

© И.Э. Ломакин, В.Е. Иванов, В.В. Кочелаб, 2011

Отделение морской геологии и осадочного рудообразования НАНУ, Киев

ЛИНЕАМЕНТЫ ДНА ОКЕАНОВ И СКВОЗНЫЕ СТРУКТУРЫ

Океаны и континенты имеют единую закономерно ориентированную линеаментную сеть. Сквозные структуры и линеаментные зоны, пересекающие континенты и океаны, являются важнейшими геологическими границам и были заложены на ранних этапах формирования земной коры в результате общепланетарных явлений, связанных с ротационными процессами.

Введение. Закономерную ориентировку протяженных линейных геологических структур Планеты по нескольким главенствующим направлениям в настоящее время отмечают многие исследователи [4, 10, 11, 15, 16, 23, 24].

Эта закономерность на глобальном (планетарном) и региональном уровнях наглядно отражена в пространственном положении линеаментных сетей океанов и континентов. Линеамент по своему определению отражает не только ориентировку конкретного геологического объекта или нарушения, но и их положение в общем структурном плане, иногда на очень обширных территориях земной поверхности. Следует отметить, что многие авторы иногда используют термин «линеамент» как аналог понятия «глубинный разлом», что не всегда корректно.

Возрождение интереса к линеаментному анализу вызвано необходимостью теоретического осмысления огромного количества нового достоверного, но часто отрывочного, фактического материала, прежде всего – данных космической и морской геологии. Даже разрозненные, неполные фрагментарные данные о природе отдельных геологических тел или форм рельефа, рассматриваемые на фоне их ориентировки и пространственного положения, позволяют решать ряд важных, иногда ключевых, геологических задач.

Линеаменты высоких рангов без видимого изменения направления легко пересекают структуры самого различного генезиса, в том числе границу океан–континент, отражают ориентировку подводных и сухопутных разломов, горных сооружений и впадин. В то же время линеаменты фиксируют положение многих геологических границ, в том числе контуров континентов. На фоне накопления информации становится все более очевидным единство линеаментных систем океанов и континентов, что заставляет пересмотреть некоторые проблемы теоретической геологии.

Сегодня уже можно считать установленным фактом, что консервативная во времени и пространстве тектоно-линеаментная сеть определяет очертания континентов, контуры щитов, положение и ориентировку рифтогенальных и геосинклинальных структур, крупных разломных зон. На пересечении крупных линеаментов локализованы рудные районы, узлы и поля [10].

На современном этапе развития геологической науки можно уже говорить о линеаментной тектонике как её самостоятельном, фундаментальном

направлении. Обилие космических снимков, успехи геологического картирования, модернизация геофизических методов исследований создали благоприятные предпосылки для развития линеаментной тектоники континентов. Иная ситуация сложилась в морской геологии. Недостаток фактического материала и трудности его получения привели к господству ультрамобилистских построений, при этом зачастую конкретные геологические факты игнорировались или не замечались, а исследователи при разработке тектонической модели того или иного региона исходили из концепции так называемой «Новой глобальной тектоники». В связи с таким методологическим подходом положение о закономерной организованности тектоно-линеаментов океана не получило должного распространения. Классические методы континентальной геологии, когда за основу любых теоретических построений брался конкретный геологический материал, оказались мало применимы и подменены модельными, часто умозрительными построениями геофизиков и математиков. Вместе с тем, линеамент (линеаментная зона), так или иначе проявленный в рельефе, является объективной реальностью и отражает создавшие его геологические процессы.

Критика «Новой глобальной тектоники» не является целью данной работы. Она в достаточной степени полно изложена и аргументирована [2, 5, 14, 20, 24, 25]. Наша задача – показать, что основные положения линеаментной тектоники континентов полностью справедливы и для океана.

Линейность на мегамасштабном (планетарном) и наномасштабном (кристаллографическом и петрографическом) уровнях известна относительно давно [11] и не вызывает сомнений. Структуры, отражающие специфику древних и современных тектонических напряжений, как правило, ориентированы параллельно (конкордантно) хребтам, рифтовым долинам, континентальным окраинам и другим геотектурам и крупным морфоструктурам. Их образование не удивительно и логически объяснимо, поэтому именно они привлекали внимание исследователей и были наиболее хорошо изучены. Определённое внимание было уделено и изучению поперечных, секущих геологические границы структур, но лишь в аспекте их взаимоотношений с генеральными конкордантными образованиями.

К сожалению, в недостаточной степени изучались так называемые «сквозные структуры». Учитывая неоднозначность трактовки этого термина в публикациях и его нетрадиционность (в «Геологическом словаре» отсутствует, употребляется в нефтяной геологии для описания систем складок [19]), мы даём собственное определение, и им будем оперировать в дальнейшем.

Под термином «сквозная структура» мы понимаем линейную неоднородность земной коры и верхней мантии, хорошо прослеживаемую на значительные расстояния и свободно пересекающую геологические границы разных рангов. При этом на отдельных отрезках сквозная структура может определять простираения современных положительных и отрицательных форм рельефа и геологических тел и быть ориентированной согласно им (конкордантно), на других участках – несогласно (дискордантно). Значение сквозных структур велико – они указывают на единство геологических процессов, их образовавших, и при этом часто разделяют блоки земной коры,

отличающиеся по своему строению и истории развития. Сквозные структуры не ограничиваются территорией отдельных горноскладчатых сооружений, глубоководных впадин, срединно-океанических, асейсмичных глыбовых и вулканических хребтов и прослеживаются далеко за их пределами, пересекая без изменения направления значительные блоки земной коры, континенты и океаны. Они могут плавно или резко теряться в пересекаемых ими геологических объектах или морфоструктурах с тем, чтобы снова ясно проявиться в своем линейном продолжении.

Материалы и методика. Морская геология традиционно сталкивается с проблемами недостатка фактического материала и удалённости естественного испытателя от объекта исследований. Современное навигационное оборудование, подводные аппараты, новые геофизические приборы частично облегчают задачи науки, но не решают их полностью. Детальное картирование и высокоточная батиметрическая съёмка выполняются лишь для отдельных участков дна. Увязать эти данные позволяют методы линеаментного анализа – изучение протяженных линейных структур, прослеживаемых на большие расстояния.

