delgado: Univ. dos Azores, 1982. P. 271-298.

Gutenberg B. Wave velocities at depths between 50 and 60 km // Bull. Seism. Soc. Am. 1953. V. 43. P. 223-232.

Gutenberg B., Richter C. Seismicity of the Earth and associated phenomena. Princeton, N. J.: Princeton University Press, 1954. 310 p.

Hall R. Cenozoic geological and plate tectonic evolution of SE Asia and SW Pacific: computer-based reconstructions, model and animations // J. Asian Earth Sci. 2002. № 20. P. 353-431.

Hall R., Van Hattum M.W.A., Spakman W. Impact of India–Asia collision on SE Asia: The record in Borneo // Tectonophysics. 2008. V. 451. P. 366–389.

Hamilton W. Tectonic map of Indonesian region. Map I – 875-D. Washington: U.S. Geol. Surv., 1979a.

Hamilton W. Tectonics of Indonesian Region. Washington: U.S. Geol. Surv., 1979b. 345 p.

Harijoko A., Sanematsu K., Duncan R.A. et al. Timing of the mineralization and volcanism at Cibaliung gold deposit, Western Java, Indonesia // Resource Geology. 2004. V. 54. № 2. P. 187-195.

Hasegawa A., Zhao D., Hori S et al. Deep structure of the northeastern Japan arc and its relationship to seismic and volcanic activity // Nature. 1991. V. 352. № 6337. P. 683-689.

Hayes D.E., Taylor B. Tectonics // A Geophysical Atlas of East and Southeast Asian Seas. Ed. D.E. Hayes. Geol. Soc. Amer., 1978. MC-25.

Heath G.R., Burckle L.H., D'Agostino A.E. et al. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. U.S. Govt. Printing Office. Washington, D.C., 1985. V. 86. 804 p. doi:10.2973/dsdp.proc.86.1985.

Heezen B.C., MacGregor I.D., Foreman H.P. et al. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. U.S. Govt. Printing Office. Washington, D.C., 1973. V. 20. 958 p. doi:10.2973/dsdp.proc.20.1973.

Hekinian R., Bonte Ph., Payot G. et al. Volcanics from the South China Sea ridge system // Oceanologica Acta. 1989. V. 12. № 2. P. 101-115.

He Lijuan. Analysis of heat flow along a transect across the South China Sea // Geothermal Training Programme. Rep. 5. Reykjavík, Iceland, 1999. P. 125-140.

Hess H.H. Major structural features of the western Nort Pacific an interpretation of H.O. 5484, bathymetric chart, Korea to New Guinea // Bull. Geol. Soc. Amer. 1948. V. 59. P. 417-446.

Hilde T.W.C., Uyeda S. Origin and evolution of the West Philippine Basin: A new interpretation // Tectonophysics. 1983. V. 102. P. 85-104.

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

Hinz K., Block M., Kudrass H.R. et al. Structural elements of the Sulu Sea, Philippines // Geologisches Jahrbuch. 1991. V. A127. P. 483-506.

Hoang N., Flower M.F.J. Petrogenesis of Cenozoic basalts from Vietnam: implication for origins of a 'Diffuse Igneous Province' // J. Petrol. 1998. V. 39. P. 369-395.

Hoang N., Flower M.F.J., Carlson R.W. Major, trace elements, and isotopic compositions of Vietnamese basalts: Interaction of hydrous EMI-rich asthenosphere with thinned Eurasian lithosphere // Geochim. Cosmochim. Acta. 1996. V. 60. P. 4329-4351.

Hobart M.A., Anderson R.N., Fujii N. et al. Heat flow from hydrothermal mounds in two million year old crust of the Mariana Trough // EOS Trans. AGU. 1983. V. 64. P. 315.

Honza E. Sediments, structure and spreading of Japan Sea // Japan Sea. 1979. № 10. P. 23-45.

Hussong D.M., Sinton J.B. Seismicity associated with back arc crustal spreading in the central Mariana Trough // The Tectonic and Geologic Evolution of Southeast Asian

Seas and Islands (Part 2). Ed. D.E. Hayes. Geophys. Monogr. Ser. AGU, Washington, D. C., 1983. V. 27. P. 217-235.

Hussong D.M., Uyeda S., Blanchet R. et al. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. U.S. Govt. Printing Office. Washington, D.C., 1981. V. 60. 929 p. doi:10.2973/dsdp.proc.60.1982.

Irving E.M. Submarine morphology of the Philippine archipelago and its geologic significance // Philipp. J. Sci. 1951. V. 80. P. 55-88.

