

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ ПО МЕЖДУНАРОДНЫМ ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ПРОЕКТАМ

СТРОЕНИЕ И ДИНАМИКА ЗОН ПЕРЕХОДА ОТ КОНТИНЕНТА К ОКЕАНУ

Ответственные редакторы
член-корреспондент АН СССР
В.В. БЕЛОУСОВ
доктор технических наук
М.Е. АРТЕМЬЕВ
кандидат геолого-минералогических наук
А.Г. РОДНИКОВ



С. Уеда

ТЕКТОНИКА ПОГРАНИЧНЫХ ЗОН МЕЖДУ ОКЕАНОМ И КОНТИНЕНТОМ В ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ТИХОГО ОКЕАНА

Западная часть Тихого океана окаймлена несколькими зонами субдукции. В рамках тектоники плит субдукция — это процесс, при котором происходит поглощение океанической литосферы. Одним из наиболее убедительных признаков субдукции является существование наклонных зон очагов глубокофокусных и промежуточных землетрясений, называемых зонами Вадати-Беньофа. Если мы согласны с тем, что слагающие Землю породы могут быть сейсмогенными лишь при достаточно низких температурах, то происхождение глубокофокусных землетрясений объясняется лишь при условии, что холодный поверхностный материал непрерывно поступает в мантию через зоны Вадати-Беньофа, Зоны субдукции имеют важное значение не только для геотектоники, но и для жизни человечества, так как над ними часто расположены районы густой заселенности, в которых происходят разрушительные землетрясения, вулканические извержения и возникают цунами. В то же время процессы, протекающие в зонах субдукции, воспроизводят запасы полезных ископаемых и даже могут обеспечить потенциально эффективную возможность защиты окружающей среды — вопрос, которого мы коснемся ниже.

Субдукция как главный движущий механизм перемещения плит. Относительные движения крупных плит могут быть установлены на основе различных данных, включающих линейные магнитные аномалии океана, трансформные разломы и механизмы очагов землетрясений [24]. Если предположить, что горячие точки неподвижны относительно глубоких частей мантии [26, 28], то можно определить абсолютные перемещения плит (рис. 1). Из рис. 1 ясно, что все океанические плиты, существенные части которых вовлечены в погружение вдоль границ зон субдукции, движутся намного быстрее остальных. Среди различных возможных сил, движущих плиты, наибольшей является гравитационная сила тяги субдуктирующей части плиты. Океанические плиты перемещаются с предельной скоростью, при которой сила тяжести, затягивающая плиту вниз, почти уравновешивается силой сопротивления, действующей на погружающуюся плиту [4, 12].

Таким образом, субдукция является не только важной частью механизма тектоники плит, но, как теперь оказывается, и его главным двигателем, причем процесс растекания океанического дна в срединно-океанических хребтах рассматривается как более или менее пассивный.

Главные геофизические особенности зон субдукции и их модели. Рассмотрим дугу Тохоку (северо-восточная часть Японии) как типичную островную дугу. Ее главные отличительные черты таковы.

- 1. Тепловой поток низок со стороны Тихого океана и высок с континентальной стороны зоны вулканического фронта, включая Японское море.
- 2. Тыловой островодужный бассейн (Японское море) имеет почти типичную океаническую кору, которая, как полагают, сформировалась в сравнительно недавнем геологическом прошлом, по-видимому в олигоцене и(или) миоцене, в ходе процесса тектонического растяжения [19, 21].
- 3. Скорость *P*-волн в самых верхних слоях мантии непосредственно под дугой является аномально низкой, что указывает на возможность подъема высокотемпературной астеносферы почти до границы M [30].
- 4. Механизмы очагов землетрясений показывают замечательную упорядоченность, включающую двухплоскостную структуру зоны Вадати—Беньофа. Почти все сильнейшие землетрясения Циркумтихоокеанского сейсмического

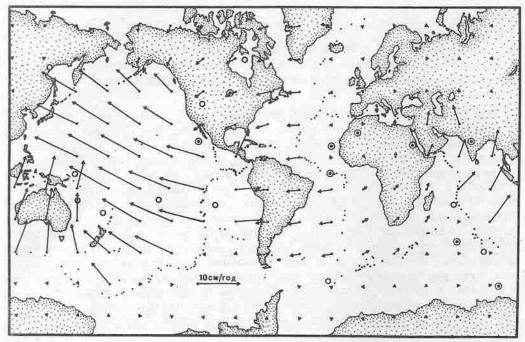


Рис. 1. Векторы абсолютных перемещений плит в избранных точках [24]. Звездочки указывают противоположные полюсы вращения

пояса, часто катастрофические, являются надвиговыми и возникают в процессе относительного перемещения надвигающихся и субдуктирующих плит.

