Геологический факультет

Кафедра общей геологии и геодинамики

**Курсовая работа по теме**

**«Тектоника дна мирового океана**»

Новочеркасск 2011

**Оглавление**

Введение

1. Срединно-океанические хребты

2. Океанические платформы

2.1 Талаплены

2.2 Системы широтных сдвигов

2.3 Обособленные вулканические горы и гайоты

3. Островные дуги

Заключение

Список литературы

**Введение**

В конце 18 века французский гидрограф Кларэ де Флорие назвал совокупность океанов и морей Мировым океаном. Воды Мирового океана покрывают более 70% поверхности Земли, выполняя крупнейшие впадины.

Однако океаны не только огромные впадины, заполненные водой. Они характеризуются «океаническим типом» земной коры, отличающейся по составу, структуре и мощности от коры «материкового типа».

Подводными возвышенностями воды Мирового океана делятся на четыре обособленных океана, различных по возрасту, истории формирования и характеру геологического строения занятых ими акваторий.

Тихий океан. Его площадь составляет 179 679 тыс. км2, средняя глубина 4028 м, наибольшая глубина 11 022 м, объём 723 699 тыс. км3.

Атлантический океан. Его площадь равна 93 363 тыс. км2, средняя глубина 3926 м, наибольшая глубина 9 219м.

Индийский океан. Занимает площадь 76 175 тыс. км2, средняя глубина 3 897м, наибольшая глубина более 6 000м.

Северный Ледовитый океан. Его площадь равна 13 100 тыс. км2, средняя глубина 3300м, наибольшая глубина 4 500м.

Новейшие данные, особенно промеры эхолотом, показывают, что рельеф дна океана очень сложен. Однако по генетическому признаку в нём выделяют следующие крупнейшие формы, отражающие поднятия материков и впадины океанов, а также их взаимоотношение.

1. Затопленные морем окраины материков – материковые отмели или шельфы;

2. Комплекс форм рельефа области, переходной от материков к океану – материковые склоны (крутые подводные откосы), глубоко погружённые блоки материков (бордерленды), островные дуги и сопряжённые с ними глубоководные желоба, котловины краевых морей.

3. Ложе Мирового океана и глобальная система срединных океанических хребтов.

**1. Срединно-океанические хребты**

Сеть хребтов, расположенных в центральных частях всех океанов называются срединно-океаническими хребтами.

Они образуют единую горную систему общей протяжённостью более 64 тыс. км, имеют ширину около 1000 км и возвышаются над абиссальными котловинами на 2,5—3 км. По высоте эти подводные горы сравнимы с горными хребтами суши. Срединно-океанические хребты сложены плотными и тяжёлыми магматическими горными породами.

Под центральными частями хребтов поднимаются горячие мантийные расплавы (магма). Они растягивают земную кору и дробят её разломами. Изливаясь на дно, расплавы остывают. Новая порция горячей магмы раздвигает застывшие лавы, и всё повторяется снова. Так разрастается океаническая земная кора. Этот процесс называется английским словом спрединг, что в переводе на русский язык означает «растягивание», «расширение». Так происходит омоложение земной коры под океанами в области срединного хребта — в его центральной части, где кора моложе, рождаются новые её порции (рис. 1). Растяжение литосферы подтверждается бурением, произведённым с судна «Гломар Челленджер». Было обнаружено, что мощность осадочно-вулканогенного покрова увеличивается по мере удаления от осей срединных океанических хребтов к их подножиям, а возраст пород, залегающих на «базальтовом слое» земной коры, возрастает в тех же направлениях (в Атлантическом океане, например, от современного в осевой зоне срединного хребта до мелового у его подножий; в осевой зоне Восточно-Тихоокеанского хребта возраст базальных горизонтов осадочного чехла 3млн. лет, а у подножий 37 млн. лет)

Скорость поступления горячей магмы может быть различной. Если она поступает медленно, то среди хребтов успевает образоваться рифтовая долина — глубокая расселина, на дне которой множество активных вулканов. Хребты с такими долинами разрастаются медленно, скорость раздвижения их на дне Атлантического и Индийского океанов составляет 2—4 см в год.

