

УДК 552.3(263)

АККРЕЦИЯ ОКЕАНИЧЕСКОЙ КОРЫ В УСЛОВИЯХ КОСОГО СПРЕДИНГА

© 2009 г. А. А. Пейве

Геологический институт РАН, 119017, Пыжевский пер, 7

Поступила в редакцию 01.09.2008 г.

Вряд ли нужно доказывать, что сжатие и растяжение в геологических явлениях и структурах неразделимы; они всегда существуют одновременно и взаимосвязаны...

А.В. Пейве. Тектоника и магматизм // Известия АН СССР. Сер. геол. 1961. С. 36–54.

Рассмотрены особенности строения и история формирования аккреционных структур океанической коры, образуемых в условиях косоугольного спрединга. Показано, что поле напряжений при отклонении ортогонали к простиранию оси срединно-океанического хребта от направления растяжения приводит к формированию в рифтовой долине кулисообразно расположенных впадин и поднятий, разделенных сбросами и сдвигами, ориентированных под некоторым углом к простиранию оси срединно-океанического хребта.

Ориентировка спрединговых хребтов определяется начальными этапами раскола и расхождения плит, в то время как внутририфтовые структуры, образуемые в ходе косоугольного спрединга, являются локальными, менее глубинными, и формируются только в тектонически подвижной рифтовой зоне. Как правило, срединно-океанического хребта с косым спредингом не смещены трансформными разломами, а релаксация напряжений происходит в зонах аккомодации без разрыва сплошности внутририфтовых структур.

Структуры косоугольного спрединга могут возникать как в рифтовых зонах, так и в пределах мегаразломных зон. На начальной стадии раскола и расхождения континентальных или океанических плит с увеличенной мощностью коры при появлении компоненты растяжения (наряду со сдвиговой) в мегаразломных зонах формируются зародышевые аккреционные структуры. По мере раскрытия (если компонента растяжения увеличивается) происходит образование зон косоугольного спрединга. При этом различные деструктивные и аккреционные структуры (субпараллельные трюги растяжения; система впадин и хребтов, ориентированная косо по отношению как к простиранию самой разломной зоны, так и к направлению растяжения; ромбовидные впадины растяжения и др.) могут существовать как одновременно в разных сегментах разломной зоны, так и сменять одна другую во времени. Мегаразломная зона Эндру Бейн (Южная Атлантика) начала развиваться как зона сдвига, разделяющая Африканскую и Антарктическую плиты. В пределах области развития океанической коры в условиях растяжения данная зона трансформировалась в систему сдвигов, разделенных аккреционными структурами. Делается предположение, что мегаразломная зона Де Гир (Северная Атлантика), разделявшая Гренландию и Евразию, на начальной стадии растяжения, сменившего сдвиг, развивалась подобным образом.

Океаническая кора занимает обширные площади поверхности Земли, значительно превышающие площади, занятые континентами. Несмотря на кажущуюся однородность (в сравнении с континентальной корой) она имеет существенные различия в своем строении (вариации мощности, состава, структуры), обусловленные как особенностями предшествующей истории развития Земли, так и локальными вариациями тектономагматического режима. На формирование (аккрецию) океанической коры в срединно-океанических хребтах значительное влияние оказывает величина теплового потока, мощность литосфе-

ры, скорость и пространственная ориентировка оси спрединга относительно направления растяжения при расхождении литосферных плит. В различных океанах образование океанической коры протекает неодинаково. Так, для Атлантического океана было характерно последовательное смещение времени начала раскола континентов с образованием океанической коры в северном направлении. При этом процесс проходил дискретно в пределах нескольких секторов [5].

Образование новой океанической коры происходит в рифтовых зонах срединно-океанических

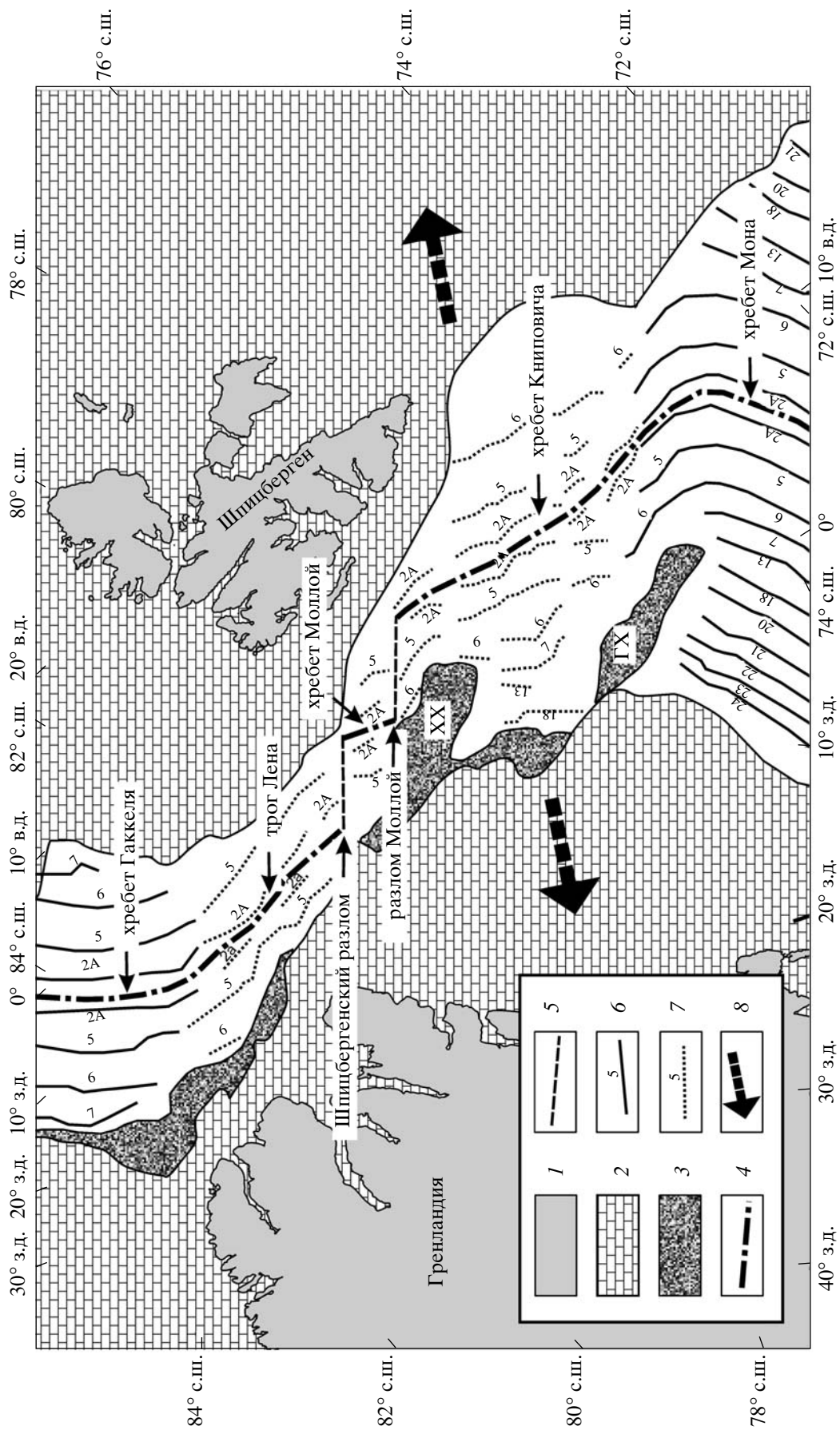


Рис. 1. Схема расположения линейных магнитных аномалий в Северной Атлантике по работе [16].
 1 – континенты; 2 – структуры с континентальной корой; 3 – области распространения предположительно утоненной континентальной коры; 4 – ось Средне-Атлантического хребта; 5 – разломные зоны; 6, 7 – линейные магнитные аномалии (цифры обозначают номера хрон); 6 – установленные, 7 – предполагаемые; 8 – направления относительного движения Гренландии и Евразии, начиная с 33 млн. лет. Буквами показаны: XX – хребет Ховгард, ГХ – Гренландский хребет