Суммируя эти и некоторые характерные особенности, можно изобразить разрез идеализированной модели зоны субдукции в виде простой обобщенной модели (рис. 2). Однако процессы субдукции в различных районах неодинаковы. Существуют два в корне различных режима или типа процессов субдукции — с высокими (чилийского типа) и низкими (марианского типа) напряжениями, а также все градации между ними.

Хорошо известны различия орогении островных дуг и Кордильер. Подобным же образом полезно классифицировать зоны субдукции согласно тектонической активности в тыловых частях дуговых структур, о чем автор совместно с X. Канамори писал еще в 1974 г. и что отмечалось, например, в [7, 31]. Два крайних типа — это зоны субдукции континентальной дуги (чилийский тип) и зоны субдукции островной дуги с активно протекающим разрастанием окраинных морей (марианский тип). Их характерные особенности показаны на рис. 3. Как правило, зоны субдукции чилийского типа характеризуются хорошо развитыми горными цепями типа Кордильер, вершины которых увенчаны андезитовыми стратовулканами, в то время как зоны субдукции марианского типа имеют менее массивные островные дуги, но отличаются обилием продуктов базальтового вулканизма, покрывающих фундамент океанической коры.

Оказывается, что различие между двумя типами субдукции связано в основном с различной степенью механического сцепления между поддвигающейся и надвигающейся плитами, обусловленного относительным перемещением надвигающейся плиты и положением желоба, т.е. шарнирной линии погружающейся океанической плиты. Можно различными способами продемонстрировать фундаментальное различие двух типов зон субдукции. Приведем несколько примеров.

1. Механизмы очагов землетрясений, возникающих в надвигающихся плитах, показывают, что современные тектонические напряжения в задуговых районах

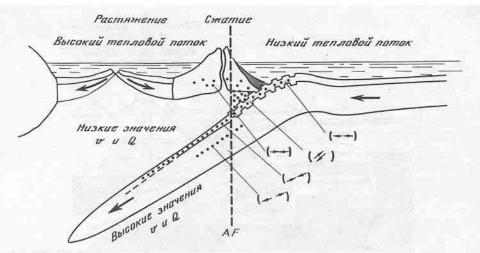


Рис. 2. Схематический разрез зоны субдукции (без соблюдения масштаба). Точки — очаги землетрясений; стрелки — направления движения плит; v — скорость сейсмических воли; Q — сейсмический параметр затухания; AF — асейсмический фронт. Стрелки в скобках указывают на механизм землетрясений

являются сжимающими в зонах субдукции чилийского типа, таких, как Япония и Курилы. В противоположность этому зоны субдукции марианского типа характеризуются растягивающими напряжениями в окраинных морях, как, например, в Андаманском море [10], районе Рюкю [11] и других местах. Хотя часто ссылаются на то, что в районе Анд преобладают нормальные сбросы, свидетельствующие о растяжении коры, эти разломы, вероятно, являются лишь поверхностным проявлением гравитационного коллапса поднимающихся континентальных масс [18], а действующие в глубинных частях коры напряжения являются сжимающими.

- 2. Почти все землетрясения, связанные с межплитовым надвигом, с магнитудой, существенно превышающей 8 по шкале, которая основана на сейсмическом моменте, происходят в районах дуг чилийского типа [18]. Однако статистика показывает, что при этих сильнейших землетрясениях выделяется свыше 95% всей энергии землетрясений Земли. Это говорит о сильном сцеплении между поддвигающейся и надвигающейся плитами в данных зонах, в то время как в зонах субдукции марианского типа сцепление существенно меньше. Скорость сближения двух плит, по-видимому, мало влияет на степень их механического сцепления.
- 3. Между двумя типами зон субдукции имеется поразительное различие в скоростях современных поднятий береговых линий. В зонах чилийского типа поднятие происходит со скоростью несколько миллиметров в год, что сравнимо со скоростями современных поднятий Анд и Японии, а в зонах марианского типа поднятие если и происходит, то с существенно меньшими скоростями [6]. Высокая скорость вертикальных движений наблюдается и в некоторых местах, которые, однако, не относятся к зонам субдукции чилийского типа, например в средней части дуги Рюкю (о-в Кикайгасимо), на Новогебридской дуге и в северной части Новой Гвинеи. Это районы, в которых происходит столкновение плавучих относительно мантийного вещества элементов топографического рельефа низкой плотности.