Если магма поступает быстро, то такая долина не успевает сформироваться и скорость образования новой земной коры океанического типа достигает 18 см в год. Таков подводный хребет на востоке Тихого океана.

Срединно-океанические хребты рассечены поперечными (трансформными) разломами. Разломы смещают и рифтовые долины, и сами хребты. Вдоль разломов в хребте также встречаются действующие вулканы. В срединно-океанических хребтах землетрясения бывают довольно часто, но не очень сильные.

рис.1

В центральной части срединно-океанических хребтов в 70-х гг. XX в. были обнаружены замечательные творения природы — чёрные курильщики. Там, где на дне океана изливается горячая лава, морская вода разогревается, до 350°С. Такие разогретые воды немедленно бы превратились в пар, если бы не огромное давление многокилометровой толщи воды.

Растворённые в водах химические вещества излившихся лав взаимодействуют друг с другом, образуя горячую серную кислоту. Эта кислота растворяет минералы лав и взаимодействует с ними, в результате возникают соединения серы с металлами (сульфиды). Они выпадают в осадок, создавая конусообразные постройки, внутри которых реакции продолжаются. Очень горячие растворы поднимаются по «трубам» в центральных частях конусов к их вершинам и там, остывая, освобождаются от сульфидов. Над конусами они образуют чёрные облака (растворы сульфидов имеют чёрный цвет).

При освещении такого конуса прожекторами создаётся впечатление, что работает подземный завод, выпускающий чёрные клубы дыма. Эти курящиеся конусы достигают 70-метровой высоты над уровнем океанского дна, но скрытая часть их постройки составляет сотни метров(рис.2) Они имеют причудливую форму и встречаются группами, которые получили название «венский лес».

рис.2

Горячие точки. Хорошо известны Гавайские острова Тихого океана с их действующими вулканами — Килауэа, Мауна-Кеа, Халемаумау и др. Цепочка древних подводных вулканов тянется от них на северо-запад. Их возраст постепенно увеличивается по мере удаления от действующих вулканов в северо-западном направлении. Такую интересную особенность длинного вулканического хребта можно объяснить, если предположить, что из недр Земли, из мантии, идёт поток сильно нагретого вещества в виде мощной струи. А литосферная океаническая плита перемещается над этой неподвижной струёй, которая, как газовая горелка, прожигает плиту. Сейчас след этой горячей струи находится в районе действующих вулканов, а более ранний «шов» от неё представляет собой цепочку слившихся друг с другом вулканов.

Если горячие мантийные потоки поднимаются под относительно неподвижными срединно-океаническими хребтами, то они образуют огромные постройки, состоящие из уснувших и действующих вулканов. Наиболее яркий пример такой постройки — остров Исландия.

Существует продолжение структур срединно-океанических хребтов на материках. Восточно-Тихоокеанский хребет, по мнению американских геологов, через горло Калифорнийского залива продолжается в области Хребтов и Впадин. Гребень хребта пересекает плато Колорадо, Мексиканскую возвышенность и хр. Большого бассейна, образующие вспученный рельеф, по масштабу сопоставимый со вспученным рельефом океанского ложа в Восточно-Тихоокеанском хребте. Пояс неглубоких очагов землетрясений гребня Восточно-Тихоокеанского хребта продолжается в перечисленных районах суши. Характерный для подводного хребта тепловой поток обнаружен в Калифорнийском заливе, на континентальном бордерленде у южного побережья Калифорнии и в области Хребтов и Впадин. Под материком, однако, не обнаружено повышения кровли мантии, a в Калифорнии отсутствует повышенный поток тепла.

