

УДК 551.242.2(261/264)

НЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ В ЗОНЕ СОЧЛЕНЕНИЯ ЗЕЛЕНОМЫССКОГО ПОДНЯТИЯ И АБИССАЛЬНОЙ КОТЛОВИНЫ ЗЕЛЕНОГО МЫСА (ЦЕНТРАЛЬНАЯ АТЛАНТИКА)

© 2009 г. С. Г. Сколотнев¹, С. Ю. Колодяжный¹, Н. В. Цуканов², Н. П. Чамов¹, С. Ю. Соколов¹

¹Геологический институт РАН, 119017, Москва, Пыжевский пер., 7

²Институт океанологии им. П.П.Ширшова РАН, 117851 Москва, Нахимовский просп., 36

Поступила в редакцию 21.05.2007 г.

При акустическом профилировании дна, проведенном с помощью профилографа Edgetech 3300 в ходе 23-го рейса НИС “Академик Николай Страхов” в зоне сочленения Зеленомысского поднятия, котловины Зеленого Мыса и подводных гор Гримальди и Батиметристов (Центральная Атлантика), получены новые данные о неотектонических деформациях в океане, позволившие провести детальные неотектонические построения. Установлено, что неотектонические движения происходили в пространстве дискретно: отмечается сочетание не деформированных объемов пород и линейных зон интенсивных деформаций, которые пространственно связаны с зонами палеотрансформных разломов. В районе этих зон сформировались структуры типа антиклиналей, горстов, диапироподобных структур, грабенов. Среди них – хребет Кабо-Верде, представляющий собой крупный горст. С ними сопряжены нарушения первичной структуры осадочного чехла: надвиги (?), взбросы, сбросы, крутопадающие разрывные нарушения, пликативные деформации. Выделено 3 этапа тектонических движений: олигоцен – раннемиоценовый, предчетвертичный и голоценовый. Совокупность данных указывает на то, что тектонические деформации происходили преимущественно в обстановке субмеридионального сжатия. Обстановки растяжения существовали в голоцене на хребте Кабо-Верде и поднятии г. Картера.

ВВЕДЕНИЕ

Данные о геологическом строении абиссальных котловин и флангов срединно-океанических хребтов свидетельствуют о тектонических и магматических процессах, приводящих к деформациям океанической коры и образованию новых структур, происходящих в их пределах [3–16]. Целенаправленное изучение этих явлений необходимо для выяснения многообразия геологических процессов в океанах и их движущих силах. Изучение неотектонических процессов, которые широко проявлены в Центральной Атлантике [5–7, 10], – одно из перспективных направлений в данной области исследований. В качестве объекта исследования представляет интерес восточный фланг Центральной Атлантики, описанный А.О. Мазаровичем [4] как Зеленомыско-Иберийская область, в пределах которой с эоцена и до наших дней, т.е. охватывая по времени и неотектоническую эпоху тектогенеза, происходят тектонические и магматические процессы. В одном из районов этой области, расположенном южнее островов Зеленого Мыса (рис. 1), Геологическим институтом РАН в 22-м и 23-м рейсах НИС “Академик Николай Страхов” [6, 15], а также в 16-м рейсе НИС “Академик Иоффе” [14] бы-

ли проведены комплексные геолого-геофизические исследования.

К северу от района исследований находится обширное поднятие океанского дна (авторы называют его Зеленомыским), на котором располагаются поднятие островов Зеленого Мыса и плато Зеленого Мыса (см. рис. 1). Поднятие островов Зеленого Мыса формируется, начиная с альбского времени, а островная стадия длится с эоцена и до наших дней, отличаясь интенсивной магматической активностью [2]. Тектонические процессы проявились в вертикальных перемещениях коры с амплитудой до нескольких километров и складчатостью. Плато Зеленого Мыса, судя по результатам бурения (скв. 368) [22], сформировалось в олигоцене–раннем миоцене, при этом подъем дна составил не менее 1000 м. Материалы скважины 367 [21] свидетельствуют о том, что, по-видимому, в это же время произошло и образование Зеленомысского поднятия.

К югу от района работ в абиссальной котловине Зеленого Мыса располагается подводное поднятие Сьерра-Леоне, в северной части которого расположены подводные горы Батиметристов и Гримальди [18], с которых получены лампрофиры раннеэоценового возраста [20]. На самом поднятии Сьерра-Леоне отдельные подводные горы

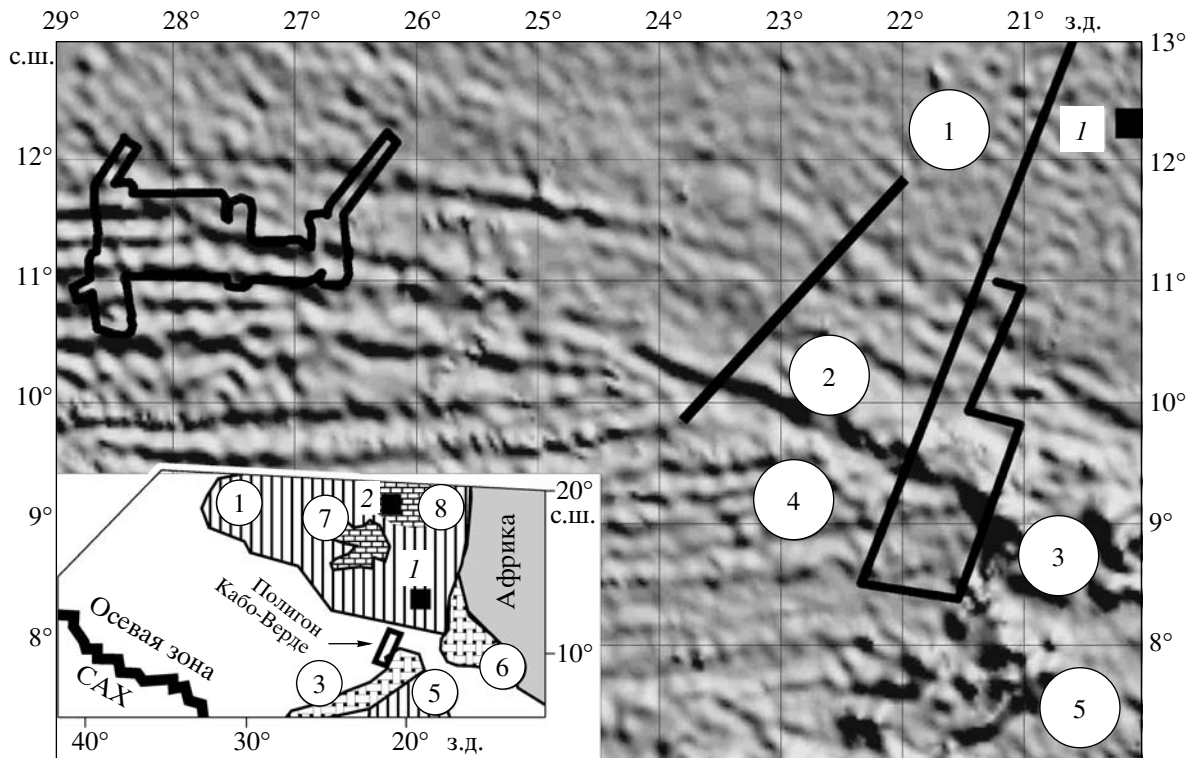


Рис. 1. Схема строения океанского дна в районе полигона Кабо-Верде (построена на основе карты оттененного рельефа по данным спутниковой альтиметрии [23]).

В нижней части рисунка видна система субширотных линейных морфоструктур, представляющих собой пассивные участки трансформных разломов, срезаемых линейной морфоструктурой запад-северо-западного простирания (на западе это уступ Кабо-Верде, на востоке – хребет Кабо-Верде). Контурами обведены участки батиметрической съемки: на западе во время 22-го рейса НИС “Академик Николай Страхов” [6], на востоке во время 23-го рейса этого же судна [15]. Линия между ними – профиль НСП, выполненный во время 16-го рейса НИС “Академик Иоффе” [14]. На врезке прямоугольником показано положение полигона Кабо-Верде в Центральной Атлантике. На рисунке и на врезке: черными квадратами отмечено положение скважин глубоководного бурения: 1 – 367 [21], 2 – 368 [22]; цифрами в кружках обозначены: 1 – Зеленомысское поднятие, 2 – хребет Кабо-Верде, 3 – горы Гримальди и Батиметристов, 4 – котловина Зеленого Мыса, 5 – поднятие Сьерра-Леоне, 6 – Гвинейское плато, 7 – поднятие островов Зеленого Мыса, 8 – плато Зеленого Мыса.

формировались в эоцене [19]. По данным работы [5] в этом районе выделяется два этапа деформаций: палеогеновый и современный.

В области между поднятиями Зеленомысским и Сьерра-Леоне субширотные хребты и трюги, лежащие на восточном продолжении трансформных разломов Вима, Долдрамс, Архангельского, Вернадского и других, не доходя до континентального склона Африки, срезаются линейной структурой ЗСЗ простирания [3] (см. рис. 1). Эта линейная структура вначале выступает в виде уступа дна (названного уступом Кабо-Верде) [6], а восточнее в виде асимметричного хребта высотой около 500 м с более крутым южным склоном [14]. Этот хребет (названный хребтом Кабо-Верде) являлся центральным объектом исследований в 23-м рейсе НИС “Академик Николай Страхов” (полигон Кабо-Верде) [15] (см. рис.1). Изученный полигон размером около 330 км с ЮЮЗ на ССВ и

90 км с ЗСЗ на ВЮВ охватывает восточную часть хребта, где он стыкуется с цепью подводных гор Батиметристов и Гримальди.

Данная статья основана на результатах изучения строения верхней части осадочного чехла в районе полигона Кабо-Верде с помощью профилографа EdgeTech 3300. Профилирование проводилось на 7 субпараллельных галсах, ориентированных с ССВ на ЮЮЗ и расположенных примерно на равных расстояниях один от другого [15] (рис. 2). На рис. 3 дана схема сопоставления акустических профилей. В рейсе также были проведены батиметрическая съемка, одноканальное непрерывное сейсмическое профилирование (НСП), изучение аномального гравитационного поля, драгирование коренных пород и изучение осадочного чехла при помощи грунто-вых трубок.

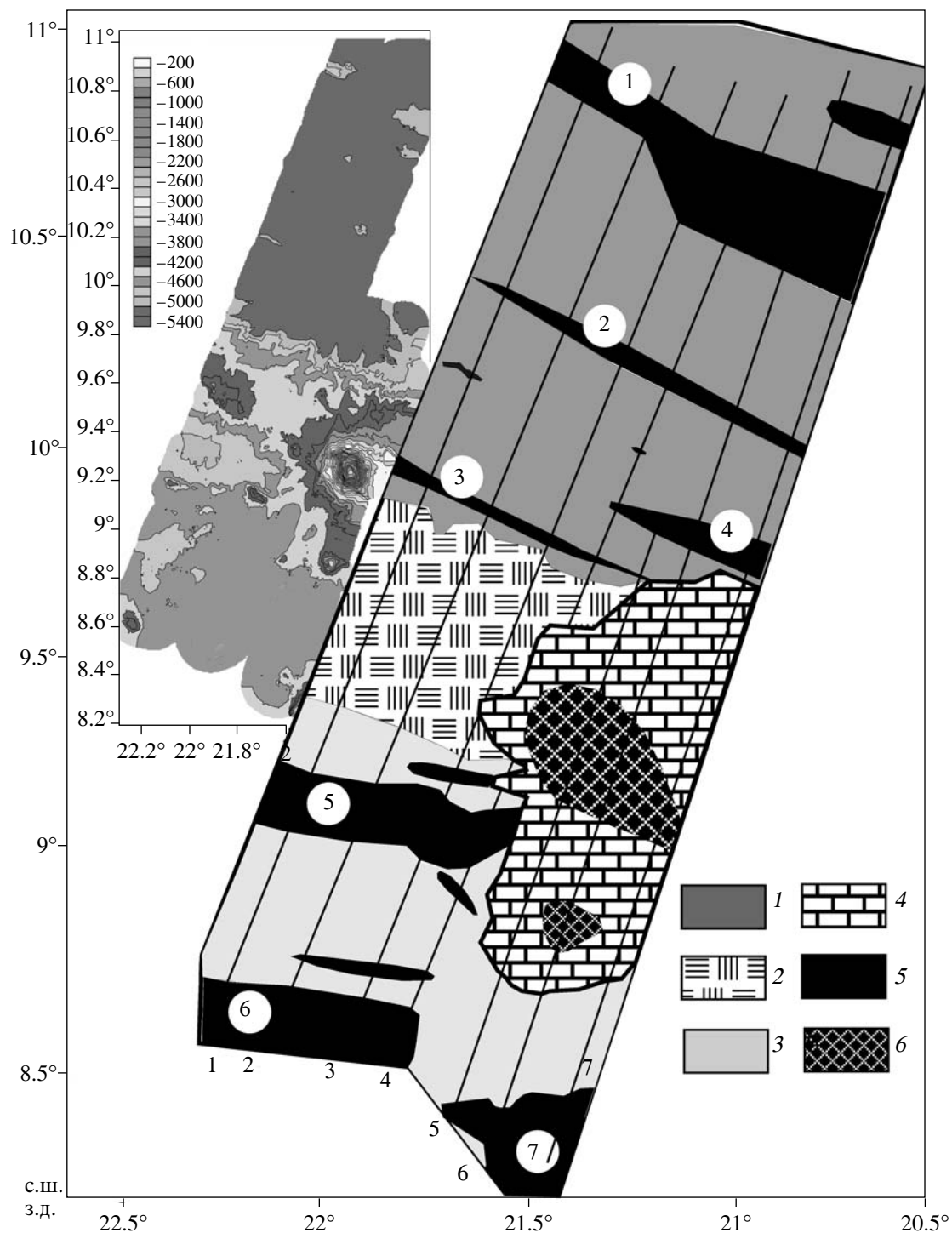


Рис. 2. Схема морфоструктурного районирования полигона Кабо-Верде. Построена на основе батиметрической карты, составленной Н.Н. Турко, Ю.Е. Барамыковым и А.С. Пономаревым (показана на врезке), и по материалам акустического профилирования.

1–4 – морфоструктурные провинции: 1 – южное окончание Зеленомысского поднятия, 2 – хребет Кабо-Верде, 3 – котловина Зеленого Мыса, 4 – поднятие г. Картера; 5 – поднятия, 6 – вулканические постройки. Цифрами в кружках обозначены морфоструктуры: Зеленомысского поднятия: 1 – северная гряда, 2 – южная гряда, 3 – тыловая цепочка хребта Кабо-Верде, 4 – тыловая цепочка поднятия г. Картера, котловины Зеленого Мыса: 5 – промежуточная гряда, 6 – южная гряда, 7 – поднятие г. Фланаган. Линии – положение галсов акустического профилирования, и их номера. На врезке в левом верхнем углу – шкала глубин.

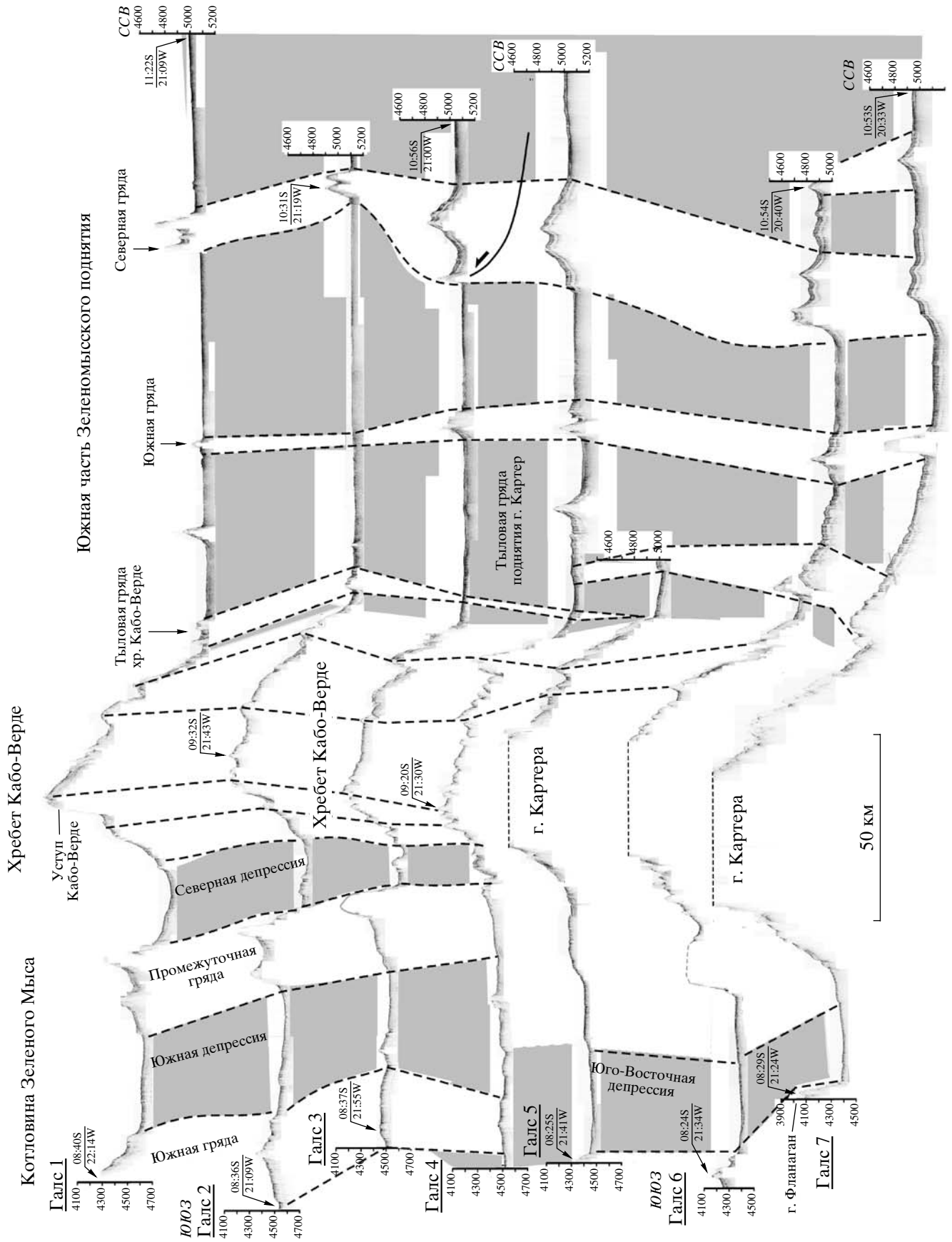


Рис. 3. Схема сопоставления акустических профилей.

Штриховые линии – линии корреляции морфоструктур. Белые полосы – возвышенные, серые полосы – низменные участки дна. С обеих сторон профилей - шкалы глубин в м. На 3-м галсе под северной грядой линией со стрелкой показано положение надвига (?), выявленного по данным НСП.

Акустический профилограф EdgeTech 3300 (производство США) предназначен для изучения строения верхней части осадочного чехла (50–100 м) с высоким разрешением (от 1 до 0,1 м). Работы производились с частотно-модулированным сигналом от 2 до 5 кГц длительностью 100 мсек при скорости судна 10 узлов. Для визуализации данных В.В. Велинским была разработана специальная программа.

СТРОЕНИЕ ДНА И ВЕРХНЕЙ ЧАСТИ ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА НА ПОЛИГОНЕ КАБО-ВЕРДЕ

По результатам батиметрической съемки [17] и акустического профилирования в районе полигона Кабо-Верде выделены четыре морфоструктурные провинции: южное окончание Зеленомысского поднятия, хребет Кабо-Верде, абиссальная котловина Зеленого Мыса и поднятие г. Картера (см. рис. 2).

ЮЖНОЕ ОКОНЧАНИЕ ЗЕЛЕНОМЫССКОГО ПОДНЯТИЯ

На севере полигона в соответствии с [18] располагается подводная равнина Гамбия. Однако,

основываясь на том, что дно океана к северу от хребта Кабо-Верде в целом плавно погружается с севера на юг с 4700 до 5130 м, мы считаем, что этот участок дна структурно связан с южным окончанием Зеленомысского поднятия (см. рис. 2). Здесь отдельные узкие гряды и поднятия образуют несколько цепочек, субпараллельных хребту Кабо-Верде (см. рис. 2, 3). По данным акустического профилирования видимая мощность осадочного чехла составляет 25–100 м, при этом в его разрезе в пределах данной провинции выделяются три толщи.

Толща 1 образует верхнюю часть осадочного чехла (мощностью 3–6 м) и представлена бесструктурными акустически прозрачными отложениями, заполняющими неглубокие (3–7 м) V-образные эрозионные врезы и образующими линзовидные тела на поверхности ровного дна либо вблизи поднятий в понижениях рельефа (см. рис. 5). Осадки *толщи 1* залегают на подстилающих их отложениях либо *толщи 2*, либо *толщи 3* с эрозионным несогласием. Судя по характеру залегания, отложения *толщи 1* формировались из придонных водных потоков, насыщенных тонким кластическим материалом, сходящих либо с континентального склона,

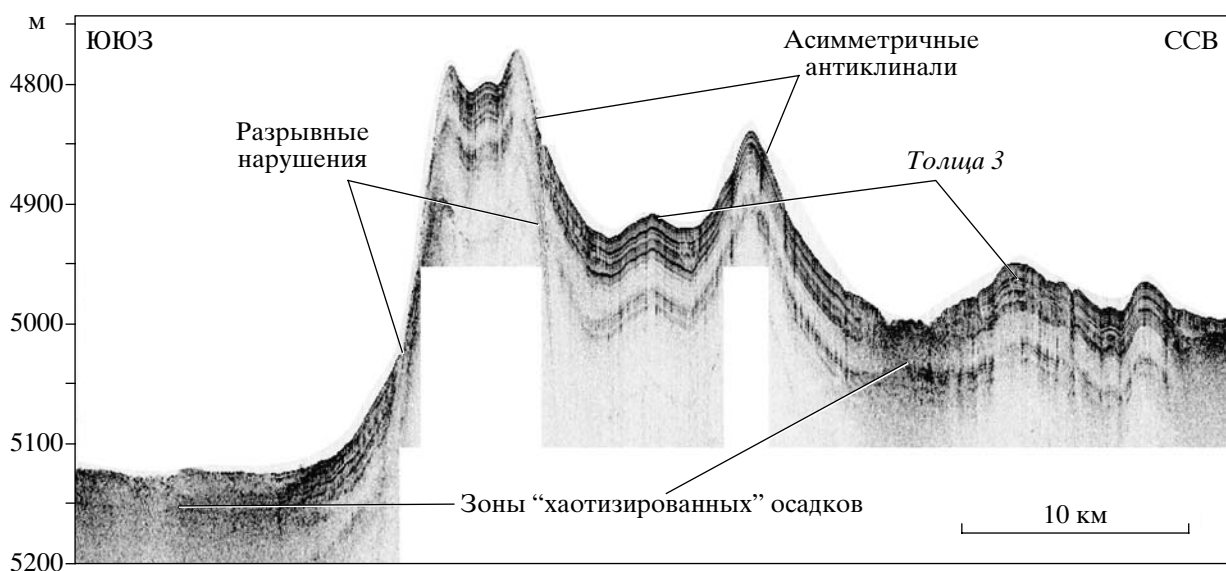


Рис. 4. Поперечное сечение северной гряды южного окончания Зеленомысского поднятия (6-й галс).

С обеих сторон поднятия, образованного двумя асимметричными антиклиналями, видны зоны “хаотизированных” осадков. В антиклиналях смяты слои *толщи 3*. Крылья южной антиклинали осложнены разрывными нарушениями.

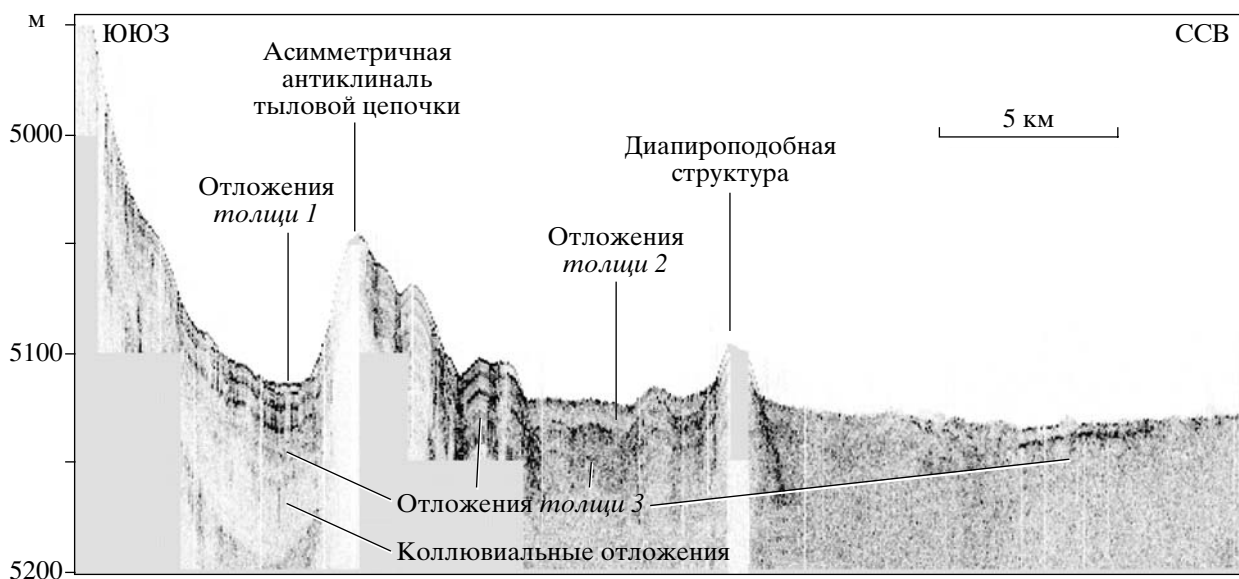


Рис. 5. Строение верхней части чехла к северу от хребта Кабо-Верде (2-й галс).

В центре - диапироподобная структура, прорывающая и деформирующая отложения *толщи 2* и *3*. К северу и к югу от нее дно бронируется *толщией 2*, которая к северу выклинивается и из-под нее обнажается нестратифицированная *толща 3*. К югу под *толщией 2* залегает плохо стратифицированная *толща 3*. Тыловое поднятие представлено асимметричной антиклиналью, сложенной отложениями *толщи 3*. Между тыловым поднятием и хребтом Кабо-Верде видно линзовидное увеличение мощности 2-й пачки *толщи 3*. На этом участке *толща 3* перекрывается *толщией 1*.

либо с более верхних участков Зеленомысского поднятия и разгрузавшихся на пологих участках дна или вблизи препятствий.

Толща 2 мощностью около 30 м распространена вблизи хребта Кабо-Верде, она либо резко "срезается" поднятиями, либо выклинивается к северу. Толща представлена однородными акустически полупрозрачными образованиями без внутренней структуры. Судя по характеру акустической записи и особенностям пространственного распространения, отложения *толщи 2* образовались из потока кластического материала, сошедшего со склона хребта Кабо-Верде.

Толща 3 распространена повсеместно и бронирует поверхность дна там, где отсутствуют отложения *толщи 1* и *2*. Наиболее полно и отчетливо строение *толщи 3* наблюдается на восточном фланге провинции (галсы 6 и 7) (рис. 4). Здесь сверху вниз выделяются: 1) пачка осадков мощностью до 40 м, образованная тонкими акустически прозрачными слоями, разделенными интенсивными резкими рефлекторами; 2) неотчетливо стратифицированная пачка мощностью до 30 м акустически прозрачных осадков с отдельными слабыми невыдержанными рефлекторами внутри; 3) пачка слоистых отложений мощностью до 20 м, в которой слои разделяются рефлекторами со слабой интенсивностью, отмечаются отдельные пакеты

слоев с интенсивными разделяющими рефлекторами; 4) пачка видимой мощностью около 20 м, близкая по строению к пачке 2. Толща такого строения слагает и поднятия, и участки дна между ними, однако в последнем случае мощность всех ее составляющих пачек больше. На западном фланге провинции *толща 3* либо не имеет стратификации, либо плохо стратифицирована (рис. 5), в последнем случае внутри *толщи* видны отдельные отражающие горизонты. По-видимому, различия в характере акустической записи бронирующих отложений на востоке и на западе отражают их различный фациальный облик. На востоке полигона эти отложения образовывались преимущественно при пелагической седиментации, на что указывают данные опробования грунтов донными трубками [15]. В западной части провинции располагаются боковые русла каньона Кайяр, поэтому здесь существенную роль играли осаждение более грубого материала из суспензионных потоков и размыв ранее отложенных пелагических образований.

Вблизи северного склона хребта Кабо-Верде мощность пачки 2 *толщи 3* резко увеличивается до 60 м, образуя асимметричное линзовидное тело с прогнутой нижней границей (см. рис. 5), при этом она становится акустически более однородной. Принимая все это во внимание, мы считаем,

что в строении линзовидного тела значительное место занимают коллювиальные отложения, накопившиеся в присклоновой депрессии хребта Кабо-Верде, испытывавшей погружение.

Отложения *толщи 1* залегают горизонтально и нигде не деформированы (см. рис. 5). Отложения *толщи 2* большей частью также залегают горизонтально (см. рис. 5), однако около некоторых поднятий они в той или иной степени дислоцированы. Отложения *толщи 3* на участках полого наклоненного дна залегают большей частью горизонтально или слабо волнисто изогнуты, но они сильно деформированы вблизи и в пределах поднятий и гряд, на чем следует остановиться подробнее.

Наиболее северная единая гряда на западе (1, 2-й галсы), судя по ее внутреннему строению на акустических профилях, тектонически представляет собой поднятие с поперечными размерами около 8 км шириной и до 200 м высотой, образованное двумя сближенными дипироподобными структурами, имеющими треугольное сечение и сложенными грубо стратифицированными образованиями (см. рис. 3). Эти диапироподобные структуры протыкают отложения *толщи 3*, которые вблизи них смяты в мелкие дисгармоничные складки или флексуобразно изогнуты. Границами между отложениями *толщи 3* и отложениями диапироподобных тел являются разрывные нарушения, которые находятся на продолжении склонов этих структур (взрезы?). Следует отметить, что все диапироподобные структуры, встреченные на полигоне, сопровождаются этими явлениями. На востоке (3–7-й галсы) северная гряда в поперечном сечении до 15 км шириной и 200–250 м высотой состоит из двух антиклиналей, разделенных синклиналью, в которых деформированы слои *толщи 3* (см. рис. 3, 4). Положительные структуры были идентифицированы нами именно как тектонические структуры – антиклинали, хотя, учитывая очень пологие наклоны слоев в пределах этих структур (если их представить при реальном соотношении вертикального и горизонтального масштабов), они могут быть представлены как результат облекания осадками существовавших неровностей рельефа. Сделанный нами вывод основывается на детальном анализе поведения осадочных слоев. На рис. 4 можно видеть три антиклинальные структуры, отличающиеся углом склона и высотой. У самой низкой структуры с пологими склонами (северная часть рисунка) мощность перекрывающего осадочного чехла одинакова на обоих крыльях и в замке. Эта ситуация может быть интерпретируема как облекание осадками первичной неровности рельефа, при этом, однако, вся эта толща разбита частыми

вертикальными разрывами. У следующей к западу более высокой и более крутой структуры мощность осадков равномерно уменьшается вверх. В случае облекания увеличение мощности осадков происходило бы только внизу непосредственно в присклоновой части морфоструктуры. На восточном крыле наиболее крутой и высокой структуры (южная часть рисунка) наблюдается более резкое сокращение мощности осадков вверх по сравнению с предыдущей структурой, при этом непосредственно перед замковой частью слоистость в акустической записи осадков исчезает. На уровне этой резкой границы на записи видна узкая неглубокая зона (шириной 20–40 м и глубиной 10–15 м), представленная в рельефе понижением, а в разрезе – разрывным нарушением, погружающимся в северном направлении. Такого же типа разрывное нарушение, падающее к югу, развито и на противоположном крыле структуры, но существенно ниже – в основании крыла. В пределах же самого южного крыла имеет место хаотическое залегание осадков с плохо выраженной слоистостью, указывая на то, что сам склон представляет собой поверхность разрывного нарушения. При этом в небольшой синеклизе, осложняющей строение этой антиклинали, наблюдается разрез осадков, похожих на таковые на ненарушенных участках крыльев. Во всех случаях, когда морфоструктуры интерпретировались как тектонические (антиклинали и пр.), проводился подобного рода детальный анализ их тонкого строения. Дополнительно следует отметить, что нередко крылья и замки антиклиналей осложнены складками более высокого порядка и имеют внутренние угловые несогласия.

Профиль поднятия северной гряды на ее восточном фланге асимметричен, поскольку крутое южное крыло южной антиклинали, срезаемое разрывными нарушениями с амплитудой до 50 м, образует ее южный склон, а пологое северное крыло северной антиклинали – северный склон (см. рис. 3, 4). Южный склон поднятия приурочен к уступу дна, высота которого увеличивается с запада на восток от 50 до 175 м. С обеих сторон поднятия развиты зоны шириной 2–4 км, выраженные депрессиями глубиной 10–20 м. В этих зонах происходит стирание первичной слоистости осадков, что на акустической записи приводит к хаотическим отражениям (“хаотизированные” осадки) (см. рис. 4). Генезис этих зон, вероятно, связан с декомпрессионными сейсμοдинамическими процессами во фронтальной и тыловой частях растущей структуры.

Поднятия в пределах прерывистой южной цепочки, а также отдельно стоящие поднятия представлены узкими диапироподобными структурами и симметричными антиклиналями (см. рис. 3) про-

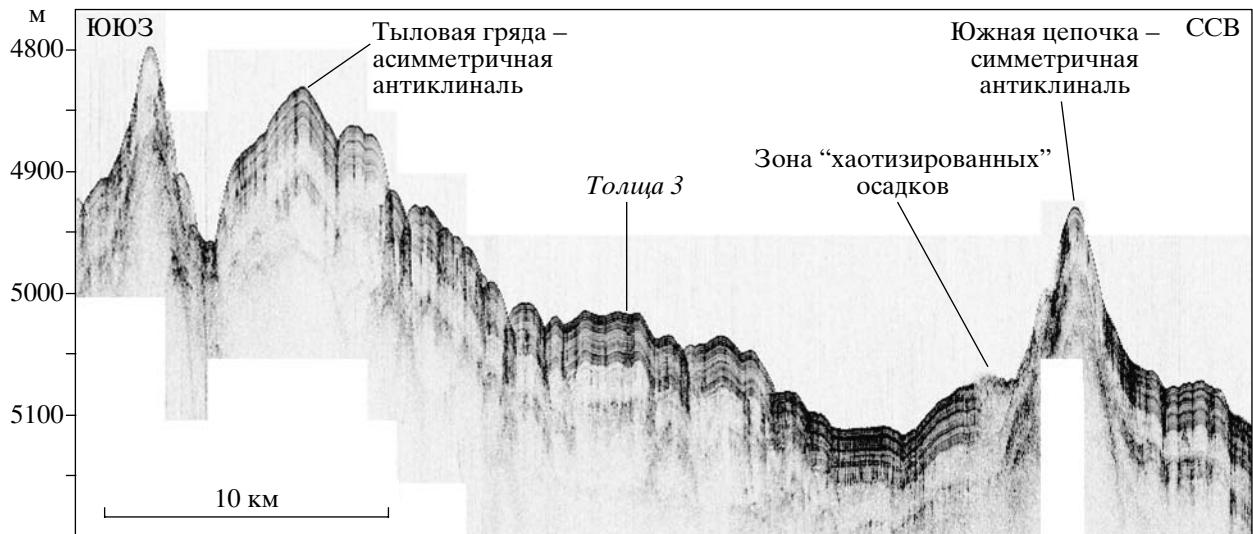


Рис. 6. Характер рельефа и строение дна южного окончания Зеленомысского поднятия вблизи поднятия г. Картера (6-й галс). В правой части рисунка видна симметричная антиклиналь, у южного крыла которой развита зона “хаотизированных” осадков. В левой части наблюдается асимметричная антиклиналь, образующая тыловое поднятие.

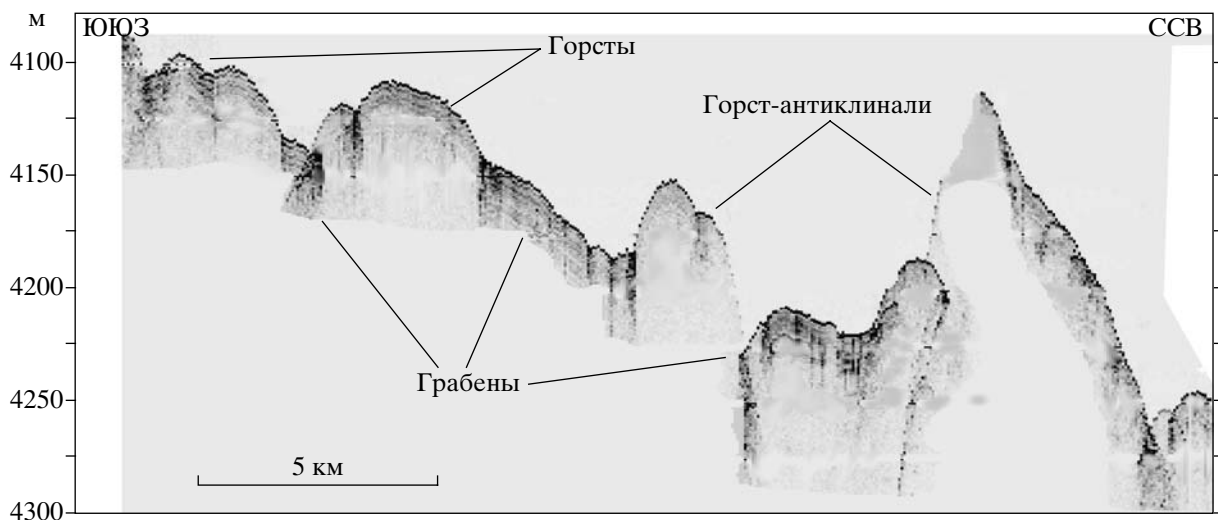


Рис. 7. Характер строения вершинной части хребта Кабо-Верде на его восточном фланге (4-й галс).

тяженностью 4–15 км. Диapiroподобные структуры (см. рис. 5) (в сечении высотой 50–200 м и шириной 1–4 км) сложены акустически прозрачными не стратифицированными образованиями и протыкают осадки *толщ* 2 и 3. В антиклиналях (в сечении шириной 3–5 км и высотой 150–200 м) дислоцированы отложения *толщ* 3 (рис. 6). На крыльях антиклиналей наблюдается уменьшение мощности слоев более чем в два раза по сравнению с окружающими недеформированными участками дна, в замковой части отмечается нарушение стратифика-

ции. На флангах антиклиналей наблюдаются мелкие складки и флексуры, осложненные субвертикальными разрывными нарушениями с малым смещением.

От северного склона хребта Кабо-Верде в западном направлении отходит тыловая цепочка поднятий длиной до 8 км, шириной 4–5 км и высотой до 75 м каждое (см. рис. 2, 3), которые в разрезе представлены либо горстом, либо асимметричной антиклиналью, нарушаемыми мелкими диapiroподобными структурами (см. рис. 5). В

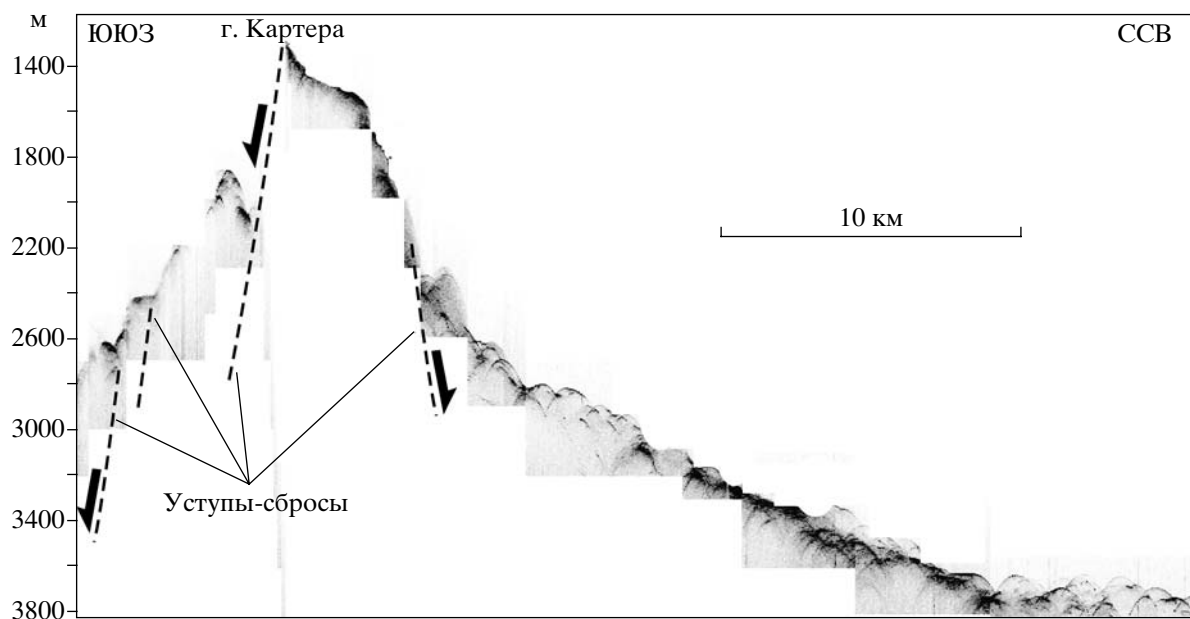


Рис. 8. Характер строения верхней части г. Картера (7-й галс).

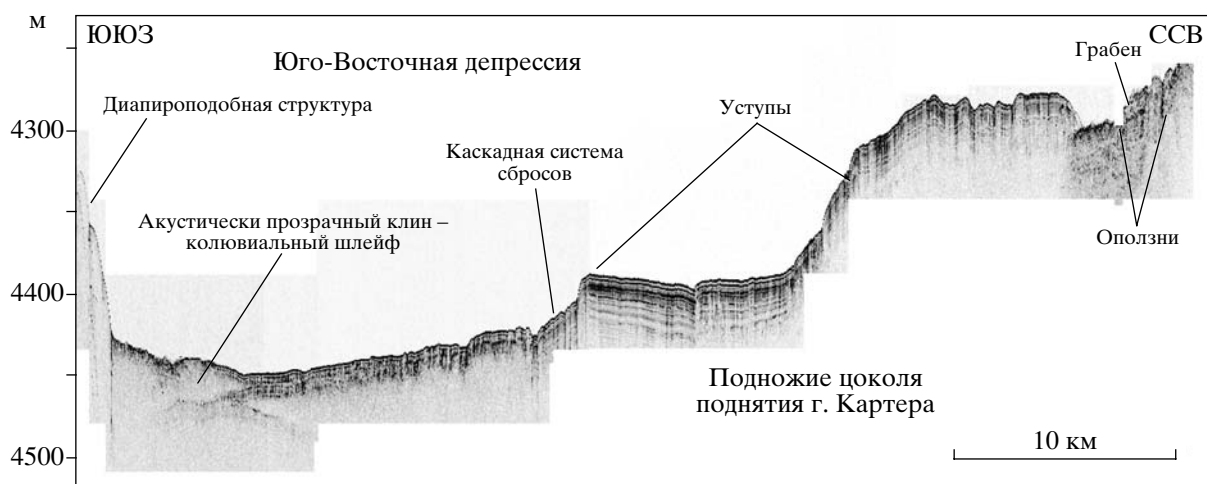


Рис. 9. Характер рельефа и строение осадочного чехла в районе южного подножия поднятия г. Картера и примыкающих участков юго-восточной депрессии (5-й галс).

тылу поднятия г. Картера также развита гряда длиной около 30 км. Ее размеры увеличиваются в восточном направлении в высоту от 50 м до 120 м и ширину от 4 км до 7 км (см. рис. 3). В поперечном сечении эта гряда представляет асимметричную антиклиналь или горст-антиклиналь (см. рис. 6). Ее более крутое южное крыло ограничено разрывным нарушением типа взброса. Северное крыло сформировано волнисто изогнутыми слоями, моноклинально погружающимися в северных

румбах и осложненными частыми вертикальными разрывными нарушениями (см. рис. 6).

ХРЕБЕТ КАБО-ВЕРДЕ

Центральная структура полигона хребет Кабо-Верде протягивается, постепенно воздымаясь, с ЗСЗ на ВЮВ и сочленяется с поднятием горы Картера (см. рис. 2, 3). При ширине около 70 км его протяженность в пределах полигона составляет около 60 км, а общая протяженность, судя по кар-

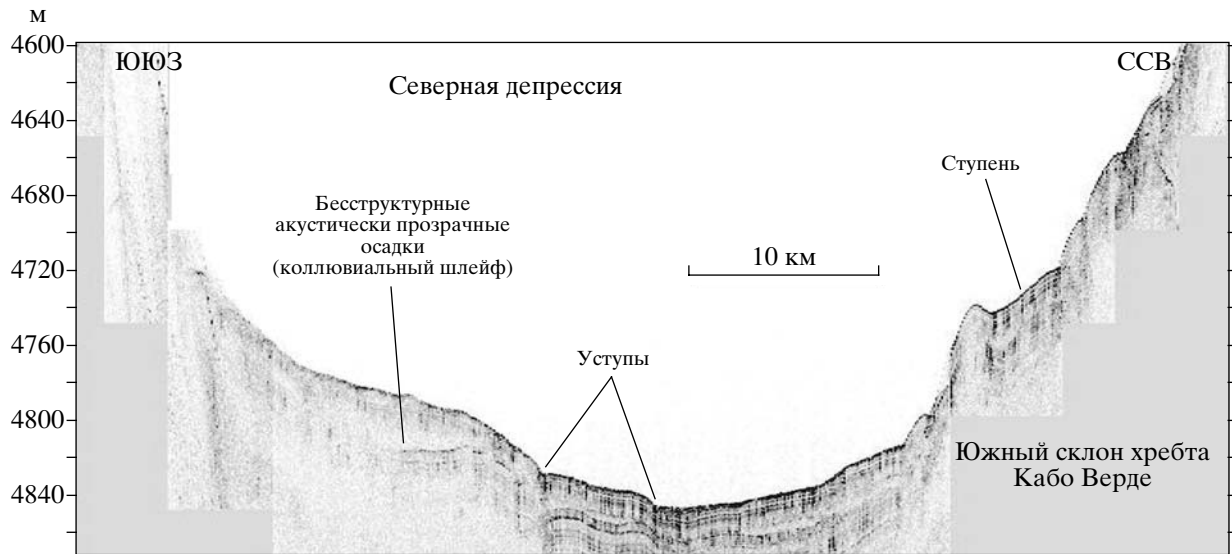


Рис. 10. Строение верхней части осадочного чехла в северной депрессии котловины Зеленого Мыса (1-й галс).

те спутниковой альтиметрии [23], – около 300 км. Южный склон хребта более крутой, его вершинная поверхность лежит на глубинах 4200–4300 м и имеет уклон к северу. Хребет разделяет области с разным уровнем дна, относительная высота хребта около 800 м с северной стороны и 300–400 м – с южной.

Склоны хребта на разных уровнях осложнены ступенями (см. рис. 10) и грядами, протягивающимися вдоль склона на всю его видимую длину, иногда разделенными крутыми уступами. К некоторым из уступов приурочены тектонические эскарпы высотой 20–50 м, переходящие в разрывные нарушения, падающие в направлении склона, которые, судя по их элементам залегания, являются сбросами. Осадки на склонах хребта, диагностируемые с помощью акустического профилирования, распространены спорадически в пределах ступеней и некоторых участков гряд. Видимая мощность этих осадков составляет 30–40 м и они являются фациальным аналогом *толщи 3*. Гряды высотой 100–200 м и шириной 3–5 км представляют собой диапироподобные структуры, в отличие от таковых на Зеленомысском поднятии они ограничены сбросами, а не взрезами (?).

Вершинная часть хребта имеет ширину около 40 км, ее наименее нарушенная центральная часть (2, 3 галсы) перекрывается отложениями, близкими к таковым на склонах хребта. В восточной части хребта эти отложения разбиты горстами и горст-антиклиналями высотой 50–150 м и

шириной 2–4 км, разделенными соразмерными им грабенами (рис. 7).

ПОДНЯТИЕ Г. КАРТЕРА

Хребт Кабо-Верде на востоке переходит в более обширное поднятие г. Картера (площадью примерно 30 × 100 км), которое относится к цепи подводных гор Батиметристов и Гримальди (см. рис. 2, 3). Поднятие состоит из цоколя и нескольких конусовидных гор. Крупнейшей из них является г. Картера. Цоколь имеет асимметричное сечение (см. рис. 3). На севере он начинается с глубин 4600–4950 м, достигая высоты 3650 м, а на юге – с глубин 4400–4450 м, достигая высоты 3750 м. У южного склона цоколя располагается подножие высотой до 150 м, которое состоит из двух ступеней шириной до 15 км, разделенных уступом высотой 50–80 м. В юго-западной части верхней ступени располагается конусовидная гора с относительной высотой более 600 м и с диаметром основания около 2.5 км (см. рис. 2, 3), являющаяся, вероятно, также вулканической постройкой. Склоны как цоколя, так и самой г. Картера осложнены крутыми уступами, местами переходящими в сбросы. Поверхности сбросов падают в противоположные стороны от осевой части горы (рис. 8).

Г. Картера возвышается над цоколем на 3400–3600 м. По результатам драгирования в строении г. Картера участвуют биогермные известняки среднеэоценового возраста, туфогенные песчаники, вулканические породы и вулканомиктовые брекчии с известковистым цементом плиоцено-

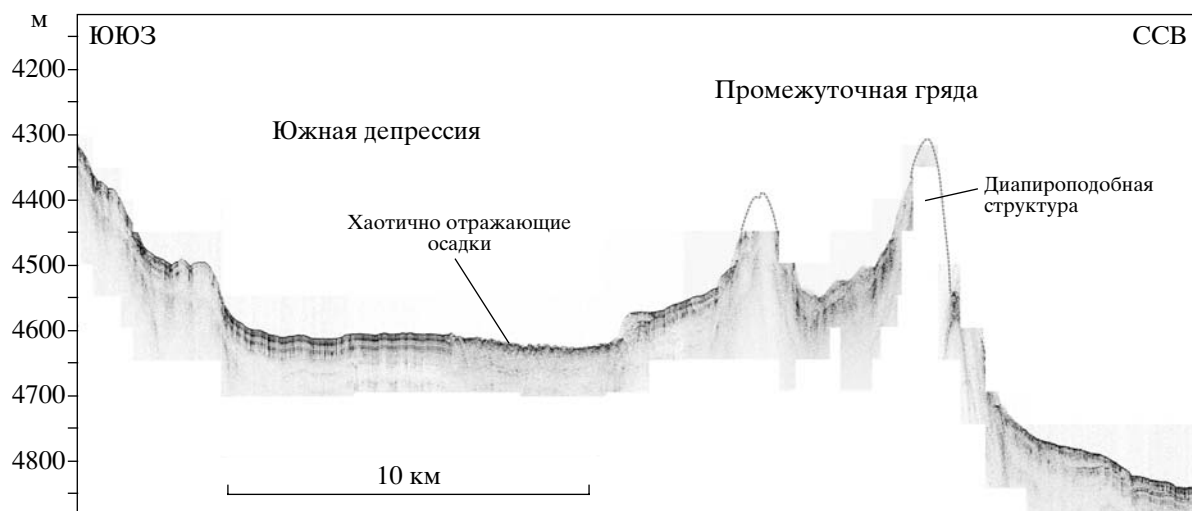


Рис. 11. Характер рельефа и строение осадочного чехла в районе промежуточной гряды и южной депрессии котловины Зеленого Мыса (2-й галс).

вого возраста. Все определения возраста пород выполнены Головиной Л.А. (Геологический институт РАН) по наннопланктону. Результаты дражирования указывают на то, что г. Картера представляет собой потухший вулкан, в вершинной части которого в среднем эоцене сформировалась карбонатная банка, как и на других горах этой цепи [15, 19].

Распределение акустически распознаваемых осадочных отложений в пределах поднятия г. Картера очень пестрое. На северном склоне цоколя они встречаются на более пологих участках склона и близки к *толще 3*. На самой г. Картера местами отмечаются участки, перекрытые жестко отражающими отложениями мощностью до 10 м, по-видимому, представляющие собой продукты разрушения склонов вулкана (см. рис. 8). Хорошо развитый осадочный чехол видимой мощностью до 50 м, близкий по строению к таковому в восточной части Зеленомысского поднятия, наблюдается в пределах подножия южного цоколя. Здесь тонкослоистая осадочная толща нарушается системой малоамплитудных сбросов, падающих к югу в районах уступов, ограничивающих ступени (рис. 9). А в целом вся толща осложнена частыми вертикальными разрывными нарушениями, около которых слои полого изгибаются. Между верхней ступенью подножия и цоколем сформировался грабен глубиной около 50 м и шириной 3–5 км, частично заполненный мелкими (1–3 км в поперечнике) оползневыми образованиями.

АБИССАЛЬНАЯ КОТЛОВИНА ЗЕЛЕНОГО МЫСА

Южная часть полигона захватывает фрагмент восточного фланга абиссальной котловины Зеленого Мыса. В структуре этой области на западе непосредственно к югу от хребта Кабо-Верде выделяются северная и южная депрессии, разделенные промежуточной грядой (см. рис. 2, 3). Южная депрессия на юге ограничивается прерывистой промежуточной грядой. К югу от поднятия г. Картера расположена юго-восточная депрессия, южнее которой находится гора Фланган. Все выделенные структуры, за исключением северной депрессии, имеют генеральное субширотное простирание. В соответствии с данными спутниковой альтиметрии эти депрессии и гряды являются продолжением фланговых структур трансформных разломов САХ (см. рис. 1).

Северная депрессия (длина в пределах полигона около 50 км и ширина до 15 км) заканчивается у поднятия г. Картера (см. рис. 2, 3). Глубина депрессии уменьшается с запада на восток от 4850 м до 4400 м. Бронирующая толща, являющаяся фациальным аналогом *толщи 3*, имеет здесь видимую мощность около 50 м, слои слабо волнисто изогнуты (рис. 10). В присклоновых частях депрессии в разрезе осадочной толщи ниже уровня 30–40 м появляются акустически прозрачные, бесструктурные асимметричные линзовидные тела мощностью 10–30 м, по-видимому, заполненные коллювиальными отложениями. Отрог г. Картера, проникающий в восточную часть депрессии, проявляет себя как горст-антиклиналь шириной 5–6 км и высотой 40–50 м.

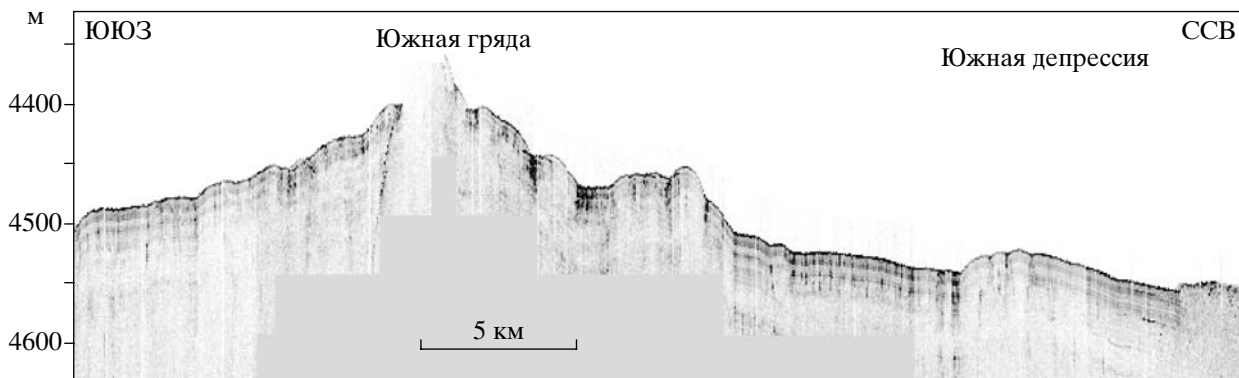


Рис. 12. Поперечное сечение южной гряды котловины Зеленого Мыса (6-й галс).

Промежуточная гряда (длина в пределах полигона около 50 км, ширина 10–12 км) на западе представляет собой поднятие, образованное двумя диапироподобными структурами (рис. 11), осложненными субвертикальными разрывными нарушениями. Между ними располагается синклинали шириной 5–6 км, на которую наложены складки более высокого порядка. В пределах синклинали осадочная толща образована грубо стратифицированными отложениями. Южная диапироподобная структура к востоку выклинивается, замещаясь северной, высота которой возрастает до 800 м, при этом вблизи поднятия г. Картера простирание этой структуры отклоняется от простирания гряды к юго-востоку (см. рис. 2). Промежуточная гряда в целом имеет асимметричный профиль, ее северный склон, образованный крылом северной диапироподобной структуры, круче, чем южный (см. рис. 11). Последний перекрыт моноклинально залегающим осадочным чехлом, местами нарушенным разрывами, около которых слои слабо деформированы.

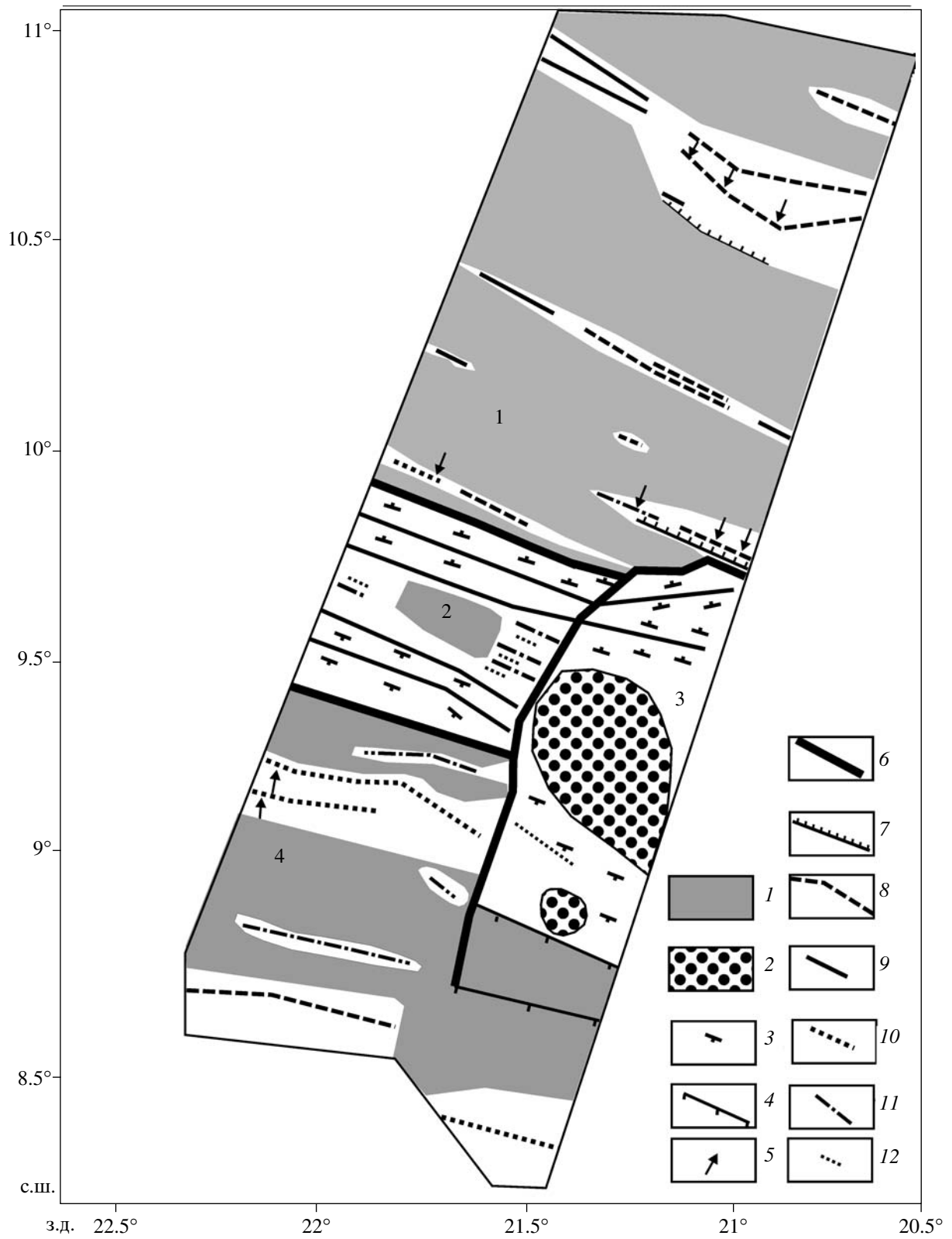
Южная депрессия (длина в пределах полигона около 50 км, ширина до 25 км) ограничивается на востоке поднятием г. Картера и его отрогами. Дно депрессии постепенно поднимается к югу от 4630 м до 4600 м на западе и от 4600 до 4500 м на востоке, а также с запада на восток в среднем на 80 м.

В южной части депрессии вдоль нее протягивается небольшое поднятие типа горст-антиклинали шириной 5–6 км и высотой от 10 м до 80 м. Севернее этого поднятия в осадочном чехле депрессии стратификация отсутствует (см. рис. 11). Здесь в полосе шириной около 10 км осадочная толща имеет хаотичное внутреннее строение, а дно осложнено многочисленными мелкими (3–5 м) эрозионными врезами. В ней на глубинах 40–50 м местами просматриваются фрагменты слоистых толщ. Осадки с хаотической структурой по латерали к югу резко переходят в тонко стратифицированную толщу, характер слоистости в которой близок к таковому в бронирующих отложениях северной депрессии (см. рис. 11), при этом слои слабо волнисто изогнуты. Стратифицированные отложения поднимаются вверх по северному склону южной гряды, сокращаясь в мощности и выклиниваясь. Вблизи склона этой гряды под стратифицированными отложениями залегают асимметричные линзовидные тела (мощностью до 60 м), сложенные акустически прозрачными отложениями, вероятно, как и другие аналогичные тела, имеющее коллювиальную природу.

Юго-восточная депрессия (длина в пределах полигона 35–40 км, ширина около 20 км) кулисообразно надстраивает южную депрессию. Дно в ее пределах в северной части поднимается с юга

Рис. 13. Тектоническая схема полигона.

Условные обозначения: 1 – участки с недеформированными или слабо деформированными слоями верхней части осадочного чехла, 2 – вулканические постройки, 3 – сбросы вне масштаба, 4 – выходы плоскостей сбросов на поверхность дна, 5 – направление вергентности, 6 – границы между различными провинциями структурных парагенезов голоценового возраста, 7 – выходы плоскостей надвига (?) и взбросов на поверхность дна; 8–12 – оси: 8 – антиклиналей, 9 – диапироподобных структур, 10 – горстов и горст-антиклиналей, осложненных диапироподобными структурами, 11 – горстов и горст-антиклиналей, 12 – грабенов. Цифрами обозначены провинции структурных парагенезов голоценового возраста: 1 – южного окончания Зеленомысского поднятия, 2 – хребта Кабо-Верде, 3 – поднятия г. Картера, 4 – абиссальной котловины Зеленого Мыса.



на север от 4470 до 4430 м в сторону поднятия г. Картера, а в южной части, наоборот, в сторону поднятия г. Фланаган на 20–30 м. В северной части депрессии стратификация осадков слабо выражена вследствие “размазанных” отражений от границ слоев, на глубинах ниже 20 м от поверхности дна стратификация исчезает полностью (см. рис. 9). Слоистость нарушена многочисленными вертикальными разрывными нарушениями, около которых осадки полого изгибаются. Вблизи тальвега в слоистые осадки этого типа “врезается” акустически прозрачный клин, который, достигая мощности 50 м, прилегает к поднятию г. Фланаган (см. рис. 9). Этот клин, вероятно, является коллювиальным шлейфом этого поднятия. Поднятие г. Фланаган в разрезе представляет собой горст, осложненный несколькими диапироподобными структурами. На крыльях диапироподобных структур отчетливо дешифрируются разрывные нарушения (взрезы?), прослеживаемые в глубину до 50 м.

Южная гряда имеет в разных сечениях различные морфологические параметры и строение. На западном фланге – это продолговатое поднятие шириной около 8 км и высотой около 1000 м со ступенчатыми склонами. На ступенях залегают осадочные отложения, близкие к таковым в южной депрессии. На востоке поднятие в разрезе представляет собой пологую антиклиналь (высотой около 200 м), крылья которой осложнены горст-антиклиналями более высокого порядка, диапироподобными структурами, вертикальными разрывными нарушениями (рис. 12). Поднятие полностью бронируется тонкослоистой толщей. Слои деформированы в пологие складки.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Результаты акустического профилирования свидетельствуют о том, что изученная область характеризуется дискретной дислоцированностью верхней части осадочного чехла, при этом в выделенных морфоструктурных провинциях тектонические структуры образуют самостоятельные парагенезы. Схема пространственного расположения тектонических структур и их парагенезов приведена на рис. 13.

Основными элементами структурного парагенеза в пределах южного окончания Зеленомысского поднятия являются структуры запад-северо-западного простирания: протяженные диапироподобные структуры, горсты, антиклинали, горст-антиклинали и разделяющие их участки дна, где осадочные отложения не деформированы. Крылья антиклиналей часто нарушены разрывными нарушениями, падающими в направле-

ниях близких к падению крыльев, и осложнены складками более высокого порядка. Диапироподобные структуры, соответствующие этим грядам, были хорошо изучены методом НСП на их более западных участках [1, 13]. Они являются структурами протыкания, проходящими через осадочный чехол, при этом осадочные слои в непосредственной близости к диапироподобной структуре сминаются в мелкие дисгармоничные складки. Диапироподобные структуры либо протыкают весь осадочный чехол и выступают над поверхностью дна, либо не доходят до этой поверхности. В последнем случае осадочные слои непосредственно над этой структурой, изгибаясь, приподнимаются. Эти наблюдения однозначно свидетельствуют о том, что диапироподобные структуры сформировались в результате вертикального движения вверх блоков вещества, различного по составу и строению от окружающего осадочного чехла, в ходе которого возникали пликативные деформации слоев сбоку от поднимающегося блока и штамповые структуры над ним. Изученные нами диапироподобные структуры по простиранию в пределах одной гряды могут сменяться антиклиналями и присутствовать в составе горстов и горст-антиклиналей. Очевидно, что антиклинали, горсты и горст-антиклинали являются штамповыми структурами, сформировавшимися в самых молодых осадочных отложениях, бронирующих поверхность океанского дна, над погруженными диапироподобными структурами. В этом случае разрывные нарушения, осложняющие строение крыльев складок, не являются сбросами, хотя по элементам залегания их напоминают. Они являются плоскостями срыва (взрезами?), по которым более центральные участки складок поднимаются вверх относительно их периферических участков.

Так как деформированы отложения, бронирующие поверхность дна, то очевидно, что время проявления описанных выше тектонических движений в пределах Зеленомысского поднятия близко к современному. При опробовании донных осадков на площади распространения *толщи 3* прямоотчными трубками было установлено, что в верхах их разреза залегают современные илы, а на глубине 5–6 м – голоценовые [15]. Отложения самой молодой *толщи 1* вблизи положительных структур не дислоцированы. Таким образом, тектонические движения происходили в голоцене, но более точно установить их время на данный момент невозможно.

Интересной особенностью некоторых новообразованных структур является их асимметричность. Наиболее ярко она выражена на восточном фланге северной гряды и в тыловой гряде поднятия г. Картера (см. рис. 13) и проявлена в

том, что южные крылья антиклинальных поднятий более крутые, чем северные. При этом поднятие тыловой гряды ограничено с юга взбросами, падающими в северных румбах. Асимметричные антиклинали северной гряды сопряжены с резким уступом дна, разделяющим более высокие северные и более низкие южные участки дна. А в районе 3-го галса под северной грядой по данным НСП дешифрируется надвиг [15], но, возможно, это разрывное нарушение является взбросом. На данный момент его однозначная идентификация невозможна и в дальнейшем тексте статьи он будет фигурировать как надвиг (?). Поверхность надвига (?) падает в северных румбах под антиклиналь и отчетливо прослеживается до глубин 200–250 м, менее отчетливо до 500 м, при этом с глубиной угол падения выполаживается. Непосредственно в месте выхода надвига (?) на поверхность дна развита диапироподобная структура. Она видна и на записях НСП в виде наклонной линзы акустически прозрачного материала, располагающейся над сместителем и проникающей до глубины около 250 м. О движениях вдоль этого надвига (?) свидетельствуют также уступы дна, которые позволяют оценить амплитуду перемещения, увеличивающуюся с запада на восток от 50 до 175 м.

Таким образом, некоторым сегментам новообразованных тектонических структур Зеленомысского поднятия присуща вергентность, направленная в южных румбах. В свете выше сказанного можно полагать, что данные тектонические структуры представляют собой приразломные структуры, отражающие динамическое влияние надвига (?) на верхние слои осадков. При этом в области тектонического срыва, связанной с надвигом (?), приурочены и подъемы диапироподобных структур.

Описанные выше особенности структурного парагенеза южного окончания Зеленомысского поднятия свидетельствуют о том, что формирование новообразованных тектонических структур происходило в голоцене в обстановке сжатия, которая существовала и, вероятно, существует в верхней части литосферы этой провинции. Учитывая элементы вергентности, присущие некоторым новообразованным структурам, весьма вероятно, что силы, вызывающие обстановку сжатия, были направлены с северо-северо-востока на юго-юго-запад. Эти напряжения не вызвали складчатости общего смятия. Разрядка напряжений происходила путем локального образования взбросов и надвигов (?) и перемещения отдельных блоков коры (диапироподобные структуры), выжимавшихся в верхние структурные уровни динамической разгрузки. Над взбросами и надвигами (?) воз-

никали приразломные асимметричные антиклинали, над погребенными диапироподобными структурами – структуры штампового типа: антиклинали, горст-антиклинали, горсты.

Линейные локальные зоны, где происходила разгрузка напряжений сжатия, располагаются не случайным образом. По данным НСП под грядками и цепочками поднятий обнаружены выступы акустического фундамента, над которыми наблюдаются положительные гравитационные аномалии амплитудой 5–10 мГал [15]. По данным спутниковой альтиметрии [23] эти гряды имеют протяженность 250–300 км и находятся на продолжении трансформных разломов. Кора в палеотрансформных зонах действительно обладает пониженной прочностью, поскольку в ходе формирования этих зон в их пределах происходили интенсивные тектонические процессы с заложением многочисленных разрывных нарушений. Учитывая тесную пространственную связь зон распространения новообразованных тектонических структур и палеотрансформных зон, можно предположить, что на этих участках коры в условиях сжатия происходили срывы и подъемы вещества. Дополнительной силой подъема могла служить плотностная инверсия, обусловленная наличием в палеотрансформных зонах серпентинитов.

Парагенез новообразованных тектонических структур абиссальной котловины Зеленого Мыса принципиально не отличим от предыдущего, его основу также составляют положительные структуры, но субширотного простирания: антиклинали, диапироподобные структуры, горсты и их группы и разделяющие их широкие пониженные участки дна с недеформированными осадками (см. рис. 13). Поэтому принципиальные положения, касающиеся генезиса рассматриваемых тектонических структур, аналогичны таковым для новообразованных структур Зеленомысского поднятия. А именно структурообразование в этой провинции происходило в голоцене в условиях сжатия под воздействием поднимающихся блоков коры. Отличительным моментом условий тектонических процессов было, вероятно, иное направление сил, создающих напряжения сжатия, а именно с юга на север. На это могут указывать признаки северной вергентности в пределах промежуточной гряды.

Два структурных элемента являются особенностью парагенеза этой провинции. Во-первых, линейные зоны проявления тектонических деформаций сопряжены не только с палеотрансформными зонами, как в предыдущей провинции (в основном), но и с отрогами поднятия г. Картера, которые представляют собой небольшие горсты и горст-антиклинали, осложняющие строение де-

прессий. Влияние поднятия г. Картера отражается также в изменении простирания наиболее высокого восточного звена промежуточной гряды, оно как бы отклоняется от г. Картера к югу (см. рис. 13). Это можно объяснить только тем, что данная структура первоначально вулканической или субвулканической природы возникла во время формирования самой г. Картера и позднее испытала тектоническую активизацию.

Во-вторых, у подножий промежуточной и южной гряд и поднятия г. Фланаган ниже бронирующих осадков развиты линзовидные осадочные тела, выполненные, по-видимому, коллювиальными отложениями, сформировавшимися при разрушении этих поднятий. Следовательно, эти поднятия существовали и ранее, а в голоцене испытали тектоническую активизацию.

Парагенез новообразованных тектонических структур хребта Кабо-Верде образован склоновыми и вершинными структурами. На склонах широко развиты диапироподобные структуры и разрывные нарушения типа сбросов, падающих в направлении склона (см. рис. 13). Такое сочетание тектонических образований в свете выше изложенных представлений о происхождении диапироподобных структур непонятно. Можно предположить, что диапироподобные структуры возникли на более раннем этапе формирования хребта Кабо-Верде. В вершинном парагенезе участки дна с недеформированными осадками сочетается с участками, разбитыми горстами и горст-антиклиналями, чередующимися с грабенами, деформирующими бронирующие осадочные отложения.

Широкое развитие на склонах хребта сбросов и наличие структур проседания в вершинной части свидетельствуют о том, что новейшее структурообразование в пределах хребта происходит в обстановке растяжения или в нейтральном поле сил.

Судя по наличию коллювиального шлейфа в присклоновых частях, погребенного под бронирующими осадками, хребет Кабо-Верде ко времени образования описанного структурного парагенеза уже существовал. В работе [14] время формирования хребта Кабо-Верде оценивается как олигоцен-ранний миоцен. Этот вывод получен для более западного сегмента хребта Кабо-Верде (см. рис. 1), характеризующегося резкой асимметричностью с южной вергентностью. По материалам НСП в районе полигона хребет перекрыт осадочным чехлом видимой мощностью около 500 м, сходным по строению с чехлом южного окончания Зеленомысского поднятия [15]. Таким образом, вершинная часть хребта тектонически поднята на несколько сотен метров и хребет Кабо-Верде в целом представляет собой горст крупных размеров,

являясь штамповой структурой. По данным НСП в разрезе осадочного чехла хребта Кабо-Верде верхняя горизонтально слоистая толща мощностью 60–80 м залегает с угловым несогласием на нижних деформированных отложениях. Возраст этой толщи, если сопоставить ее с разрезом скважины 367 DSDP [21], может быть определен как четвертичный. Следовательно, подъем хребта в районе полигона произошел непосредственно в предчетвертичное время. От штамповых структур Зеленомысского поднятия хребет Кабо-Верде отличается только более крупными размерами. В его районе наблюдаются наиболее обширный выступ акустического фундамента и наиболее интенсивная (до 20 мГал) гравитационная аномалия [15]. Таким образом, в районе полигона хребет Кабо-Верде сформировался в предчетвертичное время в обстановке сжатия. Судя по всему, подъем его отдельных частей происходил неравномерно, сопровождаясь срывами, в частности, вследствие более медленного подъема периферических участков хребта. Впоследствии во время тектонической активизации хребта в голоцене по этим срывам могли закладываться сбросы. Следует учитывать, что, вероятно, в пределах восточного сегмента хребта Кабо-Верде также происходили тектонические движения и в олигоцене–раннем миоцене, как в его более западном сегменте, однако они завуалированы последующим тектогенезом.

Указанное выше угловое несогласие по данным НСП наблюдается и в осадочных разрезах котловины Зеленого Мыса. Очевидно, что в это же предчетвертичное время сформировались и поднятия промежуточной и южной гряд этой котловины, в подножии которых на том же глубинном уровне, что и у хребта Кабо-Верде, сформированы коллювиальные шлейфы.

Молодые структурные парагенезы поднятия г. Картера близки к таковым хребта Кабо-Верде. Структурное родство этих двух крупных поднятий подчеркивается и тем, что на их северных склонах развиты общие структуры (см. рис. 3, 13). Мы считаем, что и в целом этапы становления этого поднятия совпадают с таковыми хребта Кабо-Верде и по времени, и по динамическим обстановкам. Отличительной чертой поднятия г. Картера является развитие у его южного цоколя обширного подножия, в пределах которого бронирующие осадки нарушаются молодыми сбросами. Вулканические постройки, наблюдающиеся в пределах этой провинции, сформировались, судя по возрасту венчающих его рифовых известняков, до среднего эоцена. Очевидно, их формирование произошло в раннем эоцене, как и других вулканических построек из района [19]. Сейчас склоны вулканов имеют тектоногенный характер, они нарушены системой

сбросов голоценового возраста. Однако, судя по наличию вулканомиктовых пород плиоценового возраста, сбросообразование могло происходить и в это время.

Анализ полученных данных позволяет предложить для изученного полигона следующий сценарий тектонических событий. В обстановке сжатия в олигоцене – раннем миоцене сформировался западный, а непосредственно в предчетвертичное время – восточный сегмент хребта Кабо-Верде и поднятие г. Картера. Структурообразование в олигоцене – раннем миоцене, по-видимому, происходило и на месте восточного сегмента хребта и на поднятии г. Картера. В пределах полигона в предчетвертичное время также выросли поднятия к югу от хребта Кабо-Верде. В голоцене в обстановке сжатия под действием сил, направленных с северо-северо-востока сформировались тектонические положительные структуры в пределах Зеленомысского поднятия. В абиссальной котловине Зеленого Мыса в обстановке субмеридионального сжатия образовались близкие структуры и произошла активизация предчетвертичных структур. В это же время на хребте Кабо-Верде и поднятии г. Картера структурообразование, выраженное в образовании провальных структур и сбросов, протекало, скорее всего, в обстановке растяжения. Таким образом, выделяется три этапа тектонических движений, масштаб которых уменьшался со временем: олигоцен – ранний миоцен, предчетвертичное время и голоцен. Эти этапы в соответствии с работой [10] в общем совпадают с временными ограничениями этапов неотектонической эпохи в Центральной Атлантике, и, таким образом, изученные тектонические процессы могут быть классифицированы как неотектонические. Изученные тектонические движения и структуры не ограничиваются только площадью полигона Кабо-Верде. Близкая по времени тектоническая активность проявлена и на поднятии Сьерра-Леоне [4, 5], и в более западных участках зоны сочленения Зеленомысского поднятия и котловины Зеленого Мыса [14]. Таким образом, неотектонические движения на восточной окраине Центральной Атлантики имеют региональный характер.

ВЫВОДЫ

1. В ходе среднемасштабных регионально-геологических исследований, проведенных на восточной окраине Центральной Атлантики в зоне сочленения Зеленомысского поднятия, котловины Зеленого Мыса и подводных гор Гримальди и Батиметристов, получены новые данные о неотектонических деформациях в океане, позволив-

шие провести детальные неотектонические построения.

2. Установлено, что неотектонические движения происходили в пространстве дискретно: отмечается сочетание не деформированных объемов пород и зон интенсивных деформаций.

3. При тектонических движениях образовались новые структуры типа антиклиналей, горстов, горст-антиклиналей, диапироподобных структур, грабенов, осложненных структурами более высокого порядка. С ними сопряжены тектонические нарушения первичной структуры осадочного чехла: надвиги (?), взбросы, сбросы, крутопадающие разрывные нарушения, пликативные деформации. По размеру среди новообразованных тектонических структур выделяются крупные – хребет Кабо-Верде (длина около 300 км, ширина около 50 км, высота около 800 м) и поднятие г. Картера (около 100 км в поперечнике), средние – тектонические поднятия к югу и к северу от хребта Кабо-Верде (длина в пределах полигона от 50 до 90 км, ширина 8–10 км, высота около 200–300 м) и мелкие – отдельные горсты, антиклинали и диапироподобные структуры (длина 10–15 км, ширина около 5 км, высота около 50–150 м).

4. Выделяется три этапа неотектонических движений. На первом этапе в олигоцене – раннем миоцене образовалась западная часть хребта Кабо-Верде, на втором этапе в предчетвертичное время – восточная часть хребта Кабо-Верде, поднятие г. Картера и поднятия в виде гряд к югу от хребта, на третьем этапе в голоцене возникли положительные структуры Зеленомысского поднятия и частично котловины Зеленого Мыса, а также произошла тектоническая активизация ранее образованных структур. Эти три этапа неотектонических движений близки к этапам неотектонической эпохи, установленным в работе [10] для Центральной Атлантики, что придает важность полученным результатам в связи с разработкой общих проблем неотектоники океана.

5. Совокупность структурных парагенезов, сформировавшихся в течение голоценового этапа, имеет свои специфические отличия в различных морфоструктурных провинциях полигона: южном окончании Зеленомысского поднятия, котловине Зеленого Мыса, хребте Кабо-Верде и поднятии г. Картера. Тектонические деформации в пределах Зеленомысского поднятия и котловины Зеленого Мыса происходили в обстановке субмеридионального сжатия, а в пределах хребта Кабо-Верде и поднятия г. Картера в обстановке растяжения или при нейтральном поле напряжений. Обстановки сжатия разряжались ростом положительных структур протыкания и штампово-

го типа. В обстановке растяжения возникали сбросы и структуры проседания.

6. Детальные характеристики выявленных неотектонических структур и их парагенезов, пространственные и временные взаимоотношения между ними имеют важное значение для дальнейшего развития работ по среднемасштабному тектоническому районированию океанского дна.

Работы проводились при финансовой поддержке программы Президиума РАН № 17 “Фундаментальные проблемы океанологии: геология, физика, биология, экология”, гранта РФФИ 06-05-64152а, ФЦП “Мировой океан” (подпрограмма “Природа Мирового океана”) и ведущих научных школ № НШ-9664. 2006.5.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Ефимов В.Н., Сколотнев С.Г.* Новые данные о строении осадочного чехла в районе сочленения Зеленомысского поднятия и котловины Зеленого Мыса (Центральная Атлантика) по данным непрерывного сейсмического профилирования // Докл. РАН. 2006. Т. 407. № 4. С. 506–511.
2. *Мазарович А.О.* Тектоническое положение островов Зеленого Мыса в структуре Восточной Атлантики // Геотектоника. 1988. № 5. С. 25–33.
3. *Мазарович А.О.* Тектоническая конвергенция пассивных частей трансформных разломов в Приэкваториальной Атлантике // Докл. РАН. 1994. Т. 335. № 1. С. 70–73.
4. *Мазарович А.О.* Структуры и этапы эволюции вулканических островов и подводных гор тропической Атлантики // Геотектоника. 1998. № 4. С. 53–65.
5. *Мазарович А.О.* Геологическое строение Центральной Атлантики: разломы, вулканические сооружения и деформации океанского дна. М.: Научный Мир, 2000. 176 с.
6. *Мазарович А.О., Добролюбова К.О., Ефимов В.Н. и др.* Рельеф и деформации океанической коры южнее островов Зеленого Мыса (Атлантический океан) // Докл. РАН. 2001. Т. 379. № 3. С. 362–366.
7. *Одинокоев Ю.Ю., Удинцев Г.Б., Береснев А.Ф.* Особенности морфологии зоны краевых дислокаций Срединно-Атлантического хребта // Геотектоника. 1990. №1. С. 97–104.
8. *Павленкова Н.И., Погребницкий Ю.Е., Романюк Т.В.* Сейсмо-плотностная модель коры и верхней мантии Южной Атлантики по Анголо-Бразильскому геотраверсу // Физика Земли. 1993. № 10. С. 27–38.
9. *Подгорный Л.В., Хуторской М.Д.* Геотермальная асимметрия срединных хребтов Мирового океана // Геотектоника. 1999. № 3. С. 21–42.
10. *Пуцаровский Ю.М., Мазарович А.О., Сколотнев С.Г.* Неотектоника океанского дна (Центральная Атлантика) // Геотектоника. 2005. № 2. С. 3–16.
11. *Пуцаровский Ю.М., Сколотнев С.Г.* Косые разломы в Атлантическом и Индийском океанах // Геотектоника. 1997. № 2. С. 63–74.
12. *Разницын Ю.Н.* Тектоническая расслоенность литосферы молодых океанов и палеоокеанических бассейнов. М.: Наука, 2004. 176 с.
13. *Сколотнев С.Г., Пейве А.А., Ефимов В.Н. и др.* Некоторые аспекты геологического строения района сочленения Зеленомысского поднятия и котловины Зеленого Мыса (Центральная Атлантика) // Фундаментальные исследования океанов и морей. Кн. 2. М.: Наука, 2006. С. 57–86.
14. *Сколотнев С.Г., Пейве А.А., Турко Н.Н. и др.* Новые данные о геологическом строении района сочленения Зеленомысского поднятия и котловины Зеленого Мыса (Центральная Атлантика) // Докл. РАН. 2005. Т. 407. № 2. С. 224–229.
15. *Сколотнев С.Г., Турко Н.Н., Соколов С.Ю. и др.* Новые данные о геологическом строении зоны сочленения Зеленомысского поднятия, котловины Зеленого Мыса и подводных гор Батиметристов (Центральная Атлантика) // Докл. РАН. 2007. Т. 416. № 7. С. 1037–1041.
16. *Удинцев Г.Б.* Неравномерность океанского рифтогенеза и гетерогенность дна океана // Докл. РАН. 2000. Т. 372. № 5. С. 687–690.
17. *Харин Г.С.* Магматические породы подводной возвышенности Сьерра-Леоне // Океанология. 1988. Т. 28. Вып. 1. С. 82–88.
18. General bathymetric chart of the ocean (GEBCO) 1 : 10000000 // Ottawa: Canad. Hydrogr. Serv. 1982.
19. *Jones E.J.W., BouDagher-Fadel M.K., Thirlwall M.F.* An investigation of seamount phosphorites in the Eastern Equatorial Atlantic // Marine Geology. 2002. № 183. P. 143–162.
20. *Jones E.J.W., Goddard D.A., Mitchell J.G., Banner F.T.* Lamprophyric volcanism of Cenozoic age on the Sierra-Leone Rise: implication for regional tectonics and the stratigraphic time scale // Mar. Geol. 1991. № 99. P. 19–28.
21. *Lancelot Y., Seibold E., Ceprek P., et al.* Site 367: Cape Verde basin // Initial Reports of the DSDP. Washington: U.S. Government Printing Office, 1978. Vol. 41. P. 163–232.
22. *Lancelot Y., Seibold E., Ceprek P., et al.* Site 368: Cape Verde Rise // Initial Reports of the DSDP. Washington: U.S. Government Printing Office, 1978. Vol. 41. P. 233–326.
23. *Sandwell D.T., Smith W.H.F.* Marine gravity anomaly from Geosat and ERS-1 satellite altimetry // Journal of Geophysical Research. 1997. Vol. 102. № B5. P. 10039–10054.

Рецензент: Ю.Г. Леонов, А.А. Пейве

Neotectonic Morphotstructures in the Junction Zone of the Cape Verde Rise and Cape Verde Abyssal Plain, Central Atlantic

S. G. Skolotnev^a, S. Yu. Kolodyazhny^a, N. V. Tsukanov^b, N. P. Chamov^a, and S. Yu. Sokolov^a

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

^b *Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Nakhimovskii pr. 36, Moscow, 117997 Russia*

Received May 21, 2007

Abstract—Acoustic profiling carried out with an Edgetech 3300 prophilograph in the junction zone of the Cape Verde Rise, Cape Verde Abyssal Plain, and Grimaldi and Bathymetrists seamounts in the Central Atlantic during Cruise 23 of the R/V *Akademik Nikolaj Strakhov* allowed us to obtain new data on neotectonic deformations in the ocean and to propose their interpretation. It has been established that neotectonic movements occurred in the discrete manner: blocks of undeformed rocks alternate with linear zones of intense deformation spatially related to paleotransform fracture zones, where anticlines, horsts, diapir-like morphostructures, and grabens were formed. The Cape Verde Ridge is a large horst. Its sedimentary cover is disturbed by thrust (?), reverse, and normal faults, steeply dipping fracture zones, and folds. Three stages of tectonic movements—Oligocene–early Miocene, pre-Quaternary, and Holocene—are recognized. The tectonic deformations occurred largely under near-meridional compression. Extension setting was characteristic of the Cape Verde Ridge and the Carter Rise in the Holocene.