

УДК 551.462(261)

ЛИТВИН В. М.

ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ РАЗВИТИЯ МОРФОСТРУКТУРЫ ДНА АТЛАНТИЧЕСКОГО ОКЕАНА В СВЕТЕ ГЛОБАЛЬНОЙ ТЕКТОНИКИ ПЛИТ

По материалам геолого-геофизических исследований составлены палеоморфоструктурные схемы Атлантического океана и описано его развитие в мезо-кайнозое. Выделено три этапа: а) этап раскрытия океана (поздняя юра — ранний мел), б) этап формирования основных морфоструктур (поздний мел — ранний палеоген), в) неотектонический этап (поздний палеоген — современный период). В развитии морфоструктуры дна океана определяющую роль играли горизонтальные и вертикальные тектонические движения, разломы и сбросы, вулканизм и осадконакопление.

Геолого-геофизические исследования последних лет, особенно материалы глубоководного бурения (Initial Reports..., 1969—1973) свидетельствуют о молодости дна Атлантического океана. Развитие его современной морфоструктуры происходило, по-видимому, начиная с поздней юры. Существуют различные точки зрения о путях этого развития, однако нам представляется, что наиболее полно имеющимся фактам удовлетворяет концепция новой глобальной (плитовой) тектоники и раздвижения дна океана (Vine, Hess, 1970; Le Pichon et al., 1973).

На это указывают симметрия морфоструктуры дна океана и полосового магнитного поля относительно оси Срединно-Атлантического хребта, наличие растягивающих усилий в очагах землетрясений рифтовой зоны, последовательное увеличение в обе стороны от оси мощности и возраста осадочного чехла, а также возраста вулканогенных пород океанического фундамента, сходство очертаний и геологического строения противлежащих материковых окраин и другие факты (Сорохтин, 1974; Initial Reports..., 1969—1973; Le Pichon, 1968). В то же время структура материковых окраин, предматериковых прогибов и переходных зон свидетельствует о крупных погружениях земной коры, приведших к накоплению мощных осадочных толщ. Эти факты вполне укладываются в концепцию «океанизации» земной коры (Белоусов, 1975). Нисходящие движения на неотектоническом этапе развития характерны также и для ложа океана (Леонтьев, 1975). Очевидно, сочетание горизонтальных и вертикальных тектонических движений, вулканизма и осадконакопления привели к созданию в течение мезо-кайнозоя современного морфоструктурного плана дна Атлантического океана.

На основании концепции глобальной плитовой тектоники, как известно, были выполнены реконструкции положения литосферных плит и материков для различных геологических эпох путем расчетов их движения относительно определенных полюсов вращения, вычислены скорости раздвижения дна океана, выявлены эпохи замедления и ускорения движений (Le Pichon, 1968; Le Pichon, Hayes, 1971; Pitman, Talwani, 1972; Sclater, McKenzie, 1973). Однако развитие конкретных морфоструктур дна океана в течение всего цикла раздвижения литосферных плит изучено пока недостаточно. Поэтому мы предприняли попытку как бы напол-

