

УДК 551.36 / 551.556

МОРФОСТРУКТУРА И СТРОЕНИЕ ОСАДОЧНОГО ПОКРОВА ВНУТРЕННЕГО ШЕЛЬФА ЗАПАДНОГО КРЫМА

© 2019 г. В. И. Мысливец^{1*}, Н. А. Римский-Корсаков^{2**}, В. Н. Коротаев^{1***},
А. В. Поротов^{1****}, А. А. Пронин^{2*****}, В. В. Иванов^{1*****}

¹ Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, географический факультет,
Москва, Россия

² Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия

*e-mail: myslives@yandex.ru

**e-mail: nrk@ocean.ru

***e-mail: vlaskor@mail.ru

****e-mail: alexey-porotov@yandex.ru

*****e-mail: proan@ocean.ru

*****e-mail: vvi06.56@mail.ru

Поступила в редакцию 23.04.2019 г.

После доработки 23.04.2019 г.

Принята к публикации 18.06.2019 г.

Приводятся результаты геофизических и геоморфологических работ на Западном шельфе полуострова Крым (Евпатория–Балаклава). Рассматриваются вопросы строения осадочной толщи, рельефа дна и палеогеографических реконструкций условий формирования западного шельфа в позднем плейстоцене–голоцене. На основе анализа геоакустических профилей выявлены основные морфоструктуры шельфа и дана их краткая характеристика. Выделен абразионно-аккумулятивный комплекс, состоящий из абразионной платформы и сопряженной с ней аккумулятивной клиноформы, образование которых связано с береговой линией позднплейстоценовой регрессии Черного моря до глубин около 90 м, прослеживаемой от Евпатории до Ялты. На шельфе Каламитского залива исследованы фрагменты затопленной речной сети и береговые аккумулятивные формы типа баров.

Ключевые слова: Западный Крым, шельф, морфоструктуры, клиноформа, акустическое профилирование, затопленная береговая линия, осадочная толща, палеогеоморфология

DOI: 10.31857/S0030-15745961063-1073

ВВЕДЕНИЕ

Шельф Западного Крыма является частью северо-западной мелководной области Черного моря. Несмотря на батиметрическую общность, он отличается от северо-западного шельфа по морфологии, глубинному строению, особенностям новейшей истории развития, формированию рельефа и осадочного покрова. Тектонические характеристики шельфа освещены в работах [6, 32–34]. В развитии структуры земной коры и рельефа северо-западной области большую роль играют субмеридиональные Одесский и Николаевский глубинные разломы. Как установлено, доплиоценовые отложения шельфа Западного Крыма погружаются на глубину и западнее Николаевского разлома замещаются молодыми, плиоцен-четвертичными осадками, выносимыми Дунаем, Днепром,

Днестром, Южным Бугом и их притоками; эти осадки слагают континентальную террасу на всю высоту континентального склона, образуя так называемую Краевую ступень. Таким образом, шельф Западного Крыма — трансгрессивный и отличается от аккумулятивного шельфа Краевой ступени [20].

В научных публикациях, например в [4, 16], есть упоминания о затопленной речной сети Каламитского залива. Отсутствие на большей части прилегающего побережья крупных рек порождает проблему происхождения этой сети. Глубоководный характер и малоперспективный с точки зрения поисков углеводородов разрез шельфа Каламитского залива определили слабую, по сравнению с остальной частью северо-западного мелководья, геологическую изученность этого региона. Расположенные севернее

участки шельфа изучены геофизическими методами и бурением. Исследованы основные черты рельефа, строения четвертичной толщи, конфигурации древней речной сети, строения морфоструктур [12, 19, 28, 30, 38]. Подобные работы на шельфе Западного Крыма либо не проводились, либо недостаточны по объему.

В 2018 г. Географический факультет МГУ им. М. В. Ломоносова и Лаборатория гидролокации дна Института океанологии им. П. П. Шир-

шова РАН провели комплекс геофизических, геоморфологических и геологических инженерных изысканий на Евпаторийском и Севастопольском полигонах Западного шельфа. Для выполнения экспедиционных работ было арендовано судно Южного отделения Государственного океанографического института «Пеленг». Цель работ заключалась в том, чтобы получить представление о соотношении крупных черт рельефа с тектоническими структурами, выявить особенности строения шельфа, реконструировать главные события новейшей истории региона.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

В процессе работы был использован комплекс оригинальной гидролокационной аппаратуры, разработанный в Лаборатории гидролокации дна Института океанологии РАН. В качестве судовой части электроники использовалась аппаратура Chirp Sonar производства американской компании DATA SONICS, позволяющая излучать частотно модулируемые (ЧМ) сигналы. Она была адаптирована для работы с буксируемым телом акустического профилографа АП-5. Сбор первичных данных производился с помощью штатной программы DATA SONICS, а предварительная обработка — с помощью программы KRAVCH-1, разработанной в ИО РАН. Для проведения гидролокационной съемки поверхности дна использовался высокоразрешающий трехчастотный гидролокатор бокового обзора (ГБО) YellowFinn, фирмы Imagenex с рабочими частотами 120, 300 и 600 кГц. Для получения эхолотных профилей использовались цифровые эхолоты Скат-М и LMS-350. Навигационная привязка маршрутов эхолотного промера, профилей акустического зондирования и галсов гидролокационной съемки осуществлялась с помощью дифференциального GPS-приемника Sigma-G3T фирмы Javad, использующего данные как спутниковой группировки GPS, так и ГЛОНАСС. Дополнительно использовались GPS-приемники Garmin 46 и BU-353. Акустическое профилирование, гидролокационная съемка дна и эхолотирование выполнялись одновременно, при движении судна по запланированным галсам со скоростью до 4 узлов.

На Западном шельфе Крыма от Евпатории до Балаклавы в период с 16 по 23 мая 2018 г. было выполнено 14 гидроакустических профилей (рис. 1). Общая площадь покрытия дна гидро-



Рис. 1. Схема галсов на Евпаторийском (Каламитский залив) и Севастопольском (мыс Херсонес — Балаклава) полигонах. 1–14 — геоакустические профили.

