

УДК 551.465

© Е.Ф. Шнюков¹, А.А. Пасынков², Н.А. Маслаков¹,
Е.Е. Шнюкова³, 2010

¹ Отделение морской геологии и осадочного рудообразования НАН Украины, Киев

² Крымское отделение Украинского государственного геологоразведочного института, Симферополь

³ Институт геохимии, минералогии и рудообразования им. Н.П.Семененко НАН Украины, Киев

ГЕОМОРФОЛОГИЯ ФОРОССКОГО ВЫСТУПА ЧЕРНОМОРСКОЙ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ОКРАИНЫ КРЫМА

Составлена геоморфологическая карта района Форосского выступа м-ба 1:200000. Установлено, что подножье континентального склона осложнено системой протяженных валов и рвов, являющихся геоморфологическим отражением зоны сочленения Черноморской впадины с орогеном Горного Крыма. Выявленная система связывается в единое целое со структурным швом у подножия Ломоносовского подводного массива.

Введение. Особенности геоморфологического строения северного континентального склона Черного моря охарактеризованы по результатам многолетних исследований [3, 4, 13, 14 и др.]. При выполнении научно-исследовательских рейсов ОМГОР НАН Украины изучение рельефа морского дна этого района являлось обязательным элементом сопровождения геолого-геофизических работ; специальные геоморфологические исследования района так называемого Форосского выступа на основе детальных эхолотных промерных галсов были проведены в 27-м рейсе НИС «Владимир Паршин» [5].

Геологические и геоморфологические условия. В геоморфологическом отношении район Форосского выступа входит в состав «геоморфологической области южного продолжения орогенных структур Горного Крыма» [9]. Изученная территория охватывает шельф и относительно крутой участок континентального склона, выдвинутый на 25 км от юго-западного побережья Крыма в сторону глубоководного ложа (рис. 1, 2). В региональном плане очертания выступа повторяют изгибы береговой линии юго-западного Крыма, что свидетельствует о связи тектонического строения и истории геологического развития этих районов. Унаследованные тектонические движения и активные экзогеодинамические процессы оказали существенное влияние на процессы рельефообразования и моделирования морфоскульптур этого района.

Общие уклоны поверхности шельфа незначительны и составляют 0–0,5°. Они резко увеличиваются и варьируют в довольно широких пределах. Региональный перегиб верхней бровки шельфа приурочен к глубинам 180–200 м.

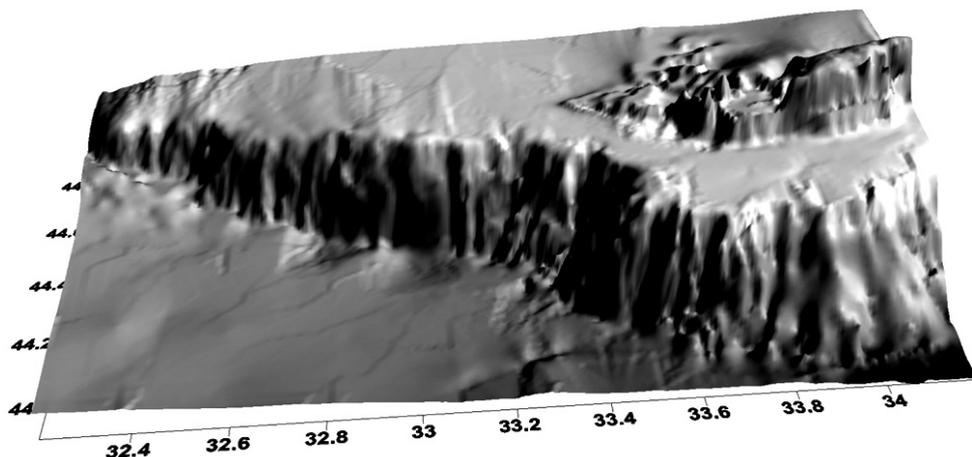


Рис. 1. Трехмерная модель рельефа Форосского выступа

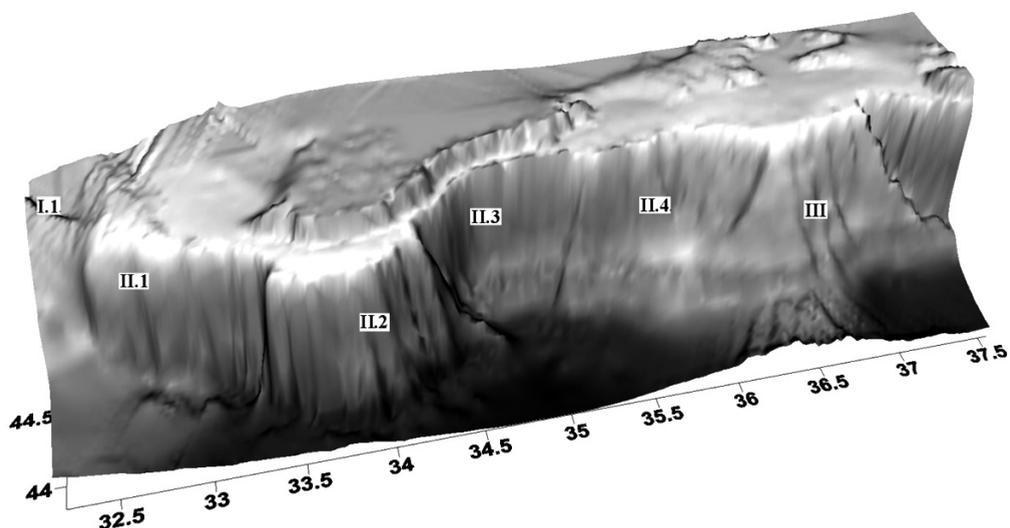


Рис. 2. Блок-диаграмма рельефа украинского сектора континентального склона с элементами геоморфологического районирования.

