

УДК 551.462

О. К. ЛЕОНТЬЕВ

О ГЕНЕЗИСЕ И ГЕОДИНАМИКЕ ГЛУБОКОВОДНЫХ ЖЕЛОБОВ

На основе анализа геоморфологических, геологических и геофизических материалов по различным районам Мирового океана рассматривается процесс возникновения и эволюции глубоководных желобов. Сопоставляется несколько гипотез их происхождения. Установлено, что глубоководные желоба проходят основные стадии развития геосинклинального прогиба.

Глубоководные желоба представляют собой один из важнейших элементов так называемых переходных зон. Они неоднократно привлекали внимание исследователей. Однако до сих пор в вопросах их происхождения и эволюции, как и их значения в общем процессе развития земной коры и рельефа земной поверхности, остается много неясного.

Морфология глубоководных желобов детально охарактеризована во многих работах (Островные дуги, 1952; Менард, 1966; Удинцев, 1972; Леонтьев, 1968 и др.). Давно установлены такие закономерности их распространения, как сопряженность с островными дугами и котловинами южных морей. Известно также, что из 36 известных глубоководных желобов 29 расположены в Тихом океане. Несомненна связь желобов с зонами Беньофа-Заварицкого — они расположены на выходах этих глубинных зон неустойчивого состояния недр на земную поверхность и характеризуются сосредоточением очагов мелкофокусных землетрясений. Еще Венинг-Мейнес (Vening-Meinesz, 1940) отметил, что глубоководные желоба имеют большие отрицательные аномалии силы тяжести в свободном воздухе, тогда как примыкающим к ним островным дугам и в особенности «краевым валам» (линейно-ориентированным поднятиям, сопровождающим желоба со стороны ложа океана) присущи положительные аномалии.

С. А. Ушаков отметил, что для образования отрицательных гравитационных аномалий в глубоководных желобах «необходимо допустить механизм, отличный от простой стационарной прочности литосферы» (Ушаков, 1979, стр. 173). Венинг-Мейнесом в качестве такого механизма был предложен процесс упругого вдавливания (buckling) литосферы. Идеи Венинг-Мейнеса получили горячую поддержку со стороны нидерландских геологов (Островные дуги, 1952), сделавших наиболее крупный вклад в изучение проблемы глубоководных желобов.

Гипотеза вдавливания литосферы дает ответ и на вопрос о происхождении глубоководных желобов, которые, по Венинг-Мейнесу, представляют собой нормальные геосинклинальные прогибы. Эволюция этих образований рисуется в таком виде: осадки, выполняющие прогиб, в ходе дальнейшего его развития испытывают складчатость, затем происходит тектоническая инверсия глубоководного желоба — превращение его в складчатое горное сооружение (рис. 1, а).

Уорзел и Шербет (1957) в противоположность Венинг-Мейнесу считают, что глубоководные желоба образовались в результате растяжения земной коры. Одним из доводов в пользу этой гипотезы явилось установление малой мощности осадков в желобе Тонга (Рейтт и др., 1957) и в

некоторых других, хотя этот факт можно объяснить либо молодостью желоба, либо медленным поступлением осадков. Малая мощность осадочного слоя в глубоководных желобах рассматривается в качестве серьезного аргумента против представления о желобах как о геосинклинальных прогибах (рис. 1, б).

С позиций гипотезы тектоники плит глубоководные желоба — это участки литосферы, где происходит субдукция океанических плит. Зоны Бенюфа-Заварицкого — это прежде всего зоны погружения океанической плиты под континентальную (рис. 1, в). Однако если признавать гипотезу субдукции, то следует считать, что глубоководные желоба перманентно мигрируют в направлении от срединно-океанических хребтов к