Севернее у берегов штатов Орегон и Вашингтон в прибрежной части океана вновь появляется рельеф, характерный для срединно-океанических хребтов, приуроченный к подводным хребтам Горда и Хуан-де-Фука, разделенным зоной разлома Бланко. Вдоль оси хребта Горда, проходит типичное рифтовое ущелье, ограниченное сбросами и рифтовыми кряжами, очень напоминающее рифтовые зоны Срединно-Атлантического и Срединно-Индийского хребтов. Типичный для рифтовых зон грядовый рельеф имеет и подводный хребет Хуан-де-Фука. Вдоль осевой зоны обоих хребтов проходит пояс высокой сейсмической активности, а строение коры и верхней мантии этих хребтов характеризуется утонением «базальтового слоя» и подъемом кровли верхней мантии с одновременным разуплотнением ее вещества. Оба хребта сопровождаются четкими линейными магнитными аномалиями, симметрично расположенными относительно их осей, т. е. имеют все признаки типичных срединно-океанических хребтов. К северу от хребта Хуан-де-Фука продолжение Восточно-Тихоокеанского хребта пока не прослежено.

Очень интересен переход типично срединно-океанического Аравийско-Индийского хребта через межматериковые рифты Аденского залива и Красного моря во внутриматериковые рифты Восточной Африки. Межматериковые рифты характеризуются корой океанического типа в рифтовой зоне и материковой корой на крыльях. Рифт Красного моря характеризуется интенсивным выделением тепла и современной гидротермальной деятельностью. Восточноафриканские рифты в северной оконечности, примыкающей к Красному морю (Эфиопская и Кенийская зоны), отличаются мощной и длительной вулканической деятельностью, начавшейся до их заложения, а затем продолжавшейся в пределах осевого грабена и связанных с ним второстепенных грабенов и разломов. Изливались андезиты и базальты, часто щелочные, а в Эфиопской зоне также кислые эффузивы.

Образованию рифтов предшествовал рост сводового поднятия, и их происхождение частично объясняется проседанием земной коры при разгрузке глубинных вулканических очагов. Эти рифтовые зоны характеризуются умеренной сейсмичностью, крупным гравитационным минимумом, связанным с разуплотнением низов коры и верхов мантии и высоким тепловым потоком из недр. К югу вулканическая деятельность в восточноафриканской рифтовой зоне резко снижается и проявлена не повсеместно. Но и на юге рифты представляют собой систему грабенов вдоль оси свода, местами чередующихся с горстами. Сбросовые уступы в рифтовой зоне часто вовсе не затронуты эрозией и выглядят совсем молодыми.

**2. Океанические платформы**

талаплен рельеф океан материковый

Океанические платформы (талассократоны) с корой океанического типа встречены, бесспорно, только в трех океанах: Тихом, Атлантическом и Индийском. В Северном Ледовитом океане только относительно небольшие котловины Нансена и Амундсена имеют кору океанического типа, да и то лишь предположительно, так как осадочный слой подстилается в этих котловинах сложно дислоцированной толщей, вовсе не характерной для типичных океанских платформ. В других котловинах (в том числе и огромной Канадской) мощность земной коры достигает 15—20 км и она относится к промежуточному типу, т. е. только в отдельных местах ее толщина снижается до 10 км и имеет типичное для океанов строение (лишена «гранитного слоя»). Хребты Ломоносова, Менделеева и огромный шельф Ледовитого океана имеют кору материкового типа.

Талассократоны Тихого, Индийского и Атлантического океанов ограничены подножиями материковых склонов и глубоководными желобами, сопряженными с островными дугами. В этих границах они состоят из плоских абиссальных равнин, разделенных срединно-океаническими хребтами, сводово-глыбовыми поднятиями и разного рода подводными хребтами на обособленные котловины, названные Г. Б. Удинцевым (1972 г.) талапленами.