Isozaki Y., Aoki K., Nakama T. et al. New insight into a subduction-releated orogen: A reappraisal of the geotectonic framework and evolution of the Japanese Islands // Gondwana Research. 2010. V. 18. P. 82-105.

Itano T., Matsuura Y., Eguchi T. Tracking of volcanic ash emanated through Shinmoedake eruption by using MTSAT split-window imagery // The Second Asia/Oceania Meteorological Satellite User's Conference, 6-9 December 2011, Tokyo, Japan, 2011. P. 3-5.

Ito E., Stern R.J. Oxygen- and strontium-isotopic investigations of subduction zone volcanism: the case of the Volcano Arc and the Marianas Island Arc // Earth Planet. Sci. Lett. 1986. V. 76. № 3-4. P. 312-320.

Jacobson R.S., Lawver L.A., Becker K. et al. Anomalously uniform heat flow in the Banda Sea // EOS Trans. AGU. 1977. V. 58. P. 515.

Jianshe Lei, Dapeng Zhao, Bernhard Steinberger et al. New seismic constraints on the upper mantle structure of the Hainan plume // Phys. Earth Planet. Int. 2009. V. 173. P. 33-50.

Jolivet L., Davy P., Cobbold P.R. Right-lateral shear along the northwest Pacific margin and the Indian-Eurasian collision // Tectonics. 1990. V. 9. P. 1409-1419.

Juan W.C. Thermal-tectonic evolution of the Yellow Sea and East China Sea – Implication for transformation of continental to oceanic crust and marginal basin formation // Tectonophysics. 1986. V. 125. P. 231-244.

Kagami H., Karig D,E.,Coulbourn W.T. et al. Init. Rept. DSDP. V 87. US. Govt. Printing Office, Wachington, 1986. 985 p. doi:10.2973/dsdp.proc.87.1986.

Kaneoka I., Takigami Y., Takaoka N. et al. ^{40}Ar-^{39}Ar analisis of volcanic rocks recovered from the Japan Sea floor: constraints on the age of formation of the Japan Sea // Proc. ODP, Sci. Results., Tamaki K., Suyehiro K., Allan J. 1992. V. 127/128. Pt. 2. P. 819-836.

Karig D.E. Evolution of arc systems in the Western Pacific // Annual Rev. Earth and Planet. Sci. 1974. V. 2. P. 51-78.

Karig D.E., Ingle J.C., Jr., Bouma A.H. et al. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. U.S. Govt. Printing Office. Washington, D.C., 1975. V. 31. 927 p.

Katili J.A. Past and present geotectonic position of Sulawesi, Indonesia // Tectonophysics. 1978. V. 45. P. 289-322.

Kido Y., Suyehiro K., Kinoshita H. Rifting to spreading process along the northern continental margin of the South China Sea // Marine Geophys. Res. 2001. V. 22. P. 1-15.

Kim K.H., Tanaka T., Nagao K. et al. Nd and Sr isotopes and K-Ar ages of the Ulreungdo alkali volcanic rocks in the East Sea, South Korea // Geochem. J. 1999. V. 33. № 5. P. 317-341.

Kiratzi A.A., Papazachos C.B. Moment-tensor summation to derive the active crustal deformation in Japan // Bull. Seism. Soc. Am. 1996. V. 86. № 3. P. 821-831.

Kobayashi Y. Initiation of «subduction» of plates // Chikyuu (Earth Monthly). 1983. V. 3. P. 510-518.

Kroenke L., Scott R., Balshaw K. et al. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. U.S. Govt. Printing Office. Washington, 1980. V. 59. 820 p.

Kudrass H.R., Wiedicke M., Cepek P. et al. Mesozoic and Cenozoic rocks dredged from the South China Sea (Reed Bank area) and Sulu Sea, and their significance for plate tectonic reconstruction // Marine Petrol. Geol. 1986. V. 3. P. 19-30.

Kulinich R.G., Obzirov A.L., Vedorovenin V.V. et al. Строение зоны сочленения вьетнамского шельфа с глубоководной котловиной Южно-Китайского моря и проблема эволюции этого региона // First Conference on Geology of Indochina. Ho Chi Min City, 5-7 Dec., 1986. V. 1. P. 409-423.

Kung-Suan Ho, Ju-Chin Chen, Wen-Shing Juan. Geochronology and geochemistry of late Cenozoic basalts from the Leiqiong area, southern China // J. Asian Earth Sci. 2000. V. 18. P. 307-324.

Kuno H. Part XI, Japan, Taiwan and Marianas: Catalogue of the active volcanoes of the world including solfatara fields. International Association of Volcanology. Rome, Italy, 1962. 332 p.

