

УДК 552.3(263)

ИССЛЕДОВАНИЯ ЗОНЫ ТРАНСФОРМНОГО РАЗЛОМА ЭНДРЮ БЕЙН (АФРИКАНО-АНТАРКТИЧЕСКИЙ РЕГИОН)

© 2007 г. А. А. Пейве, С. Г. Сколотнев, М. Лиджи, Н. Н. Турко, Э. Бонатти,
С. Ю. Колодяжный, Н. П. Чамов, Н. В. Цуканов, Ю. Е. Барамыков, А. Е. Ескин,
Н. Гриндли, Д. Склейтер, Д. Брунелли, А. Н. Перцев, А. Чиприани, Д. Бортолущи,
Р. Меркюри, Е. Паганелли, Ф. Мучини, Ч. Такеучи, Ф. Зафанини, К. О. Добролюбова

Представлено академиком В.М. Котляковым 19.10.2006 г.

Поступило 26.09.2006 г.

В настоящее время изучение строения дна океанов невозможно без среднемасштабных регионально-геологических работ. Такие комплексные геолого-геофизические исследования были проведены в 2006 г. в совместной экспедиции Геологического института РАН и Института морских наук (Болонья, Италия) на нис “Академик Николай Страхов” (23-й рейс). Изучался разлом Эндрю Бейн, входящий в систему разломов, тектонически разделяющую ложа Атлантического и Индийского океанов (рис. 1). Научные руководители рейса акад. Ю.М. Пущаровский и проф. Э. Бонатти.

В ходе рейса проведена батиметрическая съемка с помощью многолучевого эхолота “RESON SeaBat 8150”. При объединении новых данных с результатами батиметрической съемки, ранее выполненной в этом районе на исследовательском судне “Кнорр” [1], была построена батиметрическая карта практически на всю разломную зону Эндрю Бейн (см. рис. 1). В рейсе также производились акустическое и одноканальное непрерывное сейсмическое профилирования, изучение геофизических полей, драгирование и сейсмические работы с многоканальной косой.

Разлом Эндрю Бейн – это один из самых протяженных океанических разломов, активная часть которого составляет около 750 км. Так как эта часть срединно-океанического хребта харак-

теризуется очень низкими скоростями спрединга (16 мм/год), то возраст его активной части один из самых больших во всей системе срединно-океанических хребтов [2]. Изучение этого разлома имеет большое значение для понимания геодинамики и истории развития приантарктических областей Мирового океана [3]. По итогам более ранних батиметрических и магнитных исследований и при рассмотрении пространственного распределения землетрясений было показано, что разломная зона Эндрю Бейн состоит из множества разнообразных структур второго порядка, что характерно для континентальных сдвиговых зон [1, 4]. Такие зоны разломов в работе [5] предложено называть мегатрансформами, которые могут возникать в медленно спрединговых хребтах при относительном смещении более толстой и холодной, чем у большинства трансформных разломов литосферы [4]. Это предположение требует фактического обоснования, что и являлось задачей проведенного исследования.

Зона разлома (ЗР) Эндрю Бейн простирается с север-северо-востока на юг-юго-запад, разделяя субширотные северный и южный сегменты срединно-океанического хребта (Западно-Индийского и Африкано-Антарктического соответственно), иногда объединяемые под общим названием Юго-Западно-Индийского хребта (ЮЗИХ). Простижение сегментов не строго перпендикулярно ЗР. В рифтовой долине южного сегмента выделяются три эшелонированных участка. Все морфоструктуры (гребни и депрессии) южного сегмента по направлению к западному желобу разломной зоны Эндрю Бейн постепенно изменяют свое простижение с широтного на восток-северо-восточное (см. рис. 1). Западное обрамление структур разломной зоны Эндрю Бейн образует трансверсивный хребет, превышение которого над дном желоба в южной части достигает 3500 м (см. рис. 1). Минимальные глубины над хребтом составляют 1800–2200 м. Вершинная поверхность лежит на глубинах 3000–3500 м и образована по-