Геоморфологические районы: I.1. Район аккумулятивно-эрозионных поверхностей склонов каньона реки Палео-Каланчак. II.1. Район бронированных крутонаклонных поверхностей Ломоносовского подводного массива. II.2. Район гравитационных крутонаклонных поверхностей Форосского выступа. II.3. Район структурно-денудационных и эрозионно-аккумулятивных крутонаклонных поверхностей Южнобережного сектора. II.4. Район эрозионных и аккумулятивных пологонаклонных поверхностей Феодосийского сектора. III Керченско-Таманский район погребенных палеодельт

Границы подножия склона находятся на глубинах 1500–1700 м, а плавный переход к глубоководному ложу заканчивается на глубинах от 1800 до 2000 м.

В отличие от шельфа, поверхность континентального склона Форосского выступа характеризуется резким увеличением уклона и расчлененностью каньонов, что отражено в их морфометрических характеристиках: в области шельфа густота горизонтального расчленения составляет 3–6 км/км², а на континентальном склоне она возрастает до 15 и 24 км/км². Ширина склона

варьирует от 7 км на западе до 12 на востоке. Наиболее крутые участки его приурочены к западной части; восточное продолжение склона выполаживается и увеличивается по простиранию за счет развития протяженных слившихся конусов выноса турбидитов – фенев. Турбидитовые отложения перекрывают фактическую границу континентального склона и ложа глубоководной впадины.

С геологической точки зрения интерес к этому участку моря обусловлен тем, что он находится в зоне тройного сочленения Скифской плиты, Западночерноморской впадины и Горного Крыма. Из-за высокой крутизны склона этот участок является фактически единственным местом на континентальной окраине Юго-Западного Крыма, где возможно проведение результативного драгирования, а значит, получение вещественной информации о геологическом строении этой зоны. Находящийся несколько западнее Форосского выступа Ломоносовский подводный массив (ЛПМ) был детально изучен именно путем драгирования. Региональной тектонической и сейсмоактивной структурой, ограничивающей подножье склона как в районе Ломоносовского массива, так и в районе Форосского выступа, является зона сочленения южного крыла структур Горного Крыма с Черноморской впадиной – Южнобережная сейсмогенная зона [15]. Анализ петрографических и геохимических особенностей горных пород, слагающих ЛПМ, позволил провести аналогию выявленной зоны с зоной Беньюфа–Заварицкого и квазисубдукционной зоной поддвига коры океанического типа под континентальную кору Горного Крыма. Петрографический состав коренных пород Форосского выступа отличается от такового ЛПМ, поэтому важно было проследить, каким образом особенности геологического строения Форосского выступа отражаются на его геоморфологии.

На основании систематизации результатов многолетних геолого-геофизических исследований и драгирования коренных пород в этом районе континентального склона был сделан вывод о преимущественном развитии в верхней части разреза стратифицированных горизонтов осадочных и осадочно-вулканогенных комплексов юрских, меловых и палеогеновых отложений, а также комплексов разновозрастных магматических пород [8, 11]. Стратификация отложений четко отражается в рельефе морского дна в пластовом залегании осадочных и туфогенно-осадочных мел-палеогеновых отложений, выраженном в виде протяженных региональных уступов в обрывах континентального склона, что видно на представленной блок-диаграмме (см. рис. 2). Подножье склона опоясано протяженным валом с отдельными изолированными вершинами, с которыми в западной части связаны два газопроявления. С севера вал ограничен рвообразным понижением.

По представлениям В.В. Юдина и М.Е. Герасимова, континентальный склон, прилегающий к Крымскому полуострову, представляет собой гигантскую олистострому [17]. В результате наших исследований в нижней части Форосского выступа установлено развитие только отдельных локальных олистолитов – скальных массивов-отторженцев верхнеюрских известняков, зажатых в толще дислоцированных меловых отложений [7]. Здесь же в нижней части склона нами обнаружены выходы различных (преимущественно основных) магматических пород, датированных ранней юрой. Как показа-

ли наши исследования, набор обнаруженных пород не является случайным, что не позволяет причислить их к олистолитам.

При выполнении сейсмических работ, проведенных к югу от Горного Крыма, было высказано предположение, что «...осадочный чехол представлен, по крайней мере, двумя структурными комплексами: дислоцированными породами таврической серии и перекрывающими их более молодыми отложениями от среднеюрских до современных» [2]. Геофизическими (сейсмическими и сейсмоакустическими) исследованиями установлено, что к югу от Крыма домеловые отложения погружаются, залегая в основании глубокого и протяженного по простиранию прогиба, окаймляющего континентальный склон со стороны абиссали. По данным [2] в рельефе поверхности нижнего комплекса выделяется валообразное поднятие, разделяющее прогиб на внутренний узкий ров и внешнюю часть, представляющую собой «структурный шов сочленения орогена Горного Крыма и Черноморской впадины» [2] (рис. 3, 4). В районе Форосского выступа кровля домеловых пород залегают близко к поверхности дна и перекрыта лишь маломощной толщей более молодых отложений. Авторами было сделано предположение, что каждому из выявленных на сейсмических профилях перегибу в отражающих горизонтах соответствует положительная структура («валообразное поднятие или приподнятый блок» [2]), простирающаяся вдоль континентального склона. Эта тектоническая структура связывалась авторами с зоной глубинного разлома, ограничивающего «Крымский мегантиклинорий» (область орогена Горного Крыма) и проявленного в геофизических магнитных и гравитационных полях. По данным ГСЗ установлено, что здесь появляется «гранитный слой» и погружается «базальтовый». По результатам последних