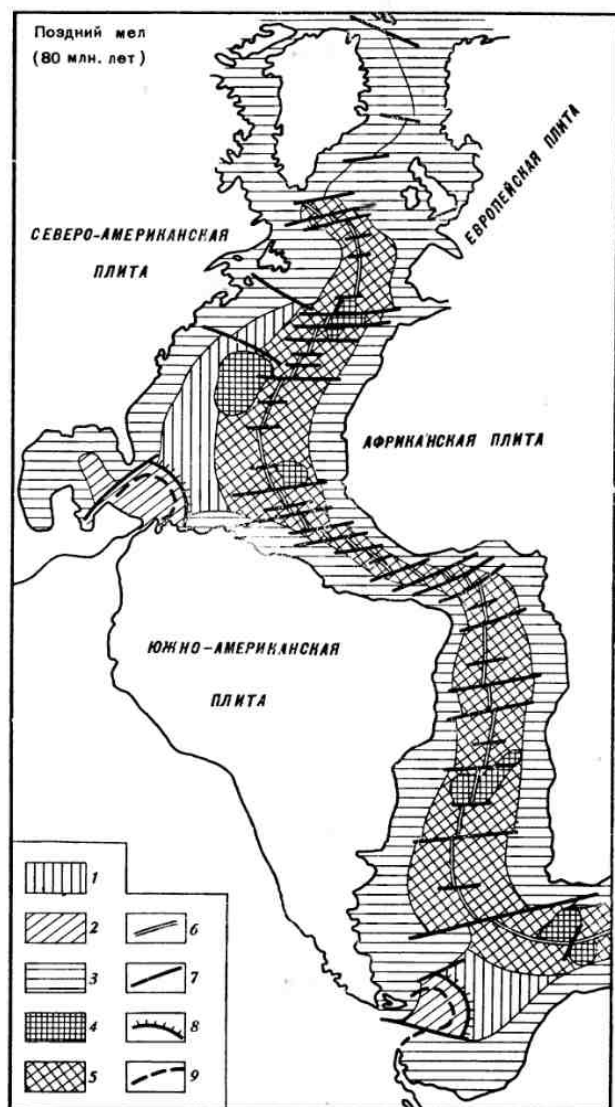


Рис. 1. Палеоморфоструктурная схема Атлантического океана для позднего мела

1 — океанические котловины; 2 — переходные зоны; 3 — материковые окраины; 4 — океанические поднятия; 5 — Срединно-океанический хребет; 6 — рифт; 7 — разломы; 8 — зоны Бенитофа, 9 — островные дуги

нить морфоструктурным содержанием выполненные ранее реконструкции Атлантического океана и проследить развитие основных морфоструктур в мезо-кайнозое. Для этой цели нами были составлены палеоморфоструктурные схемы, относящиеся к позднему эоцену и позднему миоцену (рис. 1—3). Положение раздвинувшихся тыловых краев литосферных плит определялось главным образом по простиранию соответствующих полосовых магнитных аномалий (аномалии 32, 15 и 5 соответственно). Полученные таким путем схемы положения плит и материков уточнялись по данным о простирании зон трансформных разломов, возрасте пород океанического фундамента, расчетных скоростях раздвижения дна океана, а также по выполненным ранее реконструкциям. Затем

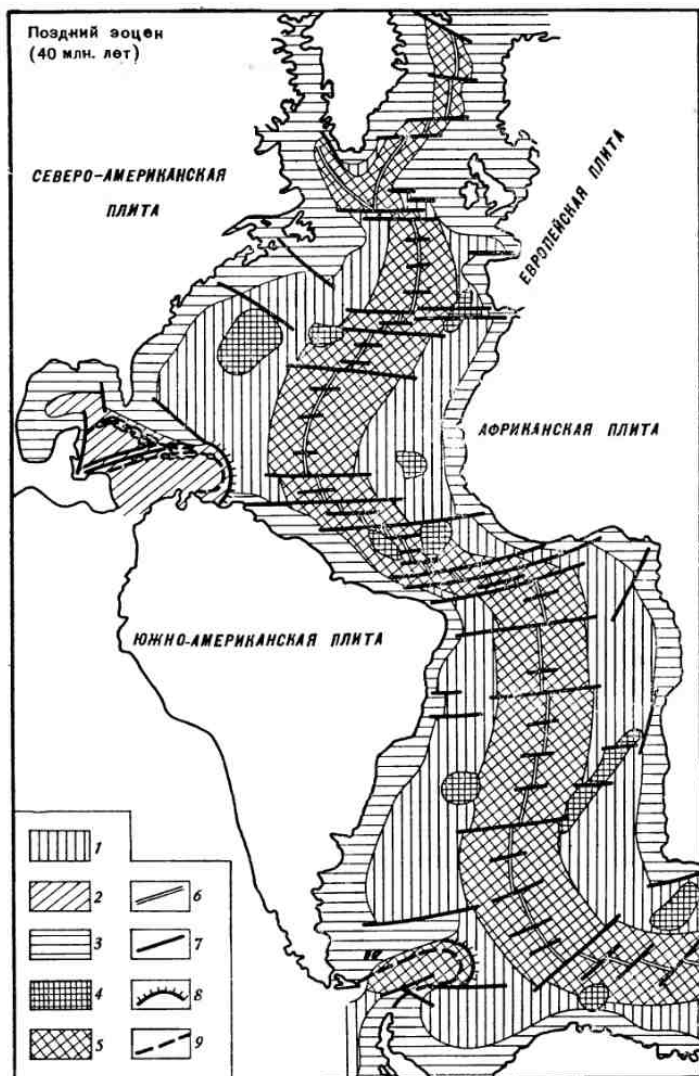


Рис. 2. Палеоморфоструктурная схема Атлантического океана для позднего эоцена

Усл. обозн. см. рис. 1

на этих схемах, учитывая данные о структуре дна океана, строении и возрасте осадочной толщи и вулканических сооружений (Литвин, 1975а; Литвин и др., 1976; Initial Reports..., 1969—1973), последовательно были нанесены основные морфоструктуры (срединно-океанический хребет, океанические котловины, крупные океанические поднятия, материковые окраины, переходные зоны и островные дуги) для соответствующих геологических эпох. Необходимо также подчеркнуть, что береговые линии материков показаны на схемах лишь для лучшей ориентации и не соответствуют их истинному положению на различных этапах развития, так как уровень океана, как известно, неоднократно менялся.