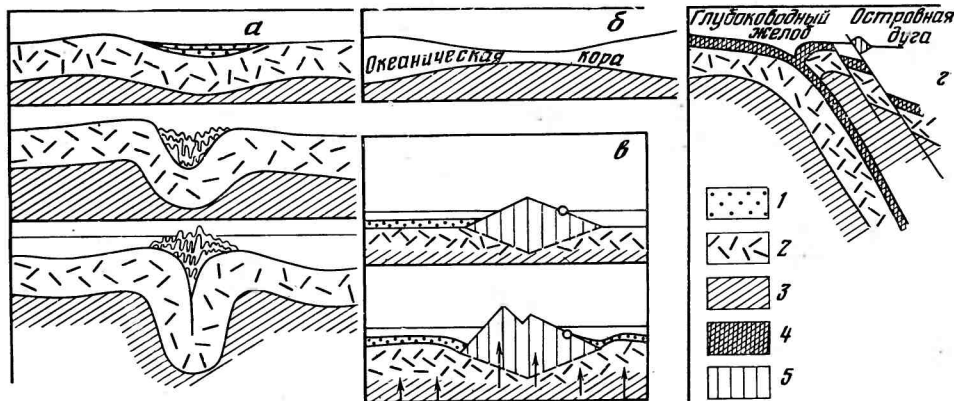


Рис. 1. Гипотезы происхождения глубоководных желобов

а) по Венинг-Мейнесу, стадии (сверху вниз) геосинклинального накопления, складчатости и орогена; б) по Уорзелу и Шербету — гипотеза растяжения коры; в) гипотеза Хосино — образование желоба в результате поднятия океанского дна и отставания поднятия на границе с островной дугой или континентальной корой; г) гипотеза субдукции: 1 — осадки, 2 — тектоносфера, 3 — мантия, 4 — океаническая кора, 5 — островные дуги

окраинам океанов, что совершенно обязательно при разрастании дна океанов. Но нет ни одного факта, который говорил бы о столь огромных перемещениях глубоководных желобов в геологическом времени, хотя, как мы увидим ниже, в ограниченных пределах их перемещение действительно происходит.

Совсем недавно были опубликованы работы М. Хосино (Hoshino, 1975, 1978), в которых генезис глубоководных желобов рассматривается с позиций гипотезы расширения Земли. Расширение нашей планеты, по представлениям Хосино, должно неизбежно обусловить поднятие дна океана. Глубоководный желоб формируется в результате отставания периферийной полосы земной коры, примыкающей к материку или островной дуге, от общего воздымания ложа океана. Поднятие дна океана при этом вызвано восходящим движением глубинного материала — «мантийного вещества» — под ложем океана (рис. 1, г). По мнению Хосино, дно желобов практически неподвижно, так как в целом желоб представляет собой более или менее стационарное образование (что в принципе противоречит отмеченному выше выводу С. А. Ушакова). В качестве доказательства этой неподвижности дна Хосино приводит одинаковую глубину над вершинами двух гайотов, расположенных на противоположных окончаниях Японского желоба на расстоянии около 500 км друг от друга и несущих на своих вершинах мелководные осадки апт-альбского возраста.

М. Хосино полагает, что все, в том числе и древние, орогенические пояса сопровождаются глубоководными желобами. Наряду с кайнозойскими имеются и древние ископаемые глубоководные желоба, причем

одни из них целиком заполнены осадками, другие же погребены лишь частично и еще выражены в рельефе. Глубокий прогиб, выполненный мощной толщей осадков материкового подножия — подводной окраины Северной Америки в Атлантическом океане, названный автор считает древним глубоководным желобом, обрамлявшим герцинский Аппалачский ороген. Примером частично погребенного древнего желоба также герцинского возраста является депрессия Кап-Ферре — Парантис в Бискайском заливе, выполненная мелом и окаймляющая с севера подводный склон Кантабрийских гор (Монтадер и др., 1978). В Норвежском море также имеется ископаемый глубоководный желоб — Фарерский, обрамляющий с севера каледонский ороген Скандинавских гор.

Заметим, что И. О. Брод (1958), анализируя тектонику Предкавказья, выделял здесь узкую депрессию вдоль северного подножия складчатого сооружения восточного Кавказа — Терский ров, который морфологически и, вероятно, генетически также представляет собой погребенный глубоководный желоб. Дж. Оден (1977) говорит об «осадочном трого» с внешней стороны Белуджистанских гор, который предположительно также можно рассматривать как погребенный глубоководный желоб, окаймляющий Белуджистанский альпийский ороген.

Работа М. Хосино интересна прежде всего тем, что она вновь привлекает внимание исследователей к проблеме генезиса и развития глубоководных желобов. Это надо признать весьма своевременным, так как в последнее время в связи с пропагандой гипотезы тектоники плит стало складываться впечатление, что проблему глубоководных желобов можно считать закрытой, поскольку, согласно названной гипотезе, желоба рассматриваются одновременно как результат и как свидетельство субдукции океанических плит под континентальные плиты или под островные дуги.

Согласно представлениям, развиваемым сторонниками тектоники плит, при погружении океанической плиты в глубоководном желобе должны накапливаться пелагические осадки, которые «сносятся с плиты и добавляются к внутреннему склону желоба» (Кулон, 1973, стр. 187). Встречная плита действует на погружающуюся подобно бульдозеру, соскребая с последней значительную часть осадков, в связи с чем эти осадки, отложившиеся ранее на океанической плите в условиях пелагического осадконакопления на ложе океана, должны накапливаться на приостровном склоне глубоководного желоба и на его дне, причем они, по-видимому, должны здесь испытывать «скупчивание» и интенсивно дислоцироваться.