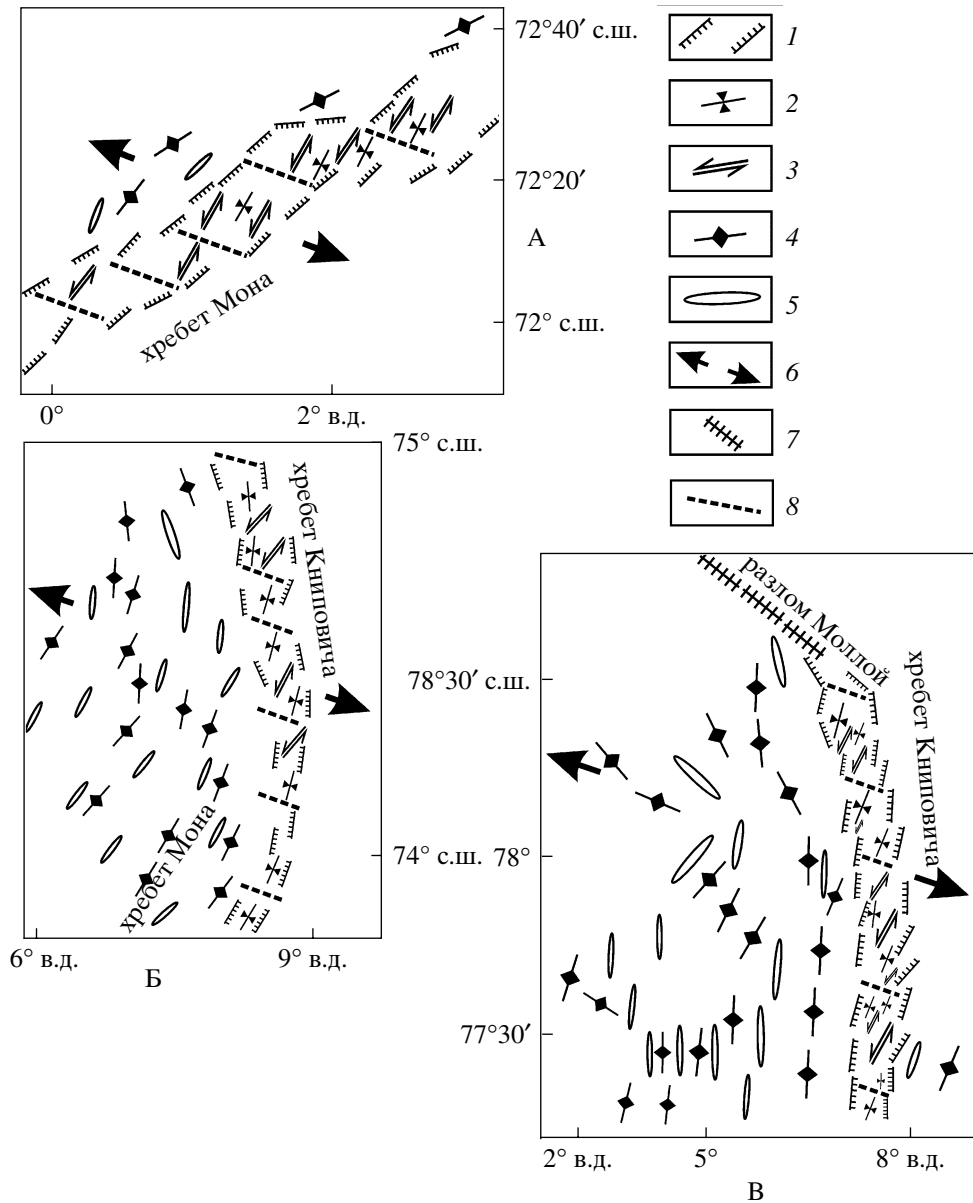


Рис. 2. Структурные схемы участков Срединно-Атлантического хребта с косым спредингом: А – хребет Мона (по данным [13]); Б – Переходная зона между хребтами Мона и Книповича; В – Северная часть хребта Книповича.

1 – борта рифтовой долины; 2 – положение осей локальных впадин в рифтовой долине; 3 – линейные поднятия в рифтовой долине; 4 – оси поднятий на флангах Срединно-Атлантического хребта; 5 – оси впадин на флангах этого хребта; 6 – направления движений плит; 7 – разлом Моллой; 8 – зоны аккомодации напряжений

хребтов, как правило, при направлении спрединга, ориентированном параллельном азимуту расхождения плит, когда ось рифтовой долины ориентирована ортогонально к направлению растяжения (ортогональный спрединг). Это наиболее геодинамически устойчивая конфигурация, способная существовать длительное время в геологической истории. Как видно из морфологии океанических структур Земли, ортогональный спрединг характерен для срединно-океанических хребтов с высокой скоростью спрединга.

В то же время в ряде случаев ортогональ к простиранию оси рифтовой долины ориентирована под некоторым углом к направлению растяжения (косой спрединг). Возникающие при этом поля напряжений приводят к образованию более сложных комплексов структур в формируемой океанической коре. Необходимо отметить, что косая ориентировка встречается во всех типах океанических структур, например, среди разломов различной природы. Как показано в работе [6], среди факторов, порождающих косую ориенти-

ровку разломных нарушений, могут быть глубинные плюмы, особенности полей напряжений при проградации рифтов и другие факторы, в целом отражающие нелинейные геодинамические воздействия на процессы поступательного океанского структурообразования.

В Атлантическом океане косо́й спрединг не является уникальным явлением. Более половины рифтовых сегментов Срединно-Атлантического хребта севернее 15° с.ш. – это структуры, образованные в условиях косо́го спрединга при отклонении ортогонали к простира́нию формируемого сегмента коры в 10° и более от направления расхождения плит. Особенно сильные расхождения имеют место в Срединно-Атлантическом хребте Северной Атлантики (хребты Мона, Книповича и трог Лена), а также в структурах Южной Атлантики (в области перехода к структурам Индийского океана), Юго-Западно-Индийского хребта. Необходимо отметить, что для обеих этих областей характерна низкая скорость спрединга, эффективная составляющая которой еще более уменьшается за счет распределения поднимающегося мантийного материала, формирующего океаническую кору, на более длинный отрезок хребта, чем при ортогональном спрединге.

ХРЕБЕТ МОНА

Хребет протягивается в Северной Атлантике в северо-восточном направлении от разлома Ян-Майен до хребта Книповича на расстояние более 600 км (рис. 1). Полная скорость спрединга хребта – 15–17 мм/год [26]. Мощности коры в центральной части хребта Мона сильно варьирует, составляя в среднем 4 км (максимально – 6 км) [10, 22]. Хребет представляет собой единую структуру, не расчлененную трансформными разломами. Азимут простира́ния рифтовой долины около 050°. Ее ширина варьирует от 8 до 15 км. Протяженность отдельных сегментов в пределах рифтовой долины составляет первые десятки километров. Достаточно уверенно выделяются линейные магнитные аномалии, параллельные простира́нию оси Срединно-Атлантического хребта. В рифтовой долине имеются косо ориентированные (под углом 30° к простира́нию оси рифта) линейные поднятия горстового типа, расположенные с интервалом 20–45 км [13] (рис. 2). Они разделены сигмоидальными впадинами шириной 15 км и протяженностью 15–24 км. По мере приближения к бортам рифтовой долины впадины изменяют направление на параллельное бортам. Структуры рифтовой долины разграничены разломами, расположенными косо по отношению к простира́нию оси рифтовой долины.

Структурный рисунок хребта Мона, как впрочем, и других крупных структур этого региона, определяется особенностями геодинамики рас-

крытия Северной Атлантики. Морфология осевой зоны хребта Мона отражает характер распределения деформационных напряжений в океанской литосфере на границе Гренландской и Евразийской плит. Как следует из анализа линейных магнитных аномалий и модельных построений движений литосферных плит [16], с 33 млн. лет азимут смещения Евразии относительно Гренландии был 160°, что более подробно будет рассмотрено ниже. Изменение в направлении перемещения плит на восток-юго-восточное (азимут 110°) произошло 33 млн. лет назад [13, 16]. Начиная с этого времени, спрединг в хребте Мона стал косым (отклонение от ортогонали – 30°) с формированием структур, характерных для косо́го спрединга.

В хребте Мона в это время зона деформаций была сравнительно узкой, что не привело к формированию трансформных разломов. Была сформирована только система тектонических поднятий и впадин. Данная геодинамическая обстановка была промоделирована [13], и было показано, что рассматриваемая схема распределения напряжений приводит к формированию системы левосторонних сбросо-сдвигов разной ширины, ориентированных под углом 15° к простира́нию рифтовой долины (зоне деформаций). По мере увеличения растяжения происходит искривление разломов от линейных к сигмоидальным [13]. Концы сигмоидальных разломов становятся параллельными и соединяются (в особенности вдоль границы зоны деформаций), образуя резкую границу с рифтовой долиной. Формируются зоны аккомодации напряжений без разрыва сплошности структур рифтовой долины, разделяющие кулисообразно смещенные системы разломов и сглаживающие вариации в величинах растяжения в рифтовой долине. Их ориентировка соответствует направлению расхождения плит. Границы зон аккомодации маркируют мелкие разломы аналогичного простира́ния. При этом не происходит смещения рифтовых структур на расстоянии, необходимые для формирования трансформных разломов [13].

Несмотря на изменение кинематики движения плит, произошедшее 33 млн. лет назад, общее простира́ние хребта Мона с этого времени не изменилось и система не пришла в устойчивое положение с формированием конфигурации рифтовых сегментов, разделенных трансформными разломами.

