

ОКЕАНИЧЕСКИЕ ХРЕБТЫ И СТРУКТУРА РИФТА

У ДАЛЬНИХ



БЕРЕГОВ

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПРИРОДА МАГНИТНЫХ И ГРАВИТАЦИОННЫХ АНОМАЛИЙ НАД РИФТОВОЙ ДОЛИНОЙ

Среди областей повышенной тектонической активности особый интерес представляют системы островных дуг с прилегающими к ним глубоководными желобами и океанические хребты. Именно в этих областях происходит наращивание земной коры за счет преобразования вещества оболочки. Здесь обнаруживаются связи земной коры с глубинными частями планеты, и поэтому изучение такого рода структур позволяет сделать важные выводы для познания наиболее общих законов строения и развития Земли.

Активные области островных дуг, расположенные вблизи континентов, изучаются уже давно. Большой геолого-геофизический материал, накопленный в результате почти столетних исследований, позволяет рассматривать эти области как современные юные геосинклинали. В них зафиксирована высокая сейсмичность, вулканизм, характерные гравитационные аномалии, усиленный тепловой поток и рельеф с резкими амплитудами колебаний.

Области океанических хребтов изучены меньше, однако в последние годы наши знания о подводных хребтах значительно пополнились.

Какова же природа океанических хребтов, их место среди других тектонических структур земной коры?

МАГНИТНАЯ СЪЕМКА И ИЗМЕРЕНИЯ СИЛЫ ТЯЖЕСТИ

Пока лучше других изучен Срединноатлантический хребет. Он характеризуется сложнорасчлененным, близким к альпийскому рельефом. Многие вершины хребта имеют остроугольную форму и являются вулканами. Его основная особенность — это рифтовая долина¹ в его центральной части. Интересно, что исследования на немагнитной шхуне «Заря» установили над подводными хребтами Атлантического, Индийского и Тихого океанов общее повышение магнитной аномальности. При этом для районов массовых излияний и близповерхностных внедрений габбро-базальтовой магмы харак-

терно резкопеременное магнитное поле. На земной поверхности такого рода районы выявлены при помощи аэромагнитной съемки.

Над Срединноатлантическим хребтом, на фоне переменного магнитного поля со средней интенсивностью $\pm 300-500$ γ, резко выделяются положительные максимумы с напряженностью до 1000 γ, которые приурочены к рифтовой долине хребта (рис. 1).

Сила тяжести, приведенная к уровню океана над рифтовой долиной, наоборот, понижена и составляет по измерениям в двух местах —3 и —20 миллигал¹. В то же время над другими участками хребта обычно наблюдается положительное поле силы тяжести от 30 до 50 миллигал (Б. Хейзен, М. Тарп, М. Фринг, 1962).

Локальные и достаточно интенсивные магнитные аномалии, наблюдаемые над рифтом,

¹ Сила тяжести измеряется ускорением, сообщаемым ею свободно падающему телу. Единица ускорения называется галом. Миллигал — 0,001 гала.

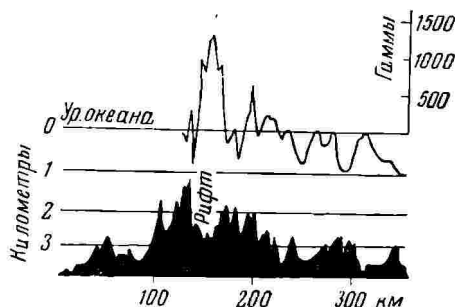


Рис. 1. Магнитный профиль над рифтовой долиной Срединноатлантического хребта.

¹ См. «Природа», 1961, № 3, стр. 93—96.

нельзя объяснить простым изменением рельефа дна, так как амплитуда поднятий и впадин в пределах Срединноатлантического хребта сопоставима, в среднем, с минимальными глубинами океана, т. е. с высотой профиля, по которому произведено измерение аномальных полей.

Гравитационные аномалии, приведенные к уровню океана, также связаны здесь не только с рельефом дна, но и с петрографической неоднородностью земной коры. По-видимому, локальные положительные магнитные и отрицательные гравитационные аномалии под хребтом вызваны изверженными породами, внедрившимися по центральному разлому. Характер потенциальных полей указывает на то, что объект, вызывающий аномалии над рифтом, должен обладать, по отношению к окружающим породам, значительной избыточной намагниченностью и пониженной плотностью.