**2.1 Талаплены**

В талапленах земная кора типично океаническая, состоящая из маломощного слоя рыхлых осадков, «второго слоя» из уплотненных осадков, вулканогенных пород и серпентинитов и «базальтового слоя», сложенного породами типа габбро. В рельефе талапленов характерны многочисленные подводные холмы (высотой до 500 м и менее), и горы, превышающие 500 м. Все они имеют более или менее правильную коническую форму и местами объединяются в группы, массивы и линейные ряды. Горы имеют в Тихом океане разный возраст. Все они вулканического происхождения. Число холмов на поверхности талапленов очень велико, но определить их количество пока трудно: там, где мощность осадков большая, холмы полностью перекрыты, и дно имеет плоскую или волнистую поверхность. Однако местами покров осадков тонок или вовсе отсутствует и на поверхности дна выходят палеоген-неогеновые осадки или базальтовые лавы.

На обширных пространствах талассократонов нет никаких следов существования складчатости, и основные структуры представлены либо сводовыми поднятиями, либо различными проявлениями дизъюнктивной тектоники и вулканизма. Так именно построены подводные хребты, ограничивающие талаплены. Например, подводная часть Гавайских островов, ограничивающих с юго-запада Северо-Восточную котловину Тихого океана, представлена сводовым поднятием, вытянутым более чем на 2500 км при ширине около 1000 км и высоте всего 500 метров. На этом своде расположен подводный цоколь хребта, состоящий из смыкающихся щитовых вулканов, образующих почти непрерывную гряду, наращенную вулканическими конусами, часть которых поднимается в виде Гавайских островов, а другая часть слагает подводные конусы и гайоты иногда с коралловыми надстройками. Источник магмы гавайских вулканов лежит на глубине 60 км в верхней мантии. Из очага магма поступает по постоянно действующему каналу вверх в относительно неглубокий резервуар, расположенный непосредственно под кальдерой вулкана Килауэа. По данным глубинного сейсмического зондирования поверхность Мохоровичича под Гавайскими островами прогнута. Этот прогиб связывают или с нагрузкой вулканического Гавайского хребта или со сдвигом плиты Северо-Восточной котловины Тихого океана под плиту Северо-Западной котловины.

К числу других хребтов такого же типа в Тихом океане относятся: Северо-Западный подводный хребет, хребет Лайн с одноименными островами, подводные валы Туамоту с одноименными островами, подводные вулканические горы, наращивающие вал Маркус-Уэйк-Неккер, вал Капингамаранги, увенчанный подводными вулканами и атоллами, наращивающими вулканические сооружения, вал Маршалл-Гилберт-Эллис с одноименными островами и др.

Другой разновидностью структурных поднятий ложа Мирового океана являются глыбовые поднятия и горные хребты. В Тихом океане их немного: хребет островов Сала-и-Гомес, приуроченный к широтной зоне разлома острова Пасхи, хребет Наска, имеющий очень крутые склоны и асимметричный профиль с крутым юго-восточным склоном и более пологим северо-западным, с хорошо выровненной вершинной поверхностью (состоит из цепи плосковерхих гор на глубинах от 300 до 2028 м). Хребет Наска имеет кору материкового типа мощностью около 15 км, тогда как по его краям кора типично океаническая. Считается, что это недавно опущенный крупный горст. К структурам этого типа относятся подводные возвышенности Шатского и Обручева в Северо-Западной котловине Тихого океана.

В Индийском океане к глыбовым поднятиям относятся хребет Кергелен и Маскаренско-Сейшальский, имеющие кору материкового типа, а в Атлантическом океане хребты, возвышающиеся над абиссальными равнинами, рассеченные сбросами на серии прямоугольных глыб.