Анализ имеющихся материалов, составленных палеоморфоструктурных схем и выполненных ранее реконструкций свидетельствует о последовательном развитии дна Атлантического океана в течение мезо-кайнозоя от начала раздвижения литосферных плит до современного перио-

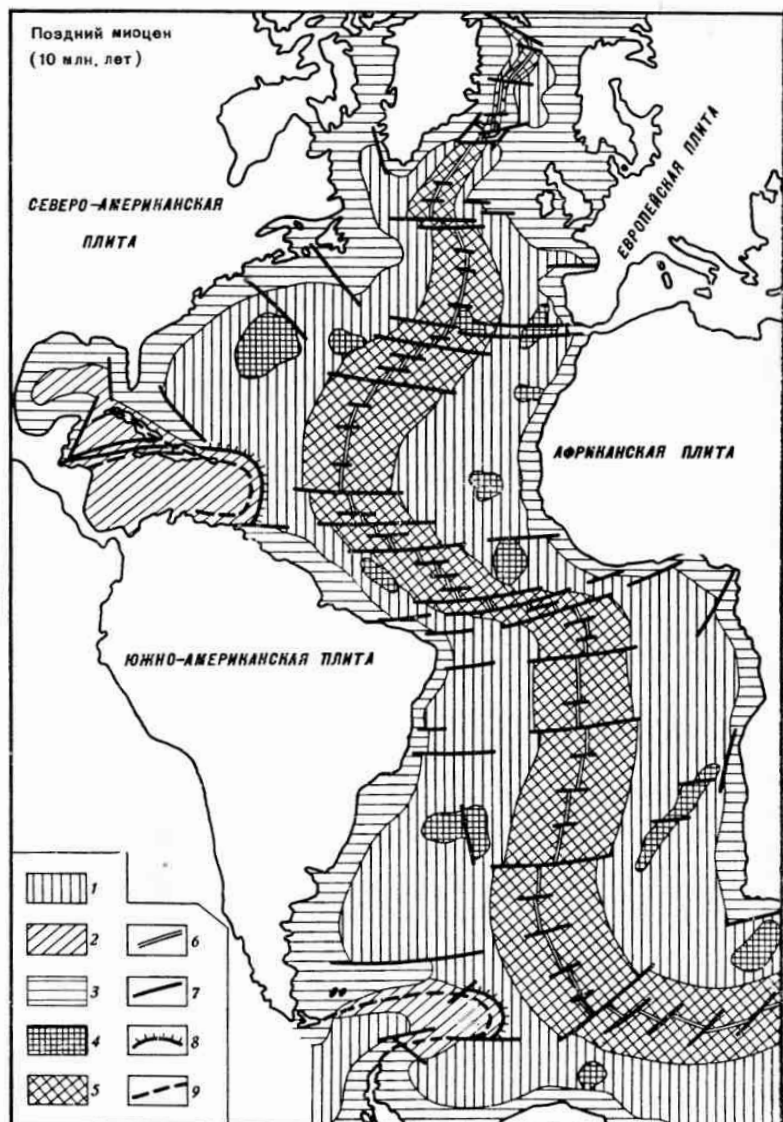


Рис. 3. Палеоморфоструктурная схема Атлантического океана для позднего миоцена

Усл. обозн. см. рис. 1

да. При этом можно выделить три основных этапа развития морфоструктуры: а) этап раскрытия океана (поздняя юра — ранний мел); б) этап формирования основных морфоструктур (поздний мел — ранний палеоген); в) неотектонический этап (поздний палеоген — современный период). Эти этапы в общем согласуются с последовательностью развития глобального рельефа Земли (Герасимов и др., 1974).