РАЙОН СОЧЛЕНЕНИЯ ХРЕБТОВ МОНА И КНИПОВИЧА

В северной части хребта Мона простира́ние оси рифтовой долины – северо-восточное (050°), в южной части хребта Книповича – северо-северо-западное (350°). Изменение генерального про-

стирания долины плавно происходит между $73^{\circ}40'$ с.ш. и $74^{\circ}10'$ с.ш. В пределах хребта Книповича рифтовая долина сегментирована на ряд кулисообразно расположенных впадин северо-северо-восточного простирания глубиной около 3.5–4 км, разделенных узкими хребтами (см. рис. 2). Рифтовые впадины южнее $74^{\circ}47'$ с.ш. ориентированы в северо-восточном направлении (030°) [2]. Еще южнее хребты в рифтовой долине морфологически не выражены, а простирание рифтовых впадин постепенно приближается к простиранию самой рифтовой долины (020°), что соответствует структурам ортогонального спрединга.

К западу от рифтовой долины происходит плавный разворот структур поднятий с северо-восточных (030°) на юге на северо-северо-западные (350°) на севере. При этом зона непосредственного разворота по мере удаления от рифтовой долины к западу (увеличение возраста структур) смещается к северу. Очевидно, что структуры к югу от зоны разворота образовались в соответствии с полями напряжений хребта Мона, а к северу – хребта Книповича. Следовательно, зона сочленения хребтов по мере формирования океанической коры смещается в юго-восточном направлении.

Морфоструктуры поднятий на западном фланге этих двух хребтов в зоне их сочленения различны [2]. В пределах хребта Мона поднятия характеризуются крутыми восточными склонами и более пологими – западными, осложнены узкими высокими грядами, разделенными протяженными глубокими депрессиями. Их вершинные части лишены осадочного покрова, а глубины не превышают 1 км. Высокие поднятия на западном фланге хребта Мона переходят к северу и востоку в структуры хребта Книповича. Здесь имеется система широких ступеней, разделенных невысокими уступами, погружающимися в сторону рифтовой долины, а сами поднятия выражены не так отчетливо. Ступени полностью перекрыты осадками [2]. Такие структуры характерны для листрических сбросов, с поверхностями сместителей, наклоненными в сторону рифтовой долины. Разница в морфологии, возможно, обусловлена различными полями напряжений, связанными с различной величиной косоугольного спрединга.

ХРЕБЕТ КНИПОВИЧА

Протяженность хребта Книповича составляет около 550 км. На севере он ограничен разломной зоной Моллой, а на юге переходит в хребет Мона. Это единая крупная структура, так же, как и хребет Мона, не расчлененная трансформными разломами. Хребет имеет субмеридиональное простирание и характеризуется хорошо выраженной в рельефе рифтовой долиной и современной сейсмичностью [1, 9, 11, 27].

В связи с близостью континентального склона и высокой скоростью накопления осадков, в рельефе преимущественно выражена рифтовая долина с бортами, осложненными уступами, а также поднятия на флангах хребта Книповича. Рифтовая долина шириной около 15 км и глубиной 2.8–3.4 км прослеживается на юг в меридиональном направлении от $78^{\circ}35'$ с.ш. Ее северным ограничением является система правых сдвигов с простиранием 305° , образуемых разломом Моллой [4]. Дно рифтовой долины представляет собой систему эшелонированных впадин, разделенных линейными, кулисообразно расположенными хребтами, протягивающимися в северо-восточном направлении. Протяженность сегментов около 30–40 км (см. рис. 2). Такой структурный рисунок обусловлен косым спредингом, который для этого района составляет 20° . Поле напряжений, обусловленное расхождением Гренландии и Евразии по азимуту около 110° , реализуется также в виде структур растяжения, с формированием крупноамплитудных листрических сбросов в пределах бортов рифтовой долины, ориентированных в меридиональном направлении и наклоненных в сторону оси рифтовой долины. Данные структуры развивались продолжительное время, о чем свидетельствует их конседиментационное заполнение. Преобладают движения по сдвигам, которые в совокупности с широтным растяжением в рифтовой долине приводят к формированию системы косых впадин растяжения северо-восточного простирания, ограниченных сбросо-сдвигами, и разделяющих их линейных хребтов, пересекающих рифтовую долину. Их простирание 020° – 030° соответствует системе вторичных антитетических левых сдвигов [4].

От Гренландии к северной части хребта Книповича прослеживается область с низкими значениями аномалий Буге, свидетельствующими о существовании фрагментов континентальной коры между 77° и 79° с.ш. В этой зоне расположено поднятие Ховгард, характеризующееся, судя по сейсмическим данным, по крайней мере, частичным развитием континентальной коры [16]. Градиент аномалий Буге при переходе от восточной окраины Гренландии к Борейальной впадине существенно выше, чем в аналогичной зоне перехода в районе западного Шпицбергена, что, вероятно, обусловлено присутствию среди утоненной континентальной коры западной окраины Шпицбергена фрагментов океанической. Это может свидетельствовать о том, что к западу от окраины Шпицбергена на начальных этапах рифтинга имел место процесс рассеянного спрединга.

ПЕРЕХОДНАЯ ОБЛАСТЬ МЕЖДУ СТРУКТУРАМИ ХРЕБТОВ КНИПОВИЧА И ГАККЕЛЯ

Данная область состоит из системы разломов и трогов растяжения, соединяющих сегменты спрединговых хребтов Книповича и Гаккеля. Это аккреционные сегменты (хребет Моллой и трог Лена), разделенные правосторонними трансформными смещениями (разломы Моллой и Шпицбергенский).

Разломная зона Моллой представляет собой асимметричную протяженную впадину с простиранием 125° . Преобладающие глубины – 2.3–3 км. Юго-западный борт долины крутой, северо-восточный – более пологий. Учитывая то, что азимут регионально расхождения Гренландии и Евразии 110° , можно сделать вывод, что данная структура испытывает растяжение и, вероятно, в будущем трансформируется в зону аккреции океанической коры. В северо-западной части она переходит во впадину Моллой. Последняя имеет изометричную в плане форму и максимальные глубины до 5.5 км. Впадина характеризуется крутыми бортами, представляющими собой сбросовые эскарпы. По данным драгирования ее западный борт сложен мантийными перидотитами [21], а восточный и юго-восточный – алевролитами и аргиллитами палеоценового возраста (данные 24 рейса НИС “Академик Николай Страхов”). По всей видимости, это крупная структура растяжения, в пределах которой вскрыты с одного борта мантийные породы, с другого – континентальный палеоценовый чехол, продолжающийся к востоку на остров Шпицберген. Отсутствие вулканических пород свидетельствует о начальной стадии деструкции (рифтинга) континентальной коры в этом районе.

Хребет Моллой протягивается в северо-восточном направлении на 40 км (азимут 015°). По данным единичной станции драгирования он сложен мантийными перидотитами [30]. Судя по структурному положению, морфологии и вещественному составу слагающих его пород, вероятно, хребет Моллой является аккреционным сегментом, в пределах которого имеет место образование коры в результате сухого спрединга. Данная структура расположена между разломами Моллой и Шпицбергенский.

Шпицбергенская разломная зона с долиной глубиной до 4.8 км морфологически похожа на разлом Моллой, однако имеет более расчлененный рельеф. Ее азимут простирания 130° . На севере она переходит в трог Лена.

Трог Лена – это глубокая 3.8–4.8 км, с крутыми бортами впадина, расположенная между 80 и 81° с.ш. и протягивающаяся на расстояние 300 км по азимуту около 160 – 165° . Величина косоугольного спрединга в этой структуре составляет 35 – 40° . Борта трога сло-

жены перидотитами и в меньшей степени базальтами. Трог Лена разделен двумя неотчетливо видимыми трансформными разломами. Магнитное поле сглаженное, без четких линейных магнитных аномалий, а простирания тех, которые выделяются, не совпадают с простираниями морфоструктур. По морфологии и геофизическим данным трог представляет переход от континентального к океаническому рифту [21].

ИСТОРИЯ ФОРМИРОВАНИЯ СТРУКТУР КОСОГО СПРЕДИНГА В НОРВЕЖСКО- ГРЕНЛАНДСКОМ БАССЕЙНЕ

Около 55 млн. лет (хрона C24, граница палеоцена и эоцена) началось расхождение Гренландии и Евразии. Азимут растяжения составлял 160° [7, 16, 17]. В Гренландской впадине (хребет Мона) происходило устойчивое и последовательное формирование океанической коры в условиях ортогонального спрединга, о чем свидетельствуют хорошо идентифицируемые линейные магнитные аномалии. Полная скорость спрединга в то время составляла 2.5 см/год.