**2.2 Системы широтных сдвигов**

Талассократоны со всеми осложняющими их структурами и срединно-океанические хребты пересекаются зонами широтных сдвигов, к числу которых относятся разломы Мендосино, Пионер, Меррей, Молокаи, Кла-рион, Клиппертон, Галапагосский, Маркизский и Элтанин в восточной части Тихого океана, а в Атлантическом океане разлом желоба Романш и зона Азорских разломов. Движения по разломам в Тихом океане были выявлены по изгибам и смещению меридиональных линейных магнитных аномалий и изобат. Амплитуды левосторонних сдвигов по разломам Мендосино и Пионер соответственно равны 1185 и 250 км, а по правостороннему сдвигу Меррей — 150 км. Зоны сдвигов имеют несколько сотен километров в ширину и несколько тысяч километров в длину. В рельефе дна они выражены или уступами до 3 км высотой, или сериями вытянутых по их простиранию горстов и грабенов. К разломам приурочены конусы подводных вулканов и вулканические острова. Крупные блоки земной коры между зонами разломов относительно слабо нарушены сдвигами. На картах магнитных аномалий почти не видно признаков сжатия, растяжения, закручивания или среза. Однако системы мелких деформаций показывают, что внутри каждого блока существовало однородное напряжение, отличающееся от напряжения в смежных глыбах.

Сдвиговые смещения в Тихом океане отличаются от смещений на материке Северной Америки. Так, по разлому Мендосино материковый склон Северной Калифорнии смещен на 100 км, но по правостороннему сдвигу, т. е. обратно по отношению к смещению на дне океана. Сдвиг Меррей не сопровождается смещением материкового склона, но в поперечных хребтах Калифорнии, расположенных на его продолжении, широко распространены сдвиги с амплитудами смещений до 15 км. Однако сдвиги эти левосторонние, обратные смещению океанского дна. Предполагается, что или параллельно материковому склону Калифорнии проходит разлом, по сторонам которого глыбы земной коры двигались в разных направлениях, или движения на дне океана и на материке происходили в разное время и не связаны между собой.

В Атлантическом океане на участке коленообразного изгиба Срединно - Атлантического хребта обнаружен ряд широтных разломов-грабенов, самый глубокий из которых известен как желоб Романш, который в настоящее время считается левосторонним сдвигом, смещающим южную часть океана к востоку на 230 км. Разлом и желоб Романш (глубина 7369 м) продолжается в Африке в виде рифтовой долины, выполненной морскими и континентальными осадками мелового возраста, мощностью до 9 км, по реке Нигеру и его левому притоку реке Бенуэ. В Южной Америке южнее 4° с. ш. прослежен также рифт на простирании впадины Романш, выполненный меловыми и кайнозойскими осадками, уходящий под аллювий реки Амазонки. В целом система экваториальных сдвигов нарушает непрерывность простирания Срединно-Атлантического хребта на протяжении более 3700 км

В настоящее время охарактеризованные выше сдвиги сторонники перемещения материков относят к так называемым трансформным разломам, по которым смежные плиты перемещаются одна относительно другой в стороны от рифтогеналей срединно-океанических хребтов.

**2.3 Обособленные вулканические горы и гайоты**

В структуре талассократонов очень характерны обособленные вулканические горы. Количество крупных вулканических гор на ложе котловин океана 1800, на валах и подводных хребтах 1200, а на мобильном Тихоокеанском поясе 360, то есть всего крупных гор в Тихом океане по этим подсчетам менее 4000. На поверхности срединно-океанических хребтов концентрация вулканов также велика, но преобладают сравнительно невысокие горы. Несравненно реже разбросаны подводные вулканические конусы в котловинах океана, но так как площадь котловин очень большая, то число гор также велико. Большая часть вулканических конусов в котловинах лежит вдоль крупных разломов.

Среди подводных гор талассократона Тихого океана много гайотов, плоские вершины которых погружены на различные глубины — от 300 до 2300 м — и бесспорно доказывают опускание дна океана. Эти опускания, по имеющимся данным, начались в меловом периоде, так как наиболее древние породы, поднятые с вершин гайотов, относятся к мелу. Каких-либо закономерностей погружения гайотов не установлено, их погружения связывают или с опусканием локальных структур, или в погибанием ложа океана под тяжестью самих гор. Об опускании дна Тихого океана свидетельствуют также результаты бурения на атоллах, показывающие значительные погружения вулканических оснований, на которых выросли коралловые рифы, а также глубоководное бурение, произведенное с американского судна «Гломар Чел-ленджер»; оно не только позволило судить о возрасте базальных горизонтов осадков, залегающих на «базальтовом слое», но и показало, что почти всюду, где была пробурена толща глубоководных красных глин, под ними залегают юрские (кимеридж — титон) и более молодые карбонатные толщи, очевидно, отложенные выше уровня карбонатной компенсации, т. е. на значительно меньших глубинах.