Геологический институт
Российской Академии наук, Москва
Институт морских наук, Болонья, Италия
Университет Северной Каролины, Вилмингтон,
США
Скриппсовский институт океанографии,
Сан-Диего, США
Римский университет, Италия
Университет Модены, Италия
Национальный институт геофизики и вулканологии,
Италия

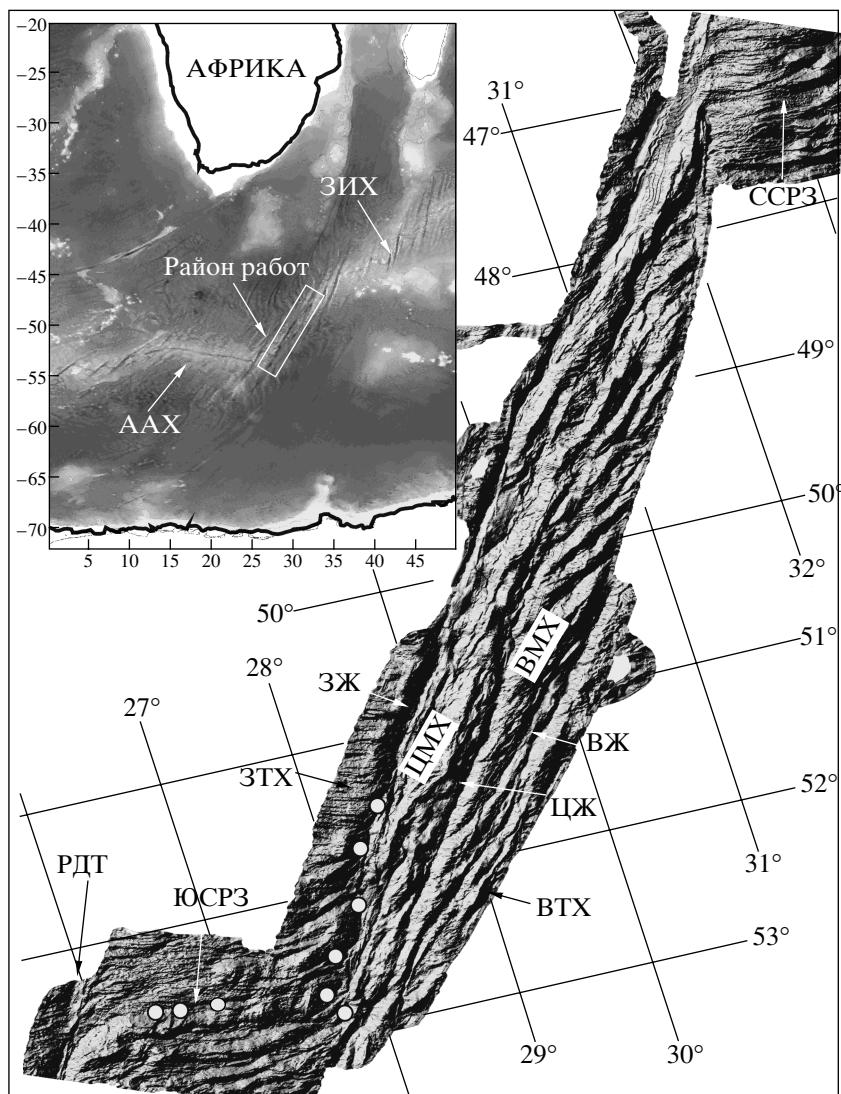


Рис. 1. Трехмерное изображение зоны разлома Эндрю Бейн по материалам батиметрической съемки нис “Кнорр” [4] и 23-го рейса нис “Академик Николай Страхов”. Кружками показаны станции драгирования. Буквенные обозначения: РДТ – разлом Дю Тойт, ЮСРЗ – южный сегмент рифтовой зоны, ССРЗ – северный сегмент рифтовой зоны, ЗТХ – западный трансверсивный хребет, ВТХ – восточный трансверсивный хребет, ЦМХ – центральный медианный хребет, ВМХ – восточный медианный хребет, ЗЖ – западный желоб, ВЖ – восточный желоб, ЦЖ – центральный желоб. На врезке показана схема района работ, построенная на основе карты GEBCO [6]: ААХ – Африкано-Антарктический хребет, ЗИХ – Западно-Индийский хребет.