Авторы настоящей статьи принимали участие более чем в 20 морских экспедициях в Атлантический, Тихий и Индийский океаны, участвовали в обработке и изучении материалов многих научно-поисковых рейсов, лично участвовали более чем в 100 погружениях обитаемых подводных аппаратов «Север-2» и «Север-2 бис». Многие батиметрические схемы подводных гор составлены авторами лично. Проанализированы опубликованные и фондовые материалы о рельефе и геологическом строении подводных гор различных районов Мирового океана. Впервые составлены детальные геологические разрезы подводных гор юго-восточной части Тихого океана [7], Северной Атлантики [15] Индийского океана [8, 17]. Детально изучена геоморфология подводных гор срединно-океанических хребтов – Северо-Атлантического, Рейкьянес, Западно-Индийского; асейсмичных глыбово-вулканических хребтов Китового, Вавилова, Сьерра-Леоне, Наска; поднятий Углового, Южно-Азорского, Хоршу [6, 7, 8, 15, 16, 17].

В изучаемых районах выполнено сопоставление локальных и региональных линеаментных сетей и определена практически полная идентичность их ориентировок. Методами линеаментного анализа установлена одинаковая ориентировка морфоструктур дна океана и сопредельных краев континента.

Обсуждение результатов. Многолетний опыт картографических работ, исследования с борта подводных аппаратов, обобщение обширных литературных данных и опубликованных карт позволили выявить некоторые закономерности строения дна Океана.

Всё многообразие ориентировок форм подводного рельефа определяется по сути дела несколькими главенствующими направлениями, постоянными для всего Океана. Отчётливо выделяется ортогональная и диагональная система линеаментов. Например, для северной Атлантики преобладают структуры $5-10^\circ$, $90-100^\circ$, $35-45^\circ$, $310-320^\circ$, иногда 60° . Выявленная закономерность заметно нарушается в высоких широтах (эффект неоднородности Земли, снижение ротационного воздействия). В целом планетар-

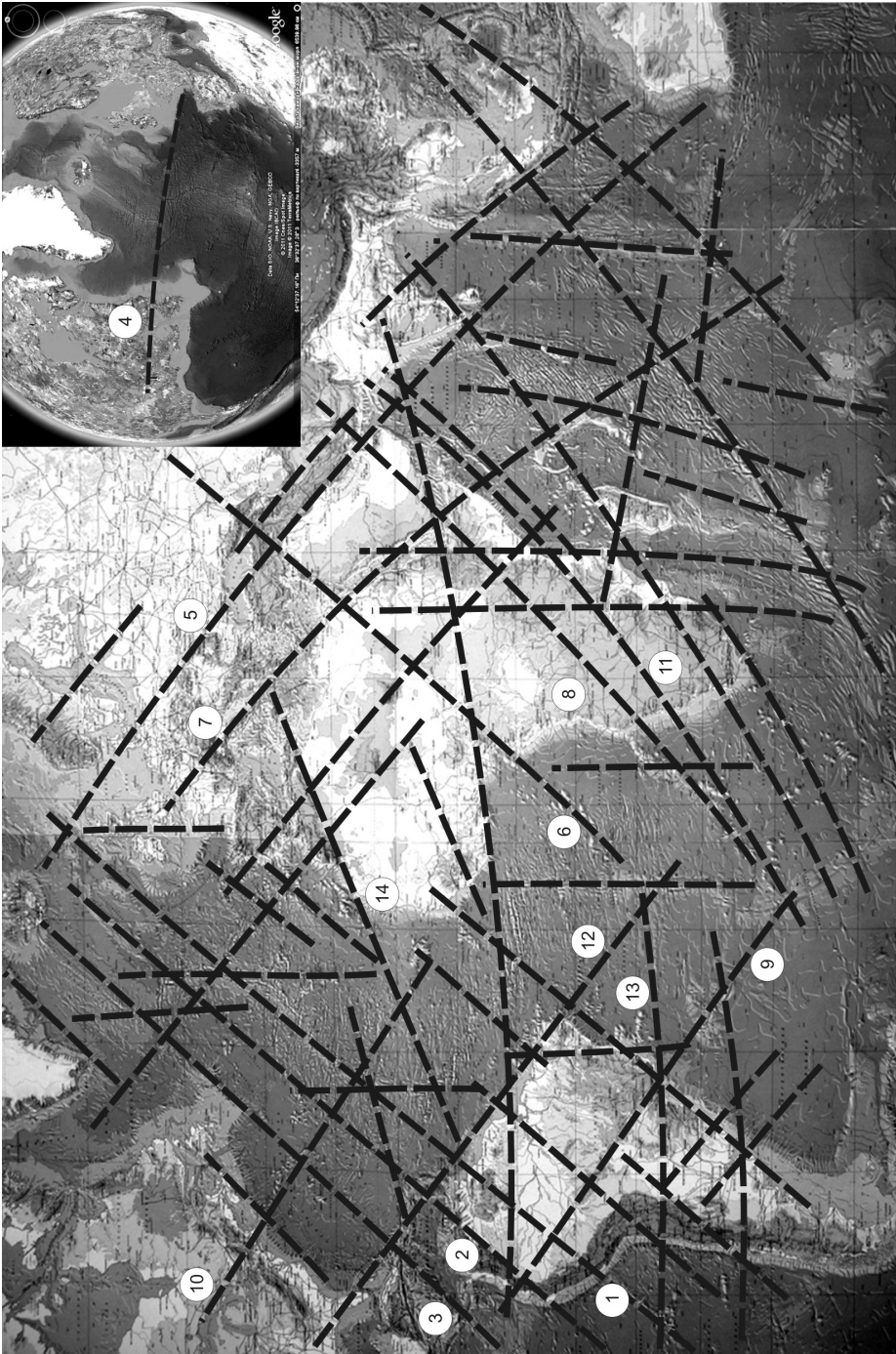
ная линеаментная сеть предстаёт единой для океанов и континентов, соответствуя регматической разломной сети [4]. Следует отметить хорошее согласие установленной нами закономерности с данными других исследователей [3, 10, 24]. На детальных картах рельефа дна океанов ясно видно, что линеаментная сеть четко отражает положение и контуры континентальных окраин, срединно-океанических хребтов, глыбовых и вулканических горных сооружений. Выявленная закономерность характерна не только для глобальных и региональных структур. Она также отчётливо проявлена даже в рельефе отдельных подводных гор – простирание уступов, вулканических гряд, зон трещиноватости, участков выровненного рельефа практически полностью подчиняются нескольким главенствующим направлениям [15]. Незначительное отклонение от указанных ориентировок отмечается в северных блоках хребта Рейкьянес. Здесь чётко фиксируются системы трещин и гряд простиранием $13-17^\circ$, местами 7° .