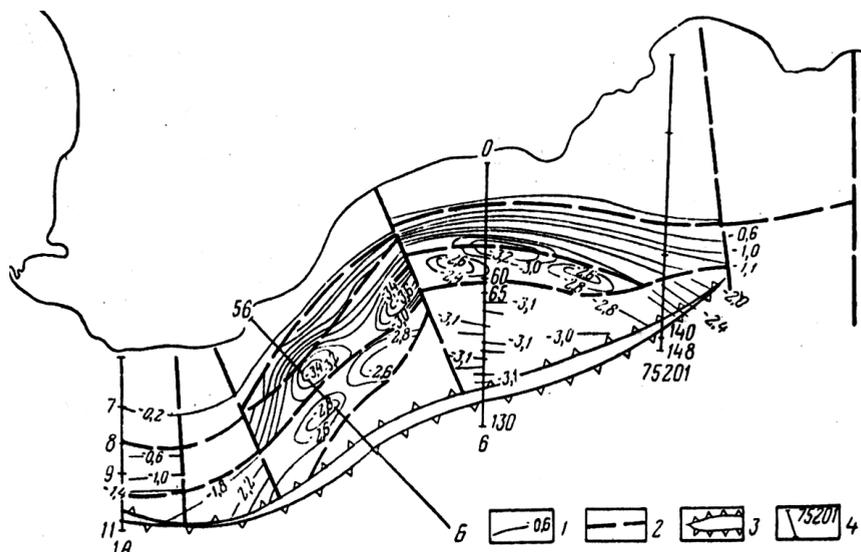


Рис. 3. Структурная карта по поверхности отложений таврической серии [2]

1 – изогипсы отражающего горизонта VII ($T_3 - J_1$); 2 – предполагаемые тектонические нарушения; 3 – структурный шов сочленения орогена Горного Крыма и Черноморской впадины (граница типа ороген-впадина); 4 – линии сейсмических профилей МОВ (по Б.М. Симагину)

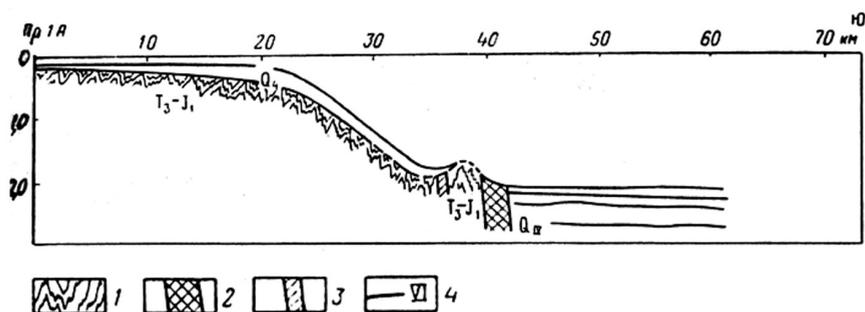


Рис. 4. Геолого-геофизический разрез по профилю 1А МОВ южной прибрежной части Крыма [1].

1 – таврическая серия в объеме отложений нижней юры и верхнего триаса; 2 – структурный шов сочленения орогена Горного Крыма и Черноморской впадины (глубинный разлом по Б.М. Симагину); 3 – тектонические нарушения; 4 – отражающие горизонты. Положение профилей см. на рис. 3

геофизических исследований [16] с этой зоной связаны проявления газового вулканизма и аномалии теплового потока.

Неотектонические процессы, действующие с начала плиоцена, обусловили характер, интенсивность и активность экзогеодинамических процессов. Для прикрымского сектора Черного моря характерно общее погружение, начавшееся в неогене. Наибольшие градиенты погружений испытывает область, примыкающая к альпийским структурам Горного Крыма. Здесь тектонические движения отличаются контрастностью, дробностью дифференциации, большими градиентами скоростей опускания. В районе побережья Горного Крыма эти значения составляют 0,7–1,4 мм/год, но с учетом того, что его орогенный пояс испытывает воздымание от +2 до +4 мм/год [10], суммарная амплитуда неотектонических движений оказывает существенное влияние на развитие рельефа. Наибольшее влияние этого фактора ощущается именно в районе Форосского выступа, где склон имеет крутое падение (18–20°).

Результаты работ. Изучение геоморфологических особенностей континентального склона проводилось на основе гидроакустических исследований и промерных работ с помощью аппаратно-программного комплекса (АПК), созданного на базе судового эхолота, приемника спутниковой навигационной системы GPS Trimble ACE III и цифровой системы регистрации и обработки данных (ЦСРО Института радиоэлектроники НАН Украины). Обработка данных производилась с помощью бортовых персональных компьютеров. Гидроакустические исследования выполнялись по 28 галсам, ориентированным преимущественно вкост простирания флексуры континентального склона (рис. 5). Фактические данные по особенностям геоморфологического строения района и координаты начальных и конечных станций каждого галса приведены в таблице.

Переинтерпретация ранее полученных нами данных в совокупности с новыми данными 27 рейса НИС «Владимир Паршин» позволили составить геоморфологическую карту Форосского выступа континентальной окраины Черного моря масштаба 1:200 000 (рис. 6). Согласно представленной гео-

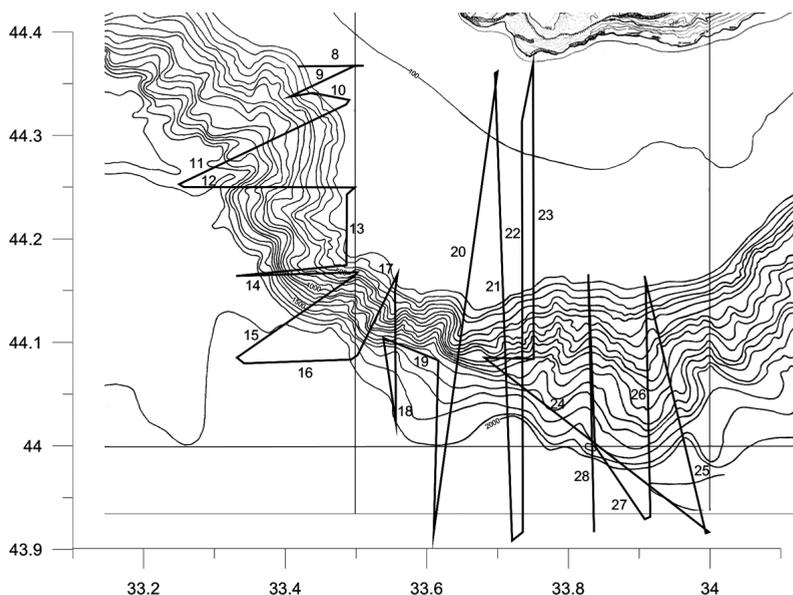


Рис. 5. Схема промерных галсов в 27 рейсе НИС «Владимир Паршин». Координаты галсов см. в таблице

морфологической карте основными морфогенетическими типами рельефа Форосского выступа являются:

1. пологонаклонная эрозионно-аккумулятивная поверхность шельфа;
2. наклонные аккумулятивно-эрозионные поверхности континентального склона (КС);
3. крутонаклонные структурно-гравитационно-денудационные поверхности КС;
4. наклонные эрозионно-аккумулятивные поверхности КС;
5. пологонаклонные гравитационно-аккумулятивные поверхности подножия КС;
6. крутонаклонные эрозионно-денудационные поверхности склонов каньонов;
7. эрозионно-денудационные валообразные поверхности подножия КС;
8. аккумулятивные поверхности конусов выноса, фенев КС;
9. субгоризонтальная слабохолмистая гипабиссальная аккумулятивная поверхность глубоководного ложа.