**3. Островные дуги**

Особое место в периферической области океанов занимают островные дуги – архипелаги островов, имеющие обычно дугообразную форму, хотя встречаются и прямолинейные (например, дуги Тонга и Кермадек). Распространены островные дуги на северной и западной окраинах Тихого океана, а вдоль побережий Антарктиды и Америки отсутствуют. От океана дуги всегда отделены сопряжёнными с ними глубоководными желобами, хотя вдоль побережья Америки желоба встречаются и без связи с островными дугами.

Мощность и строение земной коры в переходных областях, лишенных островных дуг и состоящих из шельфа и материкового склона, более или менее однородны. Мощность осадочных пород, небольшая на шельфе, резко увеличивается под материковым склоном. Осадочный покров подстилается корой материкового типа, которая в океане, у подножия материкового склона сменяется океанической корой. При этом мощность коры меняется на протяжении около 200 км от 30—35 км на шельфе до 10—12 км в океане за материковым склоном. Наиболее резкое снижение мощности коры приурочено к материковому склону(рис.3).

Значительно более сложна и неоднородна земная кора переходных областей, занятых современными геосинклиналями. В наиболее полном развитии они состоят из глубоководных желобов, сопряженных с одиночными или двойными островными дугами, глубоких краевых бассейнов, материковых склонов и шельфов. Внешний хребет двойных дуг в большинстве случаев представлен антиклинальным поднятием, почти лишенным проявлений вулканизма. Обращенное к океану крыло антиклинория слагает склон глубоководного желоба. Это крыло обрезано надвигом по фокальной зоне и по этому надвигу сопряжено с флексурой края талассократона, слагающей противоположный склон желоба. Внешний хребет в двойных дугах не всегда полностью проявлен. Он отсутствует, например, в западной части Алеутской, посредине Камчатской и на некоторых участках других дуг.

Внутренние дуги в простейшем случае представлены вулканическими хребтами, на широких сводовых поднятиях дна. Однако чаще ядра одиночных дуг являются антиклинориями с вулканами вдоль осей и на крыльях, обращенных к материкам. Вулканы одиночных дуг и внутренних хребтов двойных дуг извергают андезито-базадьтовые лавы на ранних стадиях развития и кислые — на поздних. Интрузивные породы островных дуг могут быть представлены ультраосновными, основными и кислыми разностями.

Иначе построены островные дуги между двумя океанами и далеко выдвинутые в океан, например дуга Южно-Антильская (Скоттия или дуга Беллинсгаузена) между Атлантическим и Тихим океанами или система двойных дуг (Идзу-Бонинская, Марианская, Яп и Палау), отделяющих от Тихого океана Филиппинскую котловину.

Южно-Антильская дуга состоит из трех звеньев: северного, несущего остров Южного Георгия и ряд подводных возвышенностей и скал; восточного с Южно-Сандвичевыми островами и южного с островами Южно-Оркнейскими и Южно-Шотландскими. Из этих звеньев типичной геосинклинальной зоной (островной дугой) является только восточное, сопряженное с глубоководным желобом и несущее Южно-Сандвичевые острова. Одиннадцать вулканических конусов (из них 5 действующих вулканов), расположенных вдоль оси асимметричного подводного вала, западное крыло которого спускается до глубин около 3400—3200 м, а восточное — до глубин 8427 м. Восточное крыло слагает склон глубоководного желоба, окаймляющего дугу со стороны Атлантического океана. С желобом связаны большие отрицательные аномалии силы тяжести. На восточном крыле вала обнаружено поднятие, возможно, представляющее собой внешний складчатый хребет дуги. Дуга высокосейсмична, и очаги землетрясений располагаются на малых, средних и больших глубинах.