Во время 56-го и 57-го рейсов НИС «Гломар Челленджер» было проведено бурение на приостровном склоне Японского желоба. Здесь были вскрыты породы плейстоцена и миоцена, причем нижнеплиоценовые и миоценовые отложения оказались сильно раздробленными и смятыми, явно испытавшими интенсивное сжатие. Таким образом, осадки нижнего плиоцена и верхнего миоцена действительно испытали воздействие сильных тектонических напряжений. Однако по своему составу — это типичные турбидиты, отложенные мутьевыми потоками, получающими питание в виде осадочного материала со склонов островной дуги. В заполнении желоба заметно участие также подводных оползней. Вместе с тем не обнаружено никаких признаков осадков открытого океана, «содранных» при субдукции с океанической плиты. Толща дислоцированных отложений перекрыта «тонкозернистыми диатомово-глинистыми плиоцен-четвертичными осадками, накапливающимися здесь и поныне» (Мурдмаа, 1978, стр. 45).

Таким образом, результаты бурения в Японском желобе не подтверждают гипотезу субдукции. Нет также никаких следов этого предполагаемого процесса и в разрезах скважин, пробуренных в восточной части Алеутского желоба (Init. Reports..., 1973).

В задачу этой статьи не входит рассмотрение всех гипотез образования глубоководных желобов и тем более решение всех загадок, которые ставят перед нами геологические и геоморфологические особенности этих образований. Мы только хотим обратить внимание читателя на то, что упоминавшиеся гипотезы не в состоянии объяснить многие из этих особенностей, как не в состоянии ответить и на вопрос о генезисе глубоководных желобов. Это относится и к гипотезе субдукции, и к новой гипотезе, предложенной М. Хосино.

Действительно, идея Хосино о поднятии дна океана не может не вызвать серьезных возражений. Известны многочисленные факты, свидетельствующие о противоположной тенденции геодинамики дна океана — тенденции к погружению, отражающей не расширение, а, напротив, ограниченное сжатие Земли (Васильковский, 1974; Бенеш и др., 1975; Леонтьев и др., 1975). Гипотезе поднятия дна океана противоречит огромная мощность коралловых построек в открытом океане. Против этой гипотезы говорят многочисленные данные глубоководного бурения, согласно которым по фаціальным признакам устанавливаются крупные погружения окраин континентов, а по некоторым разрезам — также смена более мелководных осадков, например карбонатных, глубоководными красными глинами вверх по разрезу, в том числе и в скважинах, пробуренных на ложе океана. Региональный анализ данных по коралловым рифам и гайтам центральных и западных районов Тихого Океана приводит к выводу о решающем преобладании отрицательных движений дна океана (объясняемых ограниченным сжатием Земли) над положительными (Леонтьев и др., 1975). Представление о сжатии Земли, по крайней мере в области Тихого океана, вытекает и из построений Г. Менарда (1966).

Как уже упоминалось, считается, что представлению о глубоководных желобах как о геосинклинальных прогибах противоречит якобы малая мощность донных осадков в желобах (см. например, Менард, 1966). Однако из таблицы видно, что в действительности сравнительно мала мощность неконсолидированных осадков, хотя и она заметно больше, чем в океанических котловинах. Если же взять сумму мощностей рыхлых осадков и «второго» слоя, состоящего, очевидно, как из вулканических, так и из осадочных пород и являющегося, таким образом, частью осадочной оболочки в понимании А. Б. Ронова (1980), то она измеряется несколькими километрами. Из таблицы также следует, что чем глубже желоб, тем меньше в нем суммарная мощность осадочного и «второго» слоя (хотя могут быть и исключения, как, например, Зондский желоб). Можно предполагать, что в общем случае глубина желоба и мощность залегающих в нем осадков отражают возраст желоба, т. е. чем меньше осадков в желобе, тем он моложе. Осадков, как правило, меньше в очень глубоких желобах (например, Марианском, Тонга, Кермадек). По-видимому, они моложе, чем другие.