Между северной Гренландией и Шпицбергенем (Бореальный бассейн) движение проходило по внутриконтинентальной мегаразломной сдвиговой зоне, которая получила название Де Гир [15] (другое название этой структуры Палеошпицбергенский или просто Шпицбергенский разлом), без существенного раздвига континентальных плит, так как ее простирание (около 160°) совпадало с направлением относительного движения плит. По своей протяженности и строению она, вероятно, была близка мегаразломной зоне Эндрю Бейн в Южной Атлантике, строение которой мы рассмотрим ниже.

Фрагментарные магнитные аномалии между Гренландией и хребтом Ховгард идентифицируются, начиная с 40 млн. лет (C18) со стороны Гренландии и с 20 млн. лет (C6) – со стороны Шпицбергена [15]. Надо отметить, что идентификация магнитных аномалий в Бореальной впадине является неоднозначной. Характер магнитного поля – изометричный, сложночеистый, линейные участки распространены фрагментарно, и их соединение в единые линейные аномалии часто весьма дискуссионно.

Начиная с хроны C13 (33 млн. лет), изменилось направление расхождения Гренландии и Евразии [25]. Азимут растяжения постепенно стал 110° . Несмотря на то, что спрединг в хребте Мона перестал быть ортогональным (отклонение от ортогонали – 30°), это не привело к изменению простирания, перескоку рифтовой долины или к формированию каких-либо других структур аккомодации в соответствии с новым полем напряжений (например, трансформных разломов).

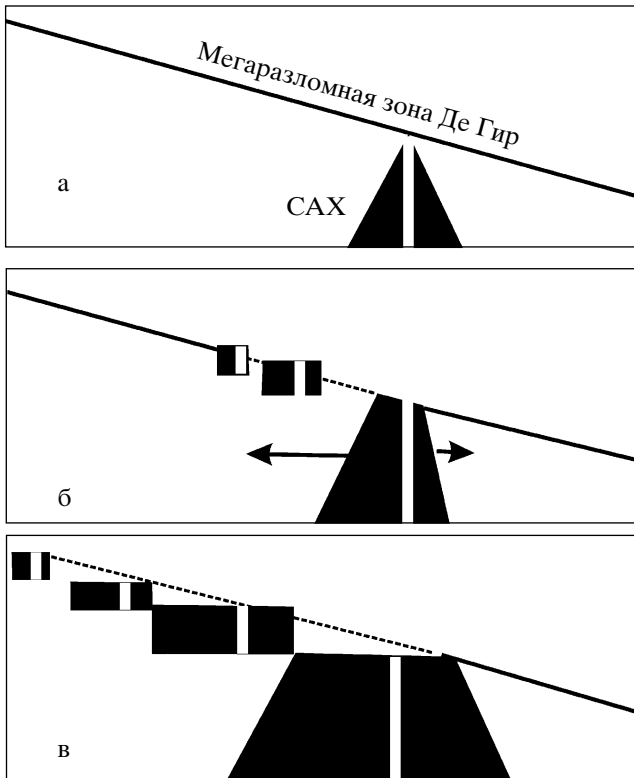


Рис. 3. Схема начальной стадии проградации спредингового хребта Книповича в пределы мегаразломной зоны Де Гир (по [12]).

Буквами показаны стадии процесса

Мегаразломная зона Де Гир из чистого сдвига начала трансформироваться в сдвиго-раздвиг с формированием рифтовых и спрединговых структур в условиях косога растяжения. С этим рубежом связано начало образования на отдельных участках между блоками континентальной коры (Ховгард, Гренландское поднятие) океанической коры к западу от современной оси спрединга. В южной части хребта Книповича, к западу от оси рифтовой долины в Борейском бассейне, имеются фрагменты линейных магнитных аномалий (С7, С13). К востоку от хребта Книповича кора соответствующего возраста отсутствует [16]. Достаточно уверенно можно говорить о формировании симметричного косога спрединга в южной части хребта Книповича только с хроны С6 (20 млн. лет), хотя, возможно, он начался и несколько ранее (с 25 млн. лет). Кора, соответствующая хронам 5 и 6, возможно, прослеживается (за счет коротких, смещенных по простиранию магнитных аномалий) на север вплоть до Шпицбергенского разлома. В районах $75^{\circ}30'$ с.ш. 3° в.д. и $76^{\circ}30'$ с.ш. 4° в.д. наблюдаются косые сочленения и смещения хрон 6 и 5, что указывает на изме-

нение положения границы плит и смещения, по крайней мере, по двум крупным разломным зонам в Борейской впадине, которые позднее прекратили существование при изменении ориентировки оси спрединга в этом районе от северо-восточной к северной. Данное смещение прослеживается по обе стороны хребта Книповича.

Таким образом, океаническая кора в пределах мегаразломной зоны Де Гир стала формироваться с 20 млн. лет в виде спрединговых структур хребта Книповича, по крайней мере, до 77° с.ш. К сожалению, степень изученности структур Борейской впадины недостаточна, чтобы однозначно определить, мигрировала ли постепенно зона спрединга по разломной зоне Де Гир с юга на север от хребта Мона или начала формироваться на его большей части одновременно. Согласно представлениям К. Крейн с соавторами [12], северная часть хребта Мона продвигалась на север до тех пор, пока не достигла мегаразломной зоны Де Гир, которая в то время являлась внутриконтинентальной зоной сдвига (рис. 3). Косое сочленение проградировавшего рифта с древней сдвиговой зоной могло привести к формированию неустойчивого поля напряжений в регионе. При этом растяжение имело место преимущественно к северо-западу от оси рифтовой зоны, в то время как сжатие преобладало к юго-востоку (между мегаразломной зоной Де Гир и окраиной Шпицбергена). Это привело к тому, что скорости спрединга по обе стороны рифта были различны. В результате девиаторного поля напряжений проградировавший рифт смещался на север в виде сегментов по сдвиговой зоне Де Гир [12]. По мере развития системы все новая океаническая кора формировалась в системе эшелонированных спрединговых центров. Такая кинематика, возможно, объясняет отсутствие четких линейных магнитных аномалий в этом районе, так как направление спрединга не было ортогонально мегаразломной зоне Де Гир, в пределах которой располагались центры спрединга [12]. Величина косога спрединга составляла на юге 35° , а на севере 20° . Как нам представляется, в период между 33 и 20 млн. лет растяжение в мегаразломной зоне Де Гир реализовывалось, вероятно, в основном в виде амагматической аккреции и рассеянного спрединга.

Молодые аномалии (С2А, 2,8 млн. лет) соответствуют простиранию современной рифтовой долины хребта Книповича, но косо расположены по отношению к более древним аномалиям от С5 (10 млн. лет), что свидетельствует не только об изменении направления спрединга с этого времени, которое, вероятно, связано с тенденцией изменения направления расхождения Гренландии и Евразии, возникшей около 5 млн. лет, но и с изменением положения (перескок) оси спрединга [8, 9, 16, 25].

