

Мазарович А.О., Соколов С.Ю.

Анизотропия внутриплитных деформаций Атлантического океана

В КН. Современные проблемы геологии. М.: Наука. 2004. С. 221-250 (Тр.ГИН. В. 565)

Введение

Под внутриплитными деформациями в океане нами будут пониматься все пликативные и дезьюнктивные нарушения, вне зависимости от их генезиса, расположенные вне границ плит. Этой проблеме посвящен ряд работ (Peter, Westbrook, 1976, Chamot-rooke, Lallemand, 1991, Мазарович и др., 1991, Bull, Scrutton, 1992, Мазарович, 1993, Панаев, Митулов, 1993, Пилипенко, 1995, Пущаровский и др., 1995, Мазарович, Соколов, 1997, Вержбицкий, 2000, Krishna et al., 2002 и ряд других). Вместе с тем, до настоящего времени не проведена классификация типов деформаций и оценка масштабности процессов постспредингового структурообразования и не определены временные рубежи их формирования.

Комплексный анализ оригинальных данных многолучевого эхолотирования (МЭ), непрерывного сейсмического профилирования (НСП), спутниковой альтиметрии, а также обширного литературного материала, позволяет авторам утверждать, что океаническая кора Атлантики представляет собой подвижное образование, которое подвержено серьезной структурной эволюции после ее образования.

Под термином «анизотропия» принято понимать зависимость свойств среды от направления, вдоль которого проводится пробный промер этих свойств. В случае внутриплитных деформаций под анизотропией будет пониматься наличие выделенных направлений, вдоль которых деформации наиболее выражены на сейсмических профилях. Можно также говорить об ориентации фронтов деформации, которые будут приблизительно перпендикулярны направлениям с максимальной деформированностью.

Целью настоящей работы представляется доказательство подвижности океанической литосферы Атлантического океана.

Используемые данные

В основу работы положены сейсмические данные, полученные в Лаборатории геоморфологии и тектоники дна океанов Геологического института РАН во время 7, 9, 16 и 22 рейсов НИС "Академик Николай Страхов" в Центральной Атлантике. Начальниками отрядов НСП в разное время были с.н.с. Ефимов В.Н. и Побережин В.М. Кроме того в работе использованы данные полученные в рейсах НИС «Академик Борис Петров» (ГЕОХИ РАН, 12-ый рейс, 1989), «Академик Курчатов» (ИО РАН, 20-ый рейс, 1975), «Иван Киреев» (ИФЗ РАН, 2-ой рейс, 1979). На рисунке 1 приведена схема расположения использованных в работе фрагментов сейсмических профилей в центральной Атлантике. На рисунках 2-17 приведены фрагменты сейсмических профилей с внутриплитными деформациями или без деформаций.

Признаки деформаций

Наличие деформаций осадочного чехла по сейсмическим данным устанавливается благодаря специфическим конфигурациям фаз отраженного сигнала. Пликативным деформациям соответствуют волнообразные (см. рис.3) или флексурообразные (см. рис.2) изгибы, охватывающие 2 или более отражающих горизонта, форма которых подобна. Дизьюнктивным дислокациям соответствуют нарушения ранее сформированной среды

(Мушин, 2001) по системе трещиноватости, которая выявляется либо по разрыву и смещению фаз одного или нескольких отражающих горизонтов, либо, в случае малоамплитудного смещения по плоскости разрыва, амплитудными аномалиями сейсмического сигнала в местах касания горизонтов и плоскостей сместителя. При этом взаимная конфигурация смещенных блоков образует разнообразные кинематические типы нарушений (брос, взброс, надвиг и т.д.) Хорошим примером дизъюнктивных дислокаций является нарушение акустического фундамента на рис. 2, сформированное скорее всего в условиях сжатия. На этом же рисунке хорошо виден особый вид деформаций – структура выжимания, ограниченная системой трещин и выдавленная по ним гипсометрически выше основной толщи. Образование современных пликативных деформаций охватывает весь осадочный чехол от акустического фундамента до дна. Деформации более древние, как правило, сопровождаются налеганием на них осадочных образований с угловым несогласием или эрозионными процессами (см. рис. 3). Близость к зоне деформаций современных (острова Зеленого Мыса) и древних вулканически активных внутриплитных зон (в случае фрагмента 2 на рис. 3 – это горы Батиметристов, см. также рис. 1) вызывает повышенную концентрацию вулканокластического материала и резкое увеличение коэффициентов отражения от поверхности толщ, деформируемых в эпоху активного подводного вулканизма в данном регионе.

В рассматриваемом районе также встречаются инъективные дислокации (Мушин, 2001), которые образуются в результате внедрения вещества пород акустического фундамента, солевых образований или флюидов в толщу осадков. Признаками, позволяющими отличить эти образования от погребенных неоднородностей фундамента, могут являться: формирование компенсационных опусканий (для солевых или глиняных диапиров) по краям структуры, сокращение мощности слоев над структурой конседиментационного роста, формирование пликативной деформации над диапиром, наличие эрозионной поверхности в структуре осадков над диапиром, выявляемой по угловым несогласиям горизонтов, наличие системы трещиноватости, сопряженной с диапиром, потеря коррелируемости отраженных фаз в пределах объема диапира. Одновременное присутствие всех признаков не является обязательным. Особо стоит отметить (см. рис. 7, около пикета 5100) тип диапировых образований, при которых образуется узкая (около 1 км или менее) по сравнению с неоднородностями магматического фундамента зона, акустически освещенная в отличии от интенсивных волн от обычного фундамента. Подобные аномалии сейсмической записи скорее всего связаны с внедрением флюидов (Панаев, Митулов, 1993). Возможным происхождением этих флюидов является активизация процесса серпентинизации ультраосновных пород на границе коры и мантии.

Пликативные деформации осадочного чехла в условиях глубоководных частей океана возникают под воздействием дифференцированных вертикальных движений отдельных блоков фундамента. Передислокации блоков фундамента также может иметь и горизонтальную компоненту, отличную от нормали к фронту спрединга. В случае узких (2-5 км) блоков фундамента деформации приобретают черты, характерные для изолированных диапировых структур. Приведенные на рисунках 2-17 фрагменты сейсмических разрезов визуализированы с сильным увеличением вертикального масштаба (~25 по отношению к горизонтальному), поэтому выделяемые на них углы наклона отражающих горизонтов необходимо уменьшать в 25 раз. Тем не менее в местах деформаций реальные углы находятся в пределах от 0.75 до 2°. Это превышает предел 0.5°, начиная с которого начинаются процессы крипта полуконсолидированных осадков (Обстановки..., 1990) под воздействием гравитации. Поэтому сейсмогеологическая ситуация, приведенная на рисунке 7, являющаяся весьма характерной для зон деформаций, должна быть объяснена формированием в два этапа: накоплением субгоризонтальной ненарушенной толщи, состоящей как минимум из двух комплексов, разделенных сильным отражением на глубине

около 250 м, и последующим деформированием этой толщи. При этом в депрессиях к югу и северу от зоны деформаций процесс осадконакопления не прерывался и отложения налагаются на приподнятые части толщи. Отметим, что формирование консолидированной (содержащей сильные отражения) толщи мощностью около 350 м на склоне с углом наклона около 1.5° в течение 40 млн лет представляется маловероятным. Это дает основание утверждать, что сейсмогеологические ситуации аналогичные приведенной на рис.7, возникают вследствие деформаций, а не в результате облекания осадочным материалом структур фундамента.

Еще одним аргументом обоснования деформационной природы наблюдаемой сейсмической записи является приподнятое гипсографическое положение деформированных зон относительно областей ненарушенного осадконакопления (см. рис. 8, 17). На профилях видно, что деформированные зоны, как правило, залегают на 200-300 метров выше регионального ненарушенного уровня. Кроме того, в расположенных рядом депрессиях с ненарушенным залеганием (см. например рис.13, между маркерами 12 и 16), отсутствует аналогичное «облекание» и имеет место субгоризонтальная стратификация осадков, налагающихся на фундамент. Плавное наращивание отклонений от субгоризонтального залегания слоев около дна к слабонаклоненному около фундамента на глубинах 400 м и более происходит в результате дифференциальной компакции осадков.

Представленный на сейсмических профилях материал демонстрирует резкое отличие деформированных осадочных толщ пелагиали (рис. 2, 3, 4, 7, 8, 9, 10, 11, 12, 17) от недеформированных (рис. 5, 6, 8, 13, 14, 15, 16). При этом деформации выявляются в основном на профилях, имеющих субмеридиональное простиранье, что будет обсуждаться ниже.

Деформации и диапирам

Деформации осадочного чехла в Атлантическом океане имеют различный возраст и генетические причины возникновения. В самом общем виде они проявлены в виде складок, флексур и моноклиналей, а также разломами.

Они наблюдаются вокруг отдельных магматических или солевых или глиняных (далее нами не рассматриваются) диапиров и в этом случае они обрамляют поднимавшееся тело. Соответственно, количество этих тел и их сближенность определяет сложность структуры осадочного чехла. Под диапирами нами понимаются изометричные в плане поднятия акустического фундамента, которые прорывают и деформируют осадочный чехол.

В американской литературе подобные объекты известны как "piercement structure" - структура протыкания (Hayes et al., 1972). Они описывались следующим образом. "Исследования в 9 рейсе нис "Кейн" и 14-ом "Гломар Челленджер" показали, что в котловине развита хорошо стратифицированная толща горизонтальных осадков, которые прорываются изолированными образованиями, имеющими диаметр от 2 до 4 км, высоту до 0.1 сек и углы наклона до 30° . Вблизи этих тел осадки приподняты и нарушены. Структуры протыкания здесь практически не отражены в рельефе и лишь иногда связаны с невысокими (80-100 м) холмами. По сейсмическим данным они имеют "корни" в акустическом фундаменте. Бурение скважины 141 на холме высотой в 40 м и диаметром в 3 км показало, что верхние 295 м разреза слагаются глинами песками ниже которых обнаружены сильно измененные базальты видимо щелочного типа.... Предполагается, что в районе скважины поднятие дна на 400 м происходило со скоростью 8 см/год с начала плиоценена. Сходные диапиры обнаружены в 350 км к востоку от скважины DSDP 140 и к западу от скважины DSDP 139" (Hayes et al., 1972, p. 217).

Хорошо известно, что район островов Зеленого Мыса представляет собой долгоживущую (Тектоника..., 1990) и активную до сих пор магматическую провинцию. Помимо вулканических аппаратов на островах, в прилегающей акватории известны

многочисленные подводные горы, также силлы, пробуренные в 41-ом рейсе DSDP (The shipboard ..., 1977). По данным спутниковой альтиметрии западнее и севернее островов устанавливаются положительные аномалии гравитационного поля, которые соответствуют магматическим телам среднемиоценового возраста. Таким образом, весь указанный регион представляет собой область с деформированным в результате внедрения магматических образований осадочным чехлом. В Атлантическом океане деформации осадочного чехла, связанные с подъемом магматических образований отмечали как отечественные (Дибнер и др., 1984), так и зарубежные (Weigel et al., 1982) исследователи.

Структуры протыкания могут находиться в любых регионах Атлантического океана вне зависимости от расстояния от оси спрединга. В частности, в котловине Демерара, (западные пассивные части разломов Вима, Архангельского, Долдрамс и Вернадского) установлено (Мазарович, Соколов, 1997) более 20 проявлений диапирозма. Группы из нескольких диапиров образуют в рельефе пологие поднятия, которые могут быть сложены приподнятым осадочным чехлом или не перекрываться осадками. Чаще всего рассматриваемые образования приводят к формированию флексур, при этом внедренные породы акустического фундамента располагаются, как правило, под их смыкающим крылом. Относительно пассивных частей разломных зон диапировые группы могут занимать различное положение - протягиваться как вдоль, так и поперек их простирации. Высоты диапиров изменяются от 10 до 1500 м, при их ширине от 0,9 до 25 км.

Структуры протыкания надежно устанавливаются также (при наличии осадочного чехла, мощностью в десятки метров) и в непосредственной близости от оси спрединга. Например, в наиболее южном троге разломной зоны Сан-Паулу, на расстоянии порядка 100 км от активной части трансформного разлома, установлены два диапира, которые формируют холмы с высотами около 100 и 200 м и с диаметром основания порядка 4 км. Углы наклонов склонов могут достигать 10 градусов (рис. 18).

В Центральной Атлантике подобные явления обнаружены также в районе гор Батиметристов, на вершине Китового хребта, в районе островов Зеленого Мыса, в Ангольской котловине (восток пассивной части разлома Хотспер) и в ряде других мест.

Таким образом, одной из причин возникновения деформаций осадочного чехла представляются подъемы магматических пород, хотя не исключено существование протрузий, сложенных в разной степени серпентинизированными породами.

Деформации, связанные с движениями протяженных блоков океанической коры

Исследования, проведенные на западных флангах разломов Архангельского - Вернадского и Марафон-Меркурий показали (Мазарович, Соколов, 1997), что здесь деформации связаны также с движениями протяженных блоков океанической коры. Ранее подобного типа явления были описаны (Bonatti et al., 1979) вдоль поперечного хребта в разломе Романш. Указывалось, что здесь развиты вторично тектонизированные области, пространственно тяготеющие к поперечным хребтам и которые представляют собой мозаику блоков, ограниченных разломами, происхождение которых связано не только со сдвигами, но и вертикальными движениями. Под поперечными хребтами понимаются протяженные (до 1000 км) узкие (до 50 км) асимметричные зоны экстремальных подъемов (1000 - 8000 м над уровнем дна) океанической коры, протягивающиеся вдоль разломов. Породы хребтов могли выходить или выходят (скалы Св. Петра и Павла) выше уровня моря. Они известны также на поперечном хребте Вима (Bonatti et al., 1993) и выявлены в южной Атлантике в районе острова Буве (Пейве, 2002).