локационной съемкой составила 65 км², длина галсов акустического профилирования толщи донных отложений — 161.2 км, а длина галсов эхолотного промера — 180.4 км. Для материалов акустического профилирования характерны небольшая глубинность по грунту при высокой разрешающей способности (1–2 м). Полученные данные были дополнены результатами предшествующих геоморфологических, геологических, геофизических исследований, анализом литературного и картографического материала.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Морфоструктуры шельфа. Основу северо-западного шельфа образуют структуры трех тектонических областей — Восточно-Европейской, или Русской, платформы, эпигерцинской Скифской платформы и альпийского мегантиклинория (по другим взглядам, складчато-надвигового сооружения) Горного Крыма, продолжающиеся на шельф [6, 32]. Фунда-

мент платформы разбит на отдельные крупные блоки древними, дорифейского заложения субмеридиональными глубинными разломами. С запада на восток это Фрунзенско-Арцизский, Одесский, Николаевский и Евпаторийско-Скадовский разломы. С юга древнюю платформу обрамляет молодая эпигерцинская Скифская платформа. К востоку от Одесского разлома ее наиболее северной структурой является Каркинитская впадина; южнее структуры платформы продолжают Тарханкутский вал, Евпаторийско-Новоселовское поднятие и Альминская впадина.

Перечисленным структурам молодой платформы и Горного Крыма соответствуют крупные неоднородности рельефа шельфа, что позволяет выделить прямые и обращенные морфоструктуры (рис. 2): Каркинитскую, Черноморско-Тарханкутскую, Евпаторийскую, Каламитскую, Ломоносовскую, Батилиманскую, Форосскую. Наиболее относительно приподнята Черноморско-Тарханкутская морфоструктура; Каламитская, Ломоносовская и Форосская наиболее

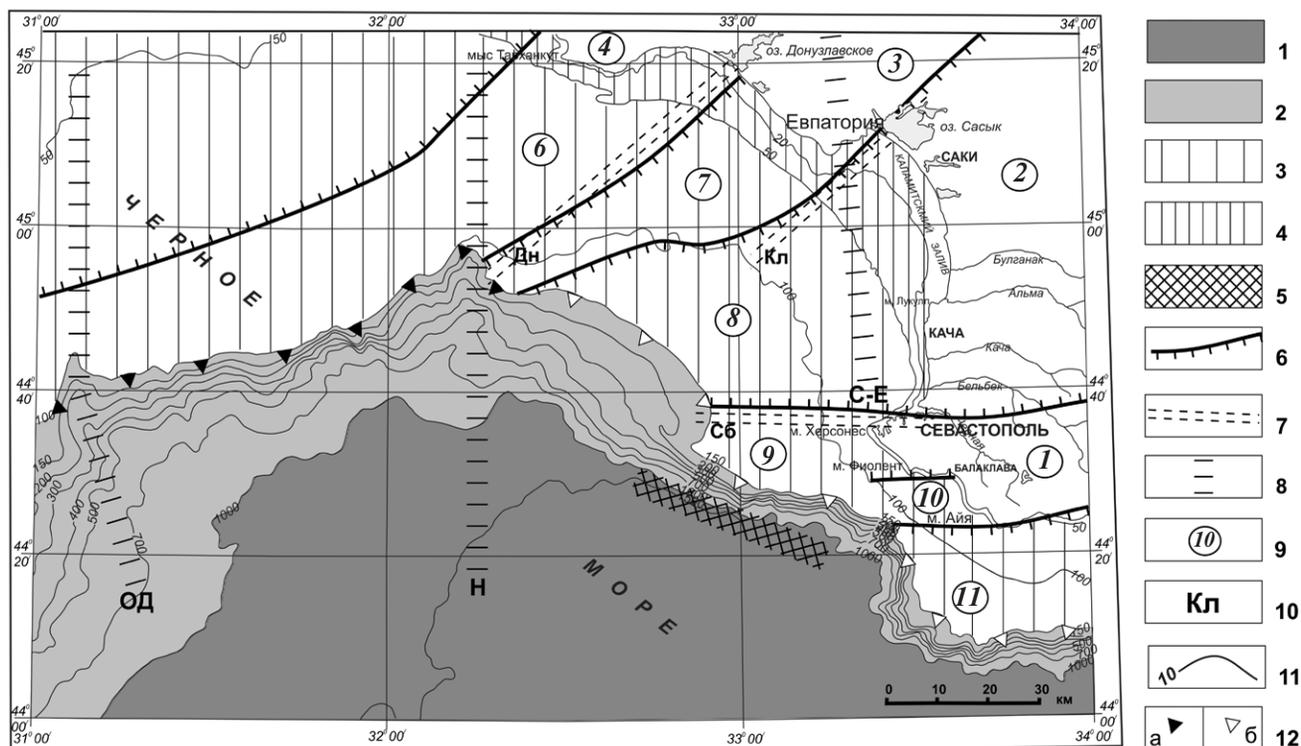


Рис. 2. Морфоструктуры побережья Западного Крыма и шельфа. 1 — глубоководная впадина (более 1000 м), 2 — материковый склон (150–1000 м), 3 — внешний шельф (50–150 м), 4 — внутренний шельф (0–50 м), 5 — Ломоносовский подводный массив, 6 — границы морфоструктур, 7 — грабены, 8 — глубинные разломы, 9 — названия морфоструктур: 1 — Горно-Крымская, 2 — Альминская, 3 — Евпаторийско-Новоселовская, 4 — Тарханкутская (на суше), 5 — Каркинитская, 6 — Черноморско-Тарханкутская, 7 — Евпаторийская, 8 — Каламитская, 9 — Ломоносовская, 10 — Батилиманская, 11 — Форосская (на шельфе); 10 — название глубинных разломов: Н — Николаевский, С-Е — Скадовско-Евпаторийский, ОД — Одесский; название грабенов: Дн — Донузлавский, Кл — Калиновский, Сб — Севастопольской бухты; 11 — изобаты (м), 12 — край шельфа: а — на глубине менее 120 м, б — на глубине более 120 м.

опущены, и значительная часть их поверхности погружена ниже 100 м. Евпаторийская и Батилиманская занимают промежуточное положение. Каркинитская морфоструктура соответствует глубокой (6–7 км) тектонической впадине, но прогибание здесь компенсируется осадконакоплением, поэтому глубины Каркинитского залива не превышают 50 м. Батилиманская и Форосская морфоструктуры — обращенные; они образовались на структурах Юго-Западного синклинория и Южнобережного антиклинория. Остальные морфоструктуры — прямые. Самой северной является Каркинитская морфоструктура. Во время регрессий позднего плейстоцена, когда шельф осушался, ее ложбина дренировалась значительной рекой и ее притоками. Е. Ф. Шнюков с соавторами [36] считают, что эта река представляла собой продолжение на шельфе небольшой реки Каланчак.

