

STRUCTURE AND EVOLUTION OF LAGOONS AND BARS AT THE ARCTIC COAST OF THE CHUKCHI PENINSULA

I. D. DANILOV, G. N. NEDESHEVA, E. I. POLYAKOVA

Summary

New data are given on geological and geomorphological structure of lagoons and bars at Arctic coast of the Chukchi Peninsula at Valkarai Lowland, resulted from detailed studies of coastal landforms and sediments. A history of the coast's evolution during Late Pleistocene and Holocene is described as well as the conditions of the bars' and lagoons' formation.

УДК 551.462

Ю. Д. ЕВСЮКОВ

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОМОРФОЛОГИИ АФРИКАНО-СИЦИЛИЙСКОГО ПОРОГА

Африкано-Сицилийский порог давно является объектом геологических и геоморфологических исследований. В его пределах исключительно ярко выражен новейший и современный тектогенез, создавший резкую контрастность подводного рельефа. В тектоническом отношении порог расположен в пределах двух резко различных по геологическому строению и истории развития морфоструктур: северной окраины Африканской платформы (области I—III, рис. 1, врезка) и пояса складчатых альпийских сооружений, выраженного здесь подводным продолжением Телль-Атласа (область IV). Особенности развития этих разноплановых и разновозрастных регионов на новейшем этапе геологической истории находят отражение в главных чертах геоморфологии дна и в характере современных геодинамических процессов на акватории порога.

Как известно, Африкано-Сицилийский порог разделяет Средиземное море на западную и восточную части. Юго-западная и северо-восточная граница порога определяются соответственно Тунисско-Ливийским и Сицилийским побережьями. На востоке его граница с Ионическим морем и Центральным Средиземноморским бассейном обозначена Мальтийским эскарпом, северо-западная граница проводится условно по линии Бизерта — острова Кани — банка Скерки — Эгадские острова. В указанных пределах площадь порога около 230 тыс. км².

В статье сделана попытка обобщить фактический материал по рельефу дна (рис. 1), который сведен на геоморфологической карте (рис. 2 см. вкл. стр. 88).

При составлении геоморфологической карты использованы: в качестве основы итальянская батиметрическая карта масштаба 1 : 750 000 (Morelli et al., 1975), сведения по батиметрии и геоморфологии, содержащиеся в опубликованных работах (Емельянов и др., 1965; Михайлов, 1965; Михайлов, Гончаров, 1969; Carter et al., 1972), а также эхолотные и сейсмические профили общей протяженностью более 26 000 км, полученные в советских и зарубежных экспедициях, и материалы детальных исследований на полигонах (более 1200 км), выполненных в основном на НИС «Академик С. Вавилов» (Маловицкий и др., 1975). Подчеркнем особую роль данных непрерывного сейсмопрофилирования (НСП), которые позволяют выявить и уточнить генезис и возраст ряда морфоструктур и многочисленных форм рельефа, таких, как соляные купола, диапиры, вулканы и др. (Евсюков, 1978б).

Африкано-Сицилийский порог характеризуется относительно малыми глубинами моря; при морфоструктурном анализе здесь отчетливо