Определяющая роль в формировании и развитии морфоструктуры океанического дна принадлежит «сквозным структурам», выраженным в виде протяженных линеаментных зон. Некоторые из них имеют планетарное значение и прослеживаются как в океанах, так и на континентах. Часто сквозные структуры проявлены в рельефе лишь фрагментарно, но их геотектоническое значение весьма существенно. Они часто служат геологическими границами, разделяющими различные по строению и истории развития блоки земной коры. Наиболее крупные сквозные структуры имеют планетарное значение, менее протяжённые – надрегиональное и региональное.

Структуры планетарного значения прослеживаются на огромное расстояние. В Атлантическом и Тихом океанах они имеют, в основном, диагональное (северо-западное и северо-восточное) простирание. В некоторых районах (например, северо-восточная часть Тихого океана, центральная Атлантика) хорошо проявлены субширотные дислокации. Для Индийского океана также характерна субмеридиональная ориентировка сквозных структур, часто дискордантных по отношению к геотектурам – срединно-океаническим хребтам и континентальным окраинам. Фрагменты сквозных структур делят срединно-океанические хребты на блоки, существенно отличающиеся по морфологии и особенностям строения, разграничивают участки дна с различной структурой земной коры, определяют простирание глыбово-вулканических хребтов и расположение вулканических горных сооружений. Более того, в определённых случаях они контролируют простирание и положение отдельных участков рифтогенальных структур океана.

Один и тот же линеамент, как правило, совершенно по-разному проявлен в различных пересекаемых им геоструктурах. Чтобы убедиться в этом, достаточно проследить некоторые структуры по простиранию.

Хрестоматийным примером планетарной Тихоокеанско-Атлантической сквозной структуры является линеамент, простирающийся от хребта Наска в северо-восточном направлении (рис. 1-1 – *здесь и далее таким образом указан соответствующий линеамент на рисунке*). Наска – глыбовый хребет с корой субконтинентального типа в юго-восточной части Тихого океана. В районе его примыкания к континентальной окраине Южной Америки глубоководный жёлоб отсутствует; структурное продолжение хребта



Сквозные структуры Индо-Атлантического региона. Цифрами обозначены линейменты: 1 – Хребта Наска, 2 – Амазонский, 3 – Хребта Кокос, 4 – Св. Лаврентий – Бискайский, 5 – Персидско-Европейский, 6 – Атлантическо-Кавказский, 7 – Европейско-Индийский, 8 – Хребта Китового, 9 – Риу-Гранде, 10 – Гор Новой Англии, 11 – Поднятия Дискавери – о. Сокотра и зона разлома Оуэн, 12 – Флоридо-Бразильский, 13 – Хребта Сала и Гомес – о. Св. Елены, 14 – Атласский

Наска разделяет глубоководный жёлоб на Перуанский и Чилийский участки. Далее линеамент прослеживается на континенте, определяя конфигурацию и простираение горной системы Харикангана. На пересечении с альпийским Андским горным сооружением линеамент морфологически проявлен слабо, однако имеет существенное геологическое значение – вулканический пояс южных Анд здесь резко прерывается. Следует отметить, что пересечение Анд с зонами поперечных разломов отмечает местами резкую смену характера гравитационного поля. Так, к югу от структурного продолжения хребта Наска протягивается полоса отрицательных аномалий силы тяжести, отражающая присутствие мощной толщи нижнепалеозойских осадочных пород. К северу лежит полоса положительных аномалий, отражающих наличие поднятого блока докембрийских метаморфических пород и гранитных батолитов [21]. Далее сквозная структура продолжается через Амазонскую низменность, где известна как линеамент Писко-Джуруа. В районе пересечения с Гвианским щитом линеамент пересекает его на две части впадиной Риу-Бранку. Линеамент продолжается в Атлантический океан, фактически определяя простираение Срединно-Атлантического хребта от разлома Кейн до разлома Курчатова, контролируя контуры Ирландской котловины, Фареро-Шетландского жёлоба и континентальной окраины Скандинавии.

Приведённый пример показывает, что сквозная структура прослеживается через несколько регионов с различным геодинамическим режимом и может быть как конкордантной, так и дискордантной по отношению к основным структурным элементам океанов и континентов.

Второй пример сквозной структуры, прослеживающейся в Тихом и Атлантическом океанах, секущей активную тихоокеанскую и пассивную атлантическую континентальные окраины Южной Америки и отчётливо проявленной на материке, – это субширотная структура в районе экватора – Амазонско-Гвинейский линеамент (рис. 1-2). Эта глубинная неоднородность планетарного масштаба является северным ограничением центральных Анд. На Южноамериканском континенте структура прослеживается в виде зоны разломов от мыса Параньяс до устья Амазонки, разделяя Гвианский и Центрально-Бразильский щиты. Эта зона разломов заложена в позднем протерозое – раннем палеозое. В Атлантическом океане продолжением Амазонской сквозной структуры является зона экваториальных разломов Сан-Паулу и Романш [21], трассирующаяся далеко на восток и определяющая конфигурацию континентальной окраины Гвинейского залива. В Тихом океане естественным продолжением зоны Амазонских разломов является глыбовый хребет Карнеги. Аналогичной субширотной структурой является линеаментная зона хребет Сала и Гомес – о-ва Тринидади и Мартин Вас – о-ва Св. Елены (рис. 1-13), выходящая на территорию африканского континента в районе Луанды.

Хорошим примером сквозных структур могут быть:

- хребет Кокос – линеамент Северо-Восточной котловины – юго-восточная окраина Большой Ньюфаундлендской банки – хребет Рейкьянес (рис. 1-3);

- хребет Техуантепек – восточная континентальная окраина Северной Америки – восточная континентальная окраина Гренландии;

- северный фланг Бискайского залива – разлом Гиббса – залив Св. Лаврентия – Фареро-Исландский порог (рис. 1-4).

К сожалению, объём статьи не позволяет подробно описать каждую из этих реально существующих структур.

Структуры надрегионального значения отличаются от планетарных линеаментов меньшими размерами. Однако они хорошо прослеживаются в нескольких регионах, иногда полностью различных по своему геологическому строению, часто пересекают континентальные окраины, трассируясь с океана на континент.