Мощности неконсолидированных осадков и «второго» слоя в некоторых глубоководных желобах (Океанология..., 1979)

Глубоководные желоба	Мощность неконсолидированных осадков, км	Мощность «второго» слоя, км	Суммарная мощность	Глубина, м
Тонга	0,2	3,0	3,2	10 882
Кермадек	0,8	3,4	4,2	10 047
Курило-Камчатский	0,9	6,2	7,1	9 717
Пуэрто-Рико	1,2	7,8	9,0	8 742
Японский	0,5	5,6	6,1	8 412
Чилийский	0,9	8,8	10,7	8 069
Зондский	0,8	3,6	4,4	7 209
Центральноамериканский	1,2	?	?	6 489

Таким образом, нельзя утверждать, что в глубоководных желобах осадки накапливаются очень медленно и что мощность осадочной оболочки здесь слишком мала для того, чтобы их рассматривать как геосинклинальные прогибы. Из приведенной таблицы видно, что суммарная мощность «осадочного» и «второго» слоев, как правило, более 3 км, а может превышать и 10 км. Известны некоторые факты, прямо свидетельствующие о том, что осадочные толщи, выполняющие глубоководные желоба, могут подвергаться складчатости, а также испытывать затем мощное поднятие. Рассмотрим эти факты.

Мы уже упоминали, что глубоководным желобам присущи отрицательные гравитационные аномалии в свободном воздухе. Р. Харли (1970) было показано, что ось отрицательной гравитационной аномалии, характеризующей глубоководный желоб Пуэрто-Рико, протягивается далее, за пределы желоба, на юг и переходит на подводный хребет и о. Барбадос. Этот остров, как оказалось, сложен сильно дислоцированными терригенными породами глубоководного генезиса, подобными флишу. Смятие этой толщи осадков, сначала отложившихся в глубоководном желобе, а затем испытавших складчатость и общее поднятие, произошло в эоцене (McIntyre, 1970). Таким образом, желоб Пуэрто-Рико заложился еще до эоцена. В то время он продолжался в южном направлении. В эоцене произошли замыкание этой части желоба и его инверсия, что привело к образованию сладчатого Барбадосского подводного хребта, частью которого является одноименный остров.

Другой пример этого рода — о. Тимор в Зондской островной дуге. Еще Венинг-Мейнесом было показано, что отрицательная гравитационная аномалия, ось которой проходит через Яванский желоб, продолжается на островах Тимор, Танимбар, Кай, Серам. По Одли-Чарлзу (1977), в мезозое на месте нынешнего о. Тимор существовал прогиб, глубоководный желоб, в котором накопилась толща абиссальных осадков мощностью более 2,7 км. За время от датского века до среднего эоцена здесь накопилось еще 4 км отложений. В середине эоцена эта осадочная толща испытала интенсивную складчатость, сопровождающуюся разрывными дислокациями, в том числе крупными надвигами. В миоцене вновь произошло значительное погружение земной коры, при этом возникли крупнейшие оползни, активно действовали мутьевые потоки. Продолжались и надвиговые дислокации, которые привели к образованию тектонических покровов. Наконец, на границе миоцена и плиоцена произошло общее поднятие, и на месте бывшего глубоководного желоба образовались острова Тимор и другие, названные выше. Одновременно южнее о. Тимор и к востоку от островов Кай сформировались новые глубоководные желоба, которые очень быстро заполнялись осадками. В настоящее время глубины названных желобов вдвое меньше нормальных.

Современный Тиморский желоб, по Одли-Чарлзу, знаменует очередную стадию миграции глубоководного желоба с севера на юг. В перми — триасе Тиморский желоб располагался севернее современного острова, в мезозое и палеогене — на месте современного острова, а с конца миоцена, после тектонической инверсии, он сместился к югу от о. Тимор (рис. 2).

Поднятие острова, по Одли-Чарлзу, происходило со скоростью 0,3 мм/год. Прогибание Тиморского желоба шло, видимо, с меньшей скоростью. Однако прогибание дна желоба в большой мере компенсировалось интенсивным осадконакоплением. Исходя из того что максимальная глубина Тиморского желоба всего лишь 3240 м (по сравнению с глубинами других желобов это можно объяснить именно заполнением его осадками), следует полагать, что мощность позднемиоценовых — послемииоценовых осадков в желобе близка к 5 км. Таким образом, средняя скорость осадконакопления в желобе составляет около 0,25 мм в год,

т. е. 250 мм за 1000 лет. Это весьма высокая скорость осадконакопления для океана.

Таким образом, данные по о. Тимор также свидетельствуют о том, что глубоководный желоб может испытывать инверсию, а выполняющие его осадки — складчатость, и в этом отношении желоб ведет себя как «нормальный» геосинклинальный прогиб. Кроме того, эти данные убедительно свидетельствуют о реальности перемещения глубоководного желоба в латеральном направлении. Масштабы этого смещения желоба могут быть оценены величиной около 200 км, что дает скорость горизонтального смещения около 1 м за 1000 лет.