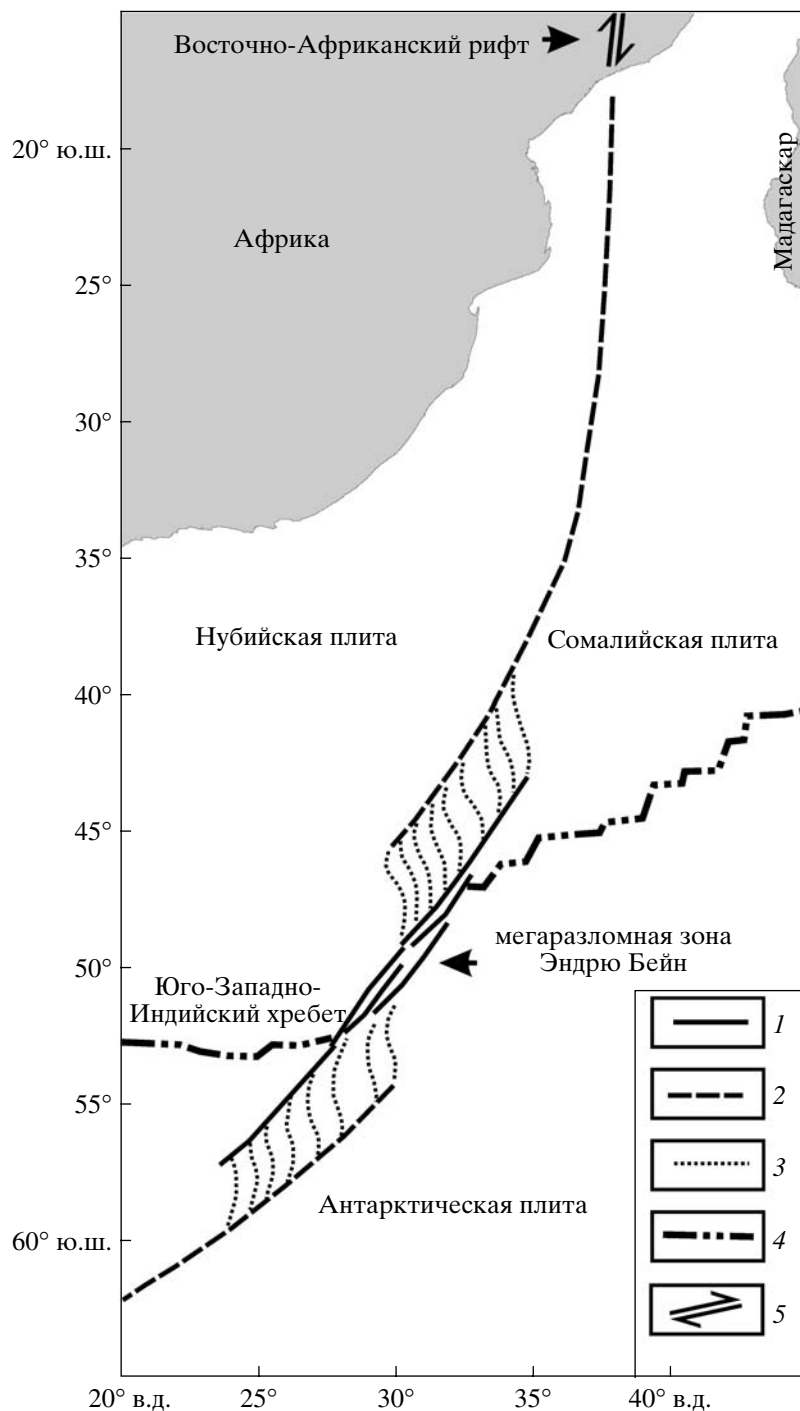


Рис. 4. Схема структур мегаразломной зоны Эндрю Бейн.

1 – активные разломные структуры; 2 – пассивная часть мегаразломной зоны; 3 – сигмоидальные аккреционные структуры, возникшие при изменении направления движения Африканской плиты в период между 69 и 52 млн. лет; 4 – ось Юго-Западно-Индийского хребта; 5 – Восточно-Африканская рифтовая система

Особый интерес представляют процессы аккреции океанической коры между спрединговыми хребтами Книповича и Гаккеля. Это самая узкая и молодая область океанической коры между Гренландией и Шпицбергом. На этом участке

мегаразломной зоны Де Гир растяжение реализовалось в дроблении и утонении континентальной коры без существенных излияний базальтовых расплавов. В результате океаническая кора образовывалась за счет подъема мантийного материала

ла в условиях сухого спрединга в пределах небольших аккреционных структур (хребет Моллой), разделенных разломами (Моллой и Шпицбергенский), по которым происходит релаксация напряжений растяжения. Срединг в хребте Моллой является почти ортогональным (отклонение не более 5°). Трог Лена представляет собой зону косоугольного спрединга, возникшую, если судить по проблематичным линейным магнитным аномалиям, 10 млн. лет назад. Величина отклонения от ортогонали составляет $35\text{--}40^\circ$, что несколько выше, чем в северной части хребта Книповича. Здесь, как и в аналогичных структурах, образуется океаническая кора за счет сухого спрединга.

Хребет Книповича по всем структурно-кинематическим параметрам относится к медленноспрединговым хребтам со значительной компонентой косоугольного спрединга, поэтому логично предполагать, что в его пределах океаническая кора должна образовываться, в том числе, и за счет процессов сухого спрединга. Тем не менее, до сих пор не известно ни одной находки глубинных пород в пределах его структур, все его сегменты сложены либо базальтами, либо, как в северной части, литифицированными осадочными породами континентального чехла острова Шпицберген. Причина этого явления остается не вполне понятной.

МЕГАРАЗЛОМНАЯ ЗОНА ЭНДРЮ БЕЙН

Эндрю Бейн представляет собой структурный раздел между Атлантическим и Индийским океаническими бассейнами и может служить примером аккреции коры в крупнейших разломных зонах. В настоящее время это зона трансформного разлома с протяженностью активной части более 750 км и шириной около 120 км. Так как эта часть Юго-Западно-Индийского хребта характеризуется очень низкими скоростями спрединга (16 мм/год), то возраст его активной части один из самых больших во всей системе срединно-океанических хребтов [19]. С учетом древних структур хребет протягивается от Антарктиды до Африки на расстояние более 5500 км (рис. 4). В раннем миоцене (11 млн. лет) Африканская плита раскололась по Восточно-Африканскому рифту на Нубийскую и Сомалийскую плиты [24]. Граница между Нубийской и Антарктической плитами, по сути, является сдвиговой и переходит на юге в мегаразломную зону Эндрю Бейн.

Эта мегаразломная зона, в отличие от большинства океанических разломных структур, состоящих из одной долины, разделяющей рифтовые сегменты и являющейся основной зоной сдвиговых напряжений, представляет собой широкую, сложно построенную зону, состоящую из множества разнообразных структур второго порядка, что более характерно для континенталь-

ных сдвиговых зон, чем для океанических трансформных разломов [20, 28].

Эндрю Бейн вытянута в субмеридиональном направлении, разделяя субширотные северный и южный сегменты Юго-Западно-Индийского хребта, которые располагаются не строго перпендикулярно мегаразломной зоне. Основной (западный) желоб Эндрю Бейн протягивается у подножья трансверсивного хребта и имеет дугообразную форму, изменяя простирание от 024° на юго-западе до 035° на северо-востоке [3, 28] (рис. 5). Севернее 51.5° ю.ш. в его днище прослеживаются пороги северо-восточного простирания, разделяющие его на отдельные впадины. Восточнее субпараллельно этому желобу на расстоянии около 50 км протягивается другой, более узкий желоб (центральный) линейной формы с азимутом простирания 030° . Отроги его восточного склона имеют северо-восточное простирание. Такое же простирание характерно для отрогов и вершинных гряд следующего к востоку хребта, отделенного еще одним желобом (восточным). Сам восточный желоб разбит отрогами на отдельные впадины. На широте 51.5° ю.ш. косо ориентированные гряды становятся выше и заполняют большую часть Эндрю Бейн. На широте 49.5° ю.ш. гряды перегораживают весь желоб полностью, и далее западный желоб прослеживается до северного рифтового сегмента Юго-Западно-Индийского хребта в виде узкой цепочки депрессий. Это эшелонированная система узких (10–15 км) хребтов и впадин протяженностью 50–70 км с простиранием $040\text{--}060^\circ$. Они ориентированы косо по отношению к направлению расхождения Нубийской и Антарктической плит (азимут 030°). Отклонение составляют $10\text{--}30^\circ$.

В пределах центрального трога разлома выделяется несколько кулисообразно расположенных ромбовидных впадин растяжения, наиболее отчетливые из которых расположены в районах 48° ю.ш. 32° в.д. и 49° ю.ш. 31° в.д. [28]. Отсутствие линейных магнитных аномалий (за исключением небольшой в районе $49^\circ 15'$ ю.ш. $30^\circ 40'$ в.д.) свидетельствует о том, что растяжение имеет амагматический характер. В настоящее время ширина впадин в направлении расхождения Нубийской и Антарктической плит составляет 50–60 км. Исходя из скорости спрединга 16 мм/год, можно заключить, что время начала формирования данных впадин – 3–4 млн. лет [28].

История формирования этой мегаразломной зоны следующая. Африка отделилась от Антарктиды в поздней юре. Именно это время можно считать временем заложения мегаразломной зоны Эндрю Бейн, так как она прослеживается во всех океанических структурах этого района. С возникновением системы спрединговых хребтов в пределах Юго-Западно-Индийского хребта раз-