1-й этап. По палеомагнитным и палеотектоническим данным предполагается, что в середине мезозоя (около 200 млн. лет назад) Атлантического океана не существовало, а материки были сближены и соприкасались скорее всего по границам зон спокойного магнитного поля, совпадающих, как правило, с внешними краями предматериковых прогибов (Larson, La Fountain, 1970; Le Pichon, Hayes, 1971; Pitman, Talwani, 1972). Раскрытие Северной Атлантики началось примерно

180 млн. лет назад, а раскрытие Южной Атлантики — около 140 млн. лет назад. Первоначально оба участка представляли собой, по-видимому, узкие бассейны типа современного Красного моря, образовавшиеся за счет формирования рифтовых грабен и обрушения прилегающих участков материковых окраин. Скорости раздвижения в начале этапа были невелики, но затем они значительно увеличились и превышали современные значения, достигая 3—4 см/год (Le Pichon, Hayes, 1971; Pitman, Talwani, 1972). В мелу произошло раскрытие Экваториальной Атлантики, северный и южный бассейны соединились и появился первичный Атлантический океан (рис. 1). Одновременно произошло отделение Северной Америки от Южной и Южной Америки от Антарктиды, вследствие чего возникли Карибская и Южно-Антильская переходные зоны.

2-й этап. Дальнейшее развитие океана характеризовалось расширением его площади и образованием основных морфоструктур, хотя заложение некоторых из них произошло еще на начальном этапе. Рифтовая зона, в которой генерировалась новая океаническая кора, находилась на определенном батиметрическом уровне, обусловленном изостатическим равновесием поднимающегося мантийного диапира (Сорохтин, 1974; Sclater, Detrick, 1973). Этот уровень на большей части современного океана достигает глубины около 2,5 км. По мере раздвижения литосферных плит в обе стороны от рифтовой зоны они постепенно охлаждались, уплотнялись и погружались, перекрываясь осадочным чехлом. Это обусловило появление Срединно-Атлантического хребта и океанических котловин по обе стороны от него. Судя по тому, что меловые отложения в котловинах, по данным бурения (Initial Reports..., 1969—1973), представлены преимущественно карбонатными осадками, следует полагать, что дно большинства котловин в то время не достигло уровня критической глубины растворения карбонатов, т. е. 4800—5300 м. Возникшие в рифтовой зоне за счет вертикальных тектонических движений и массового вулканизма сводово-глыбовые поднятия типа Бермудского плато, возвышенности Риу-Гранди или Китового хребта, очевидно, перемещались вместе с литосферными плитами и продолжали развиваться в пределах океанических котловин. Скорости раздвижения дна океана в течение 2-го этапа развития постепенно уменьшались, приближаясь к современным.

В палеогене рифтогенез проник в северную часть океана между Гренландией и Лабрадором, где возник Срединно-Лабрадорский хребет, а затем в район Норвежского моря, отделив Гренландию от Скандинавии. Однако, судя по данным новейших геолого-геофизических исследований (Удинцев, 1972), в районе между Гренландией и Британскими островами, охватывающем современные Исландское плато, Фареро-Исландский порог и плато Роколл, существовал «мост суши», через который, очевидно, и проходила рифтовая зона из Атлантического океана в Норвежское море, как это имеет место в настоящее время в Исландии.

Вдоль материковых окраин Атлантического океана в позднем мелу и палеогене в результате возможного оттока подкорового вещества происходили интенсивные погружения земной коры и сформировались предматериковые прогибы (Литвин, 1975а). Они постепенно заполнялись терригенным материалом, сносимым с прилегающих частей суши. К началу палеогена, как свидетельствуют данные бурения, предматериковые прогибы были почти целиком заполнены осадками и на их месте начали формироваться аккумулятивные шлейфы материковых подножий. Погружение материковых окраин в некоторых местах сопровождалось отчленением отдельных блоков, частичным преобразованием их коры («океанизацией») и формированием краевых плато, наиболее значительным из которых является плато Роколл. На материковых окраинах за счет накопления осадочных толщ образовались эпиконтиненталь-

ные платформы, послужившие основой для современных материковых шельфов.