логими субширотными грядами, высота которых увеличивается к борту желоба. В рельефе самой зоны разлома выделяются три желоба, разделенных медианными хребтами. Основной (западный) желоб протягивается у подножья трансверсивного хребта. Глубины в его южной части превышают 6000 м, севернее 51.5° ю.ш. они уменьшаются, а в днище желоба появляются пороги северо-восточного простирания, разделяющие его на отдельные депрессии. Высоты косо ориентированных гряд постепенно становятся больше, и на широте 49.5° ю.ш. они перегораживают весь желоб полностью. Далее западный желоб прослеживается до северного рифтового сегмента в виде уз-

кой цепочки депрессий с глубинами 4500–5000 м, при этом он подворачивает примерно на 10° к востоку. Параллельно западному желобу в 30 милях восточнее протягивается более узкий желоб (центральный) с глубинами 4000–4500 м. Эти два желoba разделены медианным (западным) хребтом с превышением над дном западного желоба более 2500 м. Западные склоны медианного хребта параллельны желобу, в то время как отроги восточного склона имеют северо-восточное простижение. Севернее 51.5° ю.ш. высота западного медианного хребта увеличивается; он протягивается севернее зоны сочленения с северным сегментом рифта. Центральный желоб выклинивается на

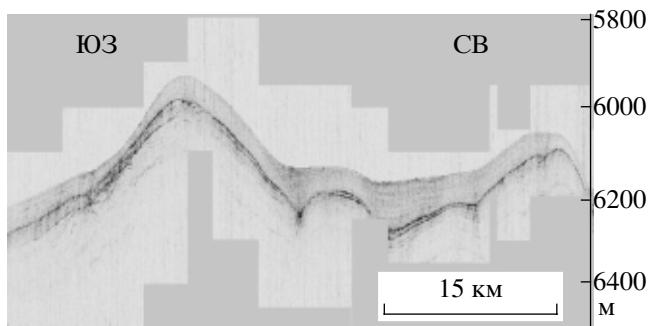


Рис. 2. Фрагмент акустического профиля в интервале 51.13° ю.ш. $\times 28.43^{\circ}$ в.д.– 51.8° ю.ш. $\times 28.51^{\circ}$ в.д., расположенный вдоль днища западного желоба. Линия внизу – горизонтальный масштаб.

широте, где уменьшаются глубины в западном желобе (около 51.5° ю.ш.). Севернее 48.6° ю.ш. он снова появляется, протягиваясь параллельно западному желобу, на этот раз глубже последнего, через 130 км, вытесняется западным медианным хребтом. Отроги и вершинные гряды следующего медианного (восточного) хребта также имеют северо-восточное простирание. Восточный желоб разбит этими отрогами на отдельные депрессии с глубинами от 5000 до 6000 м и имеет простирание, подвернутое к востоку относительно двух предыдущих желобов. Его восточный борт образован восточным трансверсивным хребтом, обрамляющим зону разлома в целом.

Отмеченные выше особенности изменения простирианий, размеров и высот описанных морфоструктур позволяют предположить, что в ходе развития разломной зоны ее ось постепенно разворачивалась от северо-восточного направления к северному. В этом случае можно ожидать существование в южной части зоны разлома условий растяжения, а в северной – сжатия, что привело к формированию косых структур, роль которых постепенно возрастает с юга на север.