Поперечные хребты Центральной Атлантики отличаются по своим разрезам и истории развития (Мазарович, 2000). Это весьма подвижные образования, которые быстро совершают крупноамплитудные и знакопеременные вертикальные перемещения. Однако,

при подъеме крупных блоков океанической коры, происходит их продвижение и вдоль простирания разлома вне зависимости от расположения оси спрединга. Суть этого процесса заключается в следующем. Поперечный хребет имеет форму отличную от идеальной геометрической фигуры (например, куба или параллелограмма) и можно предполагать, что он расширяется с глубиной. Поэтому выведение его корневых частей из более глубинных горизонтов должно приводить к продвижению хребта как вдоль и поперек простирания разлома. Такие движения оказывают влияние даже на развитие рифтовых систем. Так, например, проградация поперечного хребта разлома Зеленого Мыса в восточном направлении (т.е. в сторону зоны спрединга) обусловило эшелонирование рифтовой долины, а в области западного стыка разлома Романш привело к перегораживанию рифта (Мазарович, 2000).

Другой пример подобного движения, но в иной тектонической ситуации, обнаружен авторами в разломной зоне Сан-Паулу (Мазарович и др., 2001). Она состоит (Агапова, 1993) из четырех субширотных желобов, разделенных межразломными поднятиями. Наиболее северный хребет протягивается с запада на восток, постепенно сужаясь и уменьшаясь по абсолютной высоте. Изучение осадочного чехла по данным НСП показывает, что во многих местах вдоль простирания хребта происходят наклоны и флексурные изгибы его слоев, слоев, формирования уступов и моноклиналей, происхождение которых связано с проградацией хребта с запада на восток в результате интенсивного подъема крупных участков океанической коры в районе скал Св.Петра и Павла.

Таким образом, это в Атлантическом океане существуют деформации, возникновение которых связано с движением пород ремобилизованного фундамента (активизации подосадочных слоев океанической коры). Характер движений подобных объектов и причины этого явления уже обсуждались в литературе (Bercovici et al., 1992, Pockalny et al., 1996, Ефимов и др., 1996) и сам факт таких явлений сомнений не вызывает.

Деформации океанической коры в глубоководных котловинах

Котловина Зеленого Мыса расположена в восточной части Центральной Атлантики. С севера и востока она граничит с одноименным поднятием и его отрогами, с западной и южной с разными сегментами Срединно-Атлантического хребта (САХ). По особенностям рельефа и по геофизическим данным котловина может быть разделена на две части - северную, имеющую более выровненный рельеф и южную, для которой характерны линейные хребты и троги субширотного простирания. Всего установлено около десятка подобных морфоструктур, расстояние между которыми не остается постоянным и они испытывают изменения простираций. Указанные объекты не доходят до континентального склона Африки, а исчезают около уступа запад-северо-западного простирания. Эти хребты коррелируются с восточными флангами разломов Вима, Долдрамс, Архангельского и Вернадского.

Сейсмическая информация (рис. 1, профили 3 и 6,), полученная в 22-ом рейсе НИС «Академик Николай Страхов», свидетельствует о том, что, хребты имеют разное строение и происхождение (Мазарович и др., 2001). Она свидетельствует о том, что котловина Зеленого Мыса испытала региональное сжатие, которое не может быть интерпретировано как результат внедрения диапиров, спрединга или движениями отдельных протяженных блоков океанической коры.

Подчеркнем, что деформации в регионе, хорошо видны именно на субмеридиональных галсах (рис. 5 и 7). На широтных они не выявляются не только в этом районе, но и на флангах Срединно-Атлантического хребта. Это доказывается данными по трем широтным профилям НСП, первый из которых проходил вдоль разлома Долдрамс ($8^{\circ}10' - 8^{\circ}12'$ с.ш.) (рис. 6) (Мазарович и др., 1991), второй и третий вдоль пассивных частей

разломов $7^{\circ}20'$ и Богданова соответственно. На всех профилях деформации осадочного чехла практически не развиты, за исключением ряд нарушений, которые привели к формированию новейших форм рельефа - пологих асимметричных валов, островоршинного поднятия ($29^{\circ}30'$ з.д.), одностороннего моноклинального подъема осадков около поднятия акустического фундамента ($28^{\circ}55'$ з.д.). Эти деформации связаны с разломами северо-западного простирания.

Наконец, субширотный сейсмопрофиль НСП пересек абиссальную котловину Демерара и западные фланги Срединно-Атлантического хребта примерно вдоль $11^{\circ}50'$ с.ш. Здесь тектонические деформации представлены разломами северо-западного простирания в районе $50\text{--}51^{\circ}$ з.д. и пликативные дислокации установлены вблизи нескольких диапироподобных образований. И тем и другим в рельфе соответствуют холмы, которые возвышаются над субгоризонтальной поверхностью дна на высоту 200 м. Отметим, что ранее, от района Малой Антильской гряды до Африки, была сделана серия широтных и меридиональных профилей НСП (Collette et al, 1968) и, деформации также преобладали на долготных галсах.

Разломы северо-западного простирания и внутриплитная сейсмичность в Атлантическом океане.

Анализ Генеральной батиметрической карты Мирового океана [GEBCO..., 1982] и альтиметрические данные [Sandwell, Smith, 1997] показывают (рис. 19), что в глубоководной части Атлантического океана устанавливается большое количество линеаментов с азимутом простирания от 310 до 330° [Мазарович, 1994, Мазарович и др., 1996]. Сопоставление выделенных структур с данными крупномасштабной батиметрической съемки между зонами разломов Зеленого Мыса и Сан-Паулу ($15^{\circ} - 1^{\circ}$ с.ш.) (Мазарович, Соколов, 2002) показало, что они трассируются уступами, хребтами, искривлениями рифтовых долин, распределением наклонов поверхностей рельефа или зонами осадконакопления. Они пересекают наиболее активные тектонические зоны в океанической литосфере - рифтовые долины с формирующейся океанической корой и активные части трансформных разломов. Анализ строения района тройной точки Буве (южная Атлантика) показал, что разломы северо-западного простирания и здесь широко представлены (рис. 20).

Разломы северо-западного простирания выявлены разными методами и в пределах Ангольской котловины (Мазарович, Соколов, 1999). Они контролируют мощности осадочного чехла и им соответствуют интенсивные магнитные аномалии, что интерпретировалось как насыщенность этих зон магматическими породами. В пределах шельфа эти разломы оказывают влияние на формирование осадочных бассейнов и контролируют заложение подводных каньонов (например - устье Конго). Ниже будет показано, что рассматриваемые разломы есть и в приантарктических широтах.

В центральной Атлантике существует, но менее проявлена, также система разрывов и северо-восточного простирания (Мазарович, Соколов, 2002). Она особенно отчетливо проявляется в районе Островов Зеленого Мыса как на отдельных островах (Боавишта, Сан-Висенти), так и в прилегающей акватории.

Выделяемая система разломов, которые представляют систему сколов с правосторонней сдвиговой составляющей позволяет объяснить возникновение внутриплитных землетрясений (Мазарович, Соколов, 2002).

Многолетние наблюдения сейсмологов выявили основную закономерность распространения эпицентров землетрясений в Мировом океане - они наиболее часто регистрируются в осевых зонах срединно-океанических хребтов и в глубоководных желобах. Соответственно, как предполагается, первые связаны с процессами растяжения в

рифтовых зонах, вторые - с погружением океанических плит. Эти закономерности вошли во все учебники по геологии.

Вместе с тем, в Атлантическом океане имеется, хотя и несравненно меньшее, но вполне значимое количество землетрясений вне срединно-оceanических хребта и глубоководных желобов, которые ниже будут называться внутриплитными. До настоящего момента их возникновение не получило объяснения. В основу анализа положены данные по землетрясениям, которые собраны в каталоге (CNSS, 2002), а также данные спутниковой альtimетрии (Sandwell, Smith, 1997).

В центральной части Атлантического океана эпицентры внутриплитных землетрясений расположены в различных тектонических обстановках (рис. 19). Одна группа событий связана с районами, в которых интенсивно протекали магматические процессы на протяжении продолжительного времени (включая исторические извержения). Это архипелаг Островов Зеленого мыса, поднятие Зеленого Мыса и Камерунская линия. Видимо, наличие активного вулканизма (вулкан Фогу - последнее извержение апрель 1995 года, вулкан Камерун - 1954 год) и определяет возникновение землетрясений. Вокруг Островов Зеленого Мыса события зафиксированы в 1938, 1972, 1973, 1986, 1990 и 1993 гг. Они происходили на глубинах до уровня 33 км (в основном - в коровом диапазоне, т.е. около 10 км) и имели магнитуды от 4.2 до 5.8. На Камерунской линии основные землетрясения происходили в 90-х годах XX века в ее северной части на глубинах порядка 10 км. Крупные группы палеовулканических построек - подводные горы Батемитристов и Байя в настоящий момент асейсмичны.

Вторая группа сейсмических событий приурочена к переходным зонам континентов - на севере Гвинейского залива, в северо-восточной Бразилии и в ряде районов Западной Африки. Их положение обусловлено локальными геологическими особенностями и далее нами не обсуждаются. Отметим только событие в районе Аккры (Yarwood, Doser, 1990), в результате которого были повреждения форта и человеческие жертвы. Эпицентр землетрясения был приурочен к стыку пассивной части трансформного разлома Сан-Паулу и четвертичного сдвига Аквипим.

Третья группа эпицентров рассеяна восточнее и западнее Срединно-Атлантического хребта - как на его флангах, так и в глубоководных котловинах. Наибольшей сейсмичностью отличается район трога Ройял - поднятий Барракуда и Ресерчер. В целом, все землетрясения располагались на глубинах до 33 км и их магнитуды составляли от 4.1 до 6.4. Исключением представляется событие (магнитуда 4.7), которое произошло в 1964 г. между хребтом Ресерчер и разломом Марафон на глубине 51 км.

Район тройной точки Буве расположен на стыке трех хребтов - Срединно-Атлантического, Американо-Антарктического и Африкано-Антарктического. Он имеет очень сложное строение, которое описано во многих литературных источниках (например – Carrara et al., 1997) Здесь (рис.20), с 1937 по 2002 год, зафиксировано 2907 сейсмических событий, основная часть которых располагается в Оркнейском желобе и на срединно-oceanических хребтах. За пределами этих зон установлено около 20 землетрясений с глубинами очагов от 0 до 10 км и около 10 - с глубинами очага от 10 до 33 км. Внутриплитные землетрясения практически отсутствуют в пределах Антарктической плиты и очень немногочислены на Африканской. Так же как и в приэкваториальной части Атлантического океана здесь нет приуроченности эпицентров к определенным морфоструктурам.

Сопоставление положение эпицентров и гравитационных данных показывает, что большинство сейсмических событий приурочено именно к зонам северо-западного простирания, происхождение которых обусловлено взаимодействием масштабных планетарных процессов, меняющих во времени свои параметры. Причины подобных явлений будут обсуждаться ниже.

Деформации океанической коры, связанные с зонами изломов (кинк-зоны)

По данным альтиметрии (Мазарович, Соколов, 1997) в котловине Демерара прослеживаются закономерные изменения простирации пассивных частей трансформных разломов (зоны изломов) (рис. 21). Область проявления этих явлений имеет протяженность порядка 1000 км при ширине от 100 до 200 км. Второй регион с зоной излома находится на западе котловины Зеленого Мыса, третий (две зоны) – между Антарктическим полуостровом и поднятием Брокен. Эта проблема практически не исследована и единственным объяснением этого явления изменение направления спрединга во времени. Вместе с тем, по структурному рисунку выделяемые нарушения похожи на структуры кинк-банд.

Кинк-зоны (кинкбанды, полоски излома, kinkbands) давно известны в кристаллах и определяются как тонкие пластины смещенного в результате сдвига вещества, ориентированные под углом к плоскости сдвига и ограниченные "наклонными стенками" дислокаций. Считается, и это подтверждается экспериментальными данными, что кинк-зоны образуются под действием сжимающих напряжений, параллельных или почти параллельных расслоенности (текстуре) (<http://geo.web.ru/geolab/def/kink2.html>, http://www.eas.purdue.edu/physproc/HTM20Files/kink_folding.htm). Кинк-зоны выделяются также и на региональном уровне (Голозубов, 2004). Выделение в океане подобных структур может свидетельствовать о существовании сильных сжимающих напряжений в океанической коре.

Обсуждение

Приведенные нами данные свидетельствуют о том, что океаническая кора в Атлантическом океане подвержена деформациям на разных уровнях. Они приводят к образованию разных структур или их сочетаний. Основными структурами, которые устанавливаются методами НСП представляются: открытые пологие антиклинальные и синклинальные складки с углами падения слоев в первые градусы и размахом крыльев от первых миль до многих десятков миль; складки могут формировать структурные ансамбли различного масштаба, флексуры разных типов, моноклинали, разрывы (сбросы, взбросы) с амплитудами от первых метров до многих десятков метров. Применение комплекса геолого-геофизических методов в сочетание с многолучевым эхолотированием позволяет устанавливать также целый ряд дополнительных структур: разломы с разными простирациями, пересекающими трансформные разломы или рифтовые долины и зоны изломов (кинк-банд).

Складчатые дислокации и разрывные нарушения установлены во многих котловинах Атлантического (Демерара, Сьерра-Леоне, Зеленого Мыса, Канарской, Ангольской) и Индийского (Северо-Австралийской, Западно-Австралийской, Центральной) океанов. Они известны на Срединно-Атлантическом и Восточно-Индийском хребтах, в пределах зон трансформных разломов, а также на асейсмичных поднятиях (Сьерра-Леоне и Китовый хребет). Анализ их развития показывает, что не могут быть объяснены единой универсальной моделью, связывающей их появление в результате действия только спрединговых или только вулканических процессов. Они не приурочены к какой-либо тектонической или географической зоне. Все это может свидетельствовать о том, что океаническая литосфера испытывает объемные (трехмерные) деформации. Причем развитие этих деформаций происходит вдоль выделенных азимутов, приобретая наибольшую выраженность вдоль субмеридианального направления, а развитие косоориентированных разломов – вдоль северо-западного направления. На сейсмических профилях, ортогональных к этим направлениям, деформации как правило не выделяются. Это дает основание авторам

говорить об *анизотропии деформаций*. Формирование деформаций может быть отражением объемной аккрецией океанической литосферы. Под "объемной аккрецией океанической литосферы" мы понимает увеличение объема литосферы в любых тектонических зонах океана в следствие проникновения в нее более глубинных магматических (интрузивных и субвулканических образований), протрузивных или тектонических тел, заполняющих новообразованные пространства на разных глубинах при изменениях полей напряженности.