Lancelot Y.P., Larson R.L., Fisher A. et al. Proc. ODP, Init. Repts., College Station, TX (Ocean Drilling Program). 1990. V. 129. 488 p. doi:10.2973/odp.proc.ir.129.1990.

Larson E.W.F., Ekström G. Global models of surface wave group velocity // Pure & Appl. Geophys. 2001. V. 158. № 8. P. 1377-1400.

Larson R.L., Moberly R., Bukry D. et al. Site 303: Japanese Magnetic Lineations // Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Larson R.L., Moberly R., Bukry D. et al. U.S. Govt. Printing Office. Washington, 1975. V. 32. P. 17-43. doi:10.2973/dsdp.proc.32.102.1975

Lawver L.A., Hawkins J.W. Deffuse magnetic anomalies in marginal basins: their possible tectonic and petrologic significance // Tectonophysics. 1978. V. 45(4). P. 323-339.

Lebedev S., Chevrot S., Nolet G. et al. New seismic evidence for a deep mantle origin of the S. China basalts (the Hainan plume?) and other observations in SE Asia // EOS Trans. AGU. 2000. V. 81. № 48. F1110.

Lee T.Y., Lawver L.A. Cenozoic plate reconstruction of the South China Sea region // Tectonophysics. 1994. V. 235. P. 149-180.

Lee C.S., McCabe R. The Banda-Celebes-Sulu basin: a trapped piece of Cretaceous-Eocene oceanic crust? // Nature. 1986. V. 332. P. 51-54.

Lee M.W., Won Ch.K., Lee D.Y. et al. Stratigraphy and petrology of volcanic rocks in southern Cheju Island, Korea // J. Geol. Soc. Korea. 1994. V. 30. № 6. P. 521-541.

Letouzey J., Kimura M. Okinawa trough genesis: structure and evolution of a back arc basin developed in a continent // Marine and Petroleum Geology. 1985. V. 2. P. 111-130.

Letouzey J., Sage L., Muller C. Geological and structural map of Eastern Asia. Introductory Notes. Am. Assoc. Pet. Geol. Tulsa, OK., 1988. 52 p.

Li Desheng. Tectonic frameworks of the Bohai gulf and coastal basins // Acta Oceanologica Sinica. 1982. V. 1. № 1. P. 15-27.

Li J. Research progresses in Chinese marginal sea // InterMargins Newsletter. 2006. № 6. P. 2-5.

Li Shu-Ling, Meng Xiao-Hong, Guo Liang-Hui et al. Gravity and magnetic anomalies field characteristics in the South China Sea and its application for interpretation of igneous rocks // Appl. Geophys. 2010. V. 7. № 4. P. 295-305.

Li Zhaolin, Qiu Zhili, Qin Sheca et al. A study on the forming conditions of basalts in seamounts of the South China Sea // Chin. J. Geochem. 1994. V. 13. №. 2. P. 107-117.

Map series of geology and geophysics of China Seas and adjacent regions. Scale 1:5 000 000. Ed. Liu Guangding. Geological Publishing House. Beijing, China, 1992.

Maruyama S. Pacific-type orogeny revisited: Miyashiro-type orogeny proposed // The Island Arc. 1997. V. 6. № 1. P. 91-120.

Maruyama S., Isozaki Y., Kimura G. et al. Paleogeographic maps of Japanese Islands: Plate tectonic synthesis from 750 Ma to the present // The Island Arc. 1997. V. 6. № 1. P. 121-142.

McCaughey J., Tapponnier P., Sieh K. et al. The great East Japan (Tohoku) 2011 earthquake: Important lessons from old dirt // Earth Observatory of Singapoor. Nanyang Technological University, 2011. http://www.earthobservatory.sg/news/great-east-japan-tohoku-2011-earthquake-important-lessons-old-dirt#.U9VWkfl_vy1

Michel G.W., Yu Y.Q., Zhu S.Y. et al. Crustal motion and block behavior in SE-Asia from GPS measurements // Earth Planet. Sci. Lett. 2001. V. 187. P. 239-244.

MIT Global Time Series Web Page http://www-gpsg.mit.edu/~tah/MIT_IGS_AAC/

Miyake Y. Geochemistry of igneous rocks of Shimane Peninsula, formed within a Miocene back-arc rifting zone at the Japan Sea margin // Geochem. J. 1994. V. 28. P. 451-472.

Moberly R., Schlanger S.O., Baltuck M. et al. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. U.S. Govt. Printing Office. Washington, 1985. V. 89. 998 p. doi:10.2973/dsdp.proc.89.1986.