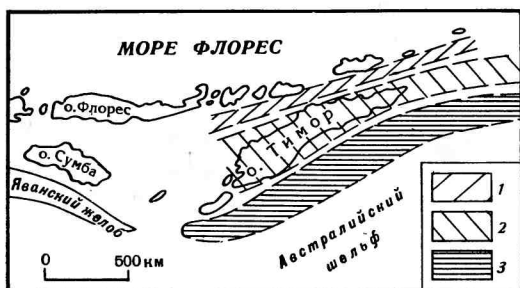


Рис. 2. Латеральное перемещение Тиморского глубоководного желоба. Положение желоба: 1 — в перми — триасе, 2 — в мезозое — палеогене, 3 — современное, по Одли-Чарльзу

Интересные данные, свидетельствующие о высоких скоростях осадконакопления и о нестационарности глубоководных желобов, имеются по Алеутскому желобу. По Д. Пиперу и др. (Piper et al., 1973), скорость осадконакопления в Алеутском желобе равна 1,8 мм в год, что в 7 раз больше, чем в Тиморском желобе. Таким образом, оба примера указывают на ошибочность представления о малых скоростях осадконакопления в глубоководных желобах.

Наибольший интерес в районе Алеутского желоба представляют некоторые геоморфологические особенности, которые указывают на способность глубоководного желоба разрастаться в длину. Как известно (Chase et al., 1971), к востоку и юго-востоку от Алеутского желоба расположены Аляскинская и Алеутская абиссальные равнины, в поверхность которых врезаны абиссальные долины Сервейор, Хорайзн и др. Аляскинская равнина сложена турбидитами (скв. 178 «Гломар Челленджер», см. Initial Reports..., 1973). Врезанные в нее абиссальные долины образуют веерообразный рисунок, свидетельствующий о том, что Аляскинская равнина представляет собой сильно уплотненный конус выноса мутьевых потоков. Питание последних осуществлялось (и, вероятно, осуществляется и сейчас) за счет речного и водно-ледникового стока с хребтов Чугач, Св. Ильи, Берегового, входящих в систему прибрежных горных цепей Кордильер Аляски и Британской Колумбии. Алеутская абиссальная равнина по своему строению и генезису аналогична Аляскинской. Однако, как это видно из рис. 3, в настоящее время она отрезана от источника питания — склонов Алеутского хребта — глубоководным желобом. Следовательно, еще в недавнем геологическом прошлом Алеутский желоб не распространялся на восток так далеко, как в настоящее время. В разрезе скв. 178, пробуренной на окраине Аляскинской равнины, типичные турбидиты слагают миоцен и большую часть плиоцена. Верхи плиоцена и плейстоцен представлены серыми гемипелагическими илами с обильной примесью диатомей и с включениями обломков горных пород, принесенных сюда льдами. Таким образом, возраст конуса выноса в основном миоцен-плиоценовый. По-видимому, таков же возраст и основной части толщи, которая слагает Аляскинскую абиссальную равнину. В этом случае приходится допустить, что Алеутский желоб за плиоцен — плейстоцен удлинился к востоку на несколько сот километров, т. е. его восточная часть очень молода. Пробуренная здесь скважина 180 даже на глубине 500 м от своего устья не вышла из верхнего плейстоцена, как и