Неоднократные глубинные пробы коренных пород, взятые на Срединноатлантическом хребте, показывают, что близповерхностные участки хребта сложены в основном продуктами вулканической деятельности: базальтами и их туфами. Непосредственно в районе рифтовой долины и на сбросовых уступах рифтовых гор, кроме базальтов и их кристаллических разновидностей — диабазов и оливиновых габбро, были обнаружены гипербазитовые породы — серпентиниты. Кроме того, в коренных выходах небольшого острова Св. Павла, который образовался в месте максимального воздымания центральной части хребта, найдены также гипербазитовые породы — дуниты.

Ввиду того, что базальты и их глубинные

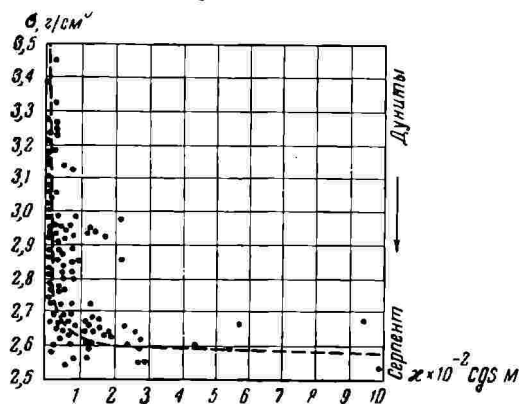


Рис. 2. Зависимость между магнитной восприимчивостью и плотностью гипербазитов (объяснение в тексте)

аналоги — габбро, слагающие, по-видимому, основную массу Срединноатлантического хребта, сами относятся к категории сильномагнитных образований, породы, создающие магнитную аномалию над рифтом, должны обладать большей магнитностью и к тому же обладать пониженной плотностью. Среди пород, обнаруженных в районе рифтовой долины, этим условиям отвечают только серпентиниты. Они образуются в результате воздействия воды на минерал оливин — главную составную часть гипербазитовых пород дунитов. В процессе их серпентинизации из оливина выделяется магнетит, который и превращает слабомагнитные дуниты в сильномагнитные серпентиниты.

Обычно более магнитные породы являются и более плотными. В ходе же серпентинизации, по мере увеличения магнитной восприимчивости, а соответственно и остаточной намагниченности, плотность породы уменьшается. При этом между магнитной восприимчивостью и плотностью существует обратная корреляционная зависимость (рис. 2). Дуниты, серпентинизированные на 80—90%, носят название серпентинитов. Их средняя плотность порядка $2,6 \text{ г/см}^3$, а средняя магнитная восприимчивость порядка $12 \times 10^{-3} \text{ cgsM}$.

Обладая, по сравнению с окружающими породами, дефектом плотности, равным в среднем около $0,4 \text{ г/см}^3$ и избыточной намагниченностью порядка $0,02 \text{ cgsM}$, серпентиниты способны создать отрицательные гравитационные и положительные магнитные аномалии.

Интенсивность аномалий над рифтовой долиной зависит от высоты профиля съемки и от вертикальной мощности тела серпентинитов, от его распространения на глубину. Однако последнее, по-видимому, ограничено, так как магнитный максимум, приуроченный к рифтовой долине, сопровождается достаточно интенсивными двухсторонними минимумами (возмущение, связанное с воздействием нижней кромки залежи)¹.

¹ Примерные расчеты магнитных аномалий, зафиксированных над рифтовыми долинами экспедицией на шхуне «Заря», показывают, что в некоторых случаях глубина залегания верхней кромки серпентинитов соизмерима с глубиной дна рифтовой долины от уровня океана. Это означает, что серпентиниты подходят иногда весьма близко к дну долины и нередко, благодаря сбросам, выведены непосредственно на дно океана, что и дает возможность глубоководным драгам захватить образцы этих пород и поднять их на поверхность.

При избыточной намагниченности порядка $0,02 \text{ cgsM}$ и интенсивности аномалии в 1000γ , вертикальная мощность тела, т. е. его распространение на глубину, будет составлять не больше $4\text{--}5 \text{ км}$. Наблюдаемый гравитационный эффект в 70 миллигал (-20 и $+50$ миллигал), в том случае, если он отражает плотностную неоднородность земной коры, при эффективной плотности в $0,43 \text{ г/см}^3$, обеспечивается объектом в виде плоскопараллельного слоя также почти в 4 км .