Morishita T., Tani K., Shukuno H. et al. Diversity of melt conduits in the Izu-Bonin-Mariana forearc mantle: Implications for the earliest stage of arc magmatism // Geology. 2011. V. 39. P. 411-414.

Morris P.A., Kagami H. Nd and Sr isotope systematics of Miocene to Holocene volcanic rocks from Southwest Japan: volcanism since the opening of the Sea of Japan // Earth Planet. Sci. Lett. 1989. V. 92. № B2. P. 335-346.

Mrozowski C.L., Hayes D.E. The evolution of the Parece Vela basin // Earth Planet. Sci. Lett. 1979. V. 46. P. 49-67.

Murauchi S., Ludwig W.J., Den N. et al. Structure of the Sulu Sea and the Celebes Sea // J. Geophys. Res. 1973. V. 78. P. 3437-3447.

Nagasaka K., Franchteau J., Kishii T. Terrestrial heat flow in the Celebes and Sulu Seas // Marine Geophys. Res. 1970. V. 1. P. 99-103.

Nagumo S., Kasahara J. The *P*-wave structure of the lithosphere – asthenosphere in the West Pacific // Tectonophysics. 1988. V. 147. P. 85-93.

Nagumo S., Ouchi T., Kasahara J. et al. P-wave velocity structure of lithosphere – asthenosphere beneath the Wester Northwest Pacific basin determined by an OBS array observation // Tectonophysics. 1987. V. 62. P. 1-18.

Nakamura K. Possible nascent trench along the eastern Japan Sea as convergent boundary between Eurasian and North American Plates // Bull. Earthquake Res. Inst. Univ. Tokio. 1983. V. 58. P. 711-722.

Nakasa Y., Kinoshita H. A supplement to magnetic anomaly of the Japan Basin // J. Geomag. Geoelectr. 1994. V. 46. № 6. P. 481-500.

National Earthquake Information Center (NEIC) Earthquake Catalog. U.S. Geological Survey. http://earthquake.usgs.gov/regional/neic/index.php

Nichols G., Hall R. History of the Celebes Sea basin based on its stratigraphic and sedimentological record // J. Asian Earth Sci. 1999. V. 17. Iss. 1-2. P. 47-59.

Ocean Drilling Program (ODP). Samples, Data, & Publications. http://www.oceandrilling.org/Publications/default.html

Ohminato T., Takeo M., Kumagai H. et al. Volcanian eruptions with dominant single force components observed during the Asama 2004 volcanic activity in Japan // Earth Planets Space. 2006. V. 58. P. 583-593.

Ozima M., Kaneoka I., Saito K. et al. Summary of geochronological studies of submarine rocks from the western Pacific Ocean // Geodynamics of the Western Pacific-Indonesian Region. Eds. T. Hilde, S. Uyeda. Geodynam. Ser. AGU, Washington, D.C. 1983. V. 11. P. 137-142.

Parke M.L., Emery K.O., Szymankievicz P. et al. Structural framework of continental margin in South China Sea // Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull. 1971. V. 55. № 5. P. 723-751.

Patte E. Etude de l´ile des Cenders, volcan apparu au large de la cote d´Annam // Bull. Serv. Geol. de l´Indochina. 1925. V. 13. Fasc. 2. P. 162-172.

Pautot G., Nakamura K., Huchou P. et al. Deep-sea submersible survey in the Sugura, Sugami and Japan trenches: preliminary results of the 1985 Kaiko cruise, Leg 2 // Earth Planet. Sci. Lett. 1987. V. 83. Iss. 1-4. P. 300-312.

Phan Truong Thi, Vo Viet Van. Cenozoic magmatism of Eastern Sea (South China Sea) // VNU Journal of Science, Earth Sciences. 2007. V. 23. P. 43-51.

Pigram C.J., Panggabean H. Age of the Banda Sea, eastern Indonesia // Nature. 1983. V. 301. P. 231-234.

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

Pin Yan, Hui Denga, Hailing Liu et al. The temporal and spatial distribution of volcanism in the South China Sea region // J. Asian Earth Sci. 2006. V. 27. P. 647-659.

Pin Yan, Yanlin Wang, Hailing Liu. Post-spreading transpressive faults in the South China Sea Basin // Tectonophysics. 2008. V. 450. Iss. 1-4. P. 70-78.

Pollak H.N., Hurter S.J., Johnson J.R. New global heat flow compilation. Department of Geological Sciences, University of Michigan, USA, 1991.

Racey S., Melean S., Minor D. et al. Magnetic anomaly data in the Former Soviet Union. CD-ROM, National Geophysical Data Center. Boulder, USA, 1996.