В Карибской и Южно-Антильской переходных зонах в позднем мелу и раннем палеогене вдоль возникших ранее геосинклинальных зон период погружений сменился периодом орогенного развития. Здесь происходило активное формирование поясов кайнозойской складчатости, послуживших основой для современных островных дуг. Заключенные внутри изгибов этих поясов плиты испытывали погружение, вызванное растяжением земной коры за счет движений материковых блоков к северу и югу. Кроме того, в Карибско-Мексиканской области происходило вращение по часовой стрелке Юкатанского и Гондурасского блоков, в результате чего раскрылись Мексиканский залив и Юкатанская котловина (Freeland, Dietz, 1971). Вследствие движения плит Карибского моря и моря Скотия к востоку и встречного движения океанических плит Атлантики сформировались зоны Бениоффа и были заложены глубоководные желоба Пуэрто-Рико и Южно-Сандвичев, причем первый включал в то время и район современного Барбадосского хребта. В этих зонах происходило, очевидно, поддвижение океанических плит под островные дуги и формирование новой материковой коры (Сорохтин, 1974).

Следовательно, к концу эоцена образовались основные морфоструктуры дна Атлантического океана, который приобрел близкие к современным очертания, за исключением его ширины (рис. 2).

3-й этап. На неотектоническом этапе окончательно сформировались и были моделированы за счет осадконакопления все крупные и средние элементы подводного рельефа, океан расширился до современных размеров, океанические котловины достигли нынешних глубин. При этом неотектонические движения, как правило, унаследовали более древние, что подчеркивает закономерную последовательность развития дна океана в течение мезо-кайнозойского цикла раздвижения литосферных плит в области Атлантического сегмента Земли.

Рифтовая зона почти на всем протяжении продолжала оставаться на том же батиметрическом уровне, что и раньше, за исключением самой северной части океана, где она поднималась к Британско-Гренландскому порогу. В районе Срединно-Лабрадорского хребта рифтовая зона прекратила свое развитие и стала погружаться вместе с котловиной, перекрываясь осадочным чехлом. В Норвежском море рифтогенез сместился к западу, вначале в район Исландского плато, а затем еще дальше, в зону современного хребта Кольбенсей (Johnson et al., 1972). Скорости раздвижения дна океана в течение всего неотектонического этапа менялись мало и в основном совпадали с современными (1—2 см/год). Центральная и Южная Атлантика, судя по магнитным данным, раздвигалась несколько быстрее, чем Северная Атлантика (Литвин и др., 1975; Pitman, Talwani, 1972; Sclater, McKenzie, 1973).

В процессе раздвижения литосферных плит за счет региональных и локальных тектонических движений, разломов и сбросов формировался характерный блоково-грядовый рельеф Срединно-Атлантического хребта. В районах особенно интенсивных процессов подъема мантийного вещества в рифтовой зоне происходило местное сводовое воздымание океанической коры и массовые излияния базальтовых лав с образованием вулканических массивов и осложняющих их вулканических гор, как это видно на примере Азорского плато. В районах относительно пониженной активности глубинных процессов, наоборот, происходило некоторое понижение батиметрического уровня рифтовой зоны (например, отдельные участки Южной Атлантики). Рассекающие Срединно-Атлантический хребт многочисленные поперечные разломы, как свидетельствуют геолого-геофизические данные (Литвин, 1975б), заложились еще до начала мезо-кайнозойского цикла раздвижения литосферных плит. В последующем развитии дна океана они служили контролирую-

щими факторами при формировании Срединно-Атлантического хребта.

На материковых окраинах на неотектоническом этапе формировались пологонаклонные равнины шельфов, местами осложненные дизъюнктивными дислокациями и формами экзогенного расчленения, а на месте предматериковых прогибов почти повсеместно накапливались мощные аккумулятивные шлейфы, образовавшие наклонные равнины материковых подножий. Материковые склоны либо выполаживались за счет интенсивной аккумуляции терригенного материала, либо подвергались расчленению за счет дифференцированных вертикальных тектонических движений, разломов и сбросов с последующей моделировкой экзогенными процессами и формированием подводных каньонов.

В Карибской и Южно-Антильской переходных зонах начиная с эоцена стал формироваться современный морфоструктурный план (Хаин, 1971). На неотектоническом этапе здесь явно преобладали вертикальные движения, хотя горизонтальные подвижки также имели место. Субширотные ветви островных дуг испытали многофазовое поднятие и вступили в позднеорогенную стадию развития. Вулканические дуги Малых Антильских и Южно-Сандвичевых островов вступают в орогенную стадию, а Барбадосский хребет, возникший за счет интенсивного осадконакопления в южной части глубоководного желоба, проходит позднегеосинклинальную стадию развития. В миоцене сформировался также Панамский перешеек, отделивший Карибское море от Тихого океана, которые ранее соединялись (рис. 3).