Причина существования двух режимов субдукции. Существование двух типов субдукции, вероятно, обусловлено различной степенью сцепления надвигающейся и поддвигающейся плит. Но почему возникает та или иная степень сцепления в различных зонах субдукции?

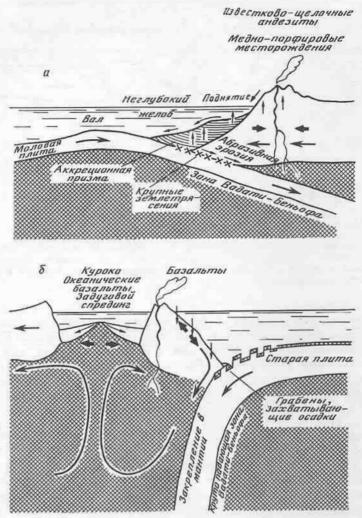


Рис. 3. Два режима субдукции с возможными тектоническими причинами и следствиями a — чилийский тип; δ — марианский тип

Для ответа на этот вопрос постулируются три основных механизма. Первый из них связывает неодинаковое сцепление с различиями в природе контакта между плитами [29]. Второй механизм придает значение возрасту опускающейся плиты как фактору, контролирующему режим субдукции [17]. При остывании в процессе спрединга плиты становятся тяжелее, поэтому более древние части плит подготовлены к погружению. При погружении холодной плиты зона субдукции отступает в сторону океана (марианский тип). В то же время молодые плиты являются более плавучими, а потому появляются дополнительные, направленные вниз силы, действующие на них со стороны надвигающейся плиты в процессе субдукции (чилийский тип). Среднее различие в возрасте плит, погружающихся на западной и восточной окраинах Тихого океана, по-видимому, подтверждает наблюдение, согласно которому зоны субдукции марианского типа на западной окраине Тихого океана встречаются чаще, чем на восточной. Смещение желобов в сторону океана вследствие соответствующего смещения оси зоны субдукции названо Д. Дьюи [7] "откатыванием".

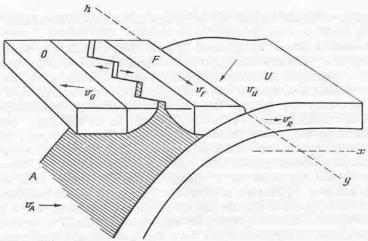


Рис. 4. Схема субдукции

O — надвигающаяся плита, имеющая скорость v_0 ; U — поддвигающаяся плита, имеющая скорость v_μ : F — небольшой пласт, имеющай скорость v_f : A — астеносфера, движущаяся со скоростью v_A : V_R — скорость откатывания; h — шарнирная линия желоба

Если рассмотреть вопрос с геометрической точки зрения, то, как это отмечалось автором и X. Канамори в 1979 г., а также в [7, 31], степень механического сцепления, которая контролируется движениями плит, должна определяться векторами относительного перемещения наползающей плиты и положения желоба, т.е. шарнирной линии субдуктирующей океанической плиты (рис. 4). Упомянутое выше откатывание желоба — это отступание шарнирной линии в сторону океана. Естественной частью процесса является движение верхней плиты. Если вектор перемещения этой надвигающейся плиты имеет направленную к континенту компоненту, которая больше (меньше), чем компонента продвижения в том же направлении шарнирной линии, то происходит субдукция марианского (чилийского) типа.