Rangin C. Southeast Asian marginal basins (South China, Sulu and Celebes Seas): New data and interpretations. CCOP 25th Anniv. Proceedings. 1991. P. 156-174.

Rangin C., Silver E. Geological setting of the Celebes and Sulu Seas // Proc. ODP, Init. Repts. College Station, TX (Ocean Drilling Program). Rangin C., Silver E.A. von Breyemann M.T. et al. 1990. V. 24. P. 35-42.

Rangin C., Klein M., Rogues D. et al. The Red River fault system in the Tonkin Gulf, Vietnam // Tectonophysics. 1995. V. 243. Is. 3-4. 209-222.

Rea D.K., Basov I.A., Janecek Th.R. Proc. ODP, Init. Repts. College Station, TX (Ocean Drilling Program). 1993. V. 145. 1040 p. doi:10.2973/odp.proc.ir.145.1993

Rehault J.P., Maury R.C., Bellon H. et al. The North Banda Sea (East Indonesia) – an Upper Miocene back-arc basin. Comptes Rendus de l´Académie des Sciences. Paris 318, 1994. P. 969-976.

Replumaz A., Karason H., van der Hilst R.D. et al. 4-D evolution of SE Asia's mantle from geological reconstructions and seismic tomography // Earth Planet. Sci. Lett. 2004. V. 221. P. 103-115.

Ritzwoller M.H., Shapiro N.M., Levshin A.L. et al. Crustal and upper mantle structure beneath Antarctica and surrounding oceans // J. Geophys. Res. 2001. V. 106. P. 30645-30670.

Rodkin M.V., Rodnikov A.G. Origin and structure of back-arc basin: new data and model discussion // Phys. Earth Planet. Int. 1996. V. 93. P. 123-131.

Rodnikov A.G. The crust of the Northwestern part of the Pacific mobil belt // Tectonophysics. 1973. V. 20. P. 105-114.

Rodnikov A.G. Correlation between the asthenosphere and structure of the Earth's crust in active margins of the Pacific Ocean // Tectonophysics. 1988. V. 146. P. 279-289.

Rodnikov A.G. Deep structure of the tectonosphere in the West Equatorial Pacific margin // Journal of Southeast Asia Earth Sciences. 1991. V. 6. № 3/4. P. 201-208.

Rodnikov A.G. Geodynamic models of the deep structure of active continental margins // InterMargins Newsletter. 2003. P. 2-3.

Rodnikov A.G., Gainanov A.G., Yermakov B.V. et al. Geotraverse across the Sikhote Alin – the Sea of Japan – the Honshu Island – the Pacific // Marine Geophys. Res. 1985. V. 7. Iss. 3. P. 379-387.

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

Rodnikov A.G., Sergeyeva N.A., Zabarinskaya L.P. Deep structure of the Eurasia-Pacific transition zone // Proceedings of International Symposium on Earth System Sciences, ISES, Istanbul, Turkey. 2004. P. 319.

Rodnikov A.G., Sergeyeva N.A., Zabarinskaya L.P. et al. The deep structure of active continental margins of the Far East (Russia) // Russian J. Earth Sci. 2008. V. 10. № 4. P. 1-24.

Rodnikov A.G., Sergeyeva N.A., Zabarinskaya L.P. Informational interdisciplinary database for the construction of the geodynamic models of the active continental margins of the Earth // Proceedings of EUREGEO. V. 1. Munich, Bavaria, Germany, 2009. P. 260-262.

Rodnikov A.G., Sergeyeva N.A., Zabarinskaya L.P. Ancient subduction zone in the Sakhalin Island // Tectonophysics. 2013. V. 600. P. 217-225.

Roeser H.A. Age of the crust of the southeast Sulu Sea basin based on magnetic anomalies and age determined at site 768 // Proc. ODP, Sci. Results. College Station, TX (Ocean Drilling Program). Silver E.A., Rangin C., von Breyemann M.T. et al. 1991. V. 124. P. 339-343.

Ronck R. Volcano erupting near Titian // Pacific Daily News. 1975. 30 April. P. 3.

Roy K.K., Chose R. Magnetotelluric and seismic evidences for crust – mantle heterogeneities // Phys. Earth Planet. Int. 1985. V. 41. P. 143-153.

Sager W.W., Pringle M.S. Mid-cretaceous to early tertiary apparent polar wander path of the Pacific plate // J. Geophys. Res. 1988. V. 93. № B10. P. 11753-11771.

Sager W.W., Weis C.J., Tivey M.A. et al. Geomagnetic polarity reversal model of deep-tow profiles from the Pacific Jurassic Quiet Zone // J. Geophys. Res. 1998. V. 103. № B3. P. 5269-5286.