Помимо указанных примеров, имеются и другие данные, которые свидетельствуют о том, что деформации океанической коры существуют на разных уровнях. В пределах Атлантического океана авторам известны результаты около 2000 успешных драгировок, на основании которых можно судить о составе пород, а также степени их деформации. Проявления последней отражается в появлении тектонического брекчирования, милонитизации пород, формировании сланцев различного состава, которые обнаружены практически во всем доступном для драгирования интервале (от 7350 до 1100 м). Об этом же свидетельствуют и обнаруженные меланжеподобные образования (например к югу от Азорских островов и в районе разлома Сьерра-Леоне).

Выше нами было показано, что движения фундамента вызывают формирования новообразованных форм рельефа. Масштабы этого явления различны - от небольших холмов и гребней с высотой в первые десятки метров до хребтов, протяженностью в сотни километров. Описанные нами образования хорошо различаются как в рельефе, так и в гравитационном поле. Однако с движениями фундамента связано не только формирование положительных форм рельефа. На многих профилях НСП можно заметить, что образование подводных каналов происходит вдоль поднимающихся хребтов. Работы (Мазарович и др., 2001) южнее островов Зеленого Мыса выявили субширотный глубоководный канал Нева. Меандрирование обусловлено подъемами пород акустического фундамента.

Это наводит на мысль, что анализ рельефа дает возможность прогнозировать районы, в которых происходят деформации осадочного чехла по тем или иным причинам. Для Центральной Атлантики, в частности, такими перспективными районами могут быть южные и центральные части Северо-Американской и Бразильской котловин соответственно.

Кратко остановимся на возможных причинах формирования деформаций.

Считается (Трубицын, 2000), что основной системой сил, формирующих тектоногенез литосферы после ее образования в области срединного хребта являются: драгирование (волочение) вязким течением подстилающей мантии, давление со стороны хребта и затягивание плиты холодным и тяжелым субдуцируемым слэбом. При этом, как следует из физической сущности и пространственной конфигурации трех упомянутых источников тектоногенеза, деформационные образования возможны только на границах плит, а внутриплитное пространство, подверженное движению от дивергентной границы под воздействием мантийного течения, имеющего главную компоненту, ортогональную системе хребтов, является зоной, транспортируемой в заданном направлении в условиях приблизительного равновесия сил и напряжений. Теоретически в этой зоне допускается только наличие вулканических образований с глубинным источником магмы, воздействующем на литосферу по механизму горячей точки. Тем не менее, собранный фактический материал по строению осадочного чехла и акустического фундамента Атлантического океана говорит о том, что внутриплитное пространство подвержено воздействию сил, периодически приводящих к формированию деформационных структур фундамента и чехла.

Главной особенностью упомянутых деформационных структур является проявление их в виде зон, слабо коррелируемых с системой главных структурных образований океана (хребты и сегментирующие его разломы), происходящими вследствие явлений глубинного энерговыделения – подъема частично расплавленного вещества и растекания его

ортогонально системе хребтов. Процесс глубинного энерговыделения, в сильной степени фиксируемый методами сейсмомагнитной томографии, не достаточен для объяснения наблюденного тектоногенеза. Внутриплитные деформации проявлены как система структур, наложенная на главные океанические образования, и вследствие этого сформированная под воздействием сил, не входящих в круг традиционно рассматриваемых в качестве источника тектоногенеза. Исследования дополнительной системы сил не входит в задачу данной статьи, но главное направление поиска новых тектоногенетических факторов будет сосредоточено на физике перераспределения момента инерции оболочек Земли в геологическом масштабе времени, и напряжениях, возникающих при переориентации формы геоида во времени (Тяпкин, 1998). Этот поиск естественно будет сопровождаться сбором и анализом региональных данных, организованных в ГИС-проект с элементами экспертной системы.

Признаком отсутствия равновесия сил на внутриплитном пространстве является структура изостатических аномалий центральной Атлантики (см. рис.22). Приведенные аномалии были рассчитаны по модели Эри для средней плотности коры океана $2.75 \text{ г}/\text{см}^3$, плотности мантии $3.2 \text{ г}/\text{см}^3$, глубине компенсации 33 км и радиусе интегрирования при расчете вклада рельефа 166 км. Эти параметры практически совпадают с оптимальными значениями для северной Атлантики по (Артемьев и др., 1987). При этом формируется положительный фоновый уровень около 40 мГал, который соответствует скомпенсированному состоянию. Изостатические аномалии показывают, что структура нарушений равновесия, отражающая современное состояние баланса масс на вязкой подложке, связана с крупными разломами-терминаторами, пассивными частями трансформных разломов, вулканическими постройками, конвергенцией пассивных частей разломов. Кроме того, прослеживается асимметрия «запад-восток» в проявлении преимущественно положительных и отрицательных аномалий, и широтная сегментированность характерного структурного рисунка аномальных зон. Это говорит о том, что литосфера исследуемого участка океана является подвижной системой, в которой блоки испытывают воздействия, приводящие к формированию избытка (недостатка) масс над компенсационной поверхностью. Последующий изостатический отклик на эти воздействия приводит к тому, что система масс кора-верхняя мантия развивается в направлении равновесия архимедовой и гравитационной сил. То, что этот процесс является чрезвычайно интенсивным в центральной Атлантике, свидетельствует факт обнаружения мелководных известняков на северном борту разлома Романш (Ефимов и др., 1996; Gasperini et al., 1997). В пределах одной из наиболее интенсивных положительных изостатических аномалий на акватории центральной Атлантики исследован древний атолл, сформированный ~15 млн лет назад на эрозионной поверхности, находящейся на глубине 1300 м. Это говорит о том, что в данном месте было сильное воздействие, сформировавшее избыток масс и выведшее борт разлома к уровню моря. В настоящий момент активность этого воздействия закончена и избыток масс действует как прогибающий фактор. Данный пример, совмещенный с картиной изостатических аномалий, демонстрирует подвижность литосферы, не связанную с традиционной системой факторов тектоногенеза океана.

ЛИТЕРАТУРА

Агапова Г. В. Особенности морфологии межрифтовой зоны разлома Сан-Паулу (экваториальная Атлантика). // Океанология. 1994. Т.33. № 1. С. 107-112.

Авсюк Ю.Н. Приливные силы и природные процессы. М.: Научный мир. 1996. 188 с.

Артемьев М.Е., Бабаева Т.М., Войдецкий И.Е., Гордин В.М., Михайлов В.О. Изостазия и гравитационное поле северной Атлантики. М.: ИФЗ РАН, 1987. 156 с.

Вержбицкий В.Е. Особенности структуры и генезис индоокеанской зоны внутриплитных деформаций. Автореф.канд.дисс. Институт литосферы окраинных и внутренних морей РАН. М.: 2000. 28 с.

Голозубов В.В. Тектоника юрских и нижнемеловых комплексов северо-западного обрамления Тихого океана. Автореф.докт. дисс. Владивосток: Издательство «Дальнаука». 47 с.

Дибнер В.Д., Геращенко Н.Н., Шувалова В.З. Геолого-геофизическая характеристика и морфоструктура подводных гор Канарской котловины. // Структура земной коры Мирового океана. М.: Наука. 1984. С. 91 - 101.

Дмитриев Л. В., Базылев Б.А., Силантьев С.А., Борисов М.В., Соколов С.Ю., Буго А. Образование водорода и метана при серпентинизации мантийных гипербазитов океана и происхождение нефти // Российский журнал наук о Земле. Т 1. № 6. 1999. С.

Ефимов В.Н., Соколов С.Ю., Ефимов П.Н., Гасперини Л., Лиджи М. Особенности строения поперечного хребта в пассивной части разлома Романш. // Докл. РАН 1996, Т. 348. № 6. с. 786-789

Лебедев Л.И., Кулакова Л.С. Грязевой вулканализм Южного Каспия. Проблемы геологии нефтегазоносности впадин внутренних морей Наука. Москва. 1981. С. 30-38

Мазарович А.О. Тектономагматические явления на флангах трансокеанских разломов Архангельского, Долдрамс, Вернадского. // Докл. РАН. 1993. Т.332. № 1. С. 62 - 65.

Мазарович А.О. Тектоническая конвергенция пассивных частей трансформных разломов в Приэкваториальной Атлантике. // Докл. РАН. 1994. Т. 335. №. 1. С. 70 - 73.

Мазарович А.О. Геологическое строение Центральной Атлантики: разломы, вулканические сооружения и деформации океанского дна. М.: Научный Мир. 2000. 176 с.

Мазарович А.О., Кольцова А.В., Соколов С.Ю., Ефимов В.Н. Строение пассивной части разлома Страхова на востоке Срединно-Атлантического хребта. // Докл. РАН. 1996. Т. 349. № 4. С. 511-515.

Мазарович А.О., Соколов С.Ю. Новейшие деформации осадочного чехла в пассивных частях разломов Архангельского, Долдрамс и Вернадского (Атлантический океан). // Докл. РАН. 1997. Т. 357. № 6. С.801-804

Мазарович А.О., Соколов С.Ю. Разломы Ангольской котловины. // Российский журнал наук о Земле. 1999. Март. Т. 1. № 3. С. 251-269) Электронная версия - (http://eos.wdcb.rssi.ru/rjes/rjes_r00.htm).

Мазарович А.О., Добролюбова К.О., Ефимов В.Н., Соколов С.Ю., Турко Н.Н. Рельеф и деформации океанической коры южнее островов Зеленого Мыса (Атлантический океан). // Докл.РАН. 2001. Т. 379. № 3. С.362-366.

Мазарович А.О., Соколов С.Ю. Разломные зоны северо-западного простирания Центральной Атлантики // Геотектоника. 2002. № 3. С. 87 - 94.

Мазарович А.О., Турко Н.Н. Голод В.М. Рельеф и строение осадочного чехла в районе разлома Долдрамс // Строение зоны разлома Долдрамс: Центральная Атлантика. М. Наука. 1991. С.7-34.

Мушин И.А., Корольков Ю.С., Чернов А.А. Выявление и картирование дизъюнктивных дислокаций методами разведочной геофизики. М.: Научный мир, 2001. 120 с.

Обстановки осадконакопления и фации. Под ред. Х. Рединга. М.: Мир, 1990. Т. 2. 384 с.

Панаев В.А, Митулов С.Н. Сейсмостратиграфия осадочного чехла. М.: Недра. 1993. 246 с.

Пейве А.А. Структурно-вещественные неоднородности, магматизм и геодинамические особенности Атлантического океана. М.: Научный Мир. 2002. 278 с. (Тр.ГИН РАН; Вып. 548)

Пилипенко А.И. Внутриплитные деформации в северо-восточной части Индийского океана (по данным исследований на Маскаренско-Австралийском геотраверзе). // Геотектоника. 1995. № 6. С. 53-70

Пилипенко А.И. Сейсмические аномалии как индикаторы внутриплитной эндогенной активности Северо-Австралийской котловины// Докл. РАН СССР. 1997. Т. 354. № 4. С. 509-513

Пущаровский Ю.М., Пейве А.А., Разницин Ю.Н., Базилевская Е.С. Разломные зоны Центральной Атлантики. Москва.: ГЕОС. 1995. 164 с. (Тр. ГИН. Вып. 495).

Тектоника и магматизм островов Зеленого Мыса. М. Наука. 1990. 246 с.

Трубицын В.П. Основы тектоники плавающих континентов // Физика Земли. 2000. № 9. С. 4-40.

Тяпкин К.Ф. Физика Земли. Киев: Вища школа, 1998. 312 с.

Экваториальный сегмент Срединно-Атлантического хребта. Приложение к монографии "Экваториальный сегмент Срединно-Атлантического хребта". МОК ЮНЕСКО, ГЕОХИ РАН: ATKAR ПКО "Картография". 1997. 33 с.

Bercovici D., Dick H.J.B., Wagner T.P. Nonlinear Viscoelasticity and the Formation of Transverse Ridges. //J. Geophys. Res. 1992. V. 97. № B10. P. 14195-14206.

Bonatti E., Chermak A., Honnorez J. Tectonic and igneous emplacement of crust in oceanic transform zones. // Deep Drilling Results in the Atlantic Ocean: Ocean Crust. M. Ewing Series, V. 2. AGU. 1979. P.239-248.

Bonatti E., Ligi M., Gasperini L., Carrara G., Vera G. Imaging crustal uplift, emersion and subsidense at Vema Fracture Zone. // EOS, Transaction, AGU, V. 75. № 32. 1993. p. 371-372.

Bull J.M., Scrutton R.A. Seismic reflection images of intraplate deformation, Central Indian Ocean, and their tectonic significance. // J. Geol. Soc. 1992. V.149. Pt.6. P. 955-966.

Chamot-rooke N., Lallement S. A review of active intraoceanic compressive tectonics. // European Union of Geosciences EUG VI. Terra Abstracts. 1991. V. 3. № 1. P.261.

Carrara G., Bortoluzzi G., Zittelini N., Bonatti E., Brunelli D., Cipriani A., Fabretti P., Gasperini L., Ligi M., Penitenti D., Sciuto P.F., Mazarovich A., Peyve A., Turko N., Skolotnev S., Gilod D. The Bouvet Triple Junction Region (South Atlantic): a report on two geological expeditions. //Giornale di Geologia. Ser. 3. 1997. V. 5911. № 2. P. 19 - 33.

CNSS Earthquake Composite Catalog. June 2002 (<http://quake.geo.berkeley.edu/cnss/>)

Collette B.J., Ewing J.I., et al. Sediment distribution in the Oceans: the Atlantic between 10° and 19°N. //Mar. Geology. V.7. № 3. 1968. P. 279-345.