Ниже приведена краткая геоморфологическая характеристика выделенных поверхностей.

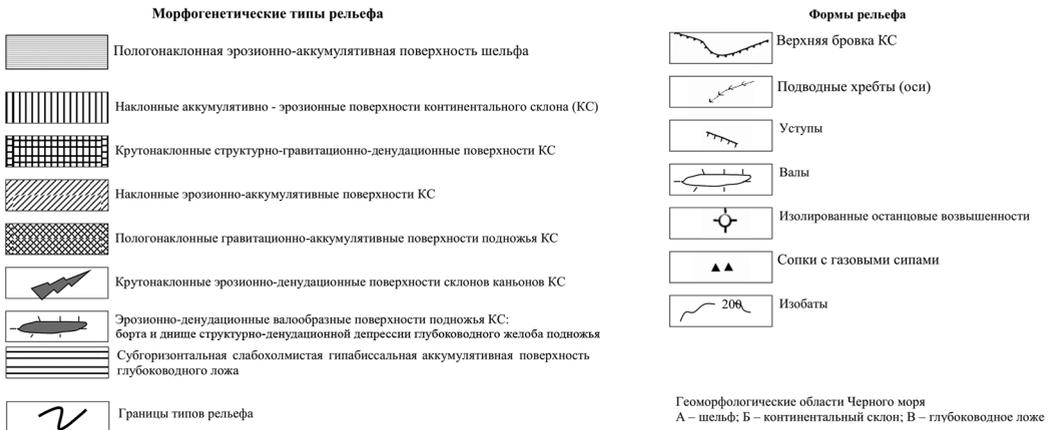
1. *Пологонаклонная эрозионно-аккумулятивная поверхность шельфа.* Образование полосы шельфа, прилегающей к Юго-Западному Крыму, происходило в условиях интенсивного опускания, что привело к формированию выровненного эрозионно-аккумулятивного рельефа и накоплению мощных толщ голоцена. От Севастополя до мыса Сарыч зона шельфа сужается до 15–16 км, а далее к востоку расширяется до 30 км. Внешний край шельфа располагается на глубинах от 125, 130–140 до 160–180 м в западной части и 130–140 м – в восточной.

2. *Наклонные аккумулятивно-эрозионные поверхности* занимают верхнюю прибрежную часть континентального склона от изобаты 200 до



Рис. 6. Геоморфологическая карта Форосского выступа континентальной окраины Черного моря. Масштаб 1:200 000. (Условные обозначения на с. 22)

Условные обозначения к рис. 6

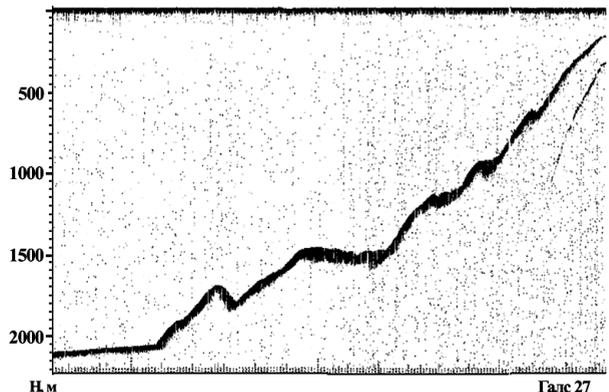


600, в восточной части – до 800 м, и имеют общие уклоны от 3,6 до 5,5⁰ (на отдельных участках 5,6–7,5 и даже 7,6–9,5⁰). Слабохолмистые, с сохранением первичных неровностей поверхности, покрыты морскими илами алеврито-песчанистыми с прослоями битой ракуши, илами алеврито-пелитовыми карбонатными, илами алевритовыми. Ширина зоны варьирует от 2 до 6 км и соответствует зоне гравитационного сноса алеврито-пелитовых осадков. На некоторых участках бровка шельфа осложнена крутыми (до 50–60⁰) субширотными гравигенными сбросами, рвами оседания и оползания при бровочных отложениях. Обрывы сменяются крутонаклонными до 25–40⁰ степенями рельефа.

3. Крутонаклонные структурно-гравитационно-денудационные поверхности развиты в западной части района, где они занимают нижнюю часть склона, заключенную между изобатами 600 (800) – 1500 (1600) м. Средние значения углов наклона поверхностей (в среднем) достигают значений от 7,6–9,5⁰ до 11,6–13,5⁰ (макс. до 21⁰). Активизация фрагментов субширотных разрывных структур проявляется в рельефе склона в виде отдельных денудационных уступов – обнаженных плоскостей сбросовых сместителей. Морфоскульптурный облик района связан здесь с выходами коренных осадочных и вулканогенно-осадочных пород мезокайнозоя, перекрытых на отдельных участках площади чехлом более молодых осадков, при этом к востоку мощность и площадное распространение последних увеличивается. Характерным примером такого рельефа склона является профиль по галсу 27 (рис. 7).