Вопрос в том, чтобы выяснить, какой из двух указанных факторов, т.е. перемещение шарнирной линии или перемещение надвинутой плиты, преобладает в действительности. Анализируя современные глобальные движения плит, автор и X. Канамори показали, что при субдукции марианского типа хорошо проявляется отступание к континенту надвинутой плиты (см. также [31, 25]). При субдукции чилийского типа, как, например, в Южной Америке, Японии и Беринговом море, надвигающиеся плиты перемещаются в сторону океана, подтверждая идею о том, что абсолютное перемещение этих плит играет важную роль при установлении режима субдукции. В то же время, однако, при рассмотрении таких районов, как дуги Скоша и Новогебридская, существенное место отводилось эффекту откатывания [5].

Для того чтобы плиту, погруженную глубоко в астеносферу, было трудно сместить относительно окружающего ее материала астеносферы, она должна быть жесткой. Литосферная плита оказывается как бы "заякоренной" или "приколоченной" к астеносфере [31]. Если движение астеносферного материала существенно медленнее, чем перемещение плиты, то закрепление последней означает, что абсолютное движение шарнирной линии практически отсутствует. Это означало бы также, что откатывание субдуктирующей плиты может происходить там, где астеносферный поток направлен в сторону океана. Именно так может обстоять дело в случае дуги Скоша [3].

На основании приведенных аргументов должно быть ясно, что формирование нормальных океанов, внутридуговых бассейнов и так называемых бассейнов

растяжения существенно определяется процессами, обусловленными движениями литосферных плит.

Металлогенез в зонах субдукции. Медно-порфировые месторождения образуются в связи с вулканизмом дуг и обнаружены во многих районах, где в недавнем геологическом прошлом происходила субдукция, включая прибрежные зоны Тихого океана в Южной и Северной Америке. Однако они явно отсутствуют в районах островов на западе Тихого океана, типичным примером является Япония. В противоположность этому массивные сульфидные месторождения распространены на континентальной стороне дуги Тихого океана (северо-восток Японской дуги). Автор совместно с Т. Нисиваки в 1980 г. интерпретировал эти особенности с точки зрения различий в режиме субдукции. Медно-порфировая минерализация связывается с субдукцией чилийского типа, при которой наземный вулканизм протекает в условиях горизонтальных сжимающих напряжений в коре. Вместе с тем массивные сульфидные месторождения ассоциируются с подводной вулканической деятельностью, происходящей в условиях тектонического растяжения, характерных для зон субдукций марианского типа. Возможно, этот контраст генетически подобен различиям в вулканогенных породах, возникающих при двух типах субдукции: известково-целочные андезиты характерны для чилийского типа, а преимущественно базальтовый бимодальный вулканический материал — для марианского типа (см. рис. 3).

Наличие массивных сульфидных месторождений на дугах марианского типа разумно объясняется, если признать, что тектонические процессы в раскрывающихся островодужных тыловых бассейнах подобны процессам, протекающим в центрах океанического спрединга, где недавно было открыто много термальных источников и участков минерализации [3].

Изменение режима субдукции во времени. Почему в Японии, которая является дугой чилийского типа, найдены сульфидные месторождения? Около 15 млн. лет назад, когда сформировалось месторождение Куроко, Японская дуга относилась к марианскому типу [1]. Эта точка зрения согласуется с оценками максимальных горизонтальных напряжений в северо-восточной части Японской дуги для настоящего времени и миоценового периода, основанным на результатах исследований механизмов очагов землетрясений, направлений даек, разломов и складок, а также упорядоченного расположения вулканов. В настоящее время напряжения являются сжимающими в направлении коллизии плит (чилийский тип), но в миоцене напряжения были растягивающими (марианский тип). Вероятно, этот период субдукции марианского типа был тесно связан с раскрытием Японского моря.

Участь осадков: аккреция против субдукции. Вполне естественно, что осадки непросто вовлечь в процесс субдукции, так как они имеют малую плотность и выдерживают лишь небольшую механическую нагрузку. Однако было развито представление о так называемой аккреционной призме, основанное на геологических наблюдениях в районах, примыкавших в прошлом к фронтальным участкам дуг, где осадки в древних желобах соскребались и накапливались в виде чешуйчатых структур [1].

В то же время, по данным отраженных сейсмических волн и драгирования, отмечалось существование зон субдукции, в которых на склонах желобов с континентальной стороны какие-либо осадки отсутствовали. Более того, интенсивные работы по Проекту глубоководного бурения показали, что континентные склоны не только Марианской впадины, но и Японского и Гватемальского желобов практически не имеют осадочных пород, принесенных со стороны океана. Даже Перуанско-Чилийский желоб, по-видимому, не имеет хорошо развитой аккреционной призмы [8, 9], хотя это пока не подтверждено бурением.