Типичный пример надрегиональной сквозной структуры – это зона Персидско-Европейского линеамента северо-западного простирания, чётко проявленная от Персидского залива до северной Европы (рис. 1-5). На юго-востоке она отражает простирание альпийских горных сооружений Омана и Объединённых Арабских Эмиратов (горноскладчатая система Хаджар-Акдар), юго-западную географическую границу Персидского залива и структуры Предзагросского (Месопотамского) краевого прогиба. Далее пересекает Восточный Тавр и Центрально-Анатолийский микроконтинент, где фиксирует простирание горных хребтов и речных долин. По отношению к Понтидам эта сквозная структура имеет значение региональной геологической границы, чётко разделяя западные и восточные Понтиды. Первые характеризуются более сложным геологическим строением и в поперечном сечении подразделяются на восемь весьма различных зон. Для восточных Понтид характерно более простое геологическое строение. Здесь среди магматических пород позднемелового и раннепалеогенового возраста, занимающих северную часть горноскладчатого сооружения, распространены не только вулканиты, в основном изветстково-щелочные, подчинённые толеитовые и щелочные, но и крупные плутоны гранитоидов.

После пересечения с Понтидами у континентальной окраины Турции линеамент проявлен как поднятие Архангельского, которое в северо-западном направлении переходит в трансчерноморскую структуру – вал Андрусова, разделяющий Западночерноморскую и Восточночерноморскую котловины. Существует мнение, что в области погребённого вала Андрусова могла существовать Понтида – «мост» между Крымом и Малой Азией. Это кратковременное по геологическим меркам событие, по мнению В.М. Андреева [1], могло произойти в позднем сармате и в конце эоплейстоцена.

Следует обратить внимание на синхронность формирования прогибов в предзагросской и черноморской частях Персидско-Европейского линеамента – от палеогена до настоящего времени – и наличие многокилометровых толщ осадочных пород, сформированных в условиях скомпенсированных опусканий. Эти отложения нефтеносны и представляют несомненный практический интерес.

В этом аспекте может быть интересным сопоставление геологической позиции Предзагросской (Месопотамской) впадины и Восточночерноморской котловины. Обе депрессии «зажаты» между структурами северо-западного простирания – Предзагросская впадина ограничивается Персидско-Европейским линеаментом (ПЕЛ) и Загросским горноскладчатым сооружением, Восточночерноморская котловина – валами Андрусова (часть ПЕЛ) и

Шатского. Различия глубины и строения земной коры этих депрессий предопределены геологическим строением их обрамления и более глубоким тафрогенетическим (плюмовым?) преобразованием Восточночерноморской котловины.

Далее Персидско-Европейская сквозная структура сечет шельф Чёрного моря, разделяя Скифскую и Мезийскую плиты, и продолжается далее на континент в виде линеамента Тейсера – Торнквиста, являющегося естественной границей между древней Восточноевропейской платформой и герцинидами Европы. Зона линеамента Тейсера-Торнквиста, являясь одной из важнейших геологических границ Европы, многократно оживлялась и иногда имела существенное палеогеографическое значение. Так, в позднем эоцене вдоль линеамента Северное море соединялось с морями Мезотетиса [22].

Надрегиональный ранг характерен и для крупного Атлантико-Кавказского линеамента (рис. 1-6), центральная часть которого соответствует Камерунско-Египетской зоне геодинамической активности, описанной Ю.П. Видяпиным [3]. Начинаясь на склонах Срединно-Атлантического хребта в районе о-ва Св. Елены, линеамент определяет конфигурацию и очертание вулканического хребта Вавилова, пересекает материковую окраину Африки и продолжается далее на континент в виде хребта Адамава. От побережья почти до Нджамены на северо-западном фланге линеамента расположен позднекайнозойский рифт Бенуэ, на юго-восточном плече которого находится крупный современный вулкан Камерун.

Камерунско-Египетская зона (рис. 1-6) является трансафриканской, унаследованно развивавшейся в течение длительного геологического времени. В мезо-кайнозойское время вдоль неё развивались линейные бассейны терригенного (ранний мел, палеоцен) или карбонатного (поздний мел) осадконакопления, протягивающиеся от побережья Гвинейского залива на северо-восток на 800 – 1000 км. Позднее (до олигоцена включительно) от Гвинейского залива до Нджамены существовала цепочка мелких терригенных бассейнов. Рассматриваемая зона сейсмически активна – вдоль неё от Гвинейского залива до плато Эрди протягивается пояс повышенной плотности эпицентров землетрясений.

От плато Эрди до о-ва Кипр вдоль Камерун-Египетской зоны отмечается линейно вытянутая область повышенной мощности земной коры.

От о-ва Кипр Атлантико-Кавказский линеамент продолжается далее на северо-восток. В пределах кавказского сегмента Альпийского складчатого пояса он проявлен в виде Аграхан-Тбилиско-Левантийской левосдвиговой зоны дислокаций, контролирующей развитие молодого вулканизма, сейсмичности, в также распределение фаций и мощностей мезо-кайнозойских осадков начиная, как минимум, с ранней юры.

От Кавказа до Гвинейского залива вдоль Атлантико-Кавказского линеамента проходит градиентная зона, отделяющая крупнейшую североатлантическую положительную аномалию высот геоида, охватывающую северо-западную Африку, от области их фоновых значений, занимающей всю юго-восточную часть континента [3].

Описывая надрегиональные сквозные структуры, нельзя не остановиться на основных чертах геологического строения атлантической конти-

нентальной окраины США в районе залива Мэн. Здесь к континенту подходят два крупных тектонических нарушения – линеамент Гор Новой Англии (рис. 1-10), имеющий северо-западное простирание, и субширотный линеамент Келвин. В районе структурного выступа континентальной окраины – банки Джорджия бэнк – расположен тектонический узел – зона пересечения указанных линеаментов с разломами, заложенными вдоль континентальной окраины. Линеамент Гор Новой Англии продолжается на континент в виде сейсмически активной зоны разлома Уайт-Маунтинс.

Как подчеркивалось выше, сквозные структуры разделяют блоки земной коры, отличающиеся геологическим строением и историей развития. В этом аспекте атлантическая континентальная окраина США не является исключением. Отмечают [25] её блоковое строение. Фундамент окраины разбит разломами на отдельные блоки, имеющие различную геологическую историю.

Следует подчеркнуть, что расположенный на расстоянии около 100 км к северо-востоку от Нью-Йорка тектонический узел опасен в сейсмическом отношении.