Gasperini L., Bonatti E., Ligi M., Sartori R., Borsetti A., Negri A., Ferrari A., Sokolov S.Yu. Stratigraphic Numerical Modelling of a Carbonate Platform on the Romanche Transverse Ridge, equatorial Atlantic.// Marine Geology. V. 136. Issue 3-4. January 1997. P. 245-257.

Harvard University Centroid-Moment Tensor Catalog. December 1997. (<http://www.seismology.harvard.edu/CMTsearch.html>)

Hayes D. E., Pimm A.C., et al. Sites 141. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. V. XIV. 1972. Washington: U.S. Government Printing Office, P. 217-247.

Krishna K. S., Gopala Rao D., Neprochnov Yu. P. Formation of diapiric structure in the deformation zone, central Indian Ocean: A model from gravity and seismic reflection data // Proc. Indian Acad. Sci. (Earth Planet. Sci.). 2002. V. 111. № 1. P. 17-28

Mazarovich A.O., Sokolov S.Yu. Unusual modern fractures cut by rift valley in the Bouvet island region. // 5-th Zonenshain conference on plate tectonics. Moscow 22-25, Shirshov institute of Oceanology RAS. 1995. P. 17

Peter G., Westbrook G.K. Tectonics of Southwestern North Atlantic and Barbados Ridge Complex. // AAPG Bull. 1976. V. 60. N 7. P.1078-1106.

Pockalny R. A., Gente P., Buck R. Oceanic transverse ridges: A flexural response to fracture-zone - normal extension //Geology. 1996. V.24. № 24. P. 71-74.

Sandwell D.T., Smith W.H.F. Marine Gravity Anomaly from Geosat and ERS-1 Satellite Altimetry //J. Geophys. Res. 1997. V. 102. № B5. P.10039-10054.

The shipboard scientific party, Bukry D. Site 368: Cape Verde Rise. In: Lancelot Y.,Seibold E, et al. 1977. Initial reports of the DSDP. V. 41. Wash. (D.C.): US Gov. print off. P.233-326.

Weigel W., Wissmann G., Goldflam P. Deep seismic structure (Mauritania and Central Morocco). Geology of Northwest African continental margins. Berlin: Springer Verlag. 1982. P.132-159.

Yarwood D.R., Doser D.I. Deflection of Oceanic Transform Motion at a Continental Margin as Deduced from Waveform Inversion of the 1939 Accra, Ghana Earthquake. // Tectonophysics. 1990. V. 172. # 3/4. P. 123-131.

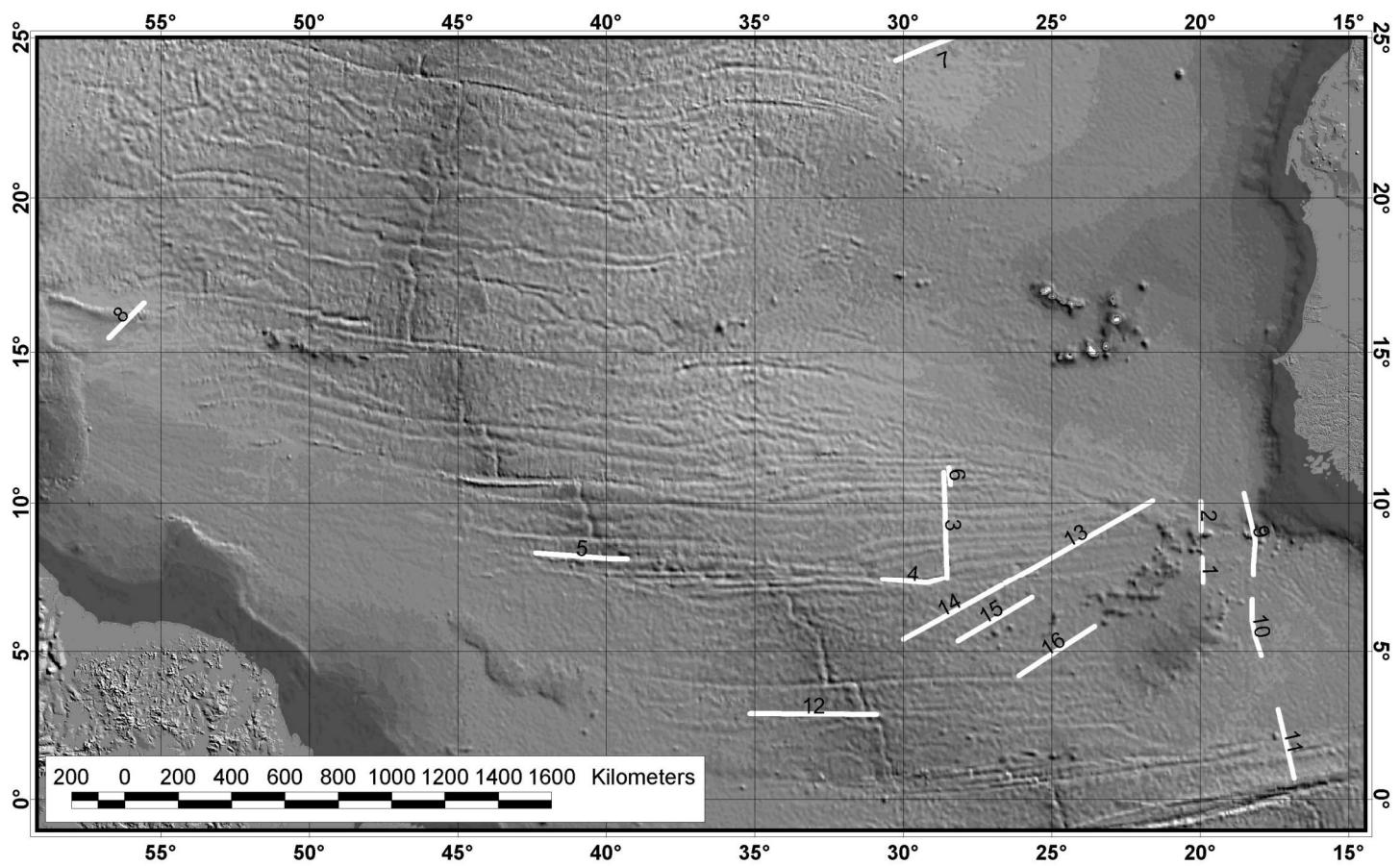


Рис. 1. Схема расположения фрагментов сейсмических профилей в центральной Атлантике. Топографическая основа – данные спутниковой альtimетрии (Sandwell, Smith, 1997).

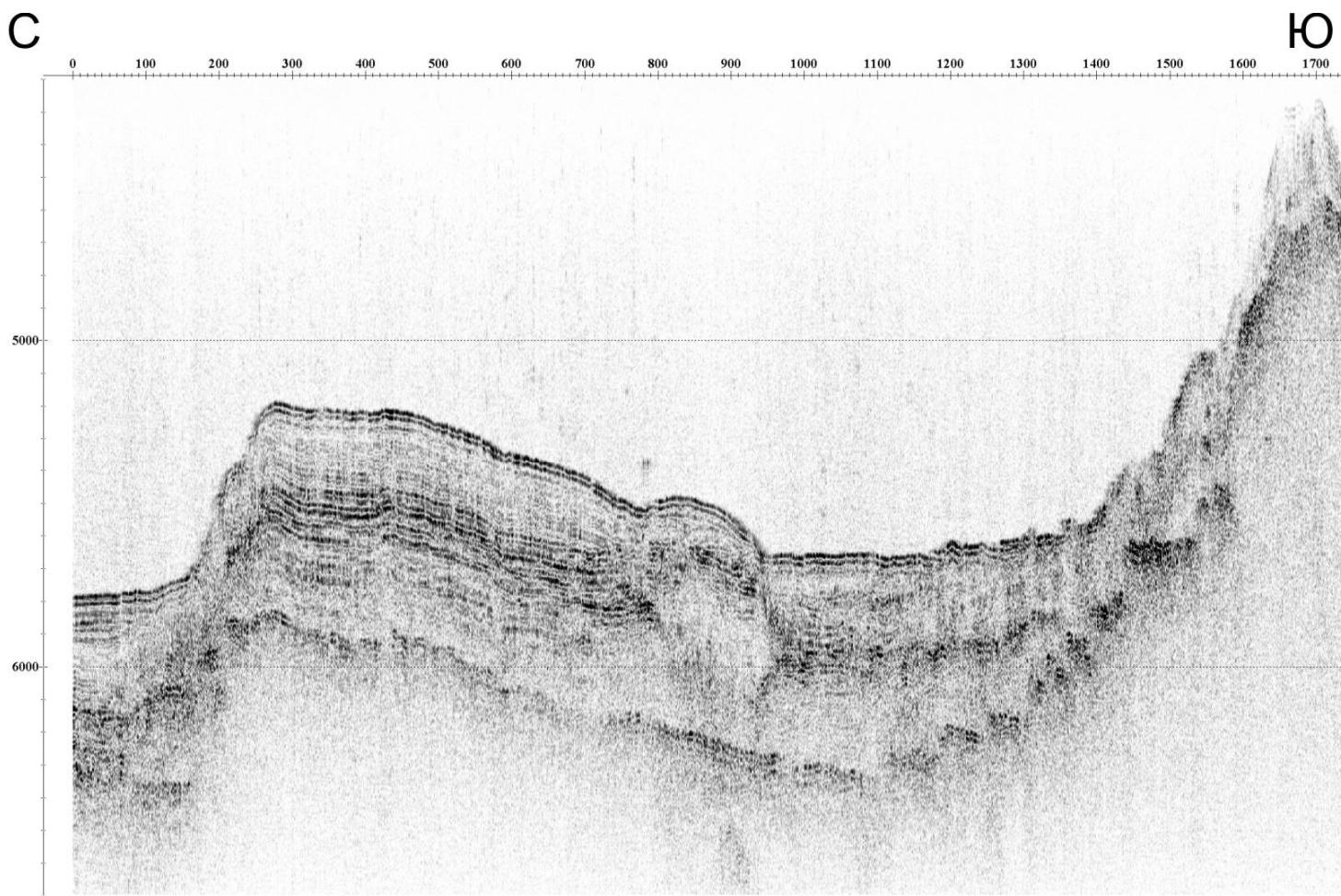


Рис. 2. Фрагмент 1 сейсмических данных 16 рейса НИС «Академик Николай Страхов» (1993). 1 пикет – 50 метров.

C

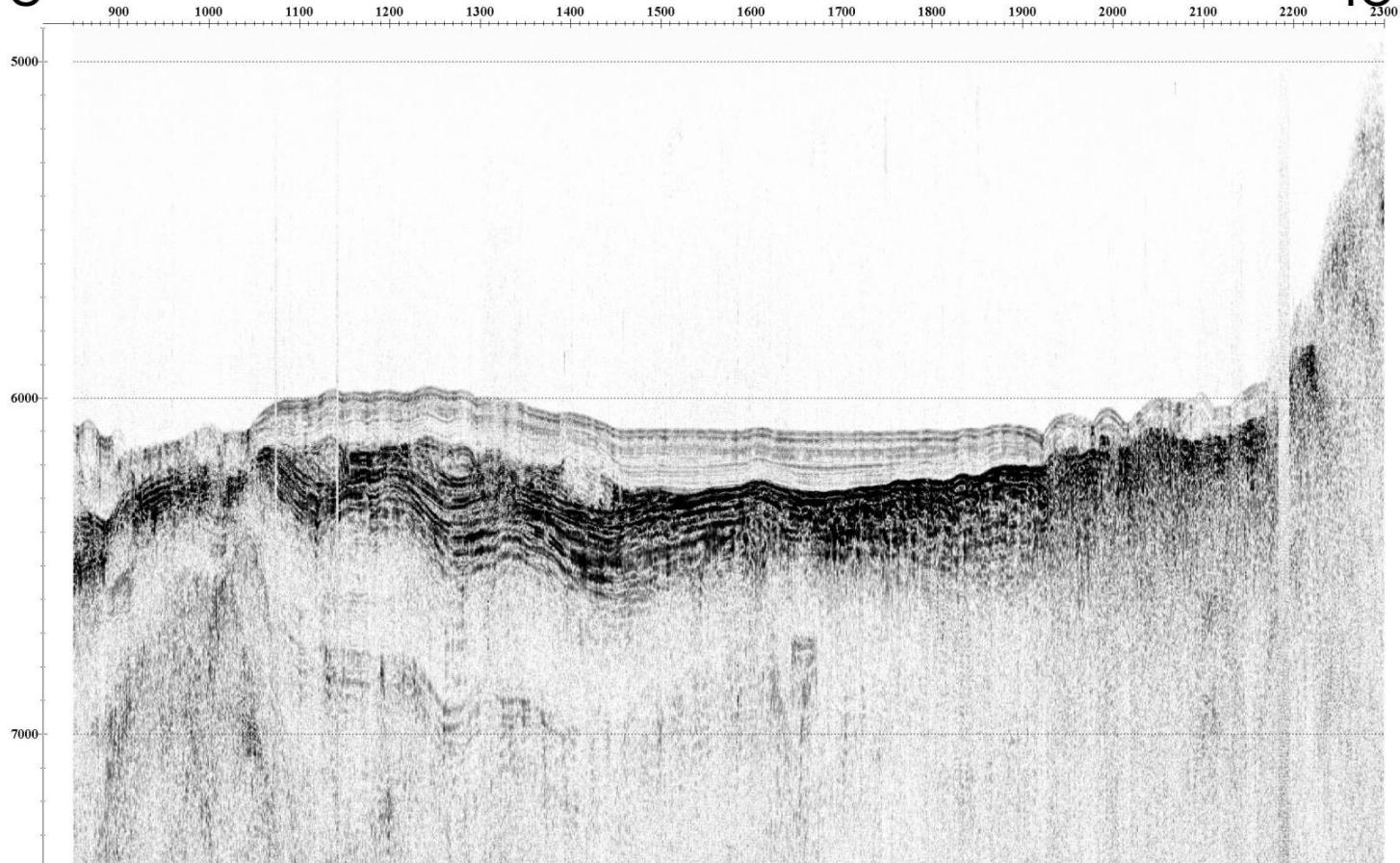


Рис. 3. Фрагмент 2 сейсмических данных 16 рейса НИС «Академик Николай Страхов» (1993). 1 пикет – 50 метров.