Здесь важно рассмотреть, по крайней мере, два фактора. Первый — это количество осадков, поступающих к желобу. Если скорость притока осадков выше, чем скорость их поглощения в желобе, то образуется аккреционная призма.

Обе эти скорости изменяются во времени и пространстве. Объем поступающих осадков должен определяться и двумя источниками: пелагической (хемипелагической) и терригенной компонентами. Вполне возможно, что терригенная компонента сильно меняется в пространстве. Желоба чилийского типа, по определению, находятся ближе к континенту, чем марианского, так что первые обычно получают больше обломочного материала. Однако прибрежная зона в западной части Северной Америки, исключая ее самую южную часть, является, как известно, аридной и дает лишь незначительные примеси обломочных образований.

Чем же определяется второй фактор, т.е. способность поглощения осадочных пород в зонах субдукции? Интересное предположение [15, 27] состоит в том, что осадки, рыхлые или плотные, могут вовлекаться в субдукцию благодаря наличию структур горстов и грабенов, развивающихся на поверхности погружающейся плиты, когда она изгибается перед субдукцией. Подобный механизм иллюстрируется рис. З (марианский тип), и он понятен без пояснений. Этот механизм предполагает, что если какой-либо нежелательный материал поместить в правильно выбранное место на поверхности погружающейся плиты, то он будет быстро и глубоко захороняться огромными оползнями со стороны континентального склона. Следовательно, такие участки можно рассматривать как возможные места захоронения ядерных отходов или даже вышедших из строя атомных кораблей [27].

Разумно предполагать, что каждый желоб характеризуется индивидуальной способностью поглощения материала, зависящей от стадии развития структур горстов и грабенов. Такие структуры распознаются почти повсеместно, исключая районы с очень мощным покровом осадков. Далее можно заключить, что структуры горстов и грабенов лучше выражены в случае марианского типа субдукции, так как для него характерен более резкий изгиб плиты. Когда объемы грабенов достаточно большие, склон желоба с континентальной стороны может обрушаться в них и вовлекаться в субдукцию, что приводит к тектонической эрозии, свойственной в большей степени субдукции марианского типа. В случае субдукции чилийского типа, когда под дугой плиты сильно прижаты одна к другой (см. рис. 3), должен развиваться другой вид эрозии, который можно назвать абразивной.

Тектоника столкновения и аккреции. Рано или поздно у желобов неминуемо появляются топографические поднятия. Они могут различаться по происхождению. Это могут быть подводные горы, острова, возвышенности, плато, островные дуги, микроконтиненты и даже срединно-океанические хребты. Вследствие малой плотности слагающих их пород некоторые из них не могут быть вовлечены в субдукцию и при столкновении с дугами надвигающейся плиты соединяются с последней.

Столкновение островов и подводных гор с островной дугой иногда вызывает ее изгиб [16]. Столкновение срединно-океанического хребта (центр спрединга) с зоной субдукции может привести к большим изменениям в строении окраины плиты. Например, столкновение тихоокеанского хребта Фаральон¹ с Северной Америкой [13, 20] преобразовало границу плиты из зоны субдукции в зону трансформного разлома. Столкновения такого типа происходят перед окончательным закрытием океана и коллизией континентов.

Изучение тектоники столкновения и аккреции связано с установлением факта, что существенная часть западного района Северной Америки состоит из сросшихся экзотических комплексов пород [14, 22]. Начинаются исследования, цель которых показать, что большая часть западных островных дуг Тихого океана, включая Японию, Филиппины, Меланезийские бордерленды и всю Восточную Азию, пред-

¹ В литературе иногда встречается написание Фараллон. Правильной является данная транслитерация испанского названия Farallon, соответствующая географическому названию мыса Фаральон, от которого произошло название хребта.

ставляет собой коллаж экзотических блоков и континентальных массивов [22, 23]. Главными проблемами, которые предстоит разрешить, станут процессы происхождения, перемещения и последующего столкновения указанных комплексов пород. Например, А.Нур и 3. Бен-Аврахам выдвинули интересное предположение, что массивы пород по периферии Тихого океана представляют собой осколки древнего континента Пацифида [2].