Северное и южное звенья отделены от восточного глубокими впадинами и представляют собой типичные глыбовые хребты, фиксирующие зоны широтных разломов. Вершины этих хребтов — острова Южного Георгия, Южно-Оркнейские и Южно-Шотландские — сложены палеозойскими и мезозойскими породами, интенсивно смятыми и кливажированными еще в до-меловое время, причем простирание складок не совпадает с простиранием Южно-Антильской дуги. На Оркнейских островах ордовикские слои прорваны интрузиями гранодиоритов и габбро.

В отличие от этого Южно-Сандвичевые острова сложены исключительно вулканогенными породами от палеогенового до современного возраста. Считается, что северное и южное звенья сдвигами, по которым островная дуга (восточное звено) оторвана и смещена к востоку.

Островные дуги Идзу-Бонинская, Марианская, Яп и Палау, отделяющие от океана Филиппинскую котловину, составляют единую двойную островную дугу, в которой дуги Яп и Палау сопрягаются с Марианской дугой кулисообразно. Венчающие все перечисленные дуги острова сложены андезито-базальтовыми вулканогенными породами от эоценового до современного возраста и лишь на острове Яп обнажены амфиболиты и актинолитовые сланцы основания, дислоцированные до эоцена, возможно, в позднем мелу, а в галечниках встречены, кроме того, тальковые сланцы, габбро, перидотит и лейкократовый гранит. Вулканы распространены не только на внешней и внутренней дугах, но и в депрессиях между ними. Предполагается вулканическое (а не складчатое) происхождение большей части обеих дуг (проявления послемиоценовой складчатости выявлены на острове Гуам — самом крупном из Марианских островов, к западу от которого находится величайшая глубина Мирового океана — 11022 м ± 50 м, а также на острове Яп — в сланцах основания).

Строение земной коры в области островных дуг по гравиметрическим и сейсмическим данным показало, что полно развитые дуги имеют достаточно мощную кору материкового типа. В менее развитых дугах «гранитный слой» присутствует лишь под внешними хребтами, а под внутренними часто отсутствует. К внутренним хребтам приурочены или максимумы силы тяжести, или аномалии, близкие к нулю (как на материках). Внешним хребтам, как правило, соответствуют отрицательные аномалии, которые иногда смещаются на крыло, обращенное к океану — в сторону глубоководного желоба (например, на склоне Филиппинского желоба). В одиночных дугах и на участках двойных дуг, лишенных внешней гряды, пояс отрицательных аномалий силы тяжести располагается или вдоль оси желоба (например, в южной части Марианского желоба), или на внешнем склоне внутреннего хребта (на участках, где внешний хребет отсутствует). Под желобами расположен пояс отрицательных аномалий, ось которого иногда смещена в сторону дуги.

Хребты островных дуг раздроблены и имеют блоковое строение и неравномерные вертикальные, а в некоторых случаях и горизонтальные подвижки отдельных блоков часто с огромными амплитудами. Например, тектонические структуры Индонезийских островов косо срезаны современными береговыми линиями и резко обрываются у глубоких впадин. Точно установлено, что на месте современных впадин с глубинами в несколько тысяч метров находились возвышенности, служившие областями сноса неогеновых осадков, которые накапливались на современных островах, на месте которых тогда было море. На многих островах плиоценовые морские отложения подняты на высоты, иногда превышающие 1000 м, а на острове Серам — на 3000 м.