Sandwell D.T., Smith W.H.F. Marine gravity anomaly from Geosat and ERS 1 satellite altimetry // J. Geophys. Res. 1997. V. 102. № B5. P. 10039-10054.

Sato T., Shinohara M., Karp B.Ya. et al. P-wave velocity structure in the northern part of the central Japan Basin, Japan Sea, with ocean bottom seismometers and airguns // Earth Planets Space. 2004. V. 56. № 5. P. 501-510.

Sato H., Hirata N., Koketsu K. et al. Earthquake source fault beneath Tokio // Science. 2005. P. 462-464.

Sato T., Takahashi N., Miura S. et al. Last stage of the Japan Sea back-arc opening deduced from the seismic velocity structure using wide-angle data // Geochem. Geophys. Geosyst. 2006. V. 7. Iss. 6. doi:10.1029/2005GC001135.

Scientific Earth Drilling Information Service – SEDI. International Ocean Discovery Program. http://sedis.iodp.org/search.php

Scientific Party. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. U.S. Govt. Printing Office. Washington, 1980. V. 56/57. 1417 p. doi:10.2973/dsdp.proc.5657.1980.

Seekins L.S., Teng T. Lateral variation in the structure of the Philippine Sea plate // J. Geophys. Res. 1977. V. 82. P. 317-324.

Seno T., Maruyama S. Paleogeographic reconstructions and origin of the Philippine Sea // Tectonophysics. 1984. V. 102. P. 53-84.

Setijadji L.D. Segmented volcanic arc and its association with geothermal fields in Java Island, Indonesia // Proceedings World Geothermal Congress 2010 Bali, Indonesia, 25-29 April 2010. P. 1-12.

Setijadji L.D., Kajino S., Imai A. et al. Cenozoic island arc magmatism in Java Island (Sunda Arc, Indonesia): Clues on relationships between geodynamics of volcanic centers and ore mineralization resource // Geology. 2006. V. 56. № 3. P. 267-292.

Shi Xuefa, Yan Quanshu. Geochemistry of Cenozoic magmatism in the South China Sea and its tectonic implications // Marine Geology & Quaternary Geology. 2011. № 2. P. 87-99.

Shiki T., Misawa Y. Forearc geological structure of the Japanese Islands // Geological Society. Special Publications. London, 1982. V. 10. P. 63-73.

Shimamura H., Asada T., Kumuzada M. High shear velocity layer in the upper mantle of the Western Pacific // Nature. 1977. V. 269. P. 680-682.

Shimamura H., Asada T., Suyehiro K. Longshot experiments to study velocity anisotropy in the oceanic lithosphere of the Northwestern Pacific // Phys. Earth Planet. Int. 1983. V. 31. № 4. P. 348-362.

Shiono K., Sacks J.S., Linde A.T. Preliminary velocity structure of Japan Islands and Philippine Sea from surface wave dispersion // Carnegie Inst. Washington Year Book. 1980. V. 79. P. 498-505.

Shu-Kun Hsu, Yi-Ching Yeh, Wen-Bin Doo et al. New bathymetry and magnetic lineations identifications in the northernmost South China Sea and their tectonic implications // Marine Geophys. Res. 2004. V. 25. P. 29-44.

Siebert L., Simkin T., Kimberly P. Volcanoes of the World. Third edition. Smithsonian institution, University of California Press, 2010. 551 p.

Silver E.A., Rangin C., von Breymann M.T. et al. Proc. ODP, Sci. Results., College Station, TX (Ocean Drilling Program). 1991. V. 124. 579 p.

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

Smith W.H.F., Sandwell D.T. Global seafloor topography from satellite altimetry and ship depth soundings // Science. 1997. V. 277. P. 1957-1962.

Smith W.H.F., Staudigel H.L., Watts A.B. et al. The Magellan Seamounts: early Cretaceous record of the South Pacific isotopic and thermal anomaly // J. Geophys. Res. 1989. V. 94. № B8. P. 10501-10523.

Smoot N.S. Guyots of the Dutton Ridge at the Bonin/Mariana trench juncture as shown by multi-beam surveys // Journal of Geology. 1983. V. 91. P. 211-220.

Spadea P., D'Antonio M., Thirlwall M.F. Source characteristics of basement rocks from the Sulu and Celebes basins (Western Pacific): chemical and isotopic evidence // Contrib. Mineral. Petrol. 1996. V. 123. P. 159-176.

Staudigel H., Park K.H., Pringle M. et al. The longevity of the South Pacific isotopic and thermal anomaly // Earth Planet. Sci. Lett. 1991. V. 102. P. 24-44.