Субдукция является не только составной частью глобального механизма тектоники плит, но и его главным двигателем. В то же время сама субдукция — очень сложный процесс. Однако ее загадочную природу и несомненно комплексный характер можно лучше понять, если рассмотреть два крайних режима: режим высоких напряжений (субдукция чилийского типа), когда имеет место сильное механическое сцепление между надвигающейся и поддвигающейся плитами, и режим низких напряжений (субдукция марианского типа), когда сцепление между двумя плитами слабое. Важными факторами, контролирующими степень механического сцепления, могут быть возраст погружающейся плиты, движения астеносферы и воздымающейся плиты и, возможно, природа границ между плитами.

Неизбежным следствием непрерывной субдукции является аккреция или субдукция осадочных пород, поступающих в желоба. Субдукции осадков способствуют структуры горстов и грабенов — отличительная черта резко изогнутых океанических плит. Кроме того, субдукция приводит к столкновению с надвигающейся плитой различных топографических форм субдуцирующей плиты. Некоторые из них могут присоединяться к последней и играть важную роль в эволюции континентов. В конце концов океан закрывается, наступает столкновение континентов и цикл Вилсона завершается поднятием горных хребтов гималайского типа.

ABSTRACT

Ocean-continent boundary in the Western Pacific region is mainly composed of subduction zones. Subduction is not only the counterpart process to seafloor spreading in the plate tectonic regime, but also is the major driving mechanism of plate motions. The features of subduction zones are difficult to explain by a single model. The importance of recognizing the existence of two basic and contrasted modes in subduction, controlled by the strength of coupling between subducting and overriding plates, is demonstrated. The two modes are High Stress Chilean-type subduction and Low Stress Mariana-type subduction. Collision and accretion of buoyant features on seafloor, is also important in the evolution of continents.

ЛИТЕРАТУРА

- Alvalez W. Geological evidence for the geographical pattern of mantle return flow and driving mechanism of plate tectonics//J. Geophys. Res. 1982. Vol. 87. P. 6697—6710.
- Atwater T. Implications of plate tectonics for the Cenozoic tectonic evolution of western North America//Geol. Soc. Amer. Bull. 1970. Vol. 81. P. 3513—3536.
- 3. Carlson R.L., Melia P.J. Subduction hinge migration//Tectonophysics, 1984, Vol. 102. P. 399—411. 4. Chapple W.M., Tullis T.E. Evolution of the forces that drive the plates//J. Geophys. Res. 1977, Vol. 82.
- Chapple W.M., Tullis T.E. Evolution of the forces that drive the plates//J. Geophys. Res. 1977. Vol. 82. P. 1967—1984.
- 5. Chase C. Extension behind island arcs and motions relative to hot-spots//J. Geophys. Res. 1978. Vol. 83. P. 5385—5387.
- Dalmayrac B., Molnar P. Parallel thrust and normal faulting in Peru and constraints of the state of stress//Earth and Planet. Sci. Lett. 1981. Vol. 55. P. 473—481.
- Dewey J.L. Episodicity, sequence and style at convergent plate boundaries//Geol. Assoc. Can. Spec. Pap. 1980. Vol. 20. P. 553—574.
- Dickinson W.R., Seely D.R. Structure and stratigraphy of forearc regions//Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 1979. Vol. 63. P. 2—31.
- Edmonds J.M., Damm K.V. Hot springs on the ocean floor//Sci. Amer. 1983. Vol. 248. N 4. P. 78—93.
 Eguchi T., Uyeda S. Seismotectonics of the Okinawa Trough and Ryukyu Arc//Mem. Geol. Soc. China. 1983. N 5. P. 189—210.