Ограниченное распространение серпентинитов на глубину хорошо согласуется с повышенным тепловым потоком, который наблюдается в районе рифтовой долины Срединноатлантического хребта. По измерениям английского геофизика Е. С. Булларда (1954 и 1956 гг.), в рифтовой долине зафиксирован мощный тепловой поток в $7 \times 10^{-6} \text{ кал/см}^2 \cdot \text{сек}$, что соответствует геотермической ступени в 10 м/град и в земной коре на глубине 4 км обуславливает температуры в 400° . Однако при температурах выше 400° минерал серпентин неустойчив, а выше 500° его образование вообще невозможно (О. Ф. Татл, 1950).

Таким образом можно считать, что внедрившиеся по центральному разлому гипербазиты во фронтальной части разлома оказались в обстановке избытка ювенильных магматических и океанических вод и были нацело серпентинизированы. При этом область полной серпентинизации гипербазитов была ограничена геоизотермой в 400° , критической для этого процесса. При тепловом потоке в $7 \times 10^{-6} \text{ кал/см}^2 \cdot \text{сек}$ геоизотерма 400° располагается на глубине 4000 м .

ГЛУБИННЫЕ РАЗРЫВНЫЕ ТРЕЩИНЫ И ВНЕДРЕНИЕ ГИПЕРБАЗИТОВ

Советские океанографические экспедиции установили, что на некоторых участках Срединноатлантического хребта рифтовая долина или отсутствует, или нечетко выражена в подводном рельефе. В ряде случаев ее нельзя отличить от многих других долин, также расположенных в пределах хребта. По-видимому, внедрение гипербазитов и формирование рифтовой долины происходит лишь на определенной стадии развития океанических хребтов. По простиранию Срединноатлантического хребта можно выделить ряд участков, находящихся на разных стадиях развития. Глубинным сейсмозондированием установлено, что в пределах Средин-

ноатлантического хребта земная кора значительно толще океанической, но тоньше, чем на континентах, и имеет при этом своеобразное строение. В провинциях гребня обычно обнажается слой с распространенными скоростями $5,1 \text{ км/сек}$, который, таким образом, может сопоставляться с базальтовыми породами с большим содержанием туфового материала. Этот слой покрывает субстрат со скоростями $7,3 \text{ км/сек}$. Скорости в этом подстилающем материале являются, таким образом, промежуточными между скоростями пород океанической коры ($6,7 \text{ км/сек}$ габбро-диабаз) и скоростями пород мантии ($8,1 \text{ км/сек}$ перидотит-дунит). Промежуточный слой такого рода наблюдается всюду, где происходят массовые выплавления базальтов из вещества оболочки¹.

Особенно важно, что слой с промежуточными скоростями в области Срединноатлантического хребта не просто утолщается, а образует характерный подкоровый выступ типа компенсационного «корня гор» мощностью до $30\text{--}35 \text{ км}$.

Известно, что высота подъема верхней поверхности коры относительно уровня океана должна находиться в определенном соответствии с ее общей мощностью. Другими словами, горное сооружение, образующееся за счет поступления сиалического материала из недр подкоровой оболочки, по-видимому, только в том случае будет устойчивым, если оно обеспечено соответствующим «фундаментом» или компенсационным подкоровым выступом. Те участки Срединноатлантического хребта, которые находятся под водой на глубинах порядка $1,5\text{--}2 \text{ км}$, вполне компенсируются подкоровым выступом в $30\text{--}35 \text{ км}$, и в настоящее время находятся в изостатически уравновешенном состоянии. По мере

¹ Многие геофизики рассматривают этот слой как результат смешения двух нормальных слоев со скоростями $8,1 \text{ км/сек}$ и $6,7 \text{ км/сек}$.