Надрегиональной сквозной структурой является также Индийско-Белуджистанский линеамент (рис. 1-7). Перед Аденским заливом в Аравийском море на северо-восток от Аравийско-Индийского хребта отходит подводный хребет Мерея, который также имеет рифтовую структуру и отличается сейсмичностью. Зона разломов Оуэна (рис. 1-11), идущая по гребню хребта, прослеживается на подводной окраине материка и на самом материке в виде сейсмической зоны Кветта, отделяющей Белуджистан от Индо-Гангской депрессии [13]. По типу разреза земной коры глыбовые поднятия зоны разлома Оуэн сходны с поднятиями восточной окраины Аравийской котловины: они характеризуются повышенными мощностями основных слоёв и большей суммарной мощностью коры по сравнению с обычной для ложа океана. Зона разломов Оуэн с её глыбовыми поднятиями фундамента служит ограничением двух краевых прогибов Аравийской котловины – Приаравийского и Макранского, расположенного в котловине Оман [21].

В Северном Ледовитом океане срединный хребет (Гаккеля или Нансена) также примыкает к Евразийскому матерiku. На его продолжении в Якутии расположена зона Верхоянских разломов. Южнее протягивается система разломов Алданского щита и Байкальской горной страны [13].

В качестве примеров других надрегиональных сквозных структур можно рассматривать зоны крупных поперечных («трансформных») разломов срединно-океанических хребтов (например, Вима, Кейн, Атлантис, Хейс, Океанографер, Пико, Восточно-Азорский, Курчатова, Максвелла, Фарадея в Атлантическом океане; Мадагаскарский, Индомед и Галиени в Индийском океане), а также асейсмичных хребтов и поднятий дна океана, продолжающихся на континент (хребет Китовый – линеамент Даммара). Как правило, они на всём своём протяжении играют роль межблоковых границ. Так хребет Китовый (рис. 1-8) вплоть до неогена разделял континентальным мостом Капскую и Ангольскую котловины, которая вступила в режим погружения заметно раньше и имеет дно на 500 метров глубже. Хребет долгое время препятствовал поступлению холодных вод в центральную Атланти-

ку [21]. Аналогичную роль играли сооружения зоны линеамента Риу-Гранде (рис. 1-9).

Структуры регионального значения присущи конкретному региону, но часто дискордантны по отношению к молодым горноскладчатым сооружениям и впадинам.

В пределах Крымского полуострова, например, существует сквозная структура регионального значения – Крымский разлом, фрагмент которой в окрестностях Севастополя известен как Георгиевский разлом [9]. На юго-западе он контролирует тектонический контакт между верхнеюрскими известняками и среднеюрскими вулканитами, фактически определяя границу между Крымским горноскладчатым сооружением и молодой Гераклеиской плитой, пересекает вторую и третью гряду Крымских гор и продолжается далее на Скифскую плиту. Крымский разлом прослеживается в море, и на его пересечении со структурным обрамлением вала Андрусова зафиксированы многочисленные эпицентры землетрясений.

Крымский разлом на всём своём протяжении представляет собой относительно широкую (более 1 км) полосу эшелонированных тектонических нарушений, сформировавших мозаику взаимно смещённых блоков. Подвижки отличались по кинематике и амплитуде, они многократно оживлялись в периоды тектонической активизации региона.

Изучение искусственных обнажений показало, что начиная с альба до настоящего времени в зоне Георгиевского разлома доминировали дислокации сжатия, преимущественно надвиги и взбросы, локализованные в переходной зоне от горноскладчатого сооружения Горного Крыма к молодой платформе (плите) [9].

Структуры регионального значения в океане – это разломы, разделяющие срединно-океанические и глыбово-вулканические асейсмичные хребты на отдельные блоки. К ним можно отнести разлом «хребта 45°», отделяющий северный блок хребта Наска от центрального, межблоковые границы Китового хребта, большинство мелких «трансформных» (поперечных) разломов срединно-океанических хребтов.

В любом случае, глубинные разломы не должны рассматриваться как некие поверхности, по которым происходило смещение блоков горных пород. Независимо от ранга, сквозная структура – это не узкая линейная зона, а сложно построенное геологическое тело, сформированное в зоне долгоживущего глубинного разлома – коровой и мантийной линейной неоднородности. Последнее хорошо видно на примере Крымского разлома, южная часть которого нами была детально изучена.

Аномальные по геологическому строению участки океанического дна обычно приурочены к зоне стыка двух или более линеаментов, отражающих положение сквозных структур. Прежде всего, это касается поднятий, имеющих континентальную или субконтинентальную структуру земной коры, районов интенсивного вулканизма, в том числе – щелочного и кислого состава. На пересечении крупных сквозных структур со Срединно-Атлантическим хребтом расположены о. Исландия и Азорское плато. Острова Зелёного мыса, Канарские, Мадейра, хребет Хоршпу закономерно приурочены к пересечению зоны краевых дислокаций Африки и Европы с линеамент-

ными зонами преимущественно диагональной ориентировки (см.рис.). Более мелкие вулканические сооружения также лежат в узлах линеаментной сети. Наиболее высокие гряды Северо-Атлантического хребта расположены полосами и группами, вытянутыми по азимуту $310-320^\circ$, в то время как оси подводных гор вытянуты по простиранию хребта. Иными словами, на скрытые нарушения северо-западной ориентировки «насажены» цепочки гор, длинные оси которых субмеридиональны. Расстояния между субпараллельными грядами почти одинаковы.

Шаг разломов строго фиксирован как для диагональной, так и ортогональной систем линеаментов и выдержан на огромных расстояниях. Отчётливо выделяется несколько рангов тектоно-линеаментов, при этом нарушения высоких рангов контролируют распределение наиболее крупных возвышенностей, а низших рангов – локализацию уступов, побочных вершин и террас. На детальных батиметрических картах подводных гор Срединно-Атлантического хребта хорошо видно, что распределение вершин вулканических гряд закономерно и полностью согласуется с шагом линеаментов низшего ранга.