Структуры Тарханкутского тектонического вала продолжают на шельфе, образуя пологую невысокую возвышенность — Черноморско-Тарханкутскую морфоструктуру (рис. 2). В ее пределах под голоценовыми осадками поверхность шельфа сложена глинами предположительно плиоценового возраста [28].

К зоне глубинного Одесского разлома на шельфе приурочены затопленная долина пра-Днепра и продолжающий ее на континентальном склоне крупный каньон с разветвленными верховьями. Глубина вреза древнего русла у края шельфа, по данным сейсмопрофилирования, достигает 100–120 м [36]. Другая река, упомянутый выше пра-Каланчак, на выходе из Каркинитского залива огибала Тарханкутскую возвышенность и впадала в новоэвксинский бассейн у края шельфа, там, где его пересекает Николаевский разлом. На широте Тарханкута врез реки достигал 80–90 м [36]. У края шельфа и на континентальном склоне материал, приносимый рекой, продолжал движение в виде мутьевых потоков, выработавших каньон с чрезвычайно разветвленными верховьями [21]. Русло каньона пересекает континентальный склон и далее переходит в русло глубоководной долины, направленное на юго-восток к Форосскому выступу шельфа и окаймленное с правой стороны прирусловым валом, появляющимся с глубины 900 м. Аккумуляция турбидитов на этом валу под воздействием силы Кориолиса привела к тому, что русло протяженностью около 90 км, прослеживаемое до глубины 1700 м, прижималось к основанию континентального склона. Материал

небольших подводных долин, пересекающих склон, образовывал конусы выноса.

Таким образом, и Одесский, и Николаевский глубинные разломы выражены в рельефе континентального склона крупными каньонами с разветвленными верховьями. Между этими разломами и приуроченными к ним каньонами глубоководная Черноморская впадина «внедрена» в северо-западный шельф до широты Каламитского залива, континентальный склон образует южное ограничение Черноморско-Тарханкутской морфоструктуры, а внешний край шельфа занимает наименее глубокое положение — в среднем 100–120 м. Детальное эхолотирование показало признаки субмеридионального прогиба, ось которого совпадает с зоной Николаевского разлома [7]. Здесь меняется характер шельфа: трансгрессивный на структурах Скифской платформы уступает место аккумулятивному на отложениях Краевой ступени.

К Черноморско-Тарханкутской морфоструктуре примыкает Евпаторийская морфоструктура (рис. 2). Она отделена от предыдущей Донузлавским грабеном и его вероятным продолжением на шельфе. Вогнутость берега в Каламитском заливе определяется очертаниями неглубокой мелпалеогеновой Альминской впадины. По данным Палиенко [29], суммарное опускание впадины за неотектонический этап достигало 500 м. На шельфе впадина продолжается в виде широкого прогиба, что позволяет выделить Каламитскую морфоструктуру (рис. 2).

Следующая морфоструктура (рис. 2) названа Ломоносовской по имени подводного Ломоносовского массива изверженных пород в основании континентального склона, изученного академиком Е. Ф. Шнюковым и его коллегами [35, 36]. Тектоническую основу Ломоносовской морфоструктуры образует западное периклинальное окончание структур Горного Крыма. Судя по данным драгирования, здесь выходит таврическая серия верхнего триаса — нижней юры, обрамленная с севера и юга более молодыми образованиями — до палеогена [10]. На профилях 11 и 13, несмотря на малую глубинность нашей аппаратуры, отчетливо видны сводовые части по крайней мере двух антиклинальных структур, перекрытые маломощным слоем осадков. Это может быть признаком более сложного, чем просто антиклинальное, строения морского продолжения Горного Крыма.

Южнее мыса Фиолент и Балаклавы характер морфологии шельфа меняется: он стано-

вится уже, глубины уменьшаются со 100–180 м до 80–120 м, а его внешний край приподнимается до 100–120 м. Эта часть шельфа лежит на продолжении синклинория Яйлы, напротив мыса Айя, залива Мегало-Яло и бухты Ласпи и может быть выделена в отдельную морфоструктуру (Батилиманская морфоструктура, рис. 2), ограниченную с юга параллелью мыса Сарыч и постепенным переходом к наиболее южной Форосской морфоструктуре (рис. 2).

Здесь ширина шельфа увеличивается до 25 км, его бровка опускается до 160–180 м в западной части и до 130–140 м в восточной [37]. Западным ограничением Форосского выступа служит Скадовско-Евпаторийский разлом [11]. В тектоническом отношении он соответствует погруженному Южнобережному антиклинорию [17, 18]. В ядре антиклинория выходит таврическая серия верхнего триаса — нижней юры. Ее поверхность срезана абразией, опущена до 250–300 м и перекрыта слоистой осадочной толщей мощностью до 120–130 м [13].

Строение рельефа и осадков шельфа по результатам геоакустического профилирования. От Евпаторийского мыса к юго-западу протягивается выполненный в ходе настоящего исследования *профиль 1* (рис. 3). Глубина начала 7 м, глубина окончания 75 м. Длина профиля 13.5 км. Глубинность записи по грунту около 15 м. От начала профиля поверхность шельфа постепенно

опускается до 20 м; далее следует более крутой участок до 40 м, после чего поверхность снова полого опускается к внешнему краю. На профиле видны 4 слоя, разделенные рефлекторами. Снизу вверх выделяются следующие слои: 1) Слой 1 подстилает слоистую осадочную толщу и представляет собой акустический фундамент. Его неровная поверхность представляет собой основной рефlector, прослеживающийся на всей протяженности профиля. До глубины 25 м эта поверхность образует ступень длиной около 3.5 км; далее следует уступ до глубины 50 м и шириной около 1 км, после чего поверхность полого опускается до глубины 85 м у конца профиля. Поверхность дна неровная; неровности резких очертаний имеют высоту 3–5 м и ширину в основании 50–150 м. Неровный характер поверхности дает основания для заключения о ее абразионно-денудационном характере. Ступень в начале профиля — абразионная часть шельфа на продолжении Евпаторийско-Новоселовского поднятия. Основание уступа на глубине 50 м совпадает с береговой линией раннего голоцена; 2) Слой 2 — макрокосослоистая толща, перекрывающая слой 1 у восточного окончания профиля на протяжении примерно 2700 м. Мощность его у конца профиля около 5 м, вверх по подводному склону он выклинивается. Эта толща вместе со слоем 3 мощностью 2–3 м нивелирует неровности основного рефлятора; 3) Слой 3