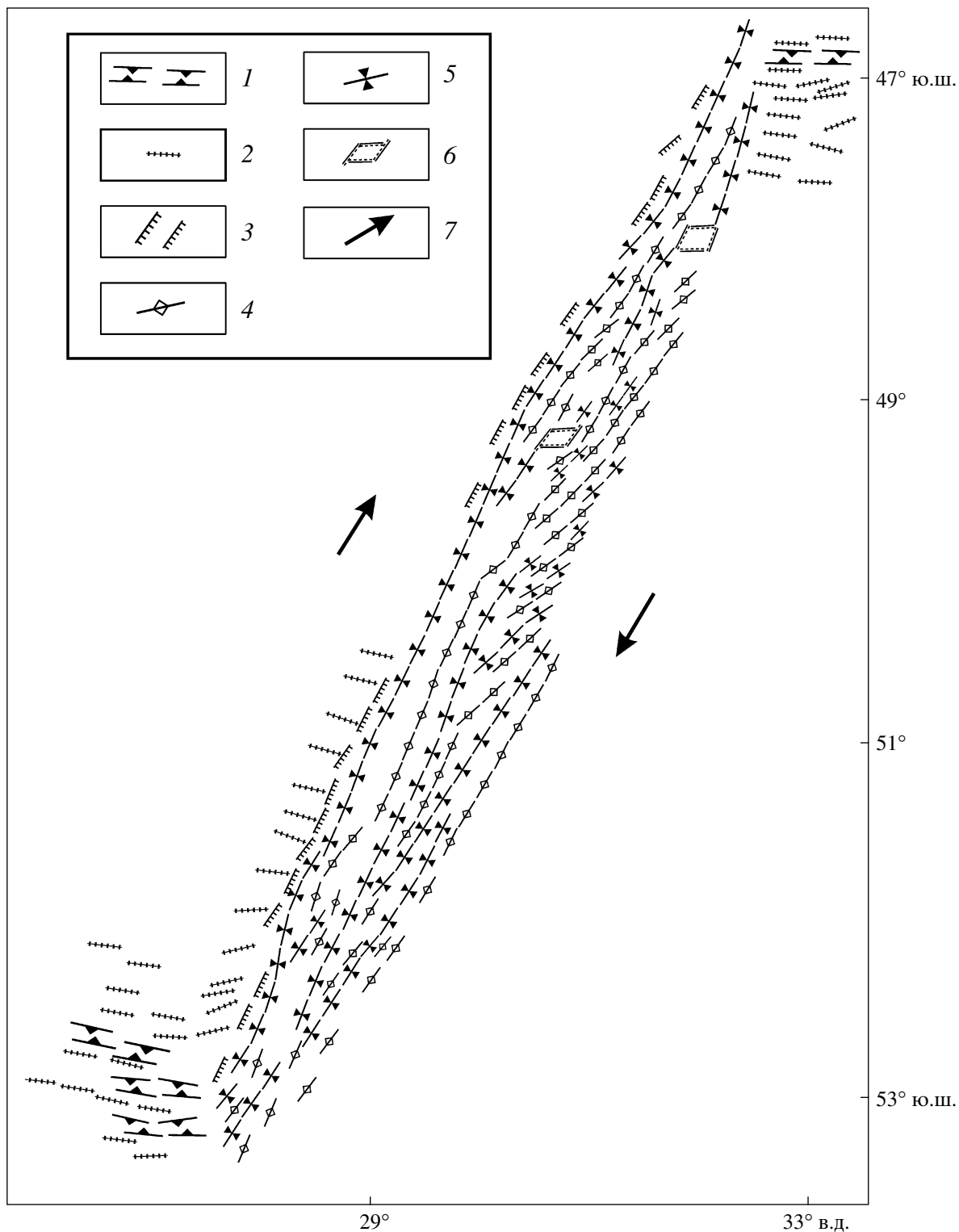


Рис. 5. Тектоническая схема активной части разлома Эндрю Бейн (по данным [3, 28]).

1 – ось рифтовой долины Юго-Западно-Индийского хребта; 2 – структуры, образованные в пределах срединговых хребтов Юго-Западно-Индийского хребта; 3 – эскарпы западного борта разломной зоны Эндрю Бейн; 4 – оси хребтов в разломной зоне; 5 – оси впадин в разломной зоне; 6 – ромбовидные впадины растяжения; 7 – направление движения плит

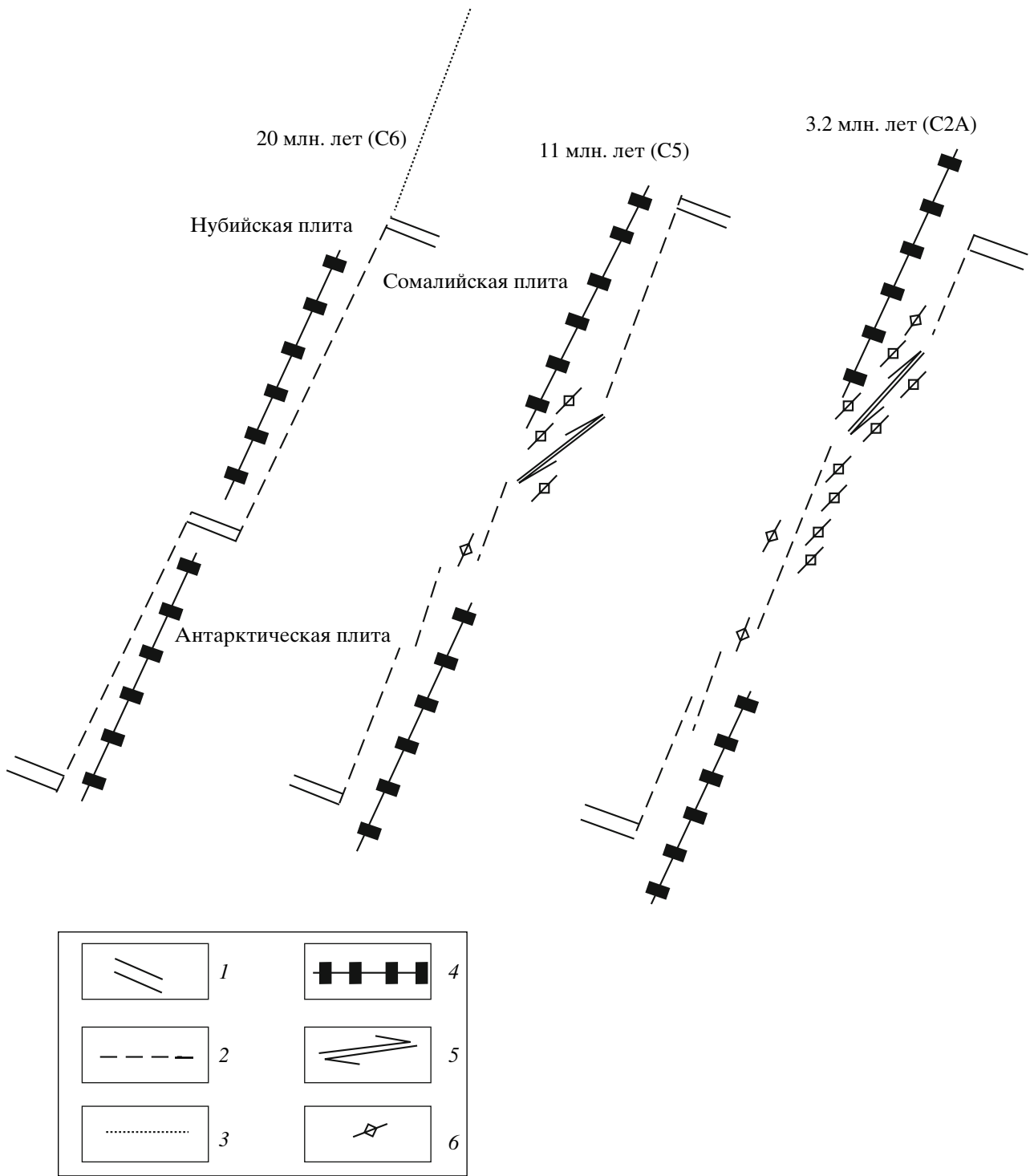


Рис. 6. Схема формирования структур разлома Эндрю Бейн (по [28]).

1 – рифтовые сегменты Юго-Западно-Индийского хребта; 2 – разломная зона; 3 – пассивная часть разломной зоны; 4 – трансверсивные хребты; 5 – зона косой аккреции океанической коры; 6 – хребты в пределах разломной зоны

лом Эндрю Бейн перестал существовать как континентальная сдвиговая зона, приобретает черты трансформного разлома. К северу и югу от современной оси Юго-Западно-Индийского хребта

имеется система протяженных, расположенных симметрично относительно нее сигмоидальных косых структур, осложняющих линейную геометрию разломной зоны (см. рис. 4). Вероятно, они

возникли из-за относительно кратковременного изменения направления движения Африканской плиты с северо-восточного на северо-западное и обратно в интервале между хронами C31 и C24 (69–52 млн. лет) [23]. Фактически в этот период разлом Эндрю Бейн испытывал сильнейшие напряжения растяжения, вектор которых был ориентирован почти ортогонально к простиранию разломной зоны. Такой спрединг привел к формированию косых аккреционных структур. Позднее, когда направление расхождения Африканской и Антарктической плит вновь стало северо-восточным и вплоть до 11 млн. лет область разлома состояла из двух параллельных разломных трогов, разделенных ортогональным спрединговым хребтом [28] (рис. 6). В раннем миоцене (11 млн. лет) в результате раскола Африканской плиты на Нубийскую и Сомалийскую произошла трансформация ортогонального спрединга в косую аккрецию в разломной зоне Эндрю Бейн. Несмотря на то, что северная часть разлома к этому времени уже не была активна (как сдвиг), раскол Африки произошел именно по линии, находящейся на простирании мегаразломной зоны Эндрю Бейн, что свидетельствует о том, что она маркирует глубинную литосферную ослабленную зону. В результате некоторого изменения направления спрединга (около 5° против часовой стрелки) западный трог разлома разделился на несколько более мелких структур, вытянутых параллельно новому направлению спрединга, а протяженный восточный – превратился в зону косой аккреции [28]. До 3.2 млн. лет зона аккреции продвигалась последовательно в северном направлении с формированием системы косых хребтов и долин, удлиняя юго-западные и полностью уничтожая северо-восточные трансформы. Около 3.2 млн. лет назад зона растяжения сместилась к северу с формированием системы ромбовидных кулисообразных впадин растяжения, разделенных зонами сдвигов [28].