Основные геологические границы в пределах дна океана закономерно ориентированы и отражены в пространственном положении линеаментной сети. Дно океана неоднородно по геолого-геофизическим характеристикам [21] и чётко подразделяется на блоки (геоблоки, мегаблоки, макроблоки, блоки), отличающиеся строением и историей развития [7, 8, 12]. Под термином «блок» мы понимаем достаточно обособленный участок тектоносферы, лежащий в одной геоструктурной провинции и относительно однородный по морфологии, основной направленности эндогенных процессов, глубинному строению. Границами между блоками могут служить:

- граница геоструктурных областей (например, Срединно-Атлантический хребет – котловина, котловина – континентальная окраина и т.д.);
- глыбово-вулканический хребет;
- грабен (трог Кинга);
- цепь изолированных вулканов;
- поперечный («трансформный») разлом;
- морфологически не проявленная сквозная структура.

В последнем случае межблоковая граница может быть выражена в рельефе фрагментарно или вообще не проявлена. Например, в Северной Атлантике сквозные структуры представлены прежде всего линеаментами северо-западного простирания ($300-320^\circ$) как скрытыми, так и слабо проявленными в рельефе. Но значение их велико – по ним заложены геологические границы между блоками с разной мощностью и структурой земной коры. В частности, именно сквозная структура отделяет субконтинентальный Рокколько-Исландско-Гренландский мегаблок от океанических областей, лежащих южнее.

В северо-восточной части Тихого океана роль межблоковых границ играют широтные хребты-разломы. Рельеф дна, глубины, структура коры, характер полосовых аномалий по разным флангам этих хребтов существенно различны [2, 18]. Диагональный линеамент Наска – Писко-Джуруа в районе стыка с Андами резко прерывает вулканический пояс Южных Анд

и служит геологической границей, разделяющей различные по глубинному строению и истории развития блоки.

Аналогичных примеров можно привести много, но достаточно рассмотреть любой из линеаментов высших рангов, чтобы убедиться, что на определённых отрезках они контролируют межблоковые границы.

Таким образом, все перечисленные нами типы межблоковых границ имеют различный возраст и природу, но они, как правило, наследуют простирание разломной (линеаментной) сети. При этом межблоковые границы проявлены именно там, где назрела тектоническая предопределённость появления дизъюнктивных дислокаций, т.е. в зонах резкого изменения геологических параметров. Межблоковые границы наследуют и используют планетарную линеаментную сеть, предопределяющую их положение в пространстве.

Опыт континентальной геологии показал, что преобладающая кинематика разломов существенно зависит от их простирания, при этом, как правило, меридиональным разломам соответствуют зоны относительного растяжения, широтным – взбросы и надвиги, диагональным – сдвиги [10]. При этом разломы разной кинематики достаточно резко отличаются по поперечному профилю – трапецевидному или ящикообразному для меридиональных, V-образному для диагональных, асимметричному для широтных, а также по протяжённости – максимальной для диагональных и минимальной для широтных. Эта закономерность справедлива и для дна Мирового океана. Она широко иллюстрируется резким изменением морфологии срединно-океанических хребтов при изменении их простирания (например, разница между южным и центральным блоками хребта Рейкьянес) [15]. Не исключено, что в этом случае морфология рифтогенной системы предопределена кинематикой древнего глубинного разлома, который она наследует.

Не противоречит надвиговой природе широтных глубинных дислокаций и преимущественно раздвиговой характер поперечных («трансформных») разломов, секущих срединно-океанические хребты. В обстановке рифтогенеза, сопровождающегося растяжением земной коры, преобладают относительно молодые тектонические нарушения типа сбросов, грабенов, раздвигов, которые развиваются по ослабленным зонам, предопределённым более древними структурами.

Кинематика древних глубинных дислокаций, наследуемая молодыми рифтогенальными структурами, также оказывает влияние на морфологию, магматизм и глубинное строение поперечных разломов. Не случайно, что именно в зонах широтных нарушений граница мантии имеет наиболее высокое положение; магматизм проявлен гораздо слабее, чем на сопредельных участках срединно-океанических хребтов, здесь доминируют тектонические формы рельефа.

В зонах трансформных разломов обнажаются разнообразные метаморфические породы, в том числе и высокобарические фации – гипербазиты, габбро.

Участки хребта, наследующие субмеридиональные раздвиговые и диагональные сдвиговые глубинные дислокации, характеризуются наличием более или менее стабильных глубинных магматических камер, периодически активизирующихся, в связи с чем вулканизм здесь проявлен намного

сильнее, чем в зонах субширотных нарушений. В условиях перманентно обновляющегося раздвига, при многократном снятии давления на протяжении длительной геологической истории, здесь вообще могла возникнуть метастабильная, периодически активизирующаяся магматическая камера и магматические породы, подвергающиеся неоднократному переплаву (анатектиты). Кстати, большинство субщелочных базальтов Азорского плато и островных вулканов Центральной Атлантики и на диаграммах Ля-Роша, и Готтини попадают именно в поле анатектитов.

Таким образом, кинематика древних глубинных разломов часто определяет рельеф и специфику эндогенных процессов молодых горных сооружений.

Следует отметить, что на разных участках земной поверхности степень проявления сквозных структур различных направлений и породивших их разломных зон заметно отличается. Это зависит от общей геологической обстановки, от возраста заложения и генезиса морфоструктур.

Как видно из таблицы, Индийский океан, например, весьма своеобразен и существенно отличается по генеральному простиранию структур от Атлантического и Тихого океанов.

Характерной особенностью его рельефа является доминирующее значение субмеридиональных дислокаций. Этот древний структурный план особенно хорошо прослеживается в очертаниях микроконтинентов и глыбовых асейсмичных хребтов.

Совершенно обособлен район юго-восточной Атлантики. Южнее хребта Китового всё более ясно выделяется система диагональных линеаментов СВ 60°, хорошо проявленная в ориентировке и конфигурации поперечных разломов Атлантическо-Индийского хребта. Трансформные разломы Западно-Индийского хребта уже имеют ориентировку, близкую к субмеридиональной. Указанные районы разделяет переходная зона с преобладающим простиранием поперечных разломов СВ 45°.

Следует отметить, что тектонические нарушения, имеющие простирание СВ 60°, отчётливо проявлены на континентальных окраинах Европы и Северной Африки. Этот структурный план, в частности, характерен для герцинид Англии и альпийских горных сооружений (Атласские горы, рис. 1-14). Структуры СВ 60° хорошо прослеживаются на батиметрических картах как отдельных подводных гор, так и протяжённых хребтов и поднятий.