По данным акустического профилирования в западном желобе у южного рифтового сегмента осадки в желобе отсутствуют. Севернее у подножия трансверсивного хребта дно желоба на многих участках покрыто осадочным чехлом видимой мощности до 250 м (рис. 2). Верхнее положение в разрезе занимает слабо отражающая тонко стратифицированная осадочная пачка, плащеобразно облекающая умеренно расчлененный рельеф. Мощность пачки по простирианию сильно варьирует – от 50 до 120 м. Среднюю часть разреза слагает линзовидно-четкообразная акустически прозрачная пачка, ограниченная интенсивно отражающими поверхностями. Мощность пачки 35–40 м, на поднятиях она выклинивается. Верхние пачки залегают согласно друг с другом. Нижнее положение в разрезе занимают неотчетливо

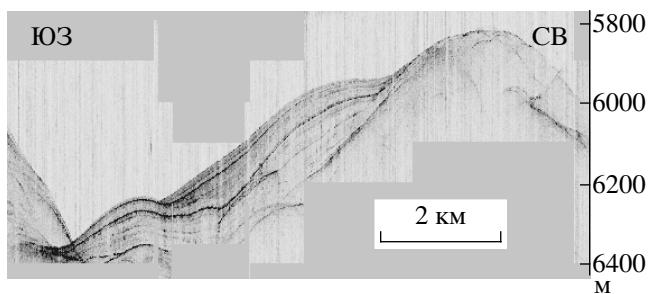


Рис. 3. Фрагмент акустического профиля в интервале 52.35° ю.ш. $\times 27.52^{\circ}$ в.д.– 52.27° ю.ш. $\times 27.58^{\circ}$ в.д., расположенный вдоль днища западного желоба.

стратифицированные отложения видимой мощностью около 100 м, смятые в пологие складки. Большая площадь распространения верхней пачки в сравнении со средней, увеличенные мощности осадков в пониженных участках рельефа указывают на то, что осадконакопление на этих участках происходило в условиях прогибания дна, начавшегося уже после формирования нижней пачки осадков. Поднятия с более крутыми склонами либо лишены осадков, либо перекрыты ими фрагментарно. Очевидно, что они представляют воздымающиеся участки дна. Осадочное тело, сложное по строению и морфологии, наблюдается на юго-западном склоне одного из таких поднятий (рис. 3). Мощность тела варьирует по простирианию, достигая в средней части не менее 200 м. В составе тела отчетливо выделяются три секвенции, отделенные интенсивно отражающими границами. Взаимоотношения секвенций позволяют сопоставить данные образования с отложениями придонных течений, направленных с северо-востока на юго-запад. Сокращение мощностей и размеров секвенций снизу вверх указывает на воздымание дна на этом участке западного желоба. Осадки видимой мощностью до 120 м обнаружены в восточном желобе, в центральном желобе их изучение не проводилось. В восточном желобе также имеются внутриразломные поднятия, которые формировались на неотектоническом этапе, оказывая влияние на образование осадочного чехла желоба. В одном из случаев (рис. 4) на склоне поднятия, расположенном попечечно к простирианию желоба, дешифрируется четыре осадочные пачки. Эти пачки испытывают тенденцию к выклиниванию в направлении к приподнятой части склона и нарастания по мощности вниз, что свидетельствует о конседиментационном наклоне поверхности склона.

В пределах западного трансверсивного хребта осадки встречены на его вершинной поверхности, имеющей блоковый характер и состоящей из отдельных крестообразных поднятий. Пологий за-

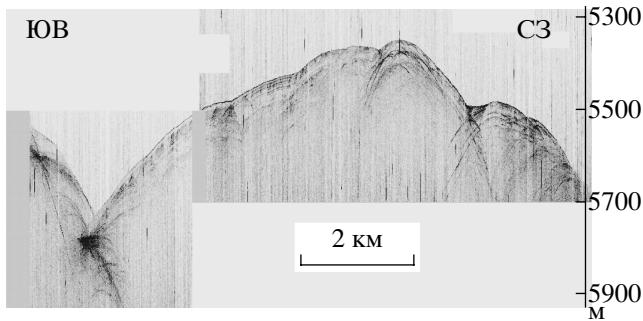


Рис. 4. Фрагмент акустического профиля в интервале 49.49° ю.ш. $\times 29.57^{\circ}$ в.д. – 49.44° ю.ш. $\times 29.54^{\circ}$ в.д., расположенный поперек днища восточного желоба.