- Eguchi T., Uyeda S., Maki T. Seismotectonics and tectonic history of the Andaman Sea//Tectonophysics. 1979. Vol. 57. P. 35—51.
- Forsyth D.W., Uyeda S. On the relative importance of driving forces of plate motion//Geophys. J. Roy. Astron. Soc. 1975. Vol. 43. P. 163—200.
- Hilde T.W.C. Sediment subduction versus accretion around the Pacific//Tectonophysics. 1983. Vol. 99. P. 381—397.
- Hilde T.W.C., Sharman G.F. Fault structure of the descending plate and its influence on the subduction process/EOS, 1978. N 59. P. 1182.
- Horikoshi E. Development of late Cenozoic petrogenic provinces and metallogeny in northeast Japan//Geol. Assoc. Can. Spec. Pap. 1976. N 14. P. 121—142.
- Hussong D.M., Edwards P.B., Johnson S.H. et al. Crustal structure of Peru-Chile Trench: 8—12°S Latitude// Geophys. Monogr. Amer. Geophys. Union. 1976. N 19. P. 155—174.
- Kanamori H. Great earthquakes at island arcs and the lithosphere//Tectonophysics. 1971. Vol. 12. P. 187—198.
- 18. Kanamori H. Quantification of earthquakes//Nature. 1978. Vol. 271. P. 411-414.
- Karig D.E. Origin and development of the marginal basins in the Western Pacific//J. Geophys. Res. 1971.
 Vol. 76. P. 2542—2561.
- 20. Lister C.R.B. Tectonic movement in the Chile Trench//Science. 1971. Vol. 173. P. 719-722.
- Matsuda T., Uyeda S. On the Pacific-type orogeny and its model extension of the paired belts concept and possible origin of marginal seas// Tectonophysics. 1971, Vol. 11, P. 5—27.
- McCabe R., Uyeda S. Hypothetical model for bending of the Mariana Arc//Geophys. Monogr. Amer. Geophys. Union. 1983. N 27. P. 281—293.
- 23. McKenzie D.P., Morgan W.J. Evolution of triple junctions//Nature. 1969. Vol. 224. P. 125-133.
- 24. Minster J.B., Jordan T.H. Present day plate motions: a summary//Source mechanism and earthquake prediction. P.: Cent. Nat. rech. sci., 1980. P. 109—124.
- Molnar P., Atwater T. Interarc spreading and Cordilleran tectonics as alternates related to the age of subducted oceanic lithosphere// Earth and Planet. Sci. Lett. 1978. Vol. 41. P. 330—340.
- 26. Morgan W.J. Plate motions and deep mantle convection//Geol. Soc. Amer. Mem. 1980. Vol. 132. P. 7-20.
- Scholl D.W., Christensen M.N., Von Huene R., Marlow M.S. Peru-Chile Trench sediments and sea-floor-spreading//Bull. Geol. Soc. Amer. 1970. Vol. 81. P. 1339—1360.
- Wilson J.T. Evidence from ocean islands suggesting movement in the Earth//Phil. Trans. Roy. Soc. London. 1965. Vol. 258. P. 145—165.
- Yonekura N. Late Quaternary vertical crustal movements in and around the Pacific as deduced from former shoreline data//Geodynamics of the Western Pacific-Indonesian region. Geodynamics Ser. 11. Amer. Geophys. Union. Geol. Soc. Amer., 1983. P. 41-50.
- Yoshii T. A detailed cross-section of the deep seismic zone beneath northeastern Honshu, Japan//Tectonophysics. 1979. Vol. 55. P. 349—360.
- Zonenshain L.P., Savostin L.A. Movement of lithospheric plates relative to subduction zones: Formation
 of marginal seas and active continental margins// Tectonophysics. 1981. Vol. 74. P. 57—87.

УДК 551.242.25

Ю.Г. Киселев

ГРАНИЦЫ ОКЕАН — КОНТИНЕНТ В СЕВЕРНОМ ЛЕДОВИТОМ ОКЕАНЕ

Между материком и океаном выделяются три типа границ разделов: физикогеографическая (переход от береговой линии суши к открытой части моря), геоморфологическая (переход от подножия материкового склона к ложу океана) и глубинно-геологическая, или тектонофизическая (область смены континентального и субконтинентального строения коры на субокеаническое и океаническое).

Чем древнее океан или отдельно взятые его области, тем более контрастно выражены эти границы разделов и тем на меньшем расстоянии одна от другой они находятся.

В Северном Ледовитом океане с его шельфами огромных размеров, недоразвитостью материковых склонов, широким развитием в центральной части океана реликтово-материковых горсто-глыбовых хребтов и порогов — крупнейших ответвлений погруженных участков бывшего шельфа, а также фрагментарностью развития собственно ложа океана отмечается большая сложность, а местами