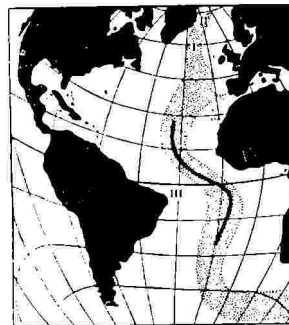


Рис. 3. Срединноатлантический хребет. Разные участки хребта, по-видимому, находятся на разных стадиях развития (объяснение в тексте)

поступления силикатического материала из недр подкоревой оболочки, хребет «всплывает», и наступает такой момент, когда его рельеф оказывается в некомпенсированном, а стало быть и в неустойчивом состоянии. В своем стремлении к равновесию хребет должен будет рано или поздно опуститься.

Примером некомпенсированного состояния может служить участок Срединноатлантического хребта, выведенный из-под уровня океана и образующий большой вулканический остров — Исландию. Эта океаническая структура, поднятая выше уровня моря на 1500 м, имеет подкоровый (28 км) выступ, в то время как уравновешенное, или компенсированное, состояние предполагает мощность коры не менее 45 км. В Исландии нет типичной рифтовой долины в виде узкого и глубокого сбросового грабена. Широкую полосу грабенообразного опускания в Центральной Исландии следует рассматривать как зачаток ведущего рифта, заложенный в центре свода раскалывающегося поднятия Срединноатлантического хребта. В Исландии не обнаружены и гипербазиты.

Изучение морфологии типичных рифтовых долин показывает, что их нужно рассматривать как глубинные разрывные трещины, образовавшиеся при опускании и растяжении земной коры.

При опускании земной коры на 1 м давление на глубине 50 км (здесь в некоторых районах предполагается залегание гипербазитового вещества) повышается почти на 7×10^4 атм (в сумме с гравитационным давлением — более 8×10^4 атм). Это большое гравитационно-тектоническое давление и может явиться причиной перехода гипербазита в текучее состояние и выдавливания этого тяжелого материала в образующуюся в земной коре трещину. Можно предполагать, что внедрение гипербазитов по центральному разлому и окончательное оформление рифтовых долин происходит лишь после скачкообразного опускания некомпенсированных участков хребтов.

СТАДИИ РАЗВИТИЯ ХРЕБТА

В Центральной и Северной Атлантике предположительно можно выделить три участка хребта, находящихся на разных стадиях развития (рис. 3).

Первый участок — безрифтовая и безгипербазитовая подводная стадия; второй — безрифтовая, безгипербазитовая надводная стадия некомпенсированных хребтов; тре-

тий — рифтовая, гипербазитовая подводная стадия хребтов, находящихся, по-видимому, в состоянии временной компенсации.

Предположительно можно назвать также начальную и заключительную стадии развития срединноокеанических хребтов. В начальной стадии, в результате причин глобального, общепланетарного масштаба, на тонкой океанической коре закладываются весьма протяженные разломы. Здесь, вдоль разломов, происходит превращение вещества верхней мантии и подъем базальтового материала с постепенным наращиванием земной коры и образованием хребта.

Вследствие неоднородности земных глубин (состава, энергетического состояния и т. п.) в горизонтальном направлении дальнейшее развитие океанических хребтов на разных участках идет с разной скоростью и качественно несколько различно.

В связи с этим хребет распадается на отдельные блоки, которые находятся на разных стадиях развития. Блоки по разломам ограничены сбросами, фиксируемыми батиметрическими исследованиями в виде поперечных долин хребта.

В ходе непрерывно-прерывистого развития, подчиняясь общепланетарному пульсационному ритму, срединноокеанический хребет пройдет три описанные выше стадии и в конечном счете в виде компенсированного горного сооружения поднимется выше уровня океана и образует континент.

Таким образом, подводные хребты типа Срединноатлантического следует, по-видимому, рассматривать как новообразования, возникающие в результате длительного накопления магматического материала. Последний же образуется в процессе эволюции вещества мантии и выносится из подкоровых недр по глубинным разломам. Очевидно, возникновение срединноокеанических хребтов сбросового происхождения не связано с геосинклинальным прогибанием и складчатостью, а поэтому вряд ли правильно относить эти области к категории геосинклиналей. В данном случае, мы, по-видимому, имеем дело с догеосинклинальной стадией развития земной коры. Структуры типа срединноокеанических хребтов можно называть внутриокеаническими подвижными поясами (В. Е. Хаин, 1960 г.).

А. Г. Комаров

Всесоюзный научно-исследовательский геологический институт (Ленинград)

УДК 551.462