Структуры островных дуг иногда продолжаются на материках. Так, северо-восточное простирание структур Курильской дуги на Камчатке сопровождается появлением тектонических швов северо-восточного направления, наложенных на более древние меридиональные структуры срединного антиклинория полуострова. Значительно более наглядно проявлено продолжение Зондской двойной островной дуги на п-ове Индокитай. Сопряженный с этой дугой Яванский желоб продолжается в виде Восточно-Пакистанского (Бангладешского) краевого прогиба. Внешняя дуга (Андаманско-Никобарская) продолжается на суше в виде антиклинория хребта Аракан-Йома. Депрессия между внешней и внутренней грядами продолжается на суше в виде Бирманской котловины — огромного грабена с крутым меридиональным разломом по центру, к которому приурочены молодые вулканы и эпицентры многих землетрясений. Внутренний хребет приурочен к западной части Бирманского грабена и состоит из ряда трогов, разделенных горстами. Эта структура продолжается в Центральном антиклинории острова Суматры.

На приведенном примере видна тесная связь островной дуги с альпийской геосинклинальной складчатой областью. Действительно, как можно убедиться из приведенной краткой характеристики островных дуг, они являются не чем иным, как современными активными геосинклиналями, еще не завершившими своего развития; в настоящее время так их и рассматривают**.**

Рис.3

**Заключение**

В отношении геологических процессов и геологических структур, вызываемых этими процессами в океанах, в настоящее время существуют две основные точки зрения, исключающие друг друга. Одна из них, явно доминирующая в настоящее время, известна под названием «теории плит». Согласно этой концепции, приуроченные к рифтогеналям, повышенные значения теплового потока из недр связываются с восходящими конвекционными течениями вещества мантии, которые вызывают растяжение литосферы и растекание ее в обе стороны от осей срединных океанических хребтов. Вещество мантии представлено глубинными ультраосновными породами, дифференцирующимися в меняющихся при подъеме термодинамических условиях на габбро и перидотиты с выплавлением базальтов. Происходит также серпентинизация гипербазитов. Эти процессы приводят к формированию коры океанического типа и к неравномерным перемещениям плит литосферы, ограниченных трансформными разломами.

В глубоководных желобах плиты литосферы погружаются, образуя сдвиги по фокальным зонам. При этом в области островных дуг и желобов происходят накопление мощных толщ осадков, их смятие и тектоническое перемешивание, а по мере погружения океанических плит в область высоких температур и давлений— их переплавление и дифференциация с образованием андезитовых магм. Вместе со смятыми осадочными толщами магматические андезитовые тела и покровы образуют «гранитный слой» земной коры, а отщепленные базальтовые магмы наращивают снизу «базальтовый слой» материковой коры.

В тех случаях, когда островные дуги отсутствуют (например, в Атлантическом океане), пододвигания талассократонов под материки не происходит, а вся литосфера (вместе с верхней мантией и с материками) передвигается в стороны от рифтовой зоны срединно-океанического хребта по астеносфере. При этом периферические зоны материков не деформируются, так как отсутствует эффект вязкого трения.

Другая гипотеза была обстоятельно развита В. В. Белоусовым, который считает, что первоначально вся земная кора была материкового, типа и до конца палеозойской эры на Земле не было океанов. В конце палеозоя — начале мезозоя в эту кору начало “внедряться в виде гигантских диапиров расплавленное вещество мантии, начались массовые излияния базальтов. Эти процессы привели к базификации материковой коры — к превращению ее в кору океанического типа. В Атлантическом и Индийском океанах базификация первичной коры была направлена от их окраин к центру, а в Тихом океане, наоборот, от центра к периферии. При этом в Тихом океане базификация наложилась на молодые активные геосинклинали, в которых одновременно с ней происходит и формирование «гранитного слоя». Этим объясняется чрезвычайная сложность строения периферических зон Тихого океана. Вода, заполнившая возникшие таким образом океанические впадины, поступила, по мнению В. В. Белоусова, из недр, а образование океанов в основном завершилось в раннем мелу.

**Список литературы**

Горбачёв А.М. Общая геология. М., Высшая школа - 1981.

Левитес Я.М. Общая геология, 3-е изд. М. «Недра» - 1986.

Раст Х. Вулканы и вулканизм М.: «Мир»-1982.

Серпухов В.И. [и др.] Курс общей геологии - Л. «Недра» - 1976.