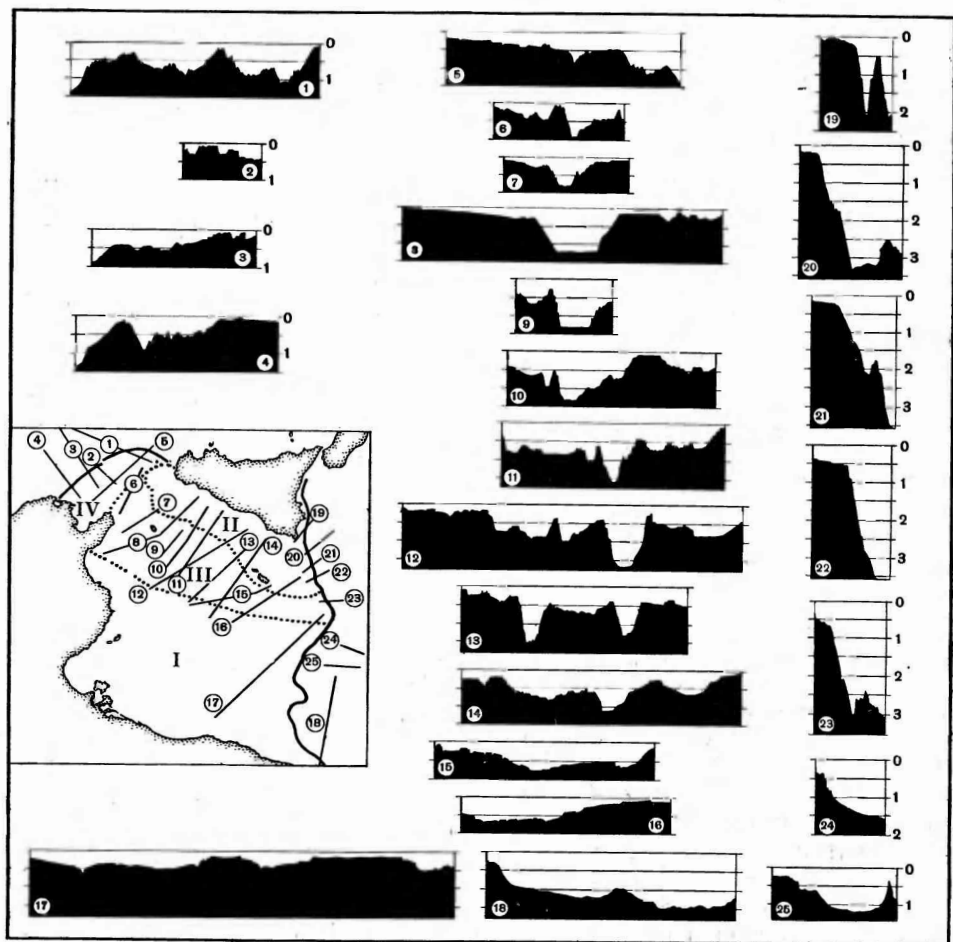


Рис. 1. Обзорные профили рельефа дна Африкано-Сицилийского порога. Соотношение горизонтального и вертикального масштабов 1:37

Врезка — схема расположения обзорных профилей и геоморфологического районирования Африкано-Сицилийского порога. Области: I — Тунисско-Ливийского шельфа; II — Присицилийская; III — Центральная; IV — Подводного продолжения Телль-Атласа

различаются шельф и погруженный шельф (рис. 2), а в их пределах — поднятия (горсты), впадины (грабены), вулканические сооружения и уступы. Материковый склон подразделяется на уступы (эскарпы), наклонные равнины и мелкогорно-ложбинный рельеф. Материковое подножие характеризуется развитием структурных наклонных равнин и конусов выноса мутьевых потоков. Типы денудации и аккумуляции показаны на отдельной врезке (рис. 2), что позволило избежать перегрузки основного листа геоморфологической карты. В пределах порога выделены следующие геоморфологические области: Тунисско-Ливийский шельф, Присицилийская, Центральная и подводного продолжения Телль-Атласа (рис. 1, врезка) (Евсюков, 1978б).

Область Тунисско-Ливийского шельфа охватывает площадь около 120 тыс. км² — более половины площади Африкано-Сицилийского порога. С севера она ограничена грабеном Лампедуза и его продолжением — долиной Герона (Евсюков, 1978а). Северо-западный отрезок этой границы проходит по линии о. Лампионе — северная часть зал. Хаммамет. На востоке граница определяется бровкой Мальтийского эскарпа, на юге и западе — побережьем Ливии и Туниса.

Область Тунисско-Ливийского шельфа характеризуется относительно спокойным рельефом дна и постепенным возрастанием глубин от нескольких десятков м (заливы Габес, Хаммамет, банка Керкенна) до 1000—1100 м. В пределах большей части области внешний край шельфовых равнин имеет глубины от 70 до 350 м, причем почти на всем протяжении он заканчивается отчетливым (местами почти вертикальным) уступом высотой от 15—50 до 135 м и более. Возможно, этот уступ имеет абразионное происхождение и отмечает древнюю береговую линию, сформировавшуюся во время одной из последних регрессий, но не исключено также и тектоническое происхождение отдельных его участков при высоте уступа около 200 м (район островов Лампедуза и Лампионе). На востоке области шельф погружается до глубин 400—1000 м.