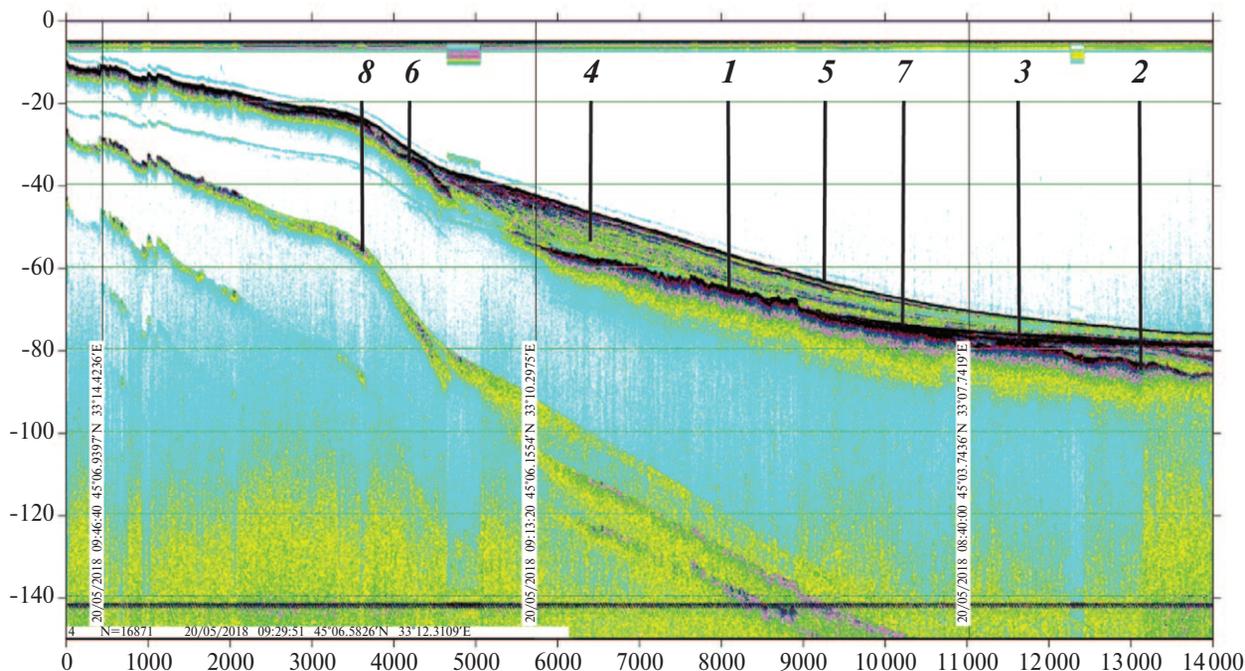


Рис. 3. Геоакустический профиль № 1 (от Евпаторийского мыса). 1 — слой 1 (акустический фундамент), 2 — слой 2 (осадочная клиноформа), 3 — слой 3, 4 — слой 4 (осадочная линза), 5 — дно, 6 — абразионно-тектонический уступ, 7 — абразионная поверхность, 8 — кратные отражения.

после выклинивания слоя 2 протягивается к берегу еще на 2 км и заканчивается у подножия небольшого уступа основного рефлексора высотой 3–5 м. Поверхность слоя 1 после выклинивания слоя 2 имеет выровненный характер и напоминает абразионную платформу с невысоким клифом, перекрытую маломощными осадками слоя 3; 4) Слой 4 — слоистая толща, представляющая собой осадочную линзу. К правому концу профиля она уменьшается в мощности до 5 м, почти выклинивается до 1 м на бровке и поверхности ступени в начале профиля и достигает мощности 10–12 м у основания уступа. Здесь все слои прислоняются к его стенке и выклиниваются. Всего насчитывается более 7 слоев мощностью около 1 м каждый. Самый верхний отделен от нижележащих отчетливой отражающей границей, прослеживается с перерывами выше бровки уступа и заполняет понижение на поверхности ступени на глубине 25 м.

Последовательность событий, следы которых представлены на профиле 1, может быть следующей. Наиболее ранним было тектоническое опускание шельфа по системе сбросов или флексур, образование прибрежной ступени и ограничивающего ее уступа с основанием на глубине 50 м. Оно сопровождалось абразионно-денудационной обработкой поверхности акустического фундамента, сносом осадков и их аккумуляци-

ей с образованием клиноформы в правой части профиля. Поскольку клиноформа сопряжена с абразионной поверхностью шириной около 2 км, вместе с ней перекрывается маломощным слоем 3, ограниченным клифом с подножием на абсолютной глубине около 70 м, можно сделать вывод, что этот комплекс форм и отложенный представляет собой береговую линию регрессивного бассейна.

Судя по четкому отражающему горизонту кровли слоя 3, далее мог последовать перерыв в осадконакоплении (предголоценовое понижение уровня ниже современной отметки — 80 м), после которого стала накапливаться толща слоя 4. Ее прилегающие к основанию уступа более ранние слои также представляют собой клиноформу; остальная часть толщи — осадочная линза, судя по положению в разрезе — голоценового возраста. Образующие ее осадки откладывались в результате абразии вышележащей поверхности ступени при повышении уровня моря. Отчетливая слоистость этой толщи говорит о неравномерном характере осадконакопления.

Особенности строения шельфа, зафиксированные на профиле 1, видны и на других профилях. Так, *профиль 7* (рис. 4) направлен на запад-юго-запад от берега в 5 км севернее входа в Севастопольскую бухту. Глубина в начале профиля 15 м, в конце 90 м. Поверхность шельфа