Stern R.J., Bibee L.D. Esmeralda Bank: Geochemistry of an active submarine volcano in the Mariana Island Arc // Contrib. Mineral. Petrol. 1984. V. 86. P. 159-169.

Stern R.J., Bloomer Sh.H., Ping-Nan Lin et al. Submarine arc volcanism in the southern Mariana Arc as an ophiolite analogue // Tectonophysics. 1989. V. 168. № 1-3. P. 151-170.

Studies in East Asian tectonics and resources (SEATAR). CCOP Project. Bangkok, Thailand, 1981. 250 p.

Stüben D., Bloomer S.H., Taibi N.T. et al. First results of study of sulphur-rich hydrothermal activity from an island-arc environment: Esmeralda Bank in the Mariana Arc // Marine Geology. 1992. V. 103. P. 521-528.

Sun Jiashi. Cenozoic volcanic activity in the northern South China Sea and Guangdong coastal area // Marine Geology & Quaternary Geology. 1991. Iss. 03 P. 65-77.

Sutawidjaja I.S., Sukhyar R. Cinder cones of Mount Slamet, Central Java, Indonesia // J. Geologi Indonesia. 2009. V. 4. № 4. P. 57-75.

Taira A. Tectonic evolution of the Japanese island arc system // Annu. Rev. Earth & Planet. Sci. 2001. V. 29. P. 109-134.

Takahashi E. Petrologic model of the crust and upper mantle of the Japanese Island Arcs // Bull. Volcanol. 1978. V. 41. P. 529-547.

Tamaki K., Honza E. Incipient subduction and obduction along the Eastern margin of the Japan Sea // Tectonophysics. 1985. V. 119. P. 381-406.

Tamaki K., Suyehiro K., Allan J. et al. Proc. ODP, Sci. Results. College Station, TX (Ocean Drilling Program). 1992. V. 127/128. Pt. 2. 702 p.

Tamesis E.V., Manalac E.V., Reyes C.A. et al. Late Tertiary geological history of the continental shelf off northwestern Palawan, Philippines // Geol. Soc. Malaysia Bull. 1973. V. 6. P. 165-176.

Tanaka H., Nakano T., Takahashi S. et al. High resolution imaging in the inhomogeneous crust with cosmic-ray muon radiography: The density structure below the volcanic crater floor of Mt. Asama, Japan // Earth Planet. Sci. Lett. 2007. V. 263. P. 104-113.

Tatsumoto M., Nakamura Y. Dupal anomaly in the Sea of Japan: Pb, Nd, and Sr isotopic variations at the eastern Eurasian continental margin // Geochim. Cosmochim. Acta. 1991. V. 55. C. 3697-3708.

Taylor B., Hayes D.E. The tectonic evolution of the South China basin // The Tectonic and Geological Evolution of Southeast Asia Seas and Islands. Pt. 1. Ed. D.E. Hayes. American Geophysical Union Monograph. 1980. № 23. P. 89-104.

Taylor B., Hayes D.E. Origin and history of the South China Sea basin // The Tectonic and Geological Evolution of Southeast Asian Seas and Islands. Pt. 2. Ed. D.E. Hayes. American Geophysical Union Monograph. 1983. №. 27. P. 23-56.

The Global Heat Flow Database of the International Heat Flow Commission. http: // www.heatflow.und.edu/.

The crust and upper mantle of the Japanese area, Pt. I. Geophysics. Geol. Surv. Japan, Kawasaki, 1972. 119 p.

Tomoda Y. Maps of free air and Bouguer gravity anomalies in and around Japan. Univ. Tokyo Press, 1973.

Tomoda Y. Gravity at sea – a memoir of a marine geophysicist // Proc. Jpn. Acad. Ser. B. Phys. Biol. Sci. 2010. V. 86. № 8. P. 769-787.

Tran Tuan Dung, Bui Cong Que, Nguyen Hong Phuong. Cenozoic basement structure of the South China Sea and adjacent areas by modeling and interpreting gravity data // Тихоокеанская геология. 2013. Т. 32. № 4. С. 3-13.

Tu K., Flower M.F.J., Carlson R.W. et al. Magmatism in the South China Basin 1. Isotopic and trace-element evidence for an endogenous Dupal mantle component // Chem. Geol. 1992. V. 97. P. 47-63.

Uto K., Takahashi E., Nakamura E. et al. Geochronology of alkali volcanism in Oki-Dogo Island, Southwest Japan: geochemistry evolution of basalts related to the opening of the Japan Sea // Geochem. J. 1994. V. 28. P. 431-449.