На Тунисско-Ливийском шельфе фиксируются крупные положительные морфоструктуры — банки, представляющие, по-видимому, горстовые поднятия: Керкенна, Медина и Мелита, причем последние две отчетливо выражены изобатами 200 м. Их плосковершинные поверхности при минимальных глубинах около 150 м почти по всему периметру ограничены уступами высотой до 120—150 м и крутизной 10—12, иногда более 20°. На протяжении почти всего плиоцен-четвертичного времени эти возвышенности периодически подвергались морской абразии, о чем свидетельствует отсутствие здесь (по сейсмическим данным) сколь-нибудь мощных отложений верхнего комплекса. Банки Медина и Мелита разделены понижением рельефа, заложенным, по-видимому, по крупным разломам северо-западной — юго-восточной ориентировки.

В южной части области находится самое крупное в пределах порога понижение — Триполитанская впадина, глубина которой в осевой части постепенно возрастает в восточном направлении от 100 до 1000 м. Осевая часть впадины отмечена узкой асимметричной ложбиной. Рельеф дна осложнен здесь соляными куполами и диапирами (высотой до первых десятков м), связанными с эвапоритовой толщей (Bellaiche et al., 1977; Biely et al., 1973).

Представляется, что область Тунисско-Ливийского шельфа на протяжении плиоцена и плейстоцена испытывала относительно слабые движения различного знака, что и определило с учетом эвстатических колебаний уровня моря наличие здесь денудационных поверхностей и крупного осадочного бассейна.

Присицилийская область включает на северо-западе мелководья Эгадских островов и обширную банку Адвентура, объединяющую несколько более мелких банок (Толбот, Пантеллерия и др.) (Zarudzki, 1972). В центральной части области располагается впадина Джела, а на юго-востоке — шельф Мальтийского архипелага. На юго-западе граница области отвечает бровкам вершинных поверхностей горстовых поднятий, ограничивающих с севера Пантеллерийскую и Мальтийскую впадины; восточная граница определяется Мальтийским эскарпом.

Шельфовые равнины в пределах Присицилийской области лежат в основном на глубинах от 95 м на северо-западе до 144 м на востоке, внешний край погруженного шельфа к западу и востоку от Мальтийских островов опущен до 610—645 м. Внешний край шельфовых равнин и поднятий погруженного шельфа обычно завершается одним или несколькими крутыми (местами почти вертикальными) уступами, видимо, того же происхождения, что и край равнин шельфа Тунисско-Ливийской области: наряду с процессами абразии активная роль в их формировании принадлежала и тектоническим движениям.

Банка Адвентура. При глубинах до 200 м (а местами от 100 до 50 м), ее поверхность представлена относительно ровным дном, в отдельных местах осложненным холмами, высота которых лишь в немногих случаях превышает 45 м. Эту морфоструктуру следует рассматривать как подводное продолжение Сицилии, о чем свидетельствуют недавно под-

нятые здесь (банка Толбот) обломки пород, литологически сходные с триасовыми отложениями Западной Сицилии и Эгадских островов (Borsetti et al., 1976).

Юго-восточная часть Присицилийской области выражена мелководьем Сицилии и Мальтийского архипелага, геологически тесно связанных, свидетельством чего является сходство разрезов осадочных пород островов и плато Рагуза (Сицилия) и общность плана дизъюнктивных нарушений (Кастани, 1964).

Поднятия (горсты) погруженного шельфа. К северо-западу от Мальтийских островов располагается горст Гоцо (Маловицкий, 1978), разделенный неглубокими понижениями на две части: северо-восточную, плосковершинную и юго-западную, представленную несколькими острокопечными хребтами. К северо-западу от горста Гоцо лежит серия небольших банок (блоковых поднятий): Террибле, Аннэйм, Мадрепора и др. с отметками глубин 86, 86 и 272 м соответственно (Morelli et al., 1975; Zagudzki, 1972). Они ограничены крутыми (до 15°) уступами, склоны осложнены ступенями, что особенно характерно для восточного склона банки Аннэйм.