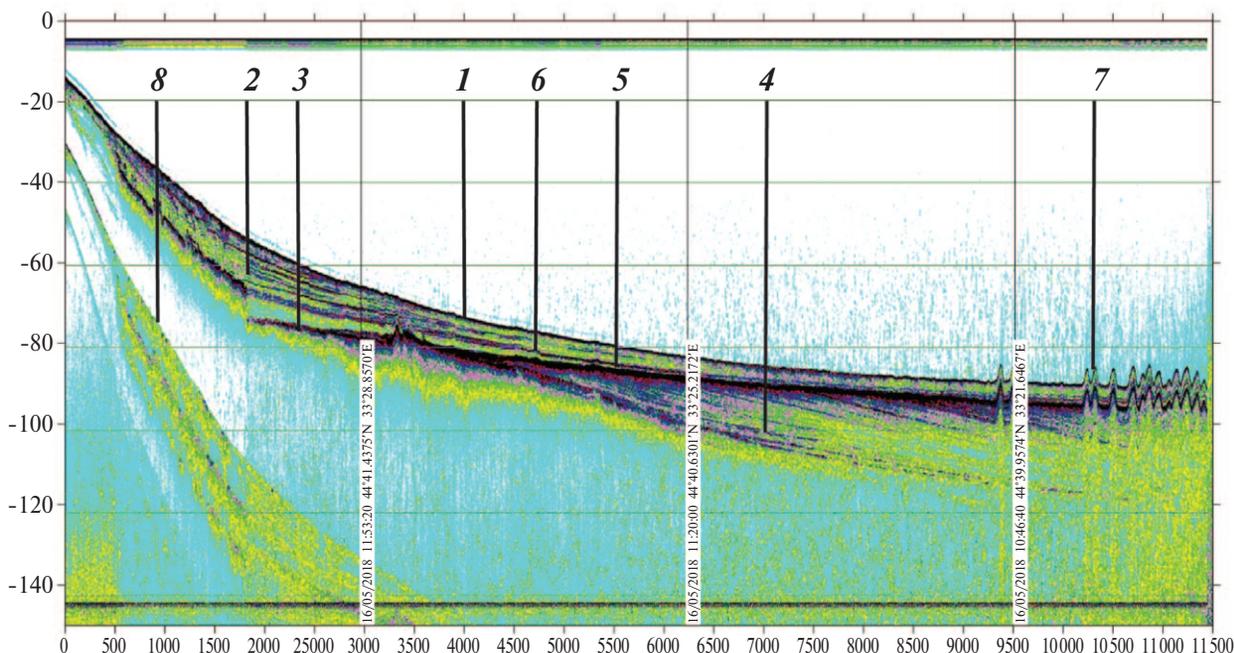


Рис. 4. Геоакустический профиль № 7 (от устья Качи). 1 — дно, 2 — тектонический уступ. Вышележащая осадочная толща не деформирована. 3 — акустический фундамент, 4 — толща слоистых отложений клиноформы, 5 — абразионная поверхность, срезающая слои клиноформы, 6 — слоистая толща новоэвксинских-голоценовых отложений, 7 — выходы газа, 8 — кратные отражения.

опускается до глубины 60 м, после чего полого погружается к западу. Поверхность акустического фундамента также круто опускается от берега и смещена по тектоническому нарушению (сброс) в 1700 м от начала профиля. Амплитуда сброса около 10 м. На расстоянии 3.5 км от начала профиля на этой поверхности виден денудационный останец, к западу от которого поверхность акустического фундамента опускается и перекрывается аккумулятивной клиноформой видимой шириной до 8 км и мощностью у правого конца профиля до 30 м. Граница клиноформы находится на абсолютных отметках — 80 м, что соответствует глубине воды 70 м. Срезающая ее абразионная поверхность в сторону берега сливается с поверхностью акустического фундамента и перекрыта линзой слоистых отложений мощностью до 15 м; в сторону берега и к внешнему краю шельфа мощность отложений уменьшается. Абразионная поверхность прослеживается до абсолютных глубин — 95 м.

Опущенные тектонические блоки внутренне-го шельфа окаймляют северное и западное побережья Гераклеийского полуострова. Южнее грабена Севастопольской бухты шельф становится приглубым; изобаты 80–90 м лежат в 3–5 км от берега.

Вдоль всей изученной части шельфа прослеживается клиноформа, сопряженная в Каламитском заливе с абразионной поверхностью. У побережий Гераклеийского полуострова клиноформа занимает почти весь шельф и примыкает к основанию абразионно-тектонических уступов. В Каламитском заливе граница выклинивания слоев приурочена к глубине 80 м; южнее, в пределах Ломоносовской и Батилиманской морфоструктур, глубина выклинивания составляет 85–95 м.

В вершине Каламитского залива обнаружены фрагменты затопленной гидросети. Они пересечены профилями 2 и 3. Профиль 3, идущий параллельно берегу, пересек две долины. Одна из них лежит на продолжении лимана Кизыл-Яр; ширина ее около 3 км, видимая мощность заполняющего аллювия до 10 м. Ширина второй около 8 км, видимая мощность аллювия 10–12 м. Вероятно, это продолжение реки Западный Булганак. Бровки долин лежат на глубинах 25–27 м.

На широте мыса Лукулл зафиксированы, вероятнее всего, крупные береговые аккумулятивные формы типа баров, осложненные береговыми валами. Ширина их от 500 до 1000 м, высота до 10 м; основание лежит на глубинах

25–35 и 40–45 м. Относительная высота валов, осложняющих бары, составляет 2–4 м. Выше по склону наиболее крупного бара с основанием на 35 м видно понижение, заполненное слоистой толщей; оно напоминает затопленную лагуну.

Осадочный покров шельфа, представляющий собой наиболее молодую толщу, имеет разный характер на севере и на юге. На севере, в пределах Каламитского залива, он образует линзу, мощность которой в середине профиля, на глубинах 40–80 м, составляет 15–20 м; в сторону берега и к краю шельфа мощность уменьшается до одного-трех метров. Нижняя часть толщи часто выклинивается на глубинах 30–35 м; верхний слой мощностью до 3–5 м перекрывает всю изученную часть поверхности шельфа. К югу от грабена Севастопольской бухты отмеченные различия исчезают, и осадочная толща перекрывает почти всю поверхность шельфа, кроме наиболее крутых уступов, практически не меняясь в структуре и мощности. Ее мощность составляет 5–10 м.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Происхождение шельфа. Проведенные исследования показали ведущую роль тектонического фактора в образовании шельфа Западного Крыма. Растущая Западно-Черноморская впадина вовлекала в погружения разнородные тектонические структуры. Альминская впадина на новейшем этапе испытывала прогибания, расширялась и продолжалась на шельфе в виде обширной погруженной ступени. Для Евпаторийской, Ломоносовской, Батилиманской и Форосской морфоструктур были характерны опускания по системе разрывных нарушений; шельф, прилегающий к Горному Крыму, приглубый. Об активной геодинамике региона говорят повышенная сейсмичность [2, 3, 27].

Береговая линия позднечетвертичной регрессии. Осадочная толща Юго-Западного Крыма в районе Форосского выступа изучена методом непрерывного сейсмопрофилирования [13]. Она состоит из клиноформ нескольких (по меньшей мере, четырех) генераций. Каждая отделена от других поверхностью несогласия, видимо, абразионного происхождения; к краю шельфа мощность отдельных слоев увеличивается, несогласное залегание сменяется согласным, нижние слои нижней клиноформы облекают бровку в таврической серии, а верхние обычно срезаются поверхностью континентального склона.