Зависимость преобладающей ориентировки морфоструктур дна океана от их генезиса

Генетический тип морфоструктур	Преобладающее простирание	
	Атлантический и Тихий океаны	Индийский океан
Рифтовые хребты	Субмеридиональное, реже диагональное	Диагональное, реже меридиональное и широтное (ЗИХ)
Поперечные («трансформные») разломы СОХ	Субширотное, очень редко диагональное	Диагональное, реже субмеридиональное
Глыбовые, глыбово-вулканические и вулканические хребты	Диагональное, реже субширотное	Субмеридиональное, реже диагональное либо субширотное

Классическим примером доминирования тектонолинеаментов СВ 45° является западная континентальная окраина Британских островов. Структуры СВ 45°, характерные для каледонид Шотландии, определяют контуры поднятий Рокколл и Хаттон и крупных депрессий, в частности, впадины Рокколл и Фареро-Шетландского жёлоба. Формирование современного рельефа континентальной окраины осуществлялось многоэтапно и связано с унаследованным развитием древних тектонических нарушений, активизировавшихся в каледонскую фазу складчатости. Мезокайнозойское оживление каледонских дислокаций определило основные черты рельефа и строения континентальных окраин. Так, формирование грабена, отделяющего плато Рокколл от континента, произошло в среднем мелу [21].

На наш взгляд, важно обратить внимание на практически полное отсутствие на континентах и в океанах рифтогенных структур широтной ориентировки. Срединно-океанические хребты и континентальные рифты либо субмеридиональны, либо диагональны. Надвиговая природа субширотных глубинных разломов не является благоприятным базисом для развития молодых рифтов.

Из континентальной линеаментной тектоники известно, что максимальную протяжённость имеют диагональные линеаменты. В этом отношении океан не отличается – наиболее протяжённые трансокеанические структуры в основном диагональны (см. рисунок).

Жёсткий каркас тектоно-линеаментов, представляющих собой линейные зоны нарушений земной коры, переходящие в протяжённые глубинные аномалии тектоносферы, не оставляет возможности поворота или значительного перемещения литосферных блоков и пластин. Единый структурный план континентов и океанов, планетарный характер наиболее крупных линеаментов показывают, что границы океан – континент, современные рифты, геосинклинали, орогены моложе, чем сеть глубинных разломов, отдельные отрезки которой они наследуют. Важно отметить, что в пересечениях линеаментных зон как диагональной, так и ортогональной ориентировки не отмечается никаких существенных латеральных межблоковых смещений ни по одному из главных направлений сети. Процессы тафрогенеза и рифтогенеза выглядят безусловно наложенными на древний структурный план. Движительным механизмом тектонических реконструкций и активизаций в фанерозое наиболее вероятно являются плюмовые явления в зонах перестройки и обновления древней глобальной разломной сети. Место и время такой перестройки определяются причинами космического и планетарного масштаба.

Само заложение древней планетарной сети линеаментов закономерно и логически объяснимо. Оно связано с ранними этапами формирования планеты и могло произойти только после формирования протокоры.

Следует остановиться на особых чертах строения докембрийских толщ, не свойственных более поздним образованиям. Это, прежде всего, архейские гранито-гнейсовые купола и зеленокаменные пояса, а также многочисленные кольцевые структуры и сложные пластические деформации. Рассматривая конфигурацию гранито-гнейсовых куполов и кольцевых структур, необходимо отметить, что в плане они чаще всего имеют округлые или

овальные очертания. Мы рассматриваем эти структуры как реликты первичной неоднородности планеты на докембрийском этапе дифференциации вещества. Вполне логично, что форма этих образований округлая или овальная. Уменьшение роли кольцевых и овальных структур в позднем докембрии и прогрессирующее затухание их в фанерозое, по нашему мнению, связано с тем, что к этому времени процесс первичной дифференциации вещества значительно замедлился.

В эволюции планеты всё более заметную роль в тектоногенезе начинают играть прямолинейные дизъюнктивные нарушения. Зародившись в протокоре, они определили локализацию и направленность основных геологических процессов на всю последующую геологическую историю. Дальнейшее развитие этих нарушений носило кумулятивный характер. Трещины всё более укореняются как основной структурный элемент планеты, периодически залечиваясь и обрастая «шовным» материалом, часто иным по составу, чем сиалическая кора (основным или ультраосновным), что ведёт уже к появлению коровых неоднородностей. Эти зоны наиболее подвержены вторичному разламыванию. Более того, прототрещины (первичные разломы) могут и должны провоцировать долгоживущие эндогенные процессы. Действительно, постоянное обновление трещин в процессе планетарных деформаций многократно приводило к резкому снятию давления в земной коре и мантии. Это, в свою очередь, неизбежно вызывает локальное плавление глущинного вещества. Далее процесс идёт по нарастающей, по спирали.

Особенно важно, что ориентировка трещин в земной коре и континентов и океанов уже не может быть случайной, а подчиняется ранее сформировавшемуся структурному плану. Более того, дальнейшая эволюция вещества планеты (геосинклинальные и рифтогенальные процессы) идёт уже в основном по узким линейным зонам, предопределённым предшествующей геологической историей. Таким образом, сквозные структуры хорошо проявлены в океанах и на континентах и являются более древними, чем океанические впадины. Они не подверглись уничтожению при формировании молодой коры океанического типа, а отразились в рельефе, определив конфигурацию океанических хребтов и поднятий. Положение и диагональных, и ортогональных систем линеаментов стабильно в пространстве и времени на всей поверхности геоида. Планетарный характер закономерной трещиноватости указывает на планетарные причины ее заложения.

Сформированная во время образования протокоры и протомантии система крупных линейных неоднородностей предопределила основные направления протерозойских, палеозойских и мезокайнозойских структур. Важную роль в формировании линеаментной сети играли ротационные и космические факторы. Особенно ярко это иллюстрируется в тропических и субтропических широтах, где простирания структур строго закономерны – здесь влияние скорости вращения Земли максимально.

Нарушения закономерной ориентировки структур в высоких широтах связаны с тем, что здесь ведущая роль ротационного фактора ослабевает.

В заключение важно отметить, что изучение планетарных линеаментных систем необходимо проводить на сферических картах. В плоских проекциях даже основные закономерности теряются. Например на глобусе ясно

видно (см. рисунок, врезка) что линеамент Св. Лаврентия на востоке Северной Америки, зона нарушений Гиббса и системы разломов северного борта Бискайского залива составляют единую сквозную структуру, тогда как на плоских картах они выглядят как самостоятельные образования.