По профилю наблюдаются структурно-денудационные

Рис.7. Эхограмма рельефа континентального склона (галс 27)



Геоморфологические особенности Форосского выступа по данным эхолотных промеров

№ галса	Начальные и конечные координаты галса	Глубина бровки перегиба шельфа, м	Геоморфологические особенности
1	2	3	4
8	44°22,00' / 33°25,11' 44°22,04' / 33°30,65'	124,2	
9	44°22,02' / 33°29,87' 44°20,24' / 33°24,39'	124,7	
10	44°20,46' / 33°26,33' 44°20,05' / 33°29,43'	128,9	Уступы на отметках 390,7; 184,6 м.
11	44°19,79' / 33°29,17' 44°15,17' / 33°15,00'	128,9	Уступы: 164,2, 170; 185 м. Выступ от гл. 703,6 до 730 м. Уступы: 770; 1002,0 м. Серия уступов и понижений на гл. 1555 м. Газовые факелы из сопок на гл. 1920 м. Подножье склона на гл. 1969 м осложнено системой из 3 валов (высотой до 20 м), разделенных рвами (гл. до 10 м).
12	44°15,01' / 33°15,40' 44°14,98' / 33°29,90'	157,1	Уступы: 1522, 1013, 944, 419,7, 369,1 м. Подножье склона расположено на гл. 1950 м.
13	44°14,57' / 33°29,23' 44°10,47' / 33°29,19'	157	Уступы: 173,7, 200,3, серия уступов в инт. 207 – 234 м. Подножье: гл. 1843 м.
14	44°09,85' / 33°19,84' 44°10,07' / 33°30,14'	-	В интервале 656,8-708,2 м - отдельные вершины (пики), разделенные рвами. В инт. 566,8 - 831,5 м резкий свал глубин. Ров у подножья склона на гл.1843 м.
15	44°09,87' / 33°29,87' 44°05,12' / 33°19,90'		Уступы: 852, 918 м. Подножье на гл. 1942 м осложнено системой рвов гл. до 10 м и валов высотой до 10-15 м.
16	44°04,78' / 33°20,53' 44°05,00' / 33°29,60'		Уступы: 1918, 1936 м. Подножье: рвы на гл. 1936 м.
17	44°05,27' / 33°30,13' 44°09,96' / 33°33,52'	179,6	Уступы: 645, 713; 1000 м. Подножье: ров на гл. 1942 м.
18	44°08,96' / 33°33,30' 44°01,34' / 33°33,39'	179,6	Уступы: 753,6, 771,9 м. Резкий свал глубин до подножья (гл. 1960 м).
19	44°06,25' / 33°32,32' 44°04,96' / 33°36,98'		Уступы: 1595, 1663, 1782 м. В инт. 1830 до 1957 м - резкое нарастание глубин. Подножье в инт. 1957- 2000 м осложнено чередованием валов и рвов. В инт. 2000-2015 м абиссальная равнина представлена всхолмленным рельефом с превышениями до 30 м.
20	43°55,00' / 33°36,60' 44°21,70' / 33°42,00'	156	Уступы: 1925-1930, 1186, 815, 533, 526, 324, 244 м. Выступ на гл. 1955 м. Подножье на гл. 2004 м осложнено чередованием рвов (гл. тальвега до 2035 м) и валов.
21	44°21,60' / 33°41,78' 43°54,51' / 33°43,23'	152	Уступы: 739, 752, 854, 911 м. В инт. 1593-1754 м – крутой уступ. Подножье склона (1984 м) опоясано рвом (2018 м), сменяющимся на вал (1997 м). Ложе представлено понижающейся равниной (2002 – 2014, максимум 2030-2040 м) с отдельными рвами и валами.
22	43°55,00' / 33°44,13' 44°18,83' / 33°44,06'	151	Уступы: 1188, 1755 м. Подножье(2018 м) отделено от ложа рвом (гл. 2053) и крутыми валами высотой до 190 м. В ряде случаев они обособлены в систему линейно ориентированных изолированных горных вершин.
23	44°22,13' / 33°45,01' 44°05,04' / 33°45,06'	Терраса в инт. 96-105 Бровка на гл. 159	Уступы: 285, 709, 974, 1097 м.
24	44°05,10' / 33°40,91' 43°55,00' / 33°59,91'		Уступы: 840, 1011-1035, 1078-1112, 1175, 1588 м. Подножье (1784 м) - широкий (до 600 м) уступ-карниз высотой до 30 - 40 м, основанием которого служат турбидитовые накопления (отметка 1810) и троговая депрессия, маркирующая границу склона и ложа (отметка 2050-2070 м).

Окончание таблицы

1	2	3	4
25	43°54,94' / 33°59,64' 44°09,85' / 33°54,46'	163	Уступы: 1379, 1260 м. Подножье (гл. 2041 м) осложнено валом высотой до 10 м и рвом с тальвегом на глубине 2093 м; превышения бортов над ложем 20-40 м
26	44°09,46' / 33°54,55' 43°55,89' / 33°54,94'	220	В инт. 872-930 м - крутой уступ; на гл. 876 - выступ-карниз. С гл. 1052 до 2064 м склон полого погружается. В абиссали - рвы до гл. 2068-2097 м.
27	43°55,75' / 33°54,47' 44°00,00' / 33°50,25'	210	Уступы: 1473, 927, 895, 600 м. Подножье (гл. 2042 м) осложнено трогом и валом, высота которого достигает отметок 1878 м.
28	44°09,95' / 33°49,69' 43°55,00' / 33°50,18'	181	Уступы: 1056, 1467 м. Выступ-карниз на гл. 1799 м высотой до 60 м. Подножье опоясано рвом (гл. 2016 м) и валом (гл. 1852 м). Отметки абиссали - 2038-2078 м.

уступы и карнизы континентального склона. Подножье склона осложнено валом, северный борт которого достигает высоты до 200, а южный – 500 м.

Драгирование и эхолотирование склона показало, что уступы, трассируемые на значительном расстоянии, также образованы выходами осадочно-туфогенных и туфогенных образований [12]. Уступы разделяют склон на ступени с различными углами наклона его поверхности. Наибольшее число уступов зафиксировано в западной части склона, где очертания Форосского выступа совпадают с резким изгибом береговой линии Крымского полуострова. Для этой зоны характерны проявления блоково-оползневых и обвальных процессов в связи с высокими градиентами углов наклона поверхности склона. Пологие уступы и поверхности, развитые на коренных отложениях, в большей части перекрываются современными и четвертичными осадками: морскими илами с включением гравия и песчанистого материала, илами пелитовыми с ракушей, а на крутосклонных участках обнажены осадочно-туфогенные отложения. Профиль, изображенный на рис. 8, детально характеризует рельеф участка средней части склона – крутонаклонные структурно-гравитационно-денудационные поверхности склона с локальными возвышенностями, разделенными узкими и глубоковрезанными каньонами.