В пределах банки Адвентура находятся четыре, а на банке Террибле — три подводных вулкана, некоторые из них активны и в настоящее время (Zagudzki, 1972). Не исключено, что дальнейшие исследования положительных морфоструктур Присицилийской области выявят и другие образования вулканического происхождения.

По сейсмическим данным (Евсюков, 1978б; Москаленко, Евсюков, 1978), на вершинах некоторых банок фиксируются погребенные понижения древнего (доплиоценового) рельефа, выполненные осадками и образующие уплощенные поверхности. Драгирование показало, что на бровках вершинных поверхностей банок обнажаются породы среднемиоценового (Пантеллерия и Террибле), эоценового (Террибле и Аннэйм), олигоцен-миоценового и даже триасового (Толбот) возраста (Borsetti et al., 1976; Colantoni, 1975). Эти участки дна были нарушены разломами и подняты на разную высоту. Современный облик вершинных поверхностей банок формировался под воздействием как эрозионной деятельности моря, так и аккумуляции, обусловившей заполнение понижений древнего рельефа.

Впадина Джела с глубинами более 800 м — крупная депрессия, вытянутая с северо-запада на юго-восток почти на 150 км при ширине более 30 км. Впадина асимметрична: северо-восточный склон пологий (крутизна не более 5°) за счет интенсивной аккумуляции осадочного материала, поступающего со стороны Сицилии, юго-западный склон крутой (10—15°). В целом же прогибание впадины не компенсировалось осадконакоплением.

Присицилийская область, по-видимому, была тектонически активной в течение всего миоцена и плиоцена, что подтверждается внешним обликом современного рельефа, формированием мощной толщи неогеновых и плейстоценовых отложений и проявлением подводного вулканизма.

Центральная область характеризуется наиболее сложным рельефом дна, который представлен системой впадин (грабен) и поднятий (горстов) погруженного шельфа. Область включает все крупные депрессии Африкано-Сицилийского порога: Мальтийскую, Пантеллерийскую, Линюсскую впадины, Лампедузский грабен, а также несколько небольших отрицательных форм рельефа. Эти морфоструктуры определяют облик порога и, судя по их морфологии, созданы в своей основе дизъюнктивными тектоническими дислокациями.

Мальтийская впадина. Наиболее четко контур ее глубоководной части прослеживается на расстоянии до 185 км, однако, по данным эхолотных и сейсмических профилей, ее протяженность превышает 220 км.