падный склон этих поднятий бронируется грубо стратифицированными отложениями видимой мощностью до 100 м. Границы между отдельными блоками тектонические, поскольку слоистые отложения, бронирующие пологие склоны, утыкаются в основание соседних крутых уступов. Склоны трансверсивных и медианных хребтов осложнены многочисленными морфоструктурами более высокого порядка, границы между которыми являются тектоническими типа сбросов и взбросов. Осадки на склонах практически отсутствуют. Лишь на отдельных ступенях лежат сильно отражающие нестратифицированные отложения мощностью около 10 м.

Рассмотренный характер распространения осадков в ЗР Эндрю Бейн свидетельствует о разных тектонических режимах в ее пределах, что характерно для зон сдвига с варьирующими в пространстве и времени локальными обстановками транспрессии и транстенсии.

В результате драгирования из рифтовой зоны в пределах южного рифтового сегмента подняты преимущественно свежие базальты, а на угловом поднятии – почти исключительно гарцбургиты и перцолиты. На восточном склоне западного трансверсивного хребта ЗР Эндрю Бейн драгированы преимущественно базальты и долериты. Кроме этих пород, в небольшом объеме подняты разнообразные габброиды, осадочные брекчии, метаморфические породы, железо-марганцевые корки и конкреции. Местоположение станций драгирования показано на рис. 1.

Таким образом, в ходе проведенных работ в 23-м рейсе нис “Академик Николай Страхов” получены существенные материалы по строению, составу пород и геодинамике одного из крупнейших разломов тектонической системы, разделяющей ложа Атлантического и Индийского океанов. Детальные батиметрические данные в совокупности с ранее имевшимися материалами дают целостную картину рельефа дна в разломе Эндрю Бейн.

Выяснены особенности строения осадочного чехла в желобах и на хребтах разломной зоны Эндрю Бейн, которые свидетельствуют о том, что активное структурообразование в этой зоне происходило в условиях сжатия и растяжения, меняющихся в пространстве и во времени.

Установлено, что в строении разломной зоны Эндрю Бейн существенную роль играют умеренно серпентинизированные перцолиты, гарцбургиты, а также габброиды. Южный рифтовый сегмент сложен преимущественно свежими базальтами.

Работы проводились по программе “Геологогеофизическое строение границы Антарктической плиты южнее тройного сочленения Буве (Южная Атлантика)” и финансировались Итальянской программой исследования Антарктиды (PNRA), при поддержке программы Президиума РАН № 17 “Фундаментальные проблемы океанологии: физика, геология, биология, экология Мирового океана”, гранта РФФИ 06-05-64152а, ФЦП “Мировой океан” (подпрограмма “Природа Мирового океана”) и ведущих научных школ № НШ-9664. 2006.5.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Grindlay N.R., Madsen J.A., Rommevaux-Jestin C., Sclater J. // Earth and Planet. Sci. Lett. 1998. V. 161. P. 243–253.
2. Georgen J.E., Lin J., Dick H.J.B. // Earth and Planet. Sci. Lett. 2001. V. 187. P. 283–300.
3. Пущаровский Ю.М. Тектоника Земли. М.: Наука, 2005. Т. 2. 555 с.
4. Sclater J.G., Grindlay N.R., Madsen J.A., Rommevaux-Jestin C. // Geochem., Geophys., Geosyst. 2005. V. 6. № 9.
5. Ligi M., Bonatti E., Gasperini L., Poliakov A.N.B. // Geology. 2002. V. 30. P. 1–14.
6. GEBCO // IHO-UNESCO Digital edition. 2003. www.ngdc.noaa.gov/mgg/gebco