4. Наклонные эрозионно-аккумулятивные поверхности развиты в основном на западном и восточном флангах района. На крайнем западном фланге они приурочены к средней части склона (изобаты 500–1000 м), а восточнее занимают значительные площади склона на глубинах от 500 до 1700 м.

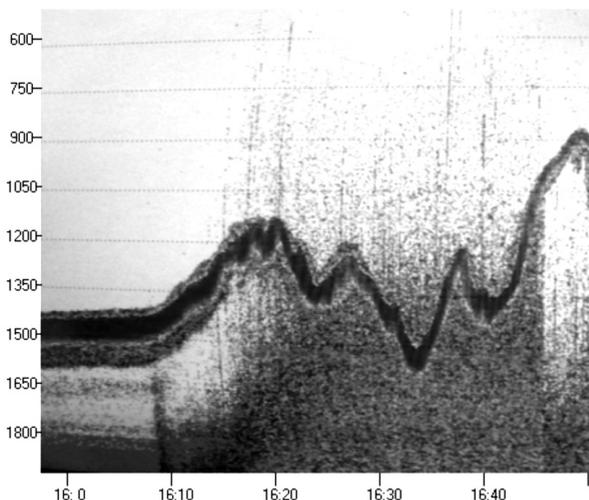


Рис. 8. Эхограмма рельефа Форосского выступа по профилю: 44°04,967' / 33°39,506' – 44°05,662' / 33°38,878'

Общие уклоны поверхностей составляют $5,5^{\circ}$ – $7,5^{\circ}$. Генетически поверхности связаны с обширными латеральными накоплениями четвертичных и современных осадков, перекрывающих коренные породы. Фактически обнажения их на континентальном склоне в восточном направлении уже не фиксируются. Рельеф поверхностей выражен протяженными и обширными «водораздельными» эрозионно-аккумулятивными пространствами, сложенными разнообразными илами алеврито-песчанистыми с прослоями битой ракуши, алеврито-пелитовыми карбонатными, алевритовыми.

5. *Пологонаклонные гравитационно-аккумулятивные поверхности подножия континентального склона*, слагают переходную полосу к глубоководному ложу Черноморской впадины. Всколмленные поверхности аккумулятивных накоплений слабо наклонены, углы подножия склона здесь составляют $1,6$ – $3,5^{\circ}$. Подводные осадки подножия склона представлены турбидитами, илами алеврито-пелитовыми, пелитовыми и делювиальными обломками коренных пород, вовлеченных в медленные криповые перемещения от верхних участков склона к его подножию. Зона перехода склона к его подножию осложнена системой небольших крутых обрывов, валообразными уступами и рвами, отнесенными к отдельному морфогенетическому типу.

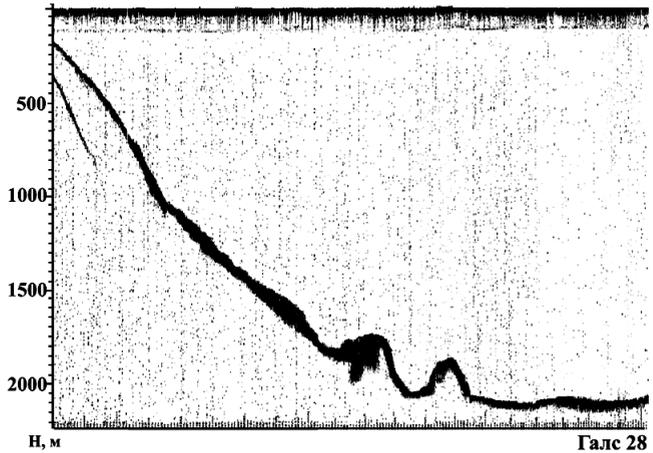
6. *Крутонаклонные эрозионно-денудационные поверхности склонов каньонов*. Континентальный склон района интенсивно расчленен долинообразными понижениями и каньонами, большинство из которых приурочено к интервалу глубин от 600 до 1000–1600 м. Средняя глубина каньонов 10–15 м. Уклоны тальвегов каньонов различны, максимальные наклоны достигают 12 , 14 и 15° , но в среднем колеблются в пределах от $5,5^{\circ}$ до 7° и 10° . Максимальная ширина каньонов достигает 1–2 км. Борта долин обладают различной крутизной, достигающей значений 60° , а корытообразный или V-образный профиль днищ осложнен поперечными уступами высотой от 0,5 до 10 м и более.

В крайней западной части района выделяется крупная каньонная система, состоящая из трех основных притоков, внешне напоминающих троговые долины или грабены, и сливающихся в единую трог-долину с обрывистыми бортами. Общее простирание системы – субширотное, но с тенденцией разворота трога на юго-запад. Крупные подводные хребты и каньоны, расположенные восточнее, приобретают северо-восточный, а еще восточнее – субмеридиональный характер простирания. Каньоны этой части склона относительно короткие, но так же глубокооврезанные. Склон разделен тремя структурно-денудационными уступами.