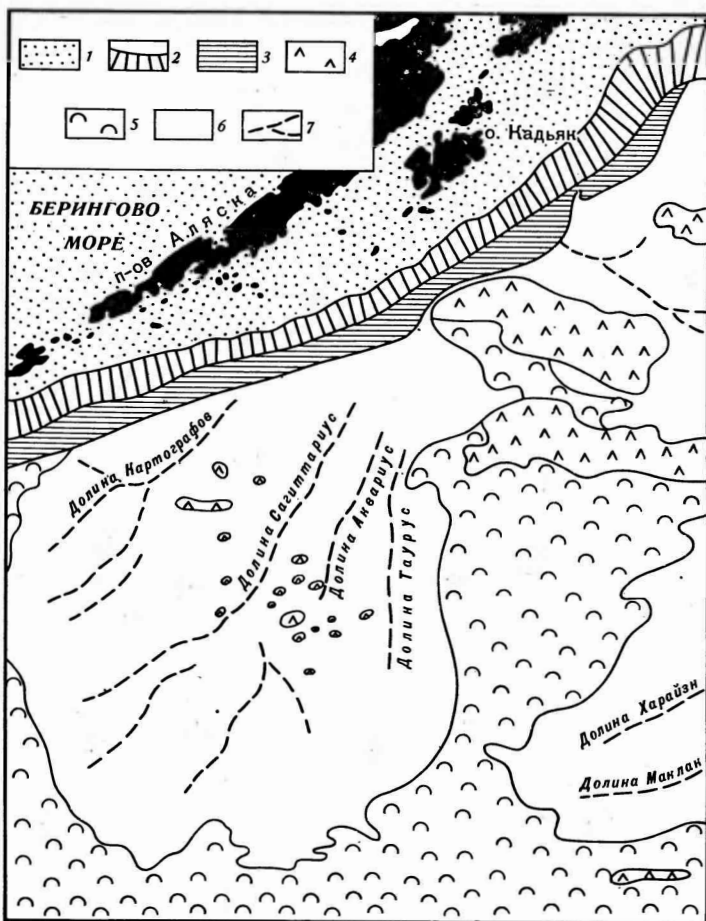


Рис. 3. Геоморфологическая схематическая карта района восточной части Алеутского жолоба

1 — шельф, 2 — материковый склон, 3 — глубоководный желоб, 4 — горный рельеф, 5 — холмистая абиссальная равнина, 6 — плоские абиссальные равнины, 7 — долины мутьевых потоков

скважины 181 и 182, пробуренные на северо-западном склоне жолоба. Склон оказался сложенным турбидитами, как и приостровной склон Японского жолоба.

Выше говорилось, что молодые очень глубокие жолоба имеют относительно малую мощность выполняющих их осадков. Жолоба Тиморский и Алеутский в этом отношении представляют исключение — хотя они и молоды, но мощность осадков в них велика. По-видимому, это отклонение объясняется очень благоприятными условиями питания жолобов обломочным и пирокластическим материалом. В других глубоких жолобах — Марианском, Тонга, Кермадек, где эти условия менее благоприятны, мощность осадочного слоя в жолобе невелика.

Малая мощность осадков отмечена и в жолобе Витязя — всего 0,8 км (Удинцев и др., 1974). Этот жолоб интересен своей небольшой глубиной и отсутствием островной дуги. Ранее высказывалось предположение, что и то и другое, видимо, свидетельствует о его молодости. Если это так, то жолоб Витязя также представляет любопытное исключение. Получается, что он настолько молод, что еще не успел углубиться. Г. Б. Удинцев и его соавторы относят жолоб Витязя к категории «жолобов-разломов», а не к глубоководным жолобам обычного, геосинклиналильного типа. Однако

и описание желоба Витязя, данное в работе Г. Б. Удинцева и др. (1974), и общее положение его в системе «внешних» глубоководных желобов Меланезии (в одном ряду с Новогвинейским, Манус и Малаита), и геофизические черты позволяют отнести его к «нормальным» глубоководным желобам. Отсутствие островной дуги, малую глубину, относительно малую сейсмичность скорее следует рассматривать как признаки того, что желоб Витязя находится в начальной стадии развития по сравнению не только с Курило-Камчатским или Алеутским, но и с желобами Тонга и Кермадек.

Таким образом, можно считать, что на первых этапах образования глубоководного желоба он может иметь небольшую глубину и не сопредельна островной дугой. Мощность осадков в нем в это время невелика. Этим условиям отвечает желоб Витязя. В последующем происходит значительное углубление желоба, которое лишь в малой степени компенсируется осадконакоплением. Островная дуга вдоль такого желоба уже сформировалась, хотя она и представлена преимущественно подводным хребтом. Этой стадии развития соответствуют желоба Марианский, Кермадек, Тонга. Малый объем залегающих в них осадков согласуется с V-образным профилем желобов.

В дальнейшем, по мере роста островной дуги улучшаются условия питания желоба осадочным материалом. За счет накопления осадков дно желоба уплощается, мощность осадочной оболочки превосходит 5—6 км («осадочный» слой суммарно со «вторым» слоем), а глубина уменьшается. В этой стадии развития находятся Курило-Камчатский, Пуэрто-Риканский, Японский, Алеутский желоба. Зондский желоб, по видимому, также находится в этой стадии развития. Заниженные мощности осадков скорее всего объясняются тем, что сейсмический профиль здесь не захватывает самую глубокую часть желоба, а ограничивается его склоном (Океанология..., 1979).

Продолжающееся осадконакопление может привести к тому, что глубина в желобе оказывается меньше 6 км — обычной крайней по значению глубины, по которой условились выделить внешний контур формы. Таковы желоба Тиморский и Кай, которые, несмотря на свою абсолютную молодость, благодаря оптимальным условиям поступления осадков достигли этой весьма зрелой стадии развития. В дальнейшем может произойти смятие (в результате сжатия?) осадочной толщи и инверсии желоба. Этой стадии эволюции отвечают острова Тимор, Серам, Кай, а также Барбадосский подводный хребет с о. Барбадос.