Таким образом, развитие морфоструктуры дна Атлантического океана происходило поэтапно в течение всего мезо-кайнозойского цикла развития литосферных плит. Горизонтальные и вертикальные тектонические движения, разломы и сбросы, вулканизм и осадконакопление в сочетании с другими экзогенными факторами привели в конечном счете к созданию современного подводного рельефа.

ЛИТЕРАТУРА

- Белоусов В. В. Основы геотектоники. М., «Недра», 1975.
- Герасимов И. П., Живаго А. В., Коржнев С. С. Геоморфологические и палеогеографические аспекты новой глобальной тектоники плит. «Изв. АН СССР. Сер. геогр.», № 5, 1974.
- Леонтьев О. К. Геодинамика планетарных морфоструктур дна океанов на новейшем этапе развития земной коры. В сб.: «Колебания уровня Мирового океана и вопросы морской геоморфологии». М., «Наука», 1975.
- Литвин В. М. Основные черты морфоструктуры и тектоники дна Атлантического океана. «Изв. Всесоюз. геогр. о-ва, т. 107, вып. 3, 1975а.
- Литвин В. М. О разломной тектонике дна Атлантического океана. «Геотектоника», № 6, 1975б.
- Литвин В. М., Марова Н. А., Мирлин Е. Г., Удинцев Г. Б. О неоднородности рифтовой зоны Атлантического океана. «Океанология», т. XV, вып. 1, 1975.
- Литвин В. М., Руденко М. В., Харин Г. С. Роль вулканизма в формировании рельефа дна Атлантического океана. «Геоморфология», № 4, 1976.
- Сорохтин О. Г. Глобальная эволюция Земли. М., «Наука», 1974.
- Удинцев Г. Б. Исследование подводных структур в районе Исландии. «Вестник АН СССР», № 6, 1972.
- Хаин В. Е. Региональная геотектоника. М., «Недра», 1971.
- Freeland G. L., Dietz R. S. Plate Tectonics Evolutions of Caribbean-Gulf of Mexico Region. Nature, v. 232, No. 5305, 1971.
- Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, I—IV, X—XV. National Sci. Found., Washington, 1969—1973.
- Johnson G. L., Southall J. R., Young P. W., Vogt P. R. Origin and structure of the Iceland Plateau and Kolbeinsey Ridge. «J. Geophys. Res.», v. 77, No. 29, 1972.
- Larson E. E., La Fountain L. Timing of the breakup of the continents around the Atlantic as determined by paleomagnetism. «Earth and Planet. Sci. Lett.», v. 8, No. 5, 1970.
- Le Pichon X. Sea floor spreading and continental drift. «J. Geophys. Res.», v. 73, No. 18, 1968.
- Le Pichon X., Hayes D. E. Marginal offsets, fracture zones, and the early opening of the South Atlantic. «J. Geophys. Res.», v. 76, No. 26, 1971.

- Le Pichon X., Francheteau J., Bonnin J.* Plate Tectonics. Elsevier Sci. Publ. Comp., Amsterdam-London-New York, 1973.
- Pitman W. C., Talwani M.* Sea-floor spreading in the North Atlantic. «Bull. Geol. Soc. Amer.», v. 83, No. 3, 1972.
- Sclater J. G., Detrick R.* Elevation of Midocean Ridges and the Basement Age of JOIDES Deep Sea Drilling Sites. «Bull. Geol. Soc. Amer.», v. 84, No. 5, 1973.
- Sclater J. G., McKenzie D. P.* Paleobathymetry of the South Atlantic. «Bull. Geol. Soc. Amer.», v. 84, No. 10, 1973.
- Vine F. J., Hess H. H.* Sea-floor spreading. The Sea, v. 4, part 2, 1970.

Атлантическое отделение
Института океанологии АН СССР

Поступила в редакцию
3.I.1977

THE MAIN STAGES OF THE DEVELOPMENT OF THE ATLANTIC OCEAN MORPHOSTRUCTURE IN THE LIGHT OF THE GLOBAL PLATE TECTONICS

LITVIN V. M.

Summary

The paleomorphostructural schemes of the Atlantic Ocean are compiled and its development during Meso-Cenozoic is described based on the materials of the geologic-geophysical studies. The three stages are distinguished: a) the ocean opening (Late Yurassic — Early Cretaceous), b) main morphostructures formation (Late Cretaceous — Early Paleogene), c) the neotectonic stage (Late Paleogene — recent time). The lateral and vertical tectonic movements, fractures and faults, volcanism and sedimentation controlled the formation of the ocean bottom morphostructure.