7. *Эрозионно-денудационные валообразные поверхности подножия континентального склона*. Подножье осложнено валообразным выступом, опоясывающим континентальный склон на всем протяжении района Форосского выступа, и фрагментарно окаймленным с севера ровообразным понижением. На отдельных участках вал разорван и представлен отдельными горными возвышенностями высотой до 200 м. Наиболее показательно описание рельефа склона по маршруту галса № 28 [5]. По ходу судна с глубины 1100 м происходит постепенное наращивание глубины до отметки 1729 м, на которой расположен карниз, увенчанный 60-метровой горной вершиной. Далее происходит резкое погружение склона до глубины 2016 м, фиксиру-

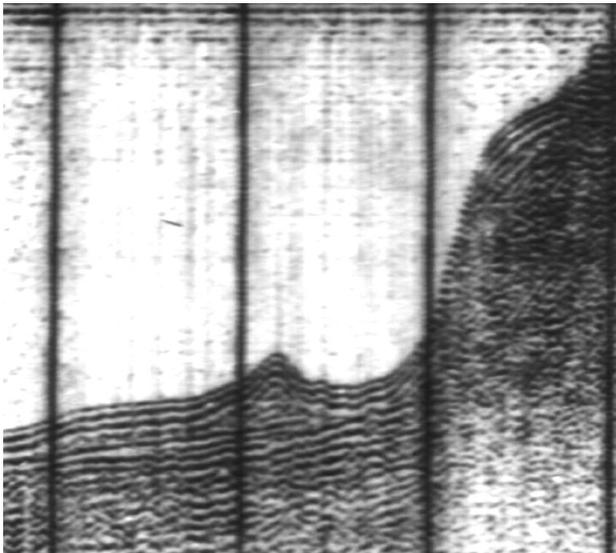
Рис. 9. Эхограмма рельефа морского дна по галсу 28

ющей тальвег протяженного рва (желоба), опоясывающего континентальный склон. Депрессия рва сменяется крутым валом, пик которого достигает отметки 1852, а его подножье со стороны абиссали опускается на глубину 2038–2078 м (рис. 9).



В области границы подножия и глубоководного ложа наблюдается система валов и желобов, а также изолированных останцовых возвышенностей.

Западнее Форосского выступа, в пределах ЛПМ, подножье континентального склона осложнено вдольсклоновым желобом, который также сопряжен с валообразным выступом рельефа морского дна (рис. 10). Эта обособленная морфоструктура выделялась разными авторами в качестве: «структурного шва» [2], «сейсмогенной зоны» [11]. По результатам исследований НПО «Ихтиандр» эта депрессия рельефа морского дна сопоставлялась с «речной долиной» [13] протяженностью свыше 115 км. На всем протяжении ($44^{\circ}50,00' / -44^{\circ}16,00' /$ с.ш. и $32^{\circ}08,75' / -33^{\circ}15,00' /$ в.д.) долина имеет четко выраженные элементы: русло – бровка – терраса. По данным драгирования, она выполнена аллювиальными отложениями (пески, алевриты, пелиты), местами слоистыми, с пресноводной фауной моллюсков посткарангатского возраста. Верховья долины приурочены к каньонообразному понижению на континентальном склоне. Морфологические параметры морфоструктуры детально исследовались с помощью подвод-



ных аппаратов [13]. Это резко асимметричная (южный борт обрывистый, а северный – пологий) протяженная линейная дислокация, ширина которой изменяется от 0,3 до 3 км.

На долготе $33^{\circ}10'$ долинное понижение переходит

Рис. 10. Сейсмограмма НСП профиля шельф – континентальный склон – глубоководное ложе Черного моря [2]. Вдольсклоновый желоб, расположенный у подножия континентального склона в районе Ломосовского подводного массива.

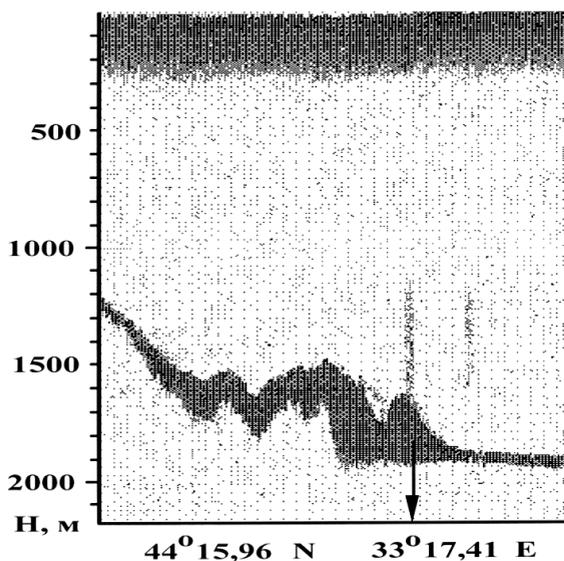


Рис. 11. Эхограмма рельефа морского дна по галсу 11. Газовые факелы у подножия Форосского выступа

в замкнутую депрессию (эстуарий), расположенную на глубинах от 1750–1850 м. Ранее считалось, что эстуарий является крайней восточной границей дислокации, но полученные нами данные позволяют считать, что она продолжается дальше на восток, а выявленный вал, ограничивающий подножье склона Форосского выступа, и является восточным продолжением этой структуры. Важно отметить,

что и в пределах ЛПМ, и в районе Форосского выступа с этой структурой связаны проявления аномального газовыделения (рис. 11). Таким образом, выявленная цепь валов и сопряженных с ними рвообразных понижений в морфогенетическом отношении является единым геоморфологическим элементом – проявлением в рельефе морского дна региональной тектонической структуры.

8. *Аккумулятивные поверхности конусов выноса.* Активная эрозионно-денудационная деятельность каньонов обусловила развитие подводно-эрозионных амфитеатров на бровке шельфа. Масса эродированного материала, перемещающаяся к подножию уступа склона по долинам каньонов, накапливается в виде турбидитовых конусов выноса, слагающих переходную зону от континентального склона к ложу впадины. Иногда конусы выносов сливаются и образуют обширные фены.

9. *Субгоризонтальная слабохолмистая гиабиссальная аккумулятивная поверхность глубоководного ложа.* Глубоководное ложе Черного моря в районе Форосского выступа расположено на глубинах 1800–2100 м. Дно котловины – плоская аккумулятивная равнина на разнородных и разновозрастных в геологическом отношении структурах. Рельеф ее представлен полого-волнистой слабо прогнутой поверхностью, характерной для предельной равнины неволновой аккумуляции. На отдельных участках морского дна при эхолотном профилировании выявлялись подводные горы, валообразные поднятия, локальные понижения, уступы и рвы глубиной до 30 м, простирающиеся иногда на значительные расстояния.