Выводы

1. Линеаментные системы, как и разломные зоны, которые они отражают, едины для континентов и океанов, для всей земной коры.

2. Планетарная трещиноватость была заложена в докембрии, на ранних этапах становления земной коры и многократно оживлялась на протяжении всей последующей истории Земли. Зоны глубинных разломов служили канвой развития и местом концентрации геологических процессов.

3. Ориентировка линеаментных систем Планеты закономерна и связана с космическими факторами, прежде всего ротационными процессами. Структуры планетарного масштаба могут быть образованы только столь же масштабными явлениями.

4. С древними глубинными линейными неоднородностями тектоносферы связаны «сквозные структуры». Они прослеживаются как в океанах, так и на континентах, определяя простирания континентальных окраин, рифтовых поясов, горноскладчатых сооружений и впадин. Как правило, они являются границами между относительно стабильными геоблоками, мегаблоками и макроблоками. По отношению к молодым горным сооружениям могут быть ориентированы как согласно (конкордантно), так и несогласно (дискордантно). В последнем случае они определяют блоковое строение геотектур и морфоструктур, являясь важнейшими тектоническими границами

5. Сквозные структуры имеют древнее заложение и длительную геологическую историю. Они без видимых изменений направления, наследуя тектонолинеаментную сеть, пересекают крупные разновозрастные геологические объекты, в том числе океаны и континенты, заставляя тем самым сомневаться в возможностях существенных перемещений литосферных плит.

1. *Андреев В.М.* Проблема Понтиды и долины древних рек в Чёрном море. // Геология и полезные ископаемые Мирового океана, 2010. – № 2. – С. 47-50.
2. *Белюсов В.В.* Основы геотектоники. 2-е изд., перераб. и доп. М., «Недра»: 1989. – 381 с.
3. *Видяпин Ю.П.* Камерун-Египетская зона геодинамической активности как продолжение Аграхан-Тбилиско-Левантийской зоны дислокаций // Тектоника и геодинамика складчатых поясов и платформ фанерозоя. Т. 1. М.: Геос, 2010. – С. 107-111.
4. *Гарбар Д.И.* Две концепции ротационного происхождения регматической сети. // Геотектоника, 1987. – № 1. – С. 107-108.
5. *Драновский Я.А.* Спрединг и субдукция: миф или реальность? // Бюл. МОИП, отд. геол., 1987. – вып. 6. – С. 36-51.
6. *Иванов В.Е.* Геологическое строение, рельеф и условия осадконакопления района хребта Наска (юго-восточная часть Тихого океана). Автореф. Дис. Канд. Геол.-мин наук: 04.00.01 / Ин-т геологических наук АН УССР.
7. *Иванов В.Е., Геворкьян В.Х.* Особенности геологического строения и геоморфологии хребта Наска (юго-восточная часть Тихого океана) // Геол. журнал, 1986. – № 4. – С. 94-103.

8. Иванов В.Е., Вакарюк В.Т. Рельеф и особенности геологического строения Западно-Индийского хребта (Индийский океан). // Геол. журнал, 1991. – № 6. – С. 54-61.
9. Иванов В.Е., Ломакин И.Э., Тополок А.С. и др. Особенности тектоники юго-западного Крыма. // Геология и полезные ископаемые Мирового океана, 2009. – № 4. – С. 27-39.
10. Кац Я.Г., Полетаев А.И., Румянцева Э.Ф. Основы линеаментной тектоники. – М.: «Недра», 1988 г. – 144 с.
11. Клоос Э. Вопросы структурной геологии. М.: Изд-во иностранной литературы, 1958. – 264 с.
12. Красный Л.И. Глобальная система геоблоков. М.: Недра, 1984. – 244 с.
13. Леонтьев О.К., Рычагов Г.И. Общая геоморфология. М.: Высш. Школа, 1979. – 287 с.
14. Леонтьев О.К. К критике гипотезы тектоники литосферных плит («Новой глобальной тектоники»). / Проблемы океанизации земли, Калининград, 1983. – С. 86-98.
15. Ломакин И.Э. Геология подводных гор и линеаменты хребта Реёкьянес. // Геологические и географические проблемы освоения ресурсов северных морей. Географическое общество СССР. Северный филиал. – Мурманск, 1988.
16. Ломакин И.Э. Линеаменты дна Индийского океана. // Геология и полезные ископаемые Мирового океана, 2009. – № 1. – С. 7-14.
17. Ломакин И.Э. Террасы подводных гор и некоторые вопросы тектоники дна Индийского океана. // Геология и полезные ископаемые Мирового океана, 2011. – № 2. – С. 42-54.
18. Менард Г.У. Геология дна Тихого океана. М.: Мир. – 282 с.
19. Ощепков В.Д., Денцевич И.Д., Хоментовская И.Д. и др. Прогноз седиментационных структур Восточного Оренбуржья. // Геология нефти и газа, 1993. – № 1.
20. Резанов И.А. Эволюция земной коры. М.: «Наука», 1985. – 144 с.
21. Удинцев Г.Б. Рельеф и строение дна океанов. М: Недра, 1987. – 240 с.
22. Харин Г.С., Лукашина Н.П. Морские бассейны Северо-Западной Европы в палеогене // Геология морей и океанов. Материалы XVIII Международной научной конференции (Школы) по морской геологии. Т. 1. М.: Геос, 2009. – С. 316-320.
23. Чебаненко И.И. Теоретические аспекты тектонической делимости земной коры. – Киев, «Наук. думка». – 1977. – 83 с.
24. Чебаненко І.І. Про планетарні розломи (лінеаменти) літосфери. // ДАН України, 1962. – 39. – С. 1227-1229.
25. Шеридан Р. Континентальная окраина Северной Америки. // Геология континентальных окраин. Т. 2. – М.: Мир, 1978. – С. 82-101.

Океани й континенти мають єдину закономірно орієнтовану лінеаментну сітку. Наскрізні структури та лінеаментні зони, що перетинають континенти та океани, є найважливішими геологічними межами і були закладені на ранніх етапах формування земної кори в результаті загальнопланетарних явищ, пов'язаних з ротаційними процесами.

Oceans and continents have the same regularly-oriented lineament's network. Transverse structures and lineament zones, crossing the continents and oceans, are the most important geological boundaries. They have been laid in the early stages of the Earth's crust formation as a result of planetary phenomena associated with rotational processes.

Поступила 20.08.2011 г.