При инверсии желоба, которая, как видно на рассмотренных примерах, охватывает не весь желоб, а какой-то ограниченный его участок, может произойти также зарождение нового желоба на участке земной коры, смежном с тем, который претерпел инверсию. Это явление мы назвали выше латеральной миграцией глубоководного желоба. Тем, что рядом с претерпевающим инверсию желобом закладывается и развивается новый, объясняется преемственность и древность фауны глубоководных желобов. Выживание древней фауны (Беляев, 1966) обеспечивается возможностью ее миграции из «замыкающегося» желоба в постепенно формирующийся рядом новый желоб. Но инверсия желоба по каким-то неизвестным для нас причинам может и не произойти. Об этом свидетельствуют не только современные желоба, не испытавшие инверсии, но и возможность сохранности в ископаемом виде древних желобов, о которых уже говорилось. Длина желоба также может существенно изменяться. Она может уменьшаться, если какой-то отрезок желоба претерпел инверсию или оказался полностью заполненным осадками, и увеличиваться за счет разрастания желоба в стороны.

Таковы основные особенности геодинамики глубоководных желобов. Можно видеть, что они наилучшим образом согласуются с гипотезой геосинклинального прогиба и противоречат гипотезам Хосино и субдук-

ции. Заметим при этом, что идея Хосино об ископаемых желобах в целом перспективна, так как позволяет объяснить происхождение некоторых узких прогибов явно древнего заложения, либо полностью погребенных позднейшими осадками, либо частично еще вырисовывающихся в современном рельефе, как, например, Фаррерский прогиб. Вместе с тем вряд ли можно согласиться с отнесением к ископаемым глубоководным желобам прогиба, лежащего в основании материкового подножия Северной Америки в Атлантическом океане. По морфологическим и геофизическим признакам оно не выдерживает критики.

Существенно, что древние желоба сохраняют в течение какого-то времени сейсмичность, т. е. зона Беньофа-Заварицкого не «залечивается» сразу после складчатости, о чем свидетельствует, в частности, сейсмичность Белуджистанского «осадочного трога» (Оден, 1977) и Терского рва (вспомним недавнее Кумторкалинское землетрясение в Дагестане).

Итак, глубоководные желоба — гигантские прогибы земной коры. Их образование предопределено выходами на поверхность планеты зон Беньофа-Заварицкого. Можно сказать, что глубоководные желоба — это выраженные в рельефе земной поверхности зоны Беньофа-Заварицкого. Глубоководные желоба с течением времени заполняются осадками, затем осадочная толща может подвергнуться складчатости, и тогда желоб может испытывать инверсию — на его месте формируется положительная форма рельефа в виде складчатого горного сооружения.

Конечно, глубоководный желоб не аналогичен геосинклинальной области. Это лишь часть ее. По всей вероятности, складчатость и тектоническая инверсия глубоководного желоба, если они произойдут, могут привести к образованию лишь краевых поднятий формирующейся геосинклинальной области. Основная же часть оротена, видимо, формируется на месте островной дуги и главным образом (по площади) на месте котловины геосинклинального моря.

ВЫВОДЫ

1. Глубоководный желоб развивается от стадии относительно мелководного желоба с ничтожным по мощности осадочным покровом к стадии глубочайшего желоба, мощность осадков в котором остается еще небольшой, и далее — к стадии глубоководного желоба, имеющего глубину меньшую, чем в предыдущей стадии, но выполненного мощной толщей осадков и вулканитов. Дальнейшее развитие желоба может идти либо по пути складчатости и инверсии, либо погребения и захоронения под позднейшими осадками.

2. При замыкании глубоководного желоба возможна его латеральная миграция, т. е. образование нового желоба рядом с «закрывающимся».

3. Глубоководные желоба способны довольно быстро разрастаться в длину или же сокращаться. Уменьшение длины желоба происходит за счет его заполнения и тектонической инверсии.