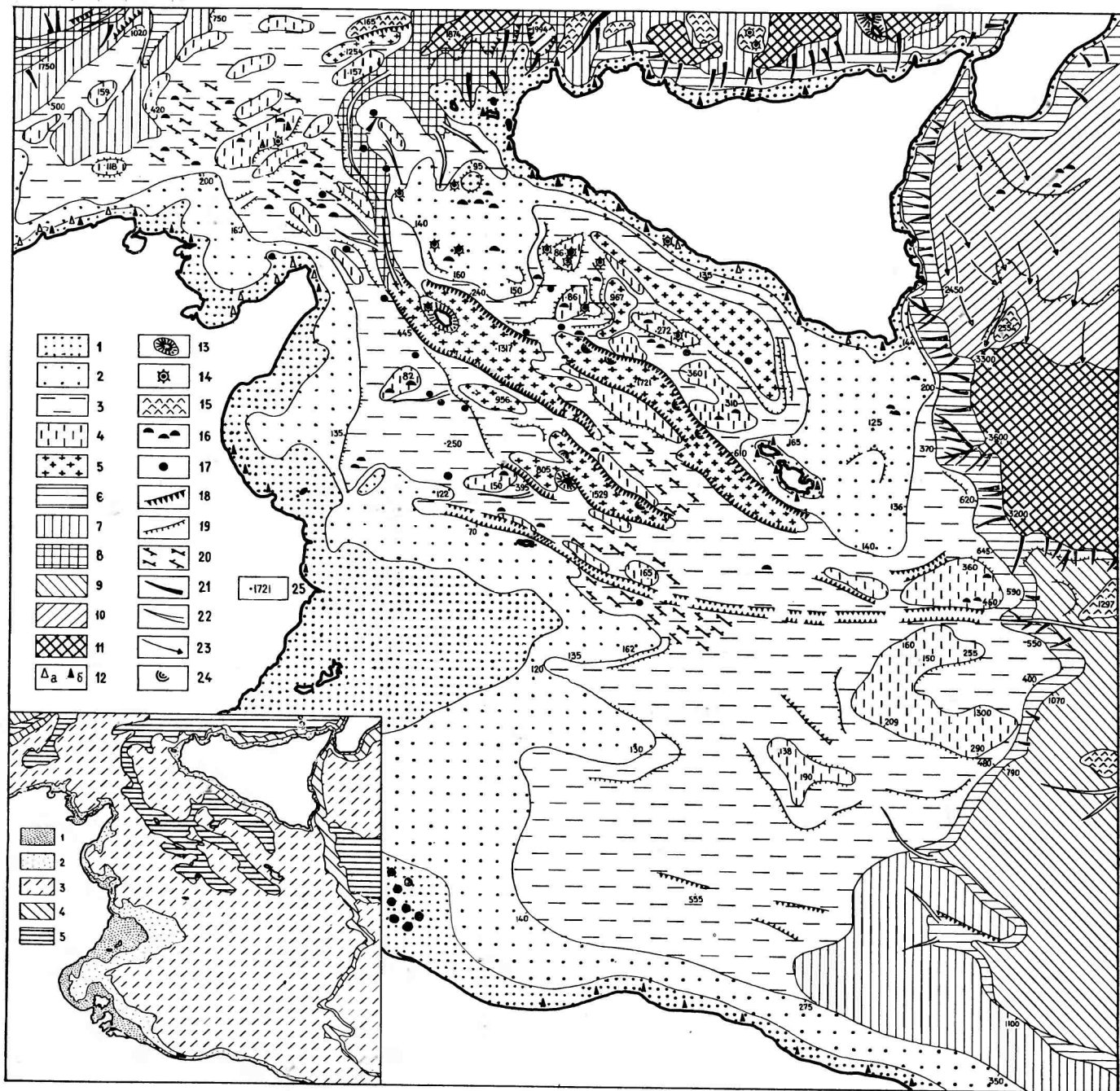


Рис. 2. Геоморфологическая карта Африкано-Сицилийского порога.

Шельф: 1 — прибрежная отмель; 2 — равнины шельфа; 3 — погруженный шельф; 4 — поднятия погруженного шельфа; 5 — впадины шельфа. **Материковый склон:** 6 — уступы материкового склона; 7 — наклонные равнины материкового склона; 8 — мелкогорно ложбинный рельеф материкового склона. **Материковое подножие:** 9 — структурные наклонные равнины материкового подножия; 10 — конусы выноса мутьевых потоков. **Котловины геосинклинального моря:** 11 — плоские абиссальные и субабиссальные равнины. **Отдельные формы и комплексы форм:** 12 — абразионные останцы: а) надводные, б) подводные; 13 — надводные вулканы; 14 — подводные вулканы; 15 — подводные горы различного происхождения; 16 — холмы и группы холмов различного происхождения; 17 — холмы, обусловленные соляной тектоникой; 18 — подводные уступы преимущественно тектонического происхождения; 19 — уступы различного происхождения; 20 — мелкорасчлененный рельеф зон интенсивного тектонического дробления; 21 — подводные каньоны; 22 — субабиссальные подводные долины; 23 — эрозионные ложбины, выработанные суспензионными потоками; 24 — подводные оползни; 25 — отметки глубин. **Врезка — типы денудации и аккумуляции:** 1 — абразионно-аккумулятивный в зоне современного сильного волнового воздействия; 2 — то же в зоне современного слабого волнового воздействия; 3 — аккумуляция в зоне действия течений; 4 — аккумулятивно-эрозионный, гравитационный; 5 — субабиссальный и абиссальный интенсивной аккумуляции

Ширина впадины между бровками от 15 до 20—23 км, днища — 15—17 км, а в самой узкой части — около 7 км. Максимальная глубина в северо-западной, наиболее широкой части — 1721 м.