Мегаразломная зона Эндрю Бейн большую часть своей истории состояла из серии сдвигов, разделенных одной или несколькими зонами аккреции коры. Из анализа морфологии и истории ее формирования следует, что в условиях, когда направление расхождения плит меняется и крупные разломные зоны попадают в обстановку растяжения, в последних возникают различные деструктивные и аккреционные структуры. Это могут быть: а) субпараллельные трогов растяжения; б) система впадин и хребтов, разделенная сдвигами и сложенная в значительной степени мантийными породами, поднятыми в результате литостатической разгрузки (сухой спрединг), ориентированная косо по отношению как к простиранию самой разломной зоны, так и к направлению растяжения; в) ромбовидные кулисообразные впадины растяжения в пределах трансформного разлома, ориентированные в соответствии с полем напряжений, опре-

деляющим ориентировку близлежащих сегментов срединговых хребтов. Данные структуры растяжения могут существовать как одновременно в разных сегментах разломной зоны, так и сменять одна другую во времени. Преобладание той или иной системы релаксации напряжений растяжения, видимо, определяется целым комплексом факторов, из которых можно назвать: мощность литосферы, тепловой режим, особенности предшествовавшей истории, включая преобладавшие ранее ориентировки структур, ориентировка растяжения при движении литосферных плит.

ОБСУЖДЕНИЕ

При движении литосферных плит часто формируются косые внутририфтовые структуры. Это характерно как для континентальных, так и океанических рифтовых систем. Возникающее поле напряжений приводит к образованию в рифтовой долине впадин и поднятий, разделенных сбросами и сдвигами, ориентированных под некоторым углом к простиранию оси срединно-океанического хребта. В зонах растяжения формируются эшелонированная система внутририфтовых впадин и вулканических поднятий под углами $15\text{--}45^\circ$ и сдвиги под углами $10\text{--}20^\circ$ по отношению к направлению спрединга [18, 29].

Как видно из анализа структур хребтов Мона и Книповича, при отсутствии трансформных разломов линейные поднятия и трогов образуют кулисообразную эшелонированную систему, соединенную зонами аккомодации напряжений. Там, где отклонение нормали к простиранию рифтовой долины от направления расхождения плит велико, внутририфтовые хребты часто имеют сигмоидальную форму в зонах сочленения с бортами рифтовой долины, ограниченными сбросами [14]. Эти разломы являются частью системы релаксации косоугольного растяжения и сопровождаются дизъюнктивными нарушениями в океанической коре.

Явления косоугольного спрединга широко развиты в медленноспрединговых хребтах. Вероятно, это обусловлено тем, что в этих структурах литосфера более холодная, процессы формирования коры замедлены, что позволяет полю растяжения, не соответствующему простиранию рифтовой долины, релаксировать с образованием системы внутририфтовых структур, независимо от общего простирания системы спрединговых хребтов. Ориентировка спрединговых хребтов определяется начальными этапами раскола и расхождения плит, в то время как внутририфтовые структуры являются локальными, менее глубинными и контролируются в условиях косоугольного спрединга величиной отклонения направления растяжения от ортогонали к простиранию оси срединно-океанического хребта, в значительной степени предопределенной предшествовавшей историей раз-

вития срединно-океанического хребта. Сегменты рифтовых зон с косым спредингом являются наиболее тектонически подвижными структурами, по сравнению с участками коры, сформированными при ортогональном спрединге, вероятно из-за большей тектонической активности таких областей [31]. Срединно-океанические хребты с косым спредингом, как правило, не расчленены трансформными разломами, ограничиваясь существованием зон аккомодации, а их сегментация контролируется малоуглубинными тектоническими факторами, а не мантийной конвекцией. При этом наблюдаются значительные вариации мощности коры по простиранию рифтовой зоны. Это видно в структурах (в рельефе и гравитационном поле) на флангах срединно-океанических хребтов [31].

Для медленноспрединговых хребтов, в том числе существующих в условиях косоугольного спрединга, характерны амагматические аккреционные сегменты. В отличие от магматических сегментов, они могут иметь любую ориентировку относительно направления спрединга [14]. При косоугольном спрединге несколько уменьшаются объемы выплавки при декомпрессионном плавлении по сравнению с ортогональным, что тоже способствует формированию амагматических сегментов.

Отсутствие четких линейных магнитных аномалий и особенности гравитационных аномалий Буге в пределах аккреционных структур, возникших на месте мегаразломной зоны Де Гир (между хребтом Мона и Гаккеля), возможно, обусловлены сложным пространственным сочетанием фрагментов утоненной континентальной и океанической коры. Это может свидетельствовать о том, что к западу от окраины Шпицбергена в начальный период аккреции океанической коры имел место процесс рассеянного спрединга.

Аккреционные структуры косоугольного спрединга могут возникать не только в рифтовых зонах срединно-океанических хребтов, но и в мегаразломных зонах. Один из примеров – мегаразломная зона Эндрю Бейн, которая начала формироваться как зона сдвига между континентальными плитами, а в дальнейшем претерпела несколько этапов растяжения с образованием сложного комплекса деструктивных и аккреционных структур, по всем признакам отвечающим океанической коре и формируемым в срединно-океанических хребтах. Несмотря на сложную историю развития, мегаразломная зона Эндрю Бейн не трансформировалась в чисто аккреционную структуру, хотя, по сути, в период 69–52 млн. лет она развивалась как аккреционная структура.

В Северной Атлантике аналогичной по масштабу мегаразломной зоной была Де Гир, которая длительное время являлась континентальным сдвигом между Гренландией и Евразией. При су-

щественном изменении направления расхождения данных плит она трансформировалась в комплекс разнообразных аккреционных структур косоугольного спрединга. На юге разлом стал развиваться подобно существовавшему южнее хребту Мона, превратившись в спрединговый хребет Книповича. Севернее – трансформировался в две разломные зоны (Моллой и Шпицбергенский), разделенные небольшим аккреционным сегментом Моллой. На самом севере мегаразломная зона Де Гир находится в стадии трансформации от сдвига к сдвигу-раздвигу (трог Лена). Существует ли аккреция в этом трогге, или это пока только деструктивная структура? К сожалению, имеющихся данных недостаточно для однозначного ответа. Если судить по морфологии, то каких-либо аккреционных структур, характерных для косоугольного спрединга, в его пределах не выявлено. В то же время имеющиеся не очень надежные данные по линейным магнитным аномалиям говорят об аккреции в его пределах, по крайней мере, в последние 3 млн. лет.

ВЫВОДЫ

1. Сегменты срединно-океанических хребтов с косым спредингом имеют широкое распространение в океанах и, как правило, не расчленены трансформными разломами. Релаксация напряжений происходит в зонах аккомодации без разрыва сплошности внутририфтовых структур.

2. Образование внутририфтовых структур в условиях косоугольного спрединга контролируется величиной отклонения направления растяжения от ортогонали к простиранию оси срединно-океанического хребта, в значительной степени предопределенной предшествовавшей историей развития хребта.

3. В мегаразломных зонах косо ориентированные деструктивные и аккреционные структуры (субпараллельные трогги растяжения; система впадин и хребтов, ориентированная косо по отношению как к простиранию самой разломной зоны, так и к направлению растяжения; ромбовидные впадины растяжения и др.) могут существовать одновременно в разных сегментах разломной зоны и сменяться во времени.

4. Мегаразломные зоны (например: Эндрю Бейн, Юго-Западно-Индийский хребет, Де Гир, Северная Атлантика) могут развиваться как зоны сдвига, разделяя континентальные плиты. В дальнейшем в пределах области развития океанической коры в условиях растяжения некоторые из них трансформируются в систему сдвигов, разделенных аккреционными структурами.