Uyeda S. The Japanese Island Arc and the subduction process // Episodes. 1991. V. 14. № 3. P. 190-198.

Van Hoose A.E., Streck M.J., Pallister J.S. et al. Sulfur evolution of the 1991 Pinatubo magmas based on apatite // Journal of Volcanology and Geothermal Research. 2013. V. 257. P. 72-89.

Vening Meinesz F.A. Complete results with isostatic reduction, interpretation on the results // Gravity expeditions at sea 1923-1938. Vol. IV. Nederlandse Commissie voor Geodesie 9. Delft. 1948. 233 p.

Wang Xianjue, Wu Mingqing, Liang Dehua et al. Some geochemical characteristics of basalts in the South China Sea // Chin. J. Geochem. 1985. V. 4. P. 380-390.

Watanabe T. Heat flow data in the Sagami Bay and a possible interpretation on the heat flow distribution in adjacent area of Izu Peninsula // Izu Peninsula. Tokyo, 1972. P. 277-286.

Weissel J.K. Evidence for Eocene oceanic crust in the Celebes Basin // The Tectonic and Geological Evolution of Southeast Asian Seas and Islands. Ed. D.E. Hayes. Geophys. Monogr. Ser. AGU, Washington, D.C., 1980. V. 23. P. 37-47.

Widiwijayanti C., Mikhailov V., Diament M. et al. Structure and evolution of the Molucca Sea area: Constraints based on interpretation of a combined sea-surface and satellite gravity dataset // Earth Planet. Sci. Lett. 2003. V. 215. P. 135-150.

Wood D.A., Marsh N.G., Tarney J.-L. et al. Geochemistry of igneous rocks recovered from a transect across the Mariana Trough, arc, fore-arc and Trench, sites 453 through 461, Deep Sea Drilling Project Leg 60 // Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Hussong D.M., Uyeda S., Blanchet R. et al. U.S. Govt. Printing Office. Washington, D.C., 1981. V. 60. P. 611-645.

World Stress Map (WSM). Helmholtz Centre Potsdam, GFZ German Research Centre for Geosciences. 2008. http://www.gfz-potsdam.de/en/research/organizational-units/departments/department-2/seismic-hazard-and-stress-field/projects/wsm-world-stress-map-project/

Yeh Y.C., Sibuet J.C., Hsu S.K. et al. Tectonic evolution of the Northeastern South China Sea from seismic interpretation // J. Geophys. Res. 2010. V. 115. B06103. 21 p. doi:10.1029/2009JB006354.

Yokoo A., Tameguri T., Iguchi M. Swelling of a lava plug associated with vulcanian eruption at Sakurajima volcano, Japan, as revealed by infrasound record: case study of the eruption on January 2, 2007 // Bull. Volcanol. 2009. V. 71. № 6. P. 619-630.

Zhan Wenhuan, Yao Yantao, Zhang Zhiqiang et al. Crustal activities recorded in coral reefs in the northwestern South China Sea // Chinese Science Bulletin. 2006. V. 51. Supp. II. P. 89-94.

Zhao D.P., Ohtani E. Deep slab subduction and dehydration and their geodynamic consequences: evidence from seismology and mineral physics // Gondwana Research. 2009. V. 16. P. 401–413.

Zhao H., Deng J., Li K. et al. Cenozoic volcanism in South China Sea and its vicinity and South China Sea spreading // Journal of China University of Geosciences. 2002. Iss. 13 (3). P. 217-224.

Zhao M., Qiu X., Xia S. et al. Seismic structure in the northeastern South China Sea: *S*-wave velocity and *Vp/Vs* ratios derived from three-component OBS data // Tectonophysics. 2010. V. 480. P. 183-197.

Научное издание

Родников А.Г., Забаринская Л.П., Рашидов В.А., Сергеева Н.А.

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ РЕГИОНОВ ПРИРОДНЫХ КАТАСТРОФ АКТИВНЫХ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОКРАИН

ООО «Издательство «Научный мир»
127055, Москва, Тихвинский пер., д. 10/12, корп. 4, офис 91
Тел. +7(499) 973-25-13, +7(499) 973-26-70
E-mail: naumir@naumir.ru
Internet: http://www.naumir.ru

Подписано к печати 13.11.2014
Формат 70×100/16
Гарнитура Times New Roman. Печать офсетная. Печ. л. 10,75. Усл. печ. л. 14,0
Заказ 1015. Тираж 250 экз.

Издание отпечатано в типографии
ООО «Галлея-Принт»
111024, Москва, ул. 5-я Кабельная, 2-б