В поперечном сечении впадина имеет крутой (до 30—35°) юго-западный борт высотой более 1450 м и относительно пологий северо-восточный крутизною 15—20°. Лишь на небольшом отрезке (юго-западный склон горста Гоцо) крутизна достигает 35°, высота склона при этом немногим более 1400 м. У основания северо-восточного склона отмечены небольшие оползневые тела. Верхние части склонов обнажены и, по данным драгирования, представлены коренными породами плиоцена, среднего миоцена, эоцена, мела (Colantoni, 1975). Отметим, что образцы мела подняты с обоих бортов впадины, свидетельствуя о субгоризонтальном залегании толщи осадочных пород, нарушенных разломами.

Пантеллерийская впадина имеет длину около 150 км. Ширина между бровками от 30 в средней части впадины до 40 км в районе вулкана Пантеллерия. Ширина по днищу достигает 20 км, при этом его совершенно ровная поверхность (с максимальной глубиной 1317 м) прослеживается на расстоянии более 50 км.

Форма впадины в плане сложная: на северо-западе, огибая вулкан Пантеллерия, она образует два «рукава», из которых юго-западный постепенно переходит в узкую Пантеллерийскую долину, сменяющуюся затем Эгадской долиной. На юго-востоке впадина имеет три ответвления, каждое из которых ограничено крутыми, местами более 30° склонами высотой от 200—400 до 600 м.

В поперечном сечении Пантеллерийская впадина асимметрична. Северо-восточный склон имеет крутизну до 10—12° при высоте 500—600 м, юго-западный — 15°, при этом высота его в отдельных местах превышает 1000 м. В средней части впадины склон осложнен четырьмя уступами.

В средней части впадины расположен молодой вулканический о. Пантеллерия, возвышающийся под поверхностью моря на 836 м. Его подводная часть изрезана долинами, которые подобно барранкосам наземных вулканов прослеживаются до подножия. К северо-западу от острова находится несколько подводных вулканических конусов, один из которых — Форстнер извергался в 1891 г. (Zarudzki, 1972).

Линосская впадина. Ее длина около 90 км. Ширина между верхними кромками бортов 14—20 км, у основания — 8—10 км, в самой же восточной части — менее 3 км. Юго-западный борт впадины ступенчатый, его крутизна 18—23°, местами несколько больше, высота около 970 км. Северо-восточный борт при высоте немногим более 900 м имеет крутизну от 8 до 20°. Максимальная глубина впадины 1529 м (Morelli et al., 1975).

Поднятие, ограничивающее впадину с юго-запада, увенчано двухвершинным (высоты 160 и 186 м) вулканическим о. Линоса. Его возраст, как и о. Пантеллерия, плиоцен-четвертичный (Кастани, 1964). Склоны подводной части острова изрезаны долинами глубиной до 170 м. С юго-западного склона Линосской впадины подняты образцы пород плиоценового возраста (Colantoni, 1975).

Лампедузский грабен, начинаясь в 25—30 км к северо-западу от о. Лампионе, протягивается в субширотном направлении примерно на 340 км. Восточное его продолжение — долина Герона. Грабен и долина приурочены к единой системе тектонических нарушений. Высота южного, более четко выраженного склона грабена от 90 до 230 м, северного, осложненного несколькими ступенями, — 100—150 м. Крутизна склонов более 20°.

В районе островов Лампедуза и Лампионе ширина грабена по дну 6—8 км, в восточной части она увеличивается до 11—13 км. Глубина вдоль оси грабена увеличивается в восточном направлении от 200 до 500—700 м. В западной части грабена поверхность дна субгоризонталь-

ная, во всей же остальной части дно наклонено с севера на юг и местами имеет волнистую поверхность. Район к югу от Мальтийских островов мало исследован, и дальнейшее изучение рельефа здесь, возможно, выявит продолжение на восток Мальтийской и Линосской впадин; не исключено их соединение к югу от района Мальтийского архипелага.