Интересной особенностью рельефа восточной части этой зоны является развитие подводных конусообразных гор диаметром около 200 м, возвышающихся над поверхностью субабиссали на высоту до 170–200 м. В западной части зоны на отдельных участках промерными работами были выявлены практически отвесные скальные уступы высотой до 90 м, сложенные меловыми мергелистыми породами и глинами. Последние связаны с зоной разлома, сформировавшего в конечном счете сам Форосский выступ, и сви-

детельствуют о его недавней активизации, поскольку уступы не залечены современными отложениями.

Таким образом, геоморфология северной прикрымской части континентального склона Черного моря в значительной мере отражает особенности его геологического и, особенно, тектонического строения. Подножье склона как на ЛПМ, так и на Форосском выступе, несмотря на разницу в конкретном геологическом строении этих двух участков, осложнено единой системой валов и рвов. Морфометрические характеристики рельефа Форосского выступа обусловлены развитием коренных осадочных и вулканогенно-осадочных пород мезокайнозоя, перекрытых на большей части площади маломощным чехлом более молодых осадков. Наиболее крутые участки склона приурочены к западной его части; восточное продолжение морфоструктуры обладает тенденцией к снижению углов наклона и общему увеличению ширины склона. Преобладающими формами рельефа являются гравитационные, обусловленные активным воздействием тектонических процессов. Донная эрозия развивается здесь только по тальвегам каньонов. Влияние региональных тектонических процессов отразилось в развитии субширотных денудационных уступов – обнаженных плоскостей сбросовых сместителей. Последние разделяют среднюю часть склона на ступени с различными углами наклона поверхности, соответствующие общей региональной зональности.

1. *Архипов И.В., Гайнанов А.Г., Гончаров В.П., Муратов М.В., Непрочнов Ю.П., Непрочнов А.Ф., Успенская Е.А.* Глубинное строение Черноморской впадины к югу от берегов Крыма по данным геологических и геофизических исследований // БМОИП, новая серия. Т. XLV, вып. 2. Изд-во Московского ун-та. 1970 – С. 81-103.
2. Геология шельфа СССР. Тектоника. - Киев: Наук. думка, 1987. – С. 88
3. Геологические исследования рейса НИС «Киев» в Черном море. (4 рейс) / Препр. / НАН Украины, ОМГОР ЦНПМ. Кол-в авторов. К., 1996. – 233 с.
4. Геология Черного моря (по результатам геологических и геофизических исследований 5-го рейса НИС «Киев») // Кол-в авторов. - Киев, ОМГОР ННПМ НАН Украины, 1997. – 188 с.
5. Геологические исследования Черного моря - К., 2006. – 166 с.
6. Геология континентальной окраины Черного моря. - Киев, 2007. – 82 с.
7. *Довгий С.А., Шнюков Е.Ф., Старостенко В.И. и др.* Геологическая оценка трасс связи Севастополь-Евпатория, Севастополь-Жерчь, Севастополь-Поти. К., 2003. – 178 с.
8. *Маслун Н.В., Иноземцев Ю.И., Оровецкий Ю.Ю.* Нижнекайнозойские отложения Крымского континентального склона (результаты 37-го рейса НИС «Академик Вернадский»). Препринт / АН УССР, Ин-т геол. наук; 89-13- Киев, 1989. – 36 с.
9. *Пасынкова Л.А.* Принципы морфоструктурного районирования континентального склона Украинского сектора Черного моря и основные таксоны районирования // Геология и полезные ископаемые Черного моря. Киев. Изд-во «Карбон – ЛТД». 1999. – С. 262-268.
10. Современные геологические процессы на побережье Черного моря. /Под ред А.И. Шеко. -М.:Наука. 1984. – 176 с.
11. *Тихоненков Э.П.* Основные черты геодинамики Крымского сейсмоактивного региона // В сб. Геодинамика Крымско-Черноморского региона // Сб. материалов конференции - Симферополь, 1997. – С. 35-41.

12. Шнюкова Е.Е., Щербаков И.Б. Петрография пирокластических и вулканогенно-осадочных пород Форосского выступа континентального склона // Геология и полезные ископаемые Мирового океана. – 2005, №1. – С. 87-102.
13. Шнюков Е.Ф. Геологические итоги рейса НИС «Ихтиандр» в Черное море // Геол. журн. – 1993. – № 6. – С. 136-138.
14. Шнюков Е.Ф., Иванников А.В., Григорьев А.В., Клещенко С.А. и др. Геологические исследования НИС «Профессор Водяницкий» в Черном море (47 рейс) Киев, ОМГОР, ЦНПМ НАН Украины, /препринт/. 1995. – 175 с.
15. Шнюков Е.Ф., Щербаков И.Б., Шнюкова Е.Е. Палеоостровная дуга севера Черного моря. К., ННПМ НАНУ; «ЧОРНОБИЛЫНТЕРІНФОРМ», 1997. – 288 с.
16. Шнюков Е.Ф., Старостенко В.И., Русаков О.М., Кутас Р.И. Глубинная природа газовых факелов западной части Черного моря по результатам геофизических исследований // Геология и полезные ископаемые Мирового океана – 2005. – №1. – С. 70-82.
17. Юдин В.В., Герасимов М.Е., Бондарчук Г.К. Южнокрымская олистострома // Доклады РАН - 2000, том 371, №3, с. 358-361.

Складено геоморфологічну карту району Фороського виступу м-бу 1:200000. Встановлено, що підніжжя континентального схилу ускладнене системою протяжних валів і ровів, що є геоморфологічним відбиттям зони зчленування Чорноморської западини з орогеном Гірського Криму. Виявлена система зв'язується в єдине ціле зі структурним швом у підніжжі Ломоносівського підводного масиву.

Peculiarities of the geomorphologic structure are described. The geomorphological map of the region of Foros ledge 1:200000 is composed. The foot of the continental slope is determined to be complicated by the system of stretched swells and trenches being the geomorphological reflection of a junction zone between the Black sea depression and the Mountain Crimea orogen. The revealed system unites in a single whole with a structural seam at the foot of the Lomonosov submarine massive.

Поступила 26.11.2010 г.