ЛИТЕРАТУРА

- Беляев Г. М. Донная фауна наибольших глубин (ультраабиссалы) Мирового океана. М., «Наука», 1966.
- Бенеш К., Галибина И. В., Каттерфельд Г. Н. Тенденции развития планет земной группы. «Изв. АН СССР. Сер. геол.», № 5, 1975.
- Брод И. О. Геология и нефтегазоносность Восточного Предкавказья. Л., Гостоптехиздат, 1958.
- Васильковский Н. П. К проблеме прогибания ложа океанов. В кн. «Вопросы геологии и геофизики окраинных морей северо-западной части Тихого океана». ДВНЦ АН СССР, Владивосток, 1974.
- Кулон Ж. Возрастаие океанического дна и дрейф материков. Л., «Недра», 1973.
- Леонтьев О. К. Дно океана. М., «Мысль», 1968.
- Леонтьев О. К., Лукьянова С. А., Медведев В. С. Опыт применения морфологического

- анализа коралловых рифов и гайотов для изучения вертикальных движений земной коры. В кн. «Колебания уровня Мирового океана и вопросы морской геоморфологии». М., «Наука», 1975.
- Менард Г. У. Геология дна Тихого океана. М., «Мир», 1966.
- Монтадер Л., Уиннок Э., Дельтьел Ж., Грау Дж. Континентальные окраины вдоль побережья Галисии — Португалии и в Бискайском заливе. Геология континентальных окраин, т. 2. М., «Мир», 1978.
- Мурдмаа И. О. Глубоководное бурение в Японском желобе. «Природа», № 11, 1978.
- Оден Дж. Б. Афганистан — Пакистан. Мезозойско-кайнозойские складчатые пояса, т. 1. М., «Мир», 1977.
- Одди-Чарлз М. Дж. Дуги Банда. Мезозойско-кайнозойские складчатые пояса, т. 1. М., «Мир», 1977.
- Океанология. Геофизика океана, т. 1. М., «Наука», 1979.
- Островные дуги. М., Изд-во иностр. лит., 1952.
- Рейтт Р. У., Фишер Р. И., Мейсон Р. Г. Желоб Тонга. Земная кора. М., Изд-во иностр. лит., 1957.
- Ронов А. Б. Строение и история развития осадочной оболочки Земли. «Природа», № 1, 1980.
- Удинцев Г. Б. Геоморфология и тектоника дна Тихого океана. В кн. «Тихий океан». М., «Наука», 1972.
- Удинцев Г. Б., Дмитриев Л. В., Шараськин А. Я., Агапова Г. В., Зенкевич Н. Л., Береснев А. Ф., Куренцова Н. А., Сузюмов А. Е. Новые данные о желобах-разломах юго-западной части Тихого океана. «Геотектоника», № 2, 1974.
- Уорзел Дж. Л., Шербет Е. Л. Интерпретация аномалий силы тяжести на основании стандартных колонок земной коры для океанов и материков. В кн. «Земная кора». М., Изд-во иностр. лит., 1957.
- Ушаков С. А. и др. Гравитационное поле и рельеф дна океана. М., «Недра», 1979.
- Харли Р. Геологические исследования Вест-Индии. В кн. «Окраины континентов и островные дуги». М., «Мир», 1970.
- Chase T. E., Menard H. W., Mammerickx J. Bathymetry of the North Pacific. In: *Journal of Marine Research*, La Jolla, 1971.
- Hoshino M. Eustacy in relation to orogenic stage. Tokyo, 1975.
- Hoshino M. Origin of trenches. «La mer», t. 16, No. 3, 1978.
- Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, v. XVIII, 1973.
- McIntyre J. G. Sediments of the west coast of Barbados. «Marine geology», v. 9, No. 1, 1970.
- Piper D. J., Huene R., Duncan J. R. Late Quaternary sedimentation in the active eastern Mentian Trench. «Geology», No. 1, 1973.
- Vening-Meinesz F. A. The Earth's Crust deformation in the East Indies. «Proc. Kon. Akad. Wis. Amsterdam», No. 43, 1940.

Московский государственный
университет
Географический факультет

Поступила в редакцию
22.I.1980

ON GENESIS AND DYNAMICS OF DEEP TRENCHES

O. K. LEONTYEV

Summary

Deep sea trenches are gigantic troughs of the earthcrust which both spatially and possibly genetically are in close connection with island arcs. Analysis of data on geomorphology, geology and geophysics shows that deep trenches come into being as rather shallow troughs and later on pass various stages as follows: a) very deep troughs with thin sediment cover; b) deep troughs with thick sediments at the bottom; c) troughs nearly completely filled with sediments. Later the sedimentary mantle within the trench may be folded and an inversion takes place — formation of folded ridge instead of the trough (e. g. Timor and Barbados). Thus deep trench in the course of its evolution passes the same stages as geosynclinal trough. At the time of the trench closing a new trench is usually formed at an adjacent part of the earthcrust, thus a lateral migration of the trench occurs (e. g. Timor trench). In some cases the deep trench increases its length (e. g. Aleutian trench). Deep drilling data from Japanese and Aleutian trenches do not confirm hypothesis of the trenches formation due to subduction. Some other hypotheses are discussed.