Одной из самых крупных положительных морфоструктур Центральной области является *горст Калипсо* (Маловицкий, 1978), сопряженный с Мальтийской и Линосской впадинами и имеющий ширину от 30 до 50 км. Безымянный горст между Линосской впадиной и Лампедузским грабеном имеет ширину 20—30 км. Для обоих горстов характерна вогнутая форма поверхности, разбитой на блоки.

Вдоль юго-западной и южной частей Центральной области располагается несколько поднятий разной формы и протяженности. По периметру они обычно ограничены уступами высотой от первых десятков до 150—200 м. Крутизна уступов 8—15° и более.

Область подводного продолжения Телль-Атласа включает шельф Тунисского залива, участки с глубинами до 300 м вблизи банки Скерки, а на северо-востоке — с глубинами около 1000 м. Характерно атласское (северо-восточное) простираие как банок и поднятий, так и разделяющих их понижений.

Основной элемент морфологии этой области — банка Скерки, протягивающаяся на 50 км и образованная группой небольших банок (Сильвия, Локуста, Экат, Бидлкуп и др.) с глубинами в пределах 20 м. Параллельно Скерки к юго-востоку и северо-востоку от нее располагается еще несколько положительных морфоструктур протяженностью до 30—40 км. Внешние края морфоструктур представлены уступами высотой от 120—140 до 200 м и крутизной 8—12°, а местами около 20°. Дно здесь осложнено многочисленными разломами и трещинами, выраженными в рельефе и образующими большое число чередующихся депрессий и поднятий амплитудой менее 100 м.

Субпараллельно банке Скерки (к северо-западу от нее) протягиваются банка Эстафет — банка Рескуи и архипелаг Галит — банка Сантинель (Кастани, 1964). Являясь подводным продолжением горных систем Телль-Атласа, они определяют морфологию шельфа. Обращает на себя внимание характер сопряжений (почти под прямым углом) продольных (по отношению к осевой части Африкано-Сицилийского порога) горстово-грабеновых структур Центральной области и поперечных к ним альпийских структур области подводного продолжения Телль-Атласа.

Весь описываемый регион, как отмечалось выше, с востока ограничен Мальтийским эскарпом. Это крупнейший уступ в пределах всего Средиземного моря. Отчетливо выраженный, он начинается у Мессинского пролива и протягивается к югу почти на 500 км, отделяя Африкано-Сицилийский порог от впадин Ионического моря и Центрального бассейна Средиземного моря.

На севере, у восточного побережья Сицилии, бровка эскарпа постепенно погружается от 140—150 до 200 м; в средней части она достигает глубин 645 м, в районе долины Герона и восточнее банки Медина глубины бровки 400—590 м, затем к югу они увеличиваются до 800—1000 м. На этих же отрезках эскарпа его подножие находится в интервале глубин от 800—900 до 3600 м. Севернее долины Герона эскарп разветвляется: нижняя ветвь (Мединский эскарп) резко поворачивает на восток, верхняя продолжается к югу вплоть до юго-восточной части Тунисско-Ливийского шельфа. Ширина Мальтийского эскарпа колеблется от 5—8 до 15—20 км, а местами доходит до 30 км, его крутизна изменяется от 30° (отдельные участки уступов близки к вертикальным) до 6—10°.

В Мальтийский эскарп врезана крупная подводная долина Герона — продолжение Лампедузского грабена. Южная оконечность эскарпа ограничена долиной Мелита. Эскарп осложнен многочисленными каньона-

ми, врезанными в его верхнюю часть на глубину от 150—300 до 1000 м и более. Наиболее крупные подводные каньоны находятся к юго-востоку от Сицилии и к востоку от Мальты и названы нами соответственно Кассибиле (по названию реки в юго-восточной части Сицилии, долина которой является наземным продолжением этого каньона) и Мальтийским.

Отмеченные выше геоморфологические