Работа выполнена при финансовой поддержке программы Президиума РАН, гранта РФФИ

№ 09-05-00150 и гранта Ведущих научных школ
№ НШ-9664.2006.5.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гусев Е.А., Шкарубо С.И. Аномальное строение хребта Книповича // Российский журнал наук о Земле. 2001. Т. 3. № 2. С. 165–182.
2. Пейве А.А., Добролюбова К.О., Зайончек А.В., Сколотнев С.Г., Суцневская Н.М., Разницин Ю.Н., Абрамова А.С., Алиулов Р.Х., Зарайская Ю.А., Ескин А.Е., Ефимов В.Н., Лаврушин В.Ю., Мазарович А.О., Мороз Е.А., Разумовский А.А., Черных А.А., Ямпольский К.П. Строение области сочленения хребтов Книповича и Мона (Северная Атлантика) // Докл. АН. 2009 (в печати).
3. Пейве А.А., Сколотнев С.Г., Лиджи М., Турко Н.Н., Бонатти Э., Колодяжный С.Ю., Чамов Н.П., Цуканов Н.В., Барамыков Ю.Е., Ескин А.Е., Гриндл Н., Склейтер Д., Брунелли Д., Перцев А.Н., Чиприани А., Бортолуци Д., Меркюри Р., Паганелли Е., Мучини Ф., Такеучи Ч., Зафанини Ф., Добролюбова К.О. Исследования зоны трансформного разлома Эндрю Бейн (Африкано-Антарктический регион) // Докл. АН. 2007. Т. 416. № 1. С. 77–80.
4. Пейве А.А., Чамов Н.П. Основные черты тектоники хребта Книповича (Северная Атлантика) и история его развития на неотектоническом этапе // Геотектоника. 2008. № 1. С. 37–57.
5. Пуцаровский Ю.М. Тектонические феномены океанов // Фундаментальные проблемы общей тектоники. М.: Научный мир, 2001. С. 174–230.
6. Пуцаровский Ю.М., Сколотнев С.Г. Косые разломы в Атлантическом и Индийском океанах // Геотектоника. 1997. № 2. С. 63–74.
7. Шпилов Э.В. К тектоно-геодинамической эволюции континентальных окраин Арктики в эпохи молодого океанообразования // Геотектоника. 2004. № 5. С. 26–52.
8. Шпилов Э.В. Генерации спрединговых впадин и стадии распада вегенеровской Пангеи в геодинамической эволюции Арктического океана // Геотектоника. 2008. № 2. С. 32–54.
9. Шкарубо С.И. Особенности спрединга в северной части Норвежско-Гренландского бассейна // Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. СПб: ВНИИОкеангеология, 1996. С. 101–114.
10. Clifton A.E., Schlischeb R.W., Withjackb M.O., Ackermann R.V. Influence of rift obliquity on fault-population systematics: results of experimental clay models // Journal of Structural Geology. 2000. Vol. 22. P. 1491–1509.
11. Crane K., Doss S., Vogt P., Sundvor E., Cherkashov I.P., Devorah J. The role of the Spitsbergen shear zone in determining morphology, segmentation and evolution of the Knipovich Ridge // Marine Geophys. Res. 2001. Vol. 22. P. 153–205.
12. Crane K., Sundvor E., Foucher J.-P., Hobart M., Myhre A.M., Ledouaran S. Thermal Evolution of the Western Svalbard Margin // Marine Geophys. Res. 1988. Vol. 9. P. 165–194.
13. Dauteuil O., Brun J., Oblique rifting in a slow-spreading ridge // Nature. 1993. Vol. 361. P. 145–148.
14. Dick H.J., Lin J., Schouten H. An ultraslow-spreading class of ocean ridge // Nature. 2003. Vol. 426. P. 405–412.
15. Engen Ø., Eldholm O., Bungum H. The Arctic plate boundary // J. Geophys. Res. 2003. Vol. 108. № B2. P. 2075.
16. Engen Ø., Faleide J., Dyreng T. Opening of the Fram Strait gateway: A review of plate tectonic constraints // Tectonophysics. 2008. Vol. 450. P. 51–69.
17. Faleide J.I., Tsikalas F., Breivik A.J., Mjelde R., Ritzmann O., Engen Ø., Wilson J., Eldholm O. Structure and evolution of the continental margin off Norway and the Barents Sea // Episodes. 2008. Vol. 31 № 1. P. 82–91.
18. Fournier M., Petit C. Oblique rifting at oceanic ridges: Relationship between spreading and stretching directions from earthquake focal mechanisms // J. Structural Geology. 2007. V. 29. P. 201–208.
19. Georgen J.E., Lin J., Dick H.J.B. Evidence from gravity anomalies for interactions of the Marion and Bouvet hotspots with the Southwest Indian Ridge: Effects of transform offsets // Earth and Planet. Sci. Lett. 2002. Vol. 187. № 3–4. P. 283–300.
20. Grindlay N.R., Madsen J.A., Rommevaux-Jestin C., Sclater J. A different pattern of ridge segmentation and mantle Bouger gravity anomalies along the ultra-slow Southwest Indian Ridge (15°30' E to 25° E) // Earth and Planet. Sci. Lett. 1998. Vol. 161. № 1–4. P. 243–253.
21. Hellebrand E., Snow J.E. Deep melting and sodic metasomatism underneath the highly oblique-spreading Lena Trough (Arctic Ocean) // Earth and Planet. Sci. Lett. 2003. V. 216. P. 283–299.
22. Hellevang B., Pedersen R.B. Magma ascent and crustal accretion at ultraslow-spreading ridges: constraints from plagioclase ultraphyric basalts from the Arctic Mid-Ocean Ridge // J. Petrology. 2008. Vol. 49. P. 267–294.
23. LaBrecque J.L., Hayes D.E. Seafloor spreading history of the Agulhas Basin // Earth and Planet. Sci. Lett. 1979. V. 45. № 2. P. 411–428.
24. Lemaux J., Gordon R.G., Royer J.-Y. Location of the Nubia-Somalia boundary along the Southwest Indian Ridge // Geology. 2002. Vol. 30. № 4. P. 339–342.
25. Mosar J., Eide E.A., Osmundsen P.T., Sommaruga A., Torsvik T.H. Greenland-Norway separation: A geodynamic model for the North Atlantic // Norwegian J. Geology. 2002. Vol. 82. P. 281–298.
26. Mosar J., Lewis G., Torsvik T.H. North Atlantic seafloor spreading rates: implications for the Tertiary development of inversion structures of the Norwegian-Greenland Sea // J. Geological Society, London. 2002. Vol. 159. P. 503–515.

27. Okino K., Curewitz D., Asada M., Tamaki K., Vogt P., Crane K. Preliminary analysis of the Knipovich Ridge segmentation: influence of focused magmatism and ridge obliquity on an ultraslow spreading system // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 2002. Vol. 202. P. 275–288.
28. Sclater J.G., Grindlay N.R., Madsen J.A., Rommevaux-Jestin C. Tectonic interpretation of the Andrew Bain transform fault: Southwest Indian Ocean // *Geochem. Geophys. Geosystems.* 2005. V. 6. № 9. P. 1–21.
29. Taylor B., Crook K., Sinton J.J. Extensional transform zones and oblique spreading centers // *J. Geophys. Res.* 1994. Vol. 99. № B10. P. 19707–19718.
30. The Expedition ARKTIS-XV/2 of Polarstern in 1999 // *Rep. Pol. Res.* 2000. Vol. 368. 127 p.
31. Wijk J.W., Blackman D.K. Development of an echelon magmatic segments along oblique spreading ridges // *Geology.* 2007. Vol. 35. № 7. P. 599–602.

Рецензенты: Ю.М. Пушаровский, С.В. Руженцев

Accretion of Oceanic Crust under Conditions of Oblique Spreading

A. A. Peive

Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Pyzhevskii per. 7, Moscow, 119017, Russia

e-mail: apeyve@yandex.ru

Received September 1, 2008

Abstract—The accretion of oceanic crust under conditions of oblique spreading is considered. It is shown that deviation of the normal to the strike of mid-ocean ridge from the extension direction results in the formation of echeloned basins and ranges in the rift valley, which are separated by normal and strike-slip faults oriented at an angle to the axis of the mid-ocean ridge.

The orientation of spreading ranges is determined by initial breakup and divergence of plates, whereas the within-rift structural elements are local and shallow-seated; they are formed only in the tectonically mobile rift zone. As a rule, the mid-ocean ridges with oblique spreading are not displaced along transform fracture zones, and stresses are relaxed in accommodation zones without rupture of continuity of within-rift structural elements. The structural elements related to oblique spreading can be formed in both rift and megafault zones. At the initial breakup and divergence of continental or oceanic plates with increased crust thickness, the appearance of an extension component along with shear in megafault zones gives rise to the formation of embryonic accretionary structural elements. As opening and extension increase, oblique spreading zones are formed. Various destructive and accretionary structural elements (nearly parallel extension troughs; basin and range systems oriented obliquely relative to the strike of the fault zone and the extension axis; rhomb-shaped extension basins, etc.) can coexist in different segments of the fault zone and replace one another over time. The Andrew Bain Megafault Zone in the South Atlantic started to develop as a strike-slip fault zone that separated the African and Antarctic plates. Under extension in the oceanic domain, this zone was transformed into a system of strike-slip faults divided by accretionary structures. It is suggested that the De Guire Megafault Zone in the North Atlantic, which separated Greenland and Eurasia at the initial stage of extension that followed strike-slip offset, evolved in the same way.