Ю

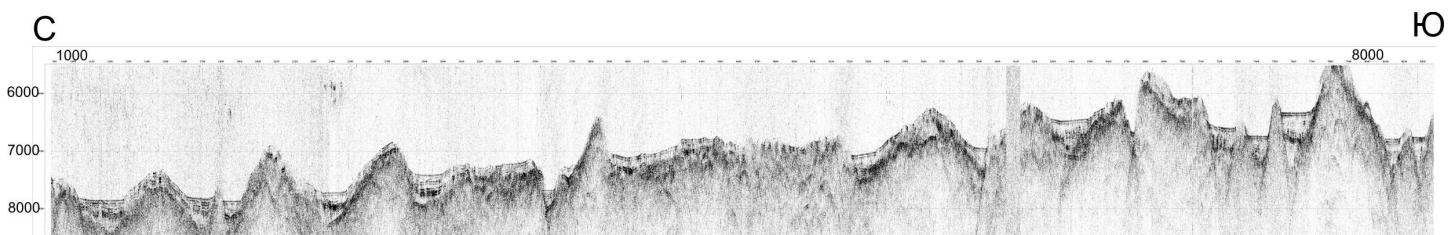


Рис. 4. Фрагмент 3 сейсмических данных 22 рейса НИС «Академик Николай Страхов» (2000). 1 пикет – 50 метров.

3

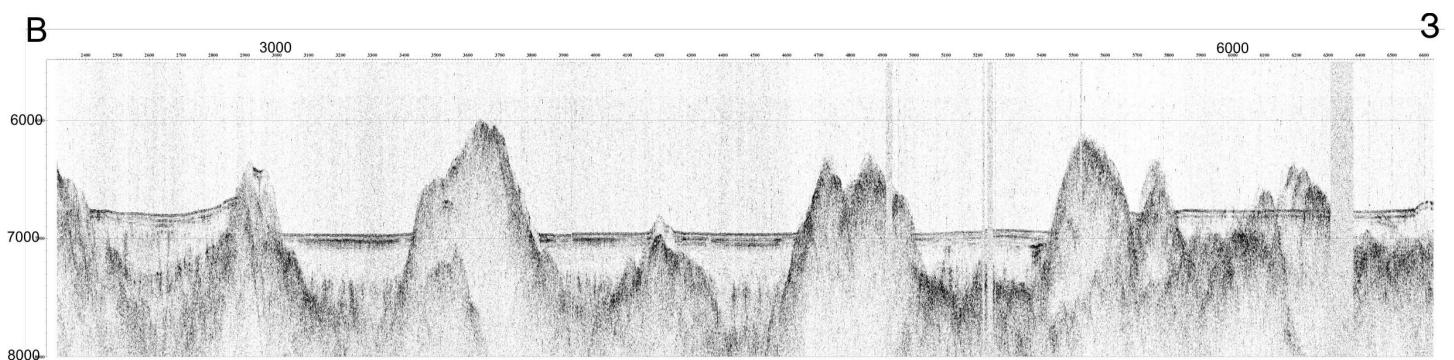


Рис. 5. Фрагмент 4 сейсмических данных 22 рейса НИС «Академик Николай Страхов» (2000). 1 пикет – 50 метров.

3

B

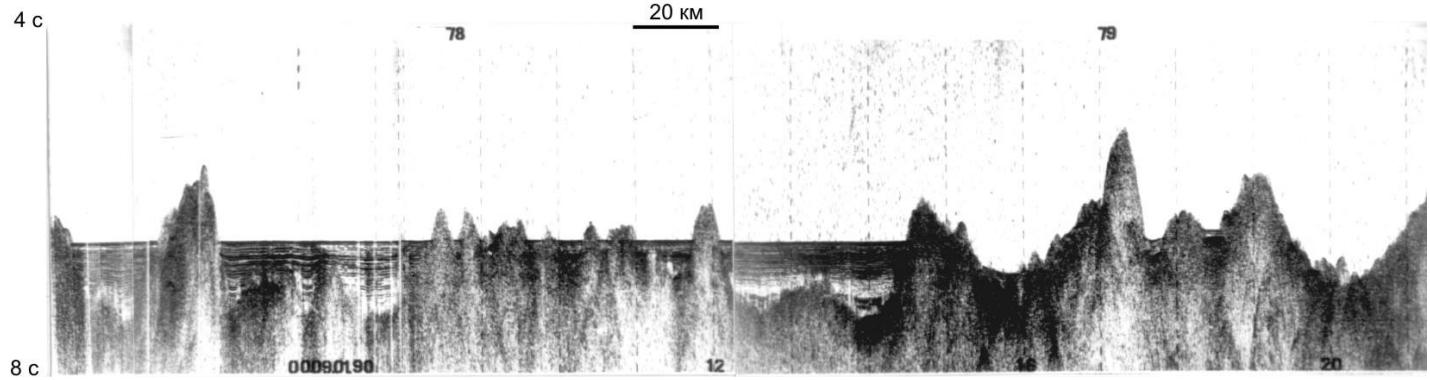


Рис. 6. Фрагмент 5 сейсмических данных 9 рейса НИС «Академик Николай Страхов» (1990). 1 часовая отметка \sim 10 миль (18.6 км); развертка – 4 секунды.

Ю

C

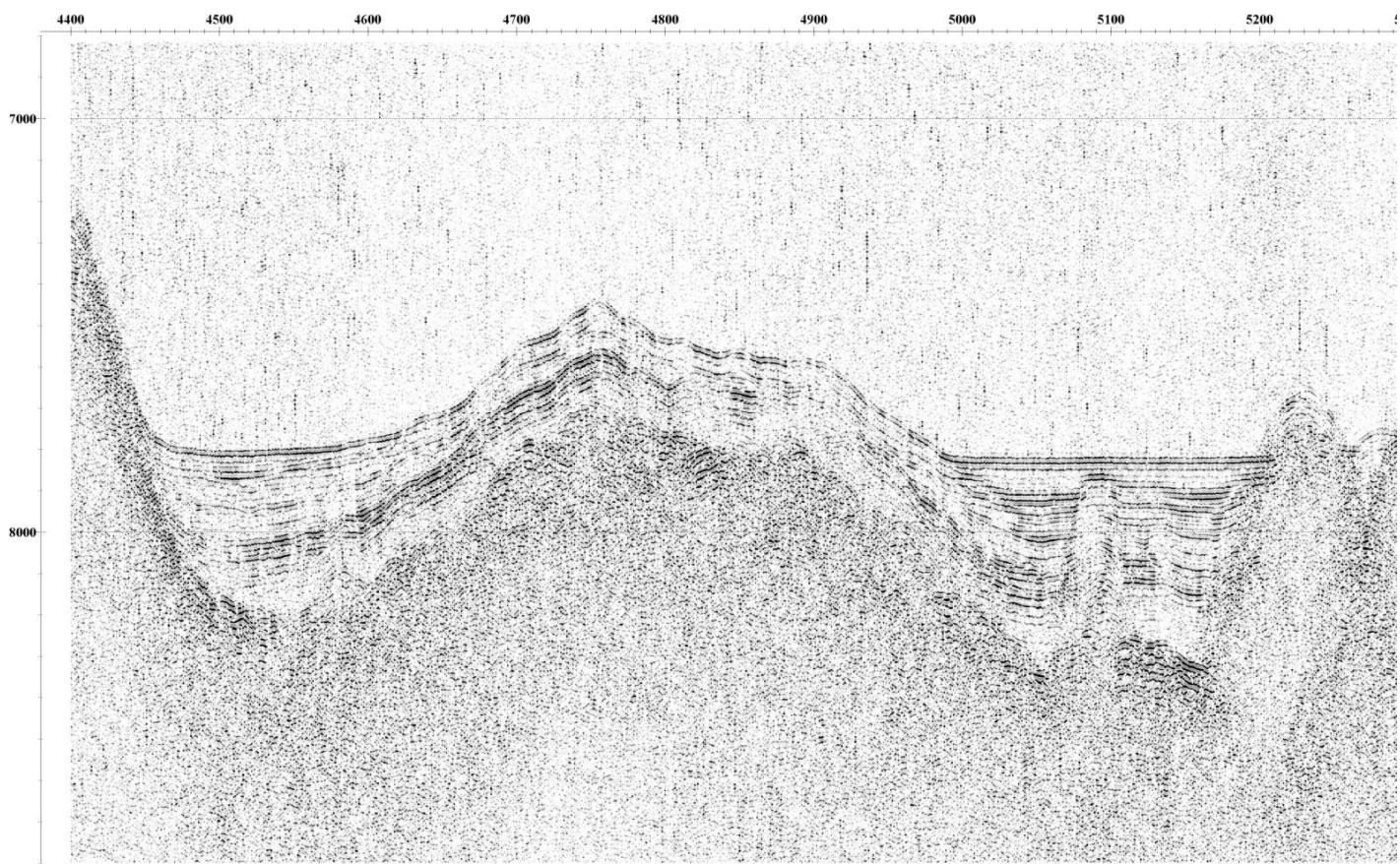


Рис. 7. Фрагмент 6 сейсмических данных 22 рейса НИС «Академик Николай Страхов» (2000). 1 пикет – 50 метров.

ЮЗ

CB

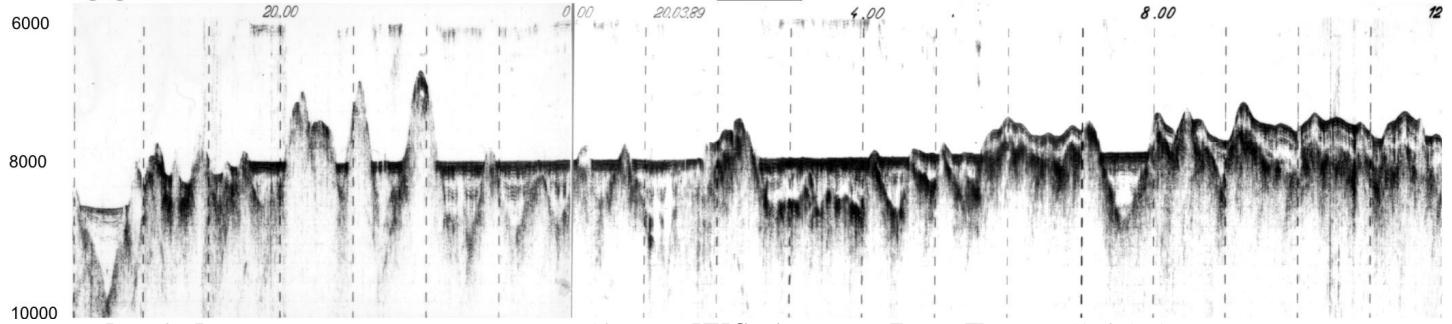


Рис. 8. Фрагмент 7 сейсмических данных 12 рейса НИС «Академик Борис Петров» (1989). 1 часовая отметка \sim 10 миль (18.6 км); развертка – 4 секунды.

СВ

ЮЗ

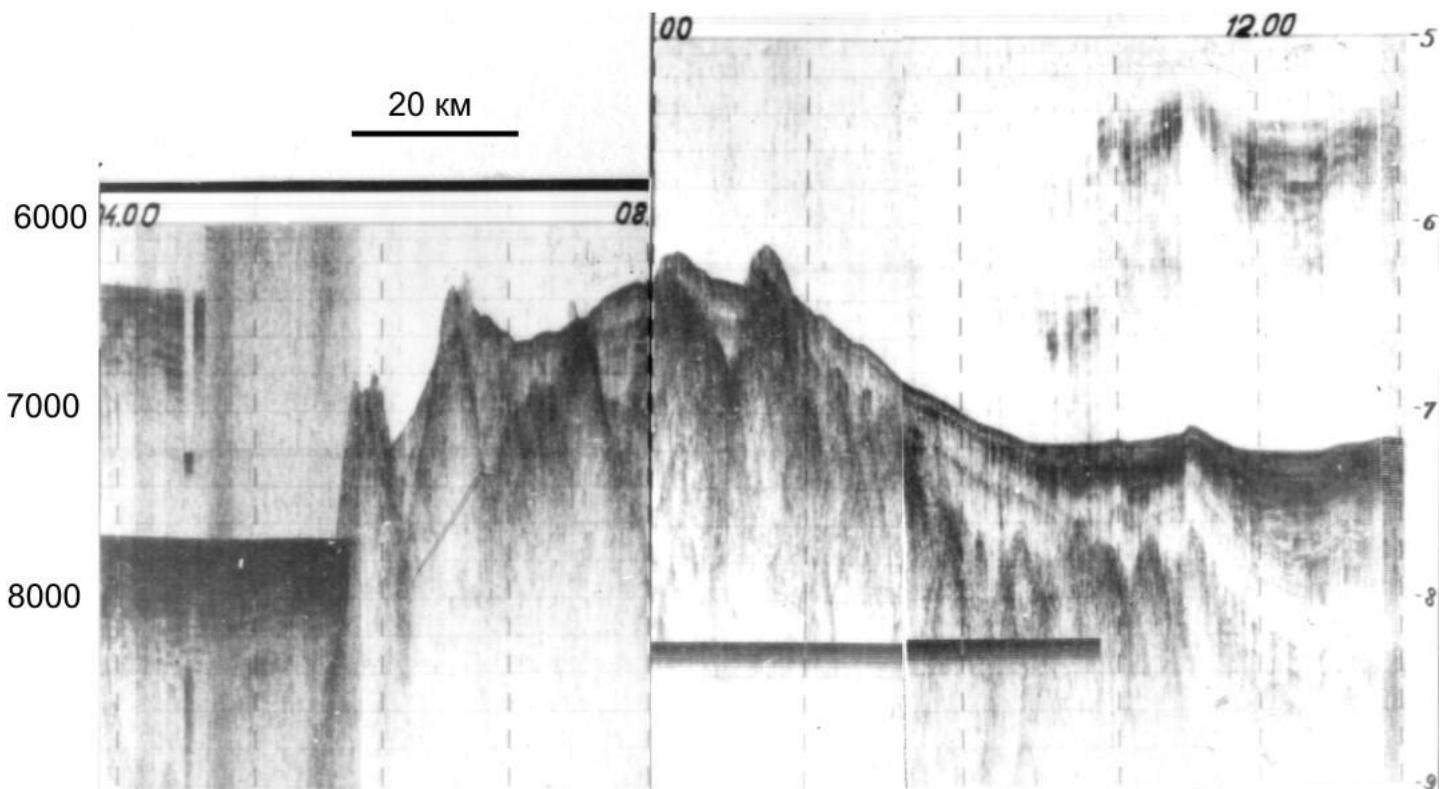


Рис. 9. Фрагмент 8 сейсмических данных 12 рейса НИС «Академик Борис Петров» (1989). 1 часовая отметка ~ 10 миль (18.6 км); развертка – 4 секунды.

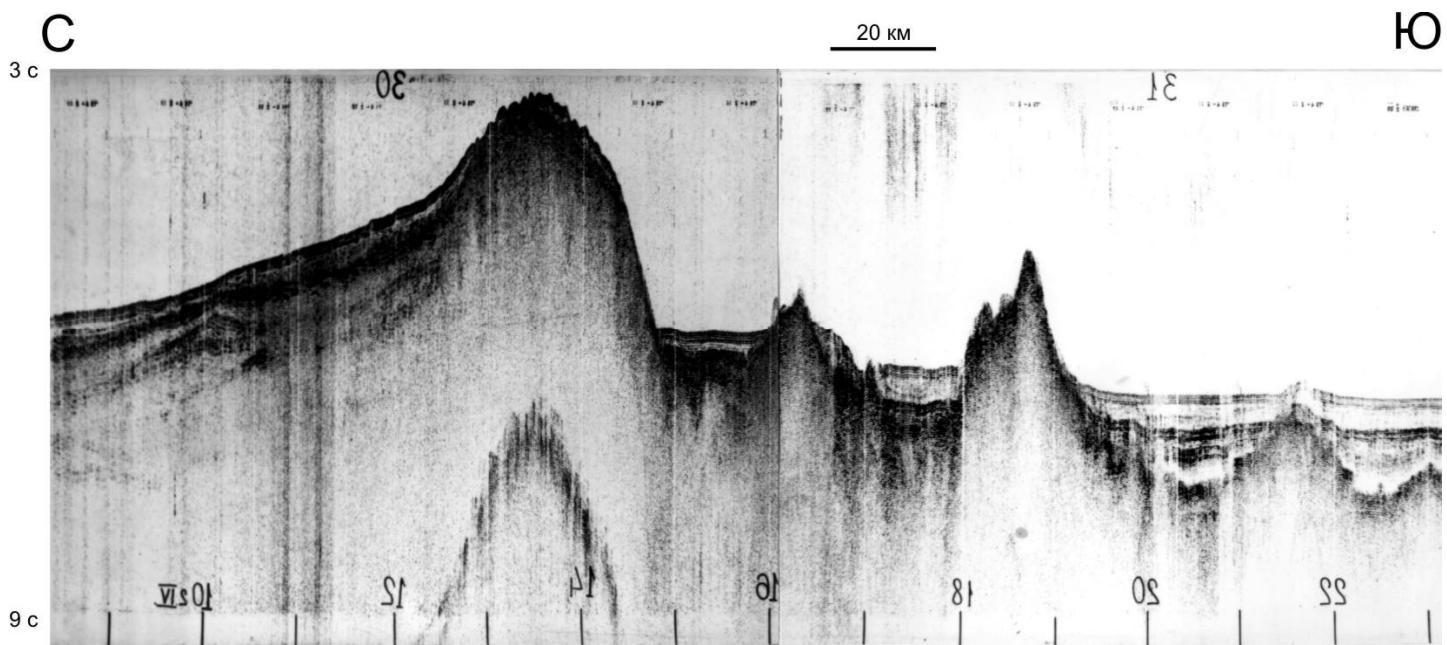


Рис. 10. Фрагмент 9 сейсмических данных 20 рейса НИС «Академик Курчатов» (1975). 1 часовая отметка ~ 10 миль (18.6 км); развертка – 6 секунд.

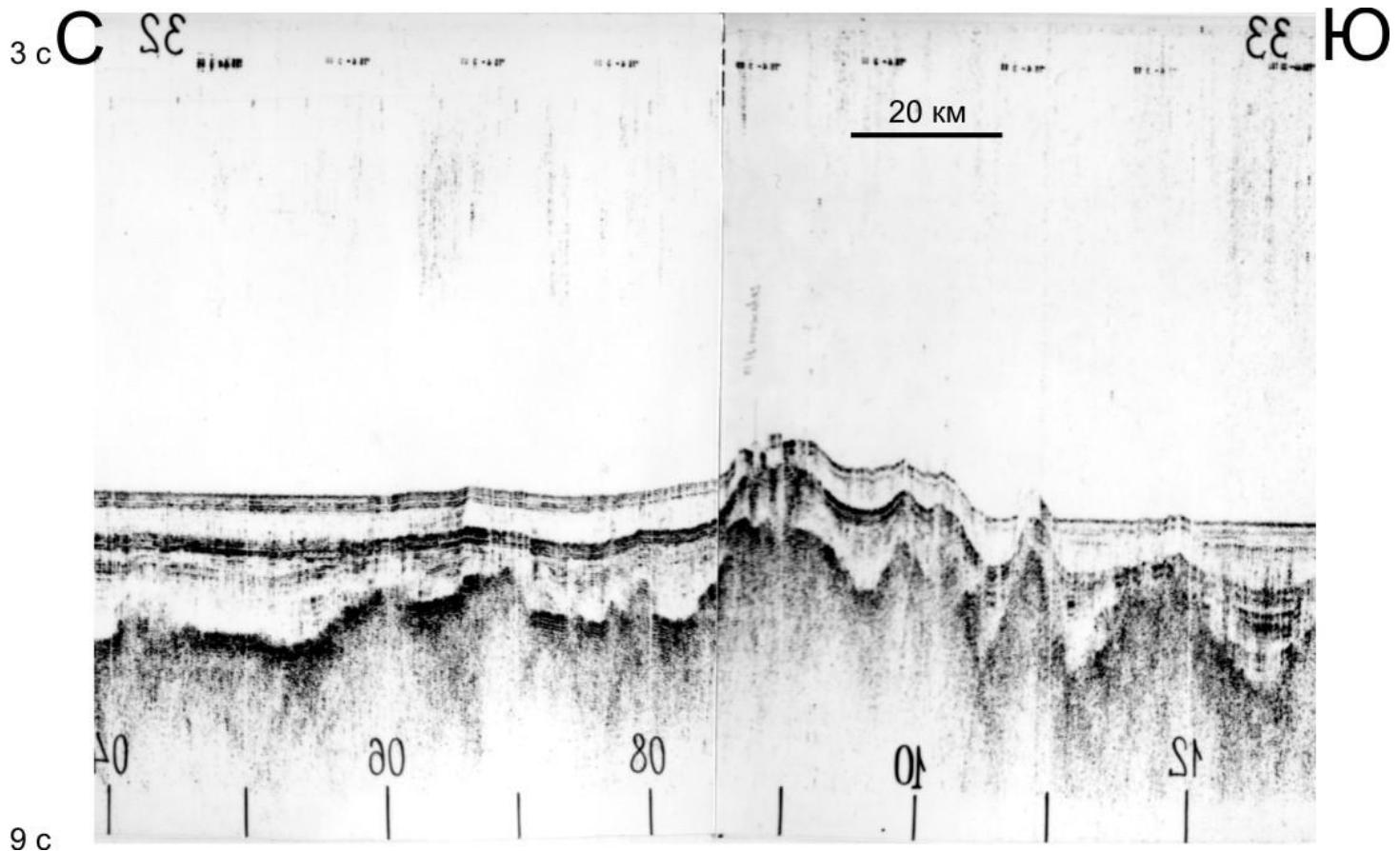


Рис. 11. Фрагмент 10 сейсмических данных 20 рейса НИС «Академик Курчатов» (1975). 1 часовая отметка ~ 10 миль (18.6 км); развертка – 6 секунд.

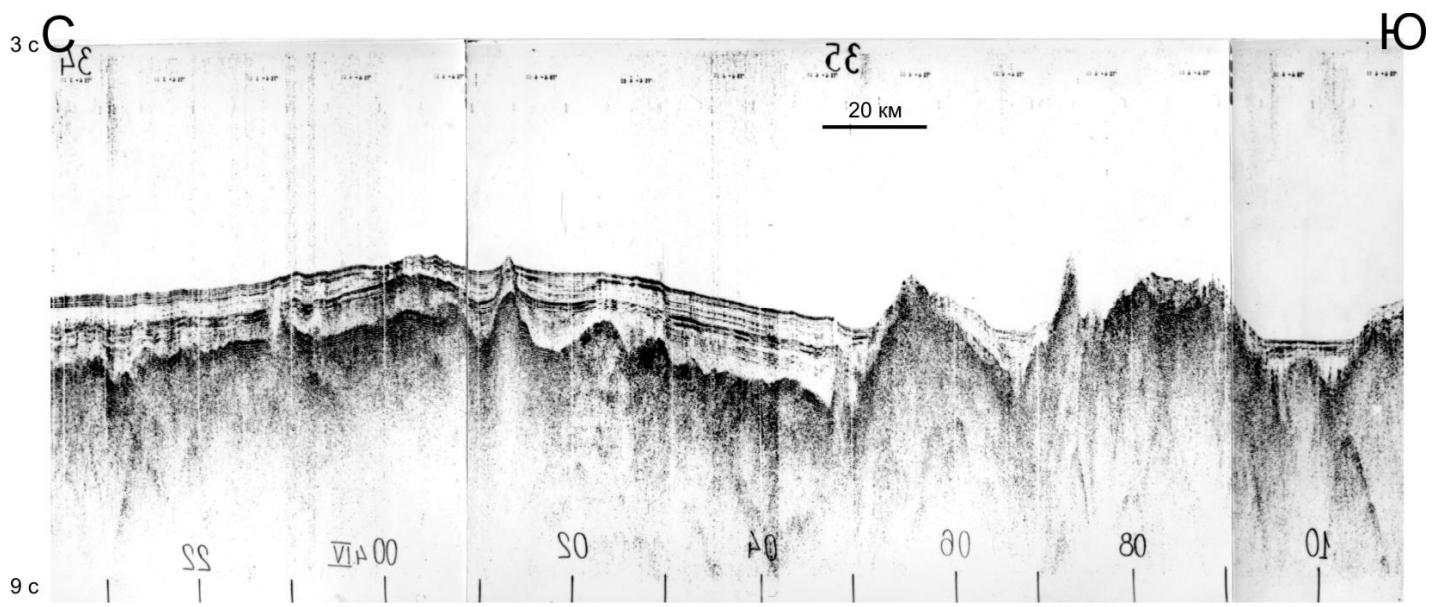


Рис. 12. Фрагмент 11 сейсмических данных 20 рейса НИС «Академик Курчатов» (1975). 1 часовая отметка ~ 10 миль (18.6 км); развертка – 6 секунд.

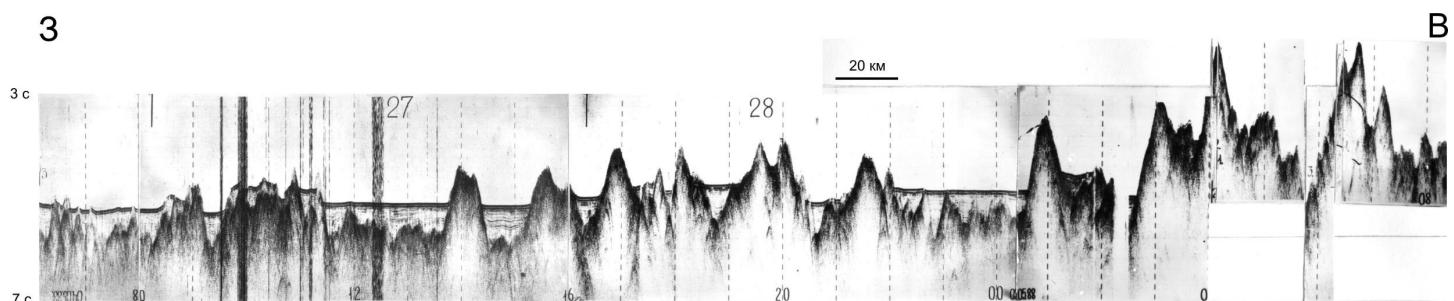


Рис. 13. Фрагмент 12 сейсмических данных 7 рейса НИС «Академик Николай Страхов» (1988). 1 часовая отметка ~ 10 миль (18.6 км); развертка – 4 секунды.

ЮЗ

СВ

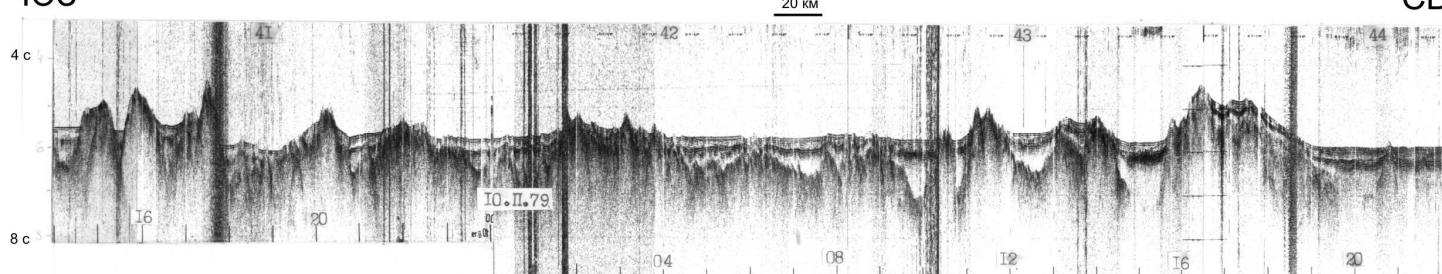


Рис. 14. Фрагмент 13 сейсмических данных 2 рейса НИС «Иван Киреев» (1979). 1 часовая отметка ~ 10 миль (18.6 км); развертка – 6 секунд.

ЮЗ

СВ

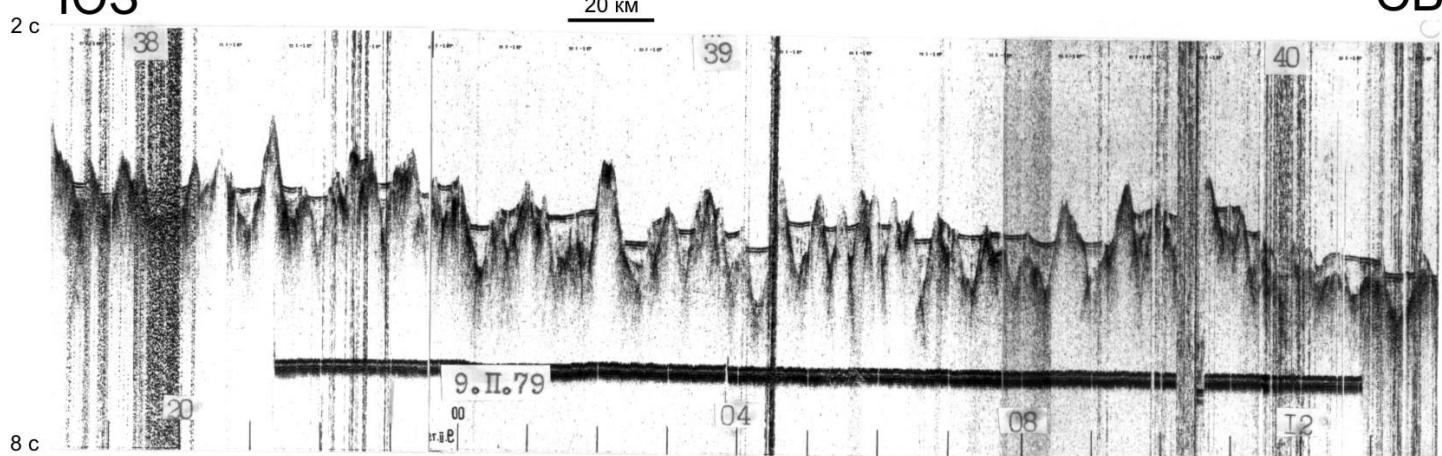


Рис. 15. Фрагмент 14 сейсмических данных 2 рейса НИС «Иван Киреев» (1979). 1 часовая отметка ~ 10 миль (18.6 км); развертка – 6 секунд.

ЮЗ

СВ

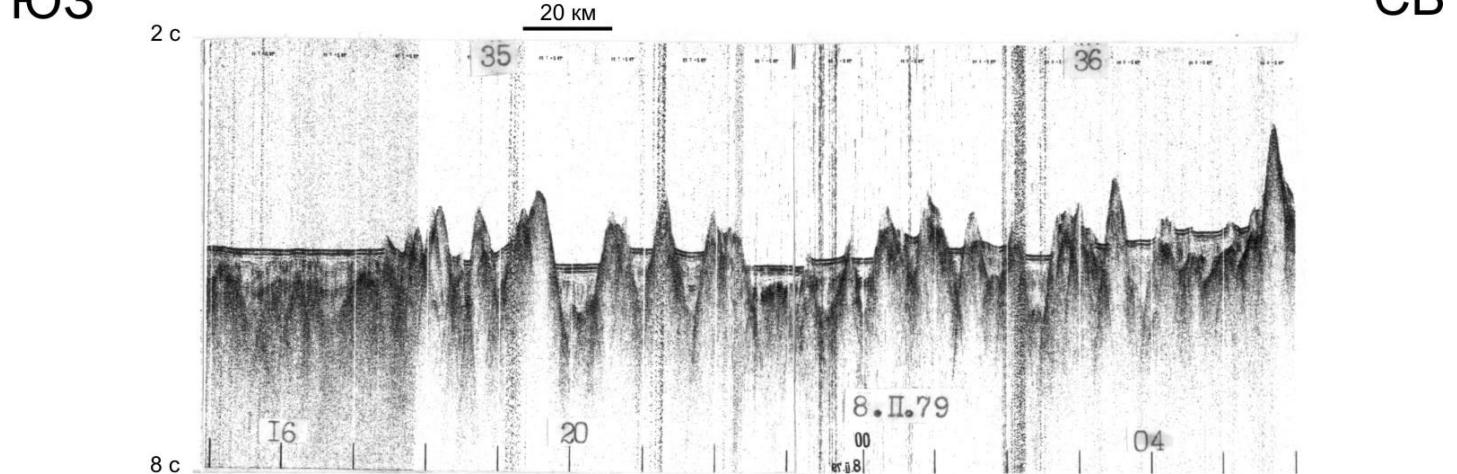


Рис. 16. Фрагмент 15 сейсмических данных 2 рейса НИС «Иван Киреев» (1979). 1 часовая отметка ~ 10 миль (18.6 км); развертка – 6 секунд.

ЮЗ

СВ

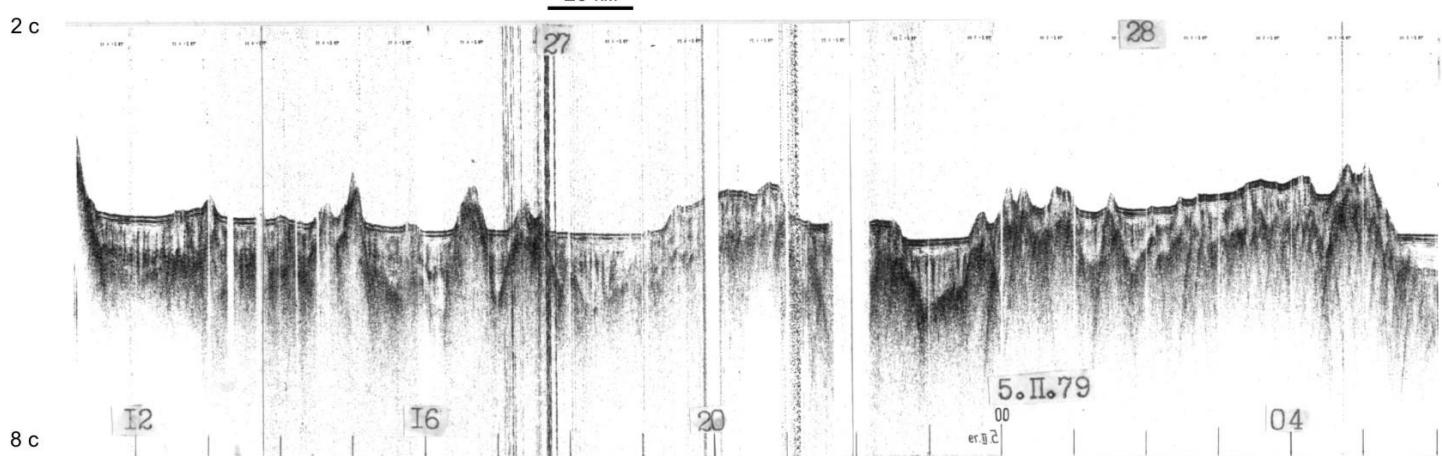
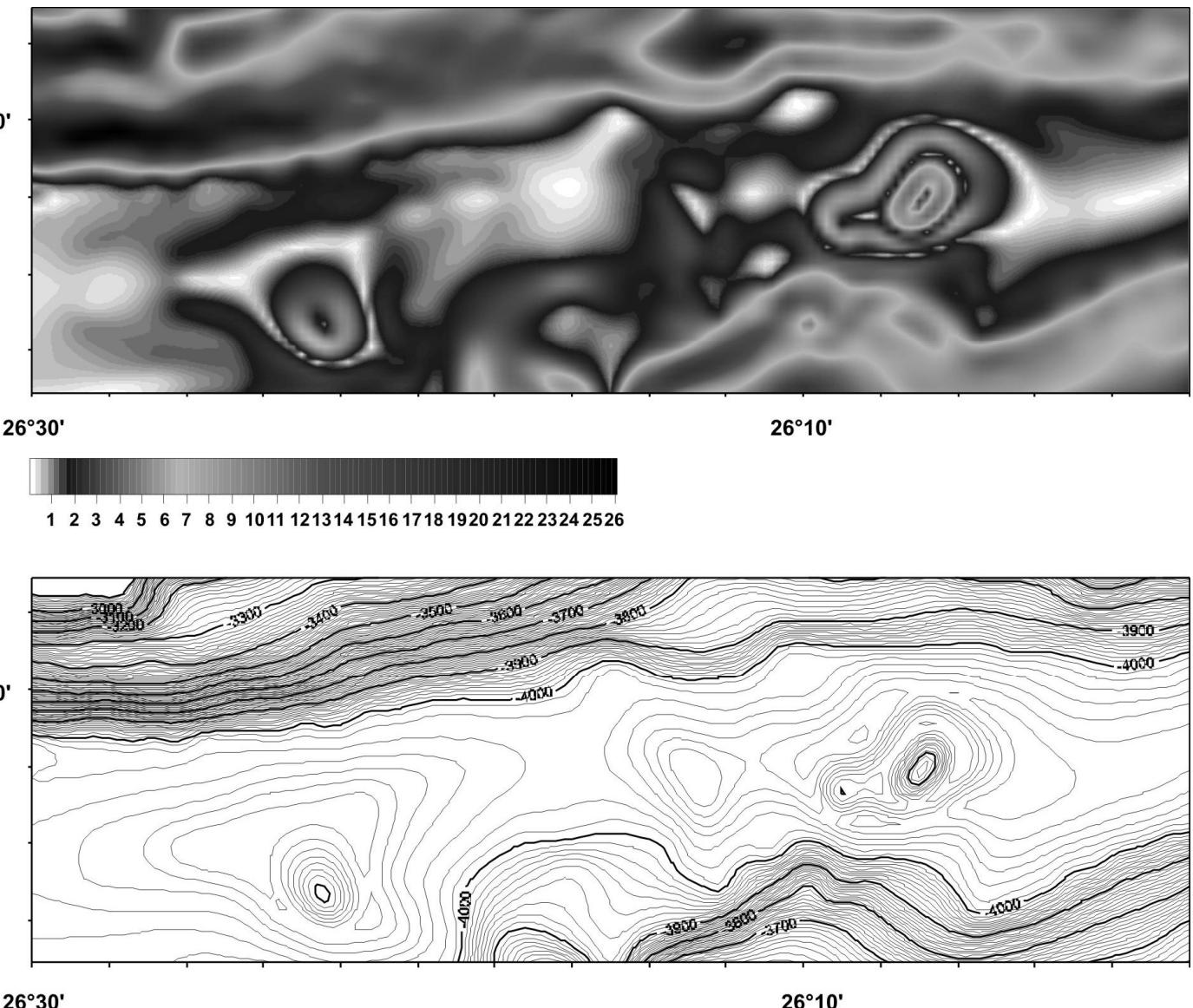


Рис. 17. Фрагмент 16 сейсмических данных 2 рейса НИС «Иван Киреев» (1979). 1 часовая отметка ~ 10 миль (18.6 км); развертка – 6 секунд.



26°30'

26°10'

0°30'

26°10'

Рис. 18. Диапиры в западной пассивной части южного разлома в системе разломов Сан-Паулу. Вверху – углы наклонов склонов, внизу – батиметрическая карта (сечение рельефа – 10 м). Данные 7-го рейса НИС «Академик Николай Страхов» (1988).

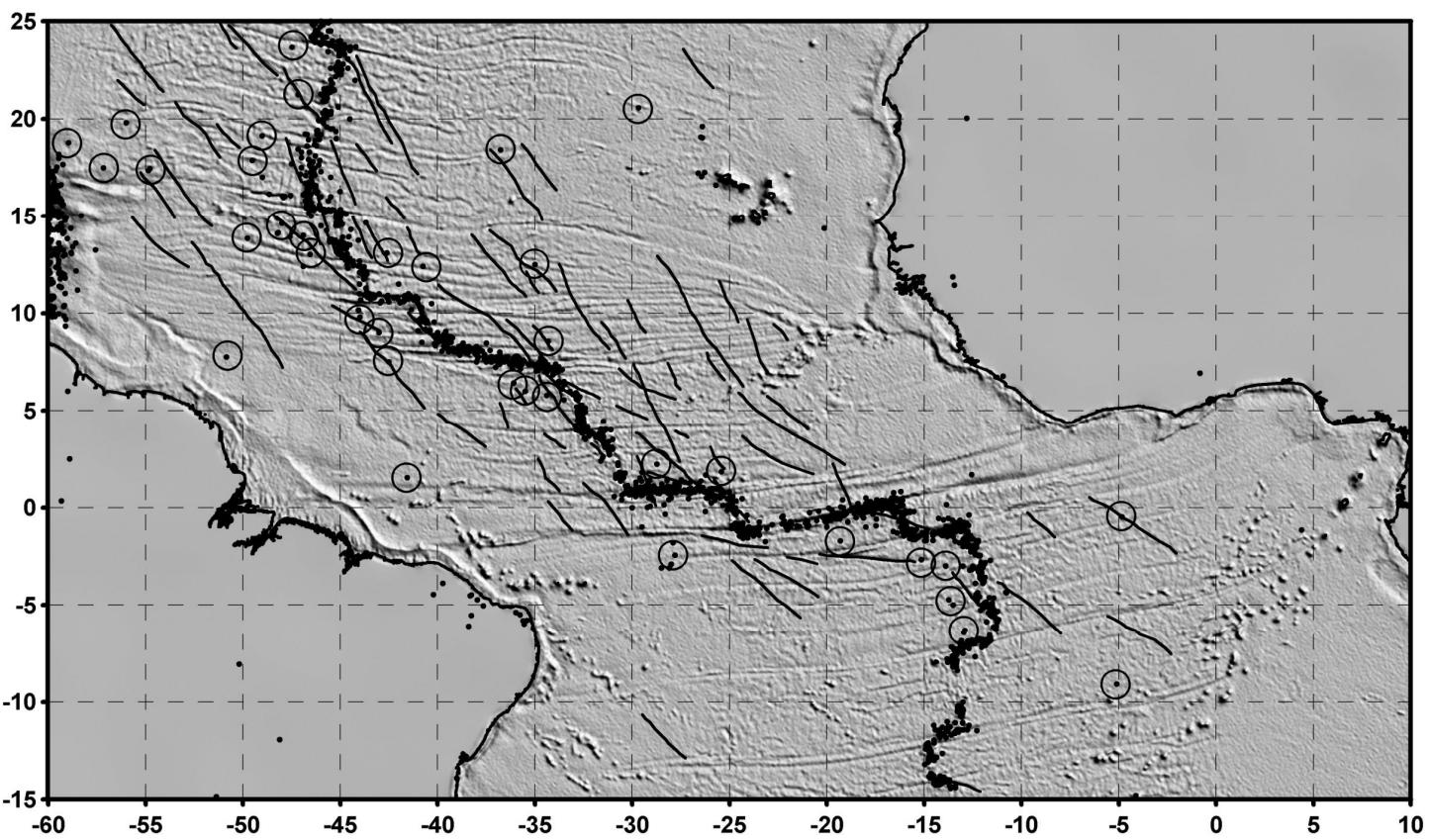


Рис. 19. Система разломов северо-западного простирания в Центральной Атлантике, выявленная по данным альтиметрии (Sandwell, Smith, 1997), и положения очагов землетрясений по данным (CNSS..., 2002). Кружками обведены внутриплитные события.

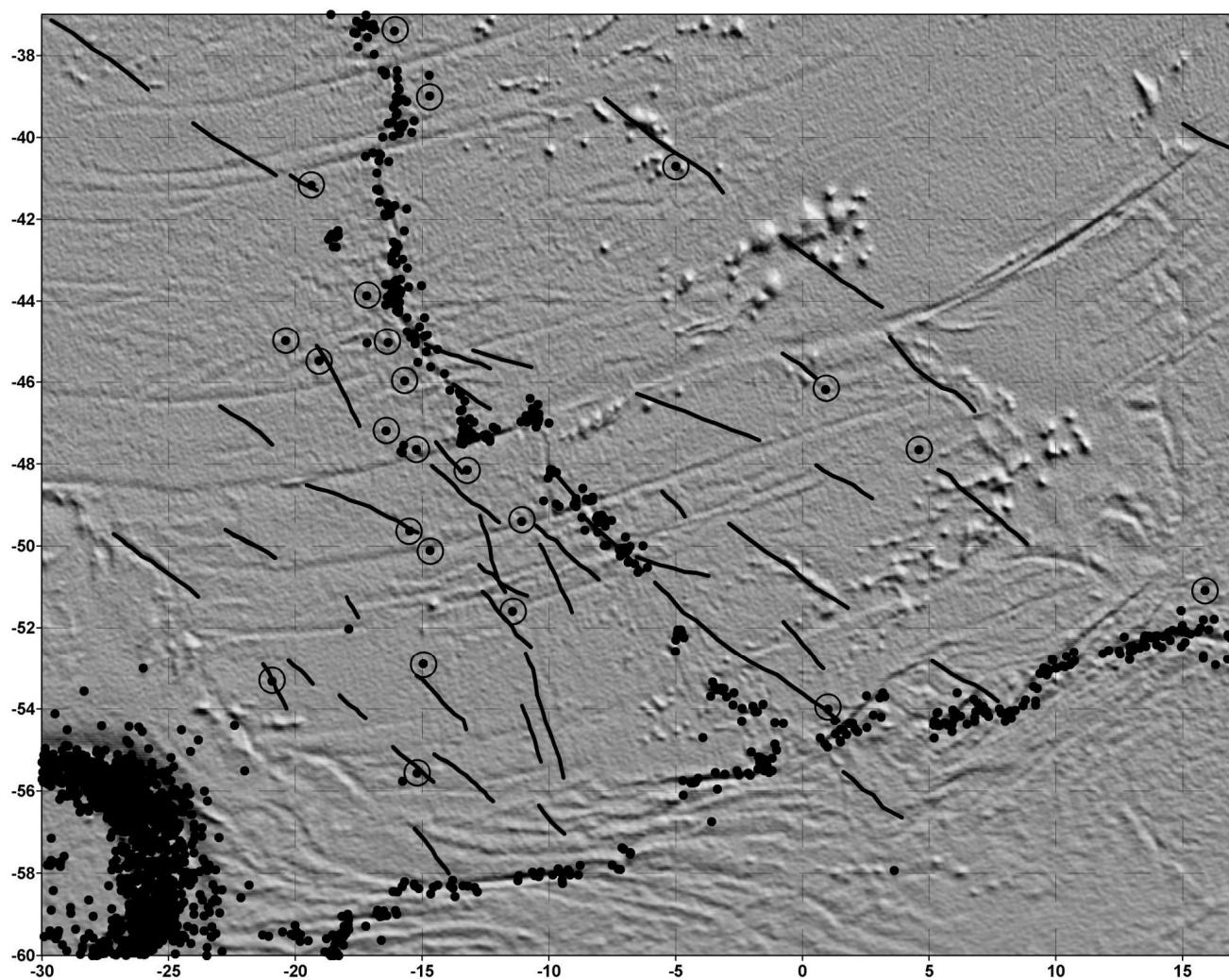


Рис. 20. Система разломов северо-западного простирания в южной Атлантике, выявленная по данным альтиметрии (Sandwell, Smith, 1997), и положения очагов землетрясений по данным (CNSS..., 2002). Кружками обведены внутриплитные события.

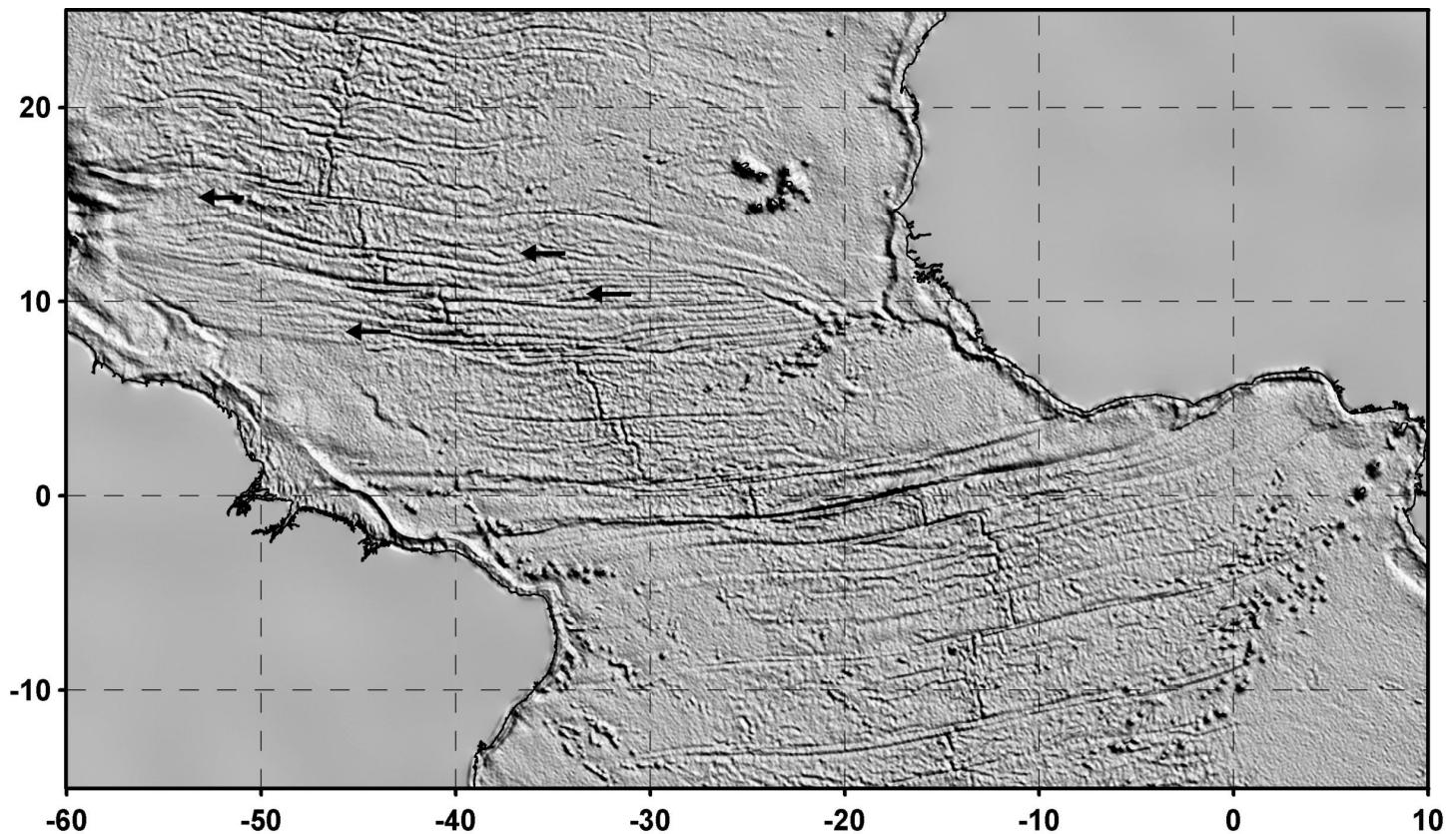


Рис. 21. Структуры кинк-банд в Центральной Атлантике.

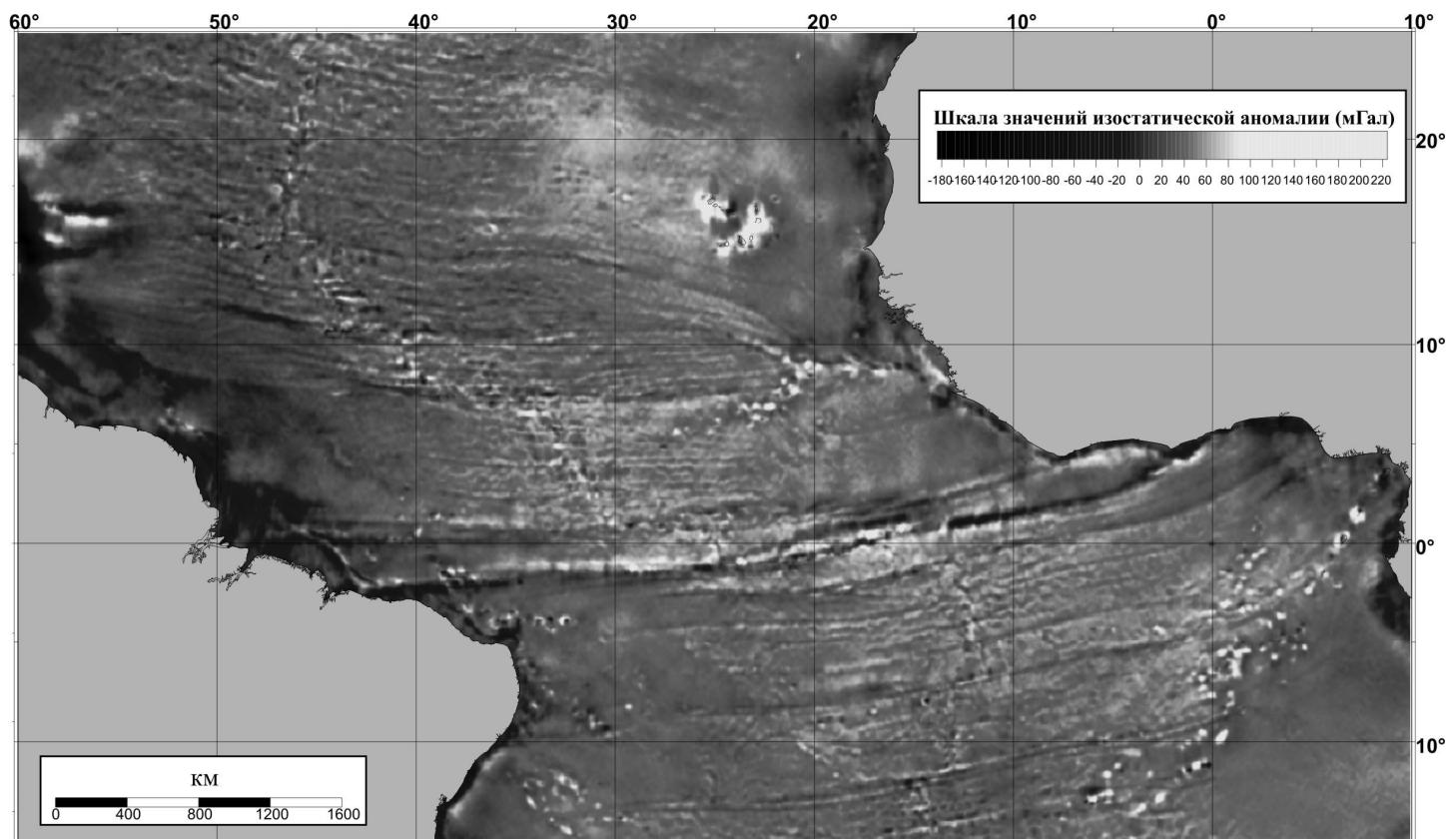


Рис. 22. Изостатические аномалии центральной Атлантики, рассчитанные по данным альтиметрии (Sandwell, Smith, 1997) и рельефу дна для средней плотности коры $2.75 \text{ г}/\text{см}^3$, плотности мантии $3.2 \text{ г}/\text{см}^3$, глубине компенсации 33 км и радиусе интегрирования 166 км.