Мощность отдельных клиноформ достигает 30 м. Каждая из них сопряжена с абразионным участком и составляет единый абразионно-аккумулятивный комплекс. Самый верхний комплекс прикрыт незначительным чехлом осадков и прослеживается вдоль всего юго-западного шельфа Крыма в пределах глубин моря от 75–80 до 95–105 м. Тыловой шов сопряженной абразионной поверхности находится на абсолютных отметках около -80 м, основание внешнего склона аккумулятивного тела — -105...-110 м. Ширина аккумулятивного тела в районе Ласпи составляет 6 км. Возраст его оценивается как послекарангатский, величина регрессии достигала абсолютных отметок — 80 м [13]. Судя по положению тылового шва расположенных ниже более древних абразионных поверхностей, абсолютные отметки предкарангатской регрессии составляют -105...-110, а более ранних — -120 и -135...-140 м [13]. Следует отметить, что возрастные определения делались авторами исходя из общих представлений об истории бассейна.

Возраст береговой линии максимальной позднечетвертичной регрессии обычно оценивается в 18 тыс. лет. На шельфе Южного берега Крыма для отложений, залегающих на современной глубине около 100 м, ранее получены две датировки: слой ракушечника, подстилающий песчано-галечные прибрежные отложения, имеет возраст $17\,780 \pm 200$ лет, а слой, перекрывающий их, — $13\,500 \pm 1500$ лет [28].

Признаки береговой линии на краю шельфа юго-западнее Тарханкута, на шельфах Румынии, Болгарии и Турции, описаны в работе [40]; на внешнем шельфе в районе Дунайского каньона абразионная терраса на глубине 90 м выявлена на расстоянии около 100 км [39]. Эта береговая линия датируется временем последнего ледникового максимума (22.7–17.7 тыс. лет назад, [40]). Около 10 тыс. лет назад, в пребореале, уровень мог опуститься до -120 м, о чем свидетельствует регионально развитая абразионная поверхность [40].

Нет сомнений, что установленная нашими исследованиями клиноформа и сопряженная с ней абразионная поверхность — это продолжение береговой линии, описанной в работах [13, 39, 40]. Соответствует изложенным представлениям и факт абразионного срезания клиноформы на глубинах более 90 м. Таким образом, представленные в литературе результаты изучения Форосского выступа и других райо-

нов шельфа не только дополняют наши данные, но и позволяют распространить выводы о строении осадочной толщи шельфа Западного Крыма на шельф Южного берега Крыма до меридиана Ялты. Можно считать установленным, что внутренний шельф Западного и Юго-Западного Крыма имеет преимущественно денудационный характер, а его абразионная поверхность сопряжена с клиноформой центральной и внешней частей шельфа. Шельф, следовательно, представлен абразионно-аккумулятивной равниной.

Затопленная гидросеть на шельфе. Современные реки Западного Крыма невелики и вряд ли могли разрабатывать столь широкие долины. Однако некоторые факты указывают на вероятность значительных перестроек гидрографической сети в четвертичное время [15]. В частности, река Салгир, крупнейшая в Крыму, могла впадать не в Азовское море, как сейчас, а на запад, в Черное море. Верхнее течение Салгира направлено на северо-запад, и лишь севернее Симферополя река резко поворачивает на восток. Известна бифуркация русла Салгира в районе поселка Гвардейское к северу от Симферополя; часть его стока направлялась к небольшой реке Чатырлык, впадающей в кутовую часть Каркинитского залива. Ширина современной долины Салгира близ устья превышает 10 км [31].

Долины рек шельфа Каламитского залива переуглублены. В литературе приводится величина переуглубления — 75 м и более, установленная по данным ЗГЛ (нуждается в проверке), при ширине долин до 2–3 км; наиболее крупная долина прослеживается напротив озера Кизыл-Яр [4, 16]. Возможно, это и есть долина прасалгира, образовавшаяся на одном из этапов истории реки. На южной границе Каламитской морфоструктуры, у входных молдов Севастопольской бухты, бурением изучено осадочное заполнение долины р. Черной, затопленными низовьями которой бухта является. При глубине воды около 20 м величина переуглубления достигает 40 м [1, 22–25].

В основании осадочного заполнения переуглубленной долины на коренных сарматских известняках лежит слой аллювиальных, делювиальных и пролювиальных отложений мощностью до 5 м. Морская голоценовая толща представлена темно-серыми илами; калиброванный радиоуглеродный возраст древесного обломка из этой толщи составляет 9550 лет ВР, на основании чего эти отложения отнесены к бугазско-византийскому времени. По фауне моллюсков

выделены также каламитские, джеметинские и современные отложения [1].

Приведенные результаты согласуются с данными по северо-западному побережью и шельфу [5]. Переуглубленную долину Днепро-Бугского лимана заполняет толща мощностью также около 40 м; ее нижняя аллювиальная часть достигает мощности 20 м. Радиоуглеродное датирование этих отложений (антский аллювий) дало значение $16900 \pm 460 - 17760 \pm 120$ лет. Сводные данные о формировании русловой и пойменной фаций антского аллювия указывают значения от 22 до 12 тыс. лет назад [5]. Этот возраст можно предполагать для низов осадочного заполнения затопленных речных долин Западного Крыма.

Затопленные береговые аккумулятивные формы. В Каркинитском заливе изучены прибрежно-морские аккумулятивные формы. В западной части залива такая форма, видимо, бар, на глубине 29–33 м имеет длину до 10–14 км и ширину 4–6 км; строение бара известно по данным бурения [14]. В. П. Зенковичем [8, 9] и Е. Н. Невеским [26] изучены Бакальская и Чурюмская банки. Основание первой лежит на глубинах менее 10 м, второй — около 5 м. Невеский [26] указывает также на аккумулятивную форму на -37 м. Возможно, зафиксированные нами аккумулятивные формы относятся к этой категории; нижняя имеет новозвксинский возраст, менее глубокая — бугазский.

ВЫВОДЫ

1. Шельф Западного Крыма — трансгрессивный, в отличие от аккумулятивного шельфа района дельты Дуная.
2. В пределах Скифской платформы наблюдаются прямые соотношения между рельефом и тектоническими структурами, для Горного Крыма характерны обращенные морфоструктуры.
3. Для Альминской впадины и ее продолжения — Каламитской морфоструктуры — характерны постепенные опускания, захватывающие со временем южную часть морского продолжения Евпаторийско-Новоселовского поднятия. Для остальных морфоструктур типичны сбросовые дислокации. Признаком активных движений служит высокая сейсмичность района.
4. Главная особенность рельефа шельфа Западного и Юго-Западного Крыма — присутствие клиноформы, сопряженной с абразионной по-

верхностью акустического фундамента. Этот абразионно-аккумулятивный комплекс прослежен по нашим материалам от широты Евпатории на севере до мыса Фиолент и далее, по литературным данным — до меридиана Ялты; он связан с береговой линией на глубине около 90 м.

5. Осушение шельфа в позднем плейстоцене и понижение базиса эрозии активизировало эрозионно-аккумулятивную деятельность рек западного побережья Крыма. Переуглубление долины р. Черной при глубине моря 19–20 м на входе в Севастопольскую бухту составляет около 40 м. Выявлена погребенная долина р. Западный пра-Булганак, а также эрозионный врез напротив лимана Кизыл-Яр. Возможно, на каком-то этапе в Каламитский залив впадал Салгир. Ложбина Каркинитского залива дренировалась крупной рекой, огибавшей Тарханкутскую возвышенность шельфа и впадавшей в море в месте пересечения края шельфа Николаевским разломом. Здесь сформировался крупный каньон материкового склона.
6. В ходе новозвксинской-голоценовой трансгрессии на шельфе Каламитского залива образовалась серия прибрежно-аккумулятивных форм. Возможно, две из них на глубинах 25–35 и 40–45 м зафиксированы нашими исследованиями. Третья форма на глубинах 9–13 м известна по литературным данным. Бары на этих глубинах могут иметь новозвксинский, бугазский и каламитский возраст.
7. Рельеф побережья и шельфа контролирует процессы абразии и аккумуляции. Интенсивная абразия с выработкой бенчей, абразионных платформ, срезанием мысов характерна для возвышенных берегов Гераклеийского полуострова, Тарханкута, Евпаторийской возвышенности, а также побережья к северу от Севастополя и в южной части Каламитского залива. Внутренний шельф в этих районах абразионный. Средняя часть шельфа, как правило, перекрыта линзой голоценовых осадков, мощность которой в центре достигает 10–20 м, а к краям уменьшается до 1–5 м. Внешняя часть шельфа аккумулятивная; мощность отложений клиноформы достигает 30 м.

Источник финансирования. Работа выполнена в рамках государственного задания ФАНО России (тема № 0149-2018-0010) при частичной поддержке РФФИ (проект РГО-а № 17-05-41041)

и по теме госзадания АААА-А16-11632810089-5 «Эволюция природной среды, динамика рельефа и геоморфологическая безопасность природопользования».

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Бондарев И. П., Ломакин И. Э., Иванов В. Е.* Особенности формирования и развития Севастопольской бухты // Геология и полезные ископаемые Мирового океана. 2015. № 4. С. 19-31.
2. *Борисенко Л. С.* Основные сейсмогенерирующие структуры Азово-Черноморского региона // Докл. АН УССР. Сер. Б. 1989. № 9. С. 121-128.
3. *Борисенко Л. С., Никонов А. А., Останин А. М.* Сейсмодислокации в Юго-Западном Крыму (р-н Севастополя) // Докл. РАН. 1995. Т. 343. № 6. С. 58-60.
4. Геология шельфа УССР. Среда. История и методика изучения. Киев: Наукова думка, 1982. 180 с.
5. Геология шельфа УССР. Лиманы. Киев: Наукова думка, 1984. 176 с.
6. Геология шельфа УССР. Тектоника. Киев: Наукова думка, 1987. 152 с.
7. *Евсюков Ю. Д., Руднев В. И.* Результаты повторного эхолотирования северо-западного участка шельфа Черного моря // Геоморфология. 2013. № 3. С. 62-70.
8. *Зенкович В. П.* Берега Черного и Азовского морей. М.: Государственное изд-во географической литературы, 1958. 374 с.
9. *Зенкович В. П.* Морфология и динамика советских берегов Черного моря. Т. II (Северо-западная часть). М.: Изд-во АН СССР, 1960. 215 с.
10. *Иванников А. В., Иноземцев Ю. И., Маслаков Н. А. и др.* Стратиграфические исследования шельфа и континентального склона Черного моря // Геология и полезные ископаемые Черного моря. Киев: КАРБОН-ЛТД, 1999. С. 185-192.
11. *Иванов В. Е., Ломакин И. Э.* Геологическая позиция и тектоника Ломоносовского палеовулканического массива и Форосского выступа // Геология и полезные ископаемые Мирового океана. 2014. № 2. С. 35-51.
12. История геологического развития континентальной окраины западной части Черного моря / Под ред. Куприна П. Д. М.: Изд-во МГУ, 1988. 312 с.
13. *Лохин М. Ю., Маев Е. Г.* Морфология дна и структура верхних горизонтов осадков западной части Крымского шельфа // Геология континентальной террасы окраинных и внутренних морей. М.: Изд-во МГУ, 1989. С. 75-83.
14. *Луцв Я. К., Княжевский Г. Е.* Находки древнеэвксинских отложений на шельфе северо-западной части Черного моря // Докл. АН УССР. Сер. геол.-хим. и биол. науки. 1983. № 11. С. 22-27.
15. *Львова Е. В.* Равнинный Крым: геологическое строение, гидрогеология, охрана природы. Киев: Наукова думка, 1978. 188 с.
16. *Мельник В. И., Кириченко О. В., Попов В. Ф.* Подводные каньоны Черного моря и их роль в формировании полезных ископаемых шельфовой зоны // Основные проблемы геологии, разведки и добычи полезных ископаемых шельфовой зоны Мирового океана. Киев: Наукова думка, 1982. С. 102-118.
17. *Моргунов Ю. Г., Куприн П. Н., Лимонов А. Ф. и др.* Основные элементы тектоники южного крыла Крымского мегантиклинория (Черное море) // Геотектоника. 1979. № 4. С. 90-97.
18. *Муратов М. В.* Геология Крымского полуострова. М.: Недра, 1973. 192 с.
19. *Мысливец В. И.* Геоморфология шельфа Северо-Западной области // История геологического развития континентальной окраины западной части Черного моря. М.: Изд-во МГУ, 1988. С. 165-75.
20. *Мысливец В. И.* Опыт историко-генетической типизации шельфа северной части Черного моря // Геология континентальной террасы окраинных и внутренних морей. М.: Изд-во МГУ, 1989. С. 84-1.
21. *Мысливец В. И., Сорокин В. М.* Морфолитодинамика подводных каньонов северной части Черного моря // Геология морей и океанов. Тез. докл. XIII Международной школы морской геологии. Т. II. М.: ГЕОС, 1999. С. 375-376.
22. *Мысливец В. И., Кортаев В. Н., Зверев А. С. и др.* К геоморфологии дна Севастопольской бухты // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. Севастополь: МГИ НАНУ, 2011а. Вып. 25. Т. 1. С. 104-110.
23. *Мысливец В. И., Кортаев В. Н., Зверев А. С. и др.* Рельеф шельфа в районе Севастополя // Геология морей и океанов. Т. V. Мат-лы XIX Международной научной конференции (Школы) по морской геологии. М.: ГЕОС, 2011 б. С. 144-148.
24. *Мысливец В. И., Лысенко В. И., Поротов А. В., Зверев А. С.* К новейшей истории Севастопольской бухты // VIII Всероссийское совещание по изучению четвертичного периода: Фундаментальные проблемы квартера, итоги изучения и основные направления дальнейших исследований. Ростов-на Дону: Изд-во ЮНЦ РАН, 2013. С. 455-456.
25. *Мысливец В. И., Поротов А. В., Лысенко В. И.* Последниковая трансгрессия Черного моря и речные долины // Геология морей и океанов: Мат-лы XXI Международной научной конференции (Школы) по морской геологии (Москва, 16-20 ноября 2015 г.). Т. 5. Геофизика и геоморфология дна морей и океанов. М.: ГЕОС, 2015. С. 207-211.
26. *Невесский Е. Н.* Процессы осадкообразования в прибрежной зоне моря. М.: Наука, 1967. 254 с.
27. *Никонов А. А.* Сильные землетрясения и сейсмический потенциал Западно-Крымской (Севастопольской) очаговой области // Физика Земли. 1994. № 11. С. 20-31.
28. Осадконакопление на континентальной окраине Черного моря / Отв. ред. Каплин П. А. М.: Наука, 1978. 212 с.
29. *Палиенко В. П.* Новейшая геодинамика и ее отражение в рельефе Украины. Киев: Наукова думка, 1992. 116 с.
30. *Пасинков А. А.* Морфоструктурне районування Азово-Черноморського басейну України та перспективи освоєння регіону. Автореф. дисс. докт. геологич. наук. Київ, 2013.
31. *Семенов В. Н., Лупаренко А. В., Ковалюх Н. Н.* О корреляции морских и континентальных плейстоценовых отложений Равнинного Крыма в связи с ка-

- рангатской ингрессией в долине р. Салгир // Бюлл. Комиссии по изучению четвертичного периода. № 49. 1979. С. 17-25.
32. Тектоника и история развития северо-западного шельфа Черного моря / Отв. ред. Хаин В. Е. М.: Наука, 1981. 244 с.
 33. Тектоника мезокайнозойских отложений Черноморской впадины. М.: Недра, 1985. 215 с.
 34. Тектоника Северного Причерноморья / Отв. ред. Чебаненко И. И. Киев: Наукова думка, 1988. 164 с.
 35. Шнюков Е. Ф., Щербаков И. Б., Шнюкова Е. Е. Палеоостровная дуга севера Черного моря. Киев: Чернобыльинтеринформ, 1997. 287 с.
 36. Шнюков Е. Ф., Щербаков И. Б., Шнюкова Е. Е. Ломоносовский подводный массив: новые факты к решению проблемы формирования Черноморской впадины // Геология и полезные ископаемые Черного моря. Киев: КАРБОН-ЛТД, 1999. С. 23-31.
 37. Шнюков Е. Ф., Пасынков А. А., Маслаков Н. А., Шнюкова Е. Е. Геоморфология Форосского выступа Черноморской континентальной окраины Крыма // Геология и полезные ископаемые Мирового океана. 2010. № 4. С. 15-29.
 38. Konikov E. G. Sea-level fluctuations and coastline migration in the northwestern Black Sea area over the last 18 ky based on high-resolution lithological-genetic analysis of sediment architecture // The Black Sea Flood Question: Changes in Coastline, Climate and Human Settlement / Eds. Yanko-Hombach V. et al. Springer, Dordrecht, 2007. P. 405-435.
 39. Popescu I., Lericolais G., Panin N. et al. The Danube submarine canyon (Black Sea): morphology and sedimentary processes // Marine Geol. 2004. V. 206 (1-4). P. 249-265.
 40. Yanchilina A. G., Ryan W. B. F., McManus J. F. et al. Compilation of geophysical, geochronological, and geochemical evidence indicates a rapid Mediterranean-derived submergence of the Black Sea's shelf and subsequent substantial salinification in the early Holocene // Marine Geol. 2017. V. 383. P. 14-34.

MORPHOSTRUCTURES AND THE SEDIMENTARY COVER STRUCTURE OF THE WESTERN CRIMEA INNER SHELF

© 2019 V. I. Myslivets^{1*}, N. A. Rimsky-Korsakov^{2**}, V. N. Korotaev^{1***},
A. V. Porotov^{1****}, A. A. Pronin^{2*****}, V. V. Ivanov^{1*****}

¹ Geographical Faculty M.V. Lomonosov's MSU, Moscow, Russia

² Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

*e-mail: myslivets@yandex.ru

**e-mail: nrk@ocean.ru

***e-mail: vlaskor@mail.ru

****e-mail: alexey-porotov@yandex.ru

*****e-mail: proan@ocean.ru

*****e-mail: vvi06.56@mail.ru

Received April 23, 2019

Revised version received April 23, 2019

After revision June 18, 2019

The results of geophysical and geomorphological works on the Western shelf of the Crimea peninsula (Evpatoria-Balaklava) are presented. The structure of the sedimentary sequence, the bottom topography and paleogeographic reconstructions of the conditions of the western shelf formation in the Late Pleistocene–Holocene are considered. Based on the analysis of geoaoustic profiles, the main morphostructures of the shelf are identified and their brief characteristic is given. An abrasion-accumulative complex consisting of an abrasion platform and an associated accumulative clinoform, the formation of which is associated with the coastal line of the Late Pleistocene Black Sea regression to depths of about -90 m, traced from Yevpatoria to Yalta, was selected. On the shelf of the Kalamitsky Bay, fragments of the flooded river network and coastal accumulative forms such as bars were investigated.

Keywords: Western Crimea, shelf, morphostructures, clinoform, acoustic profiling, submerged shoreline, sedimentary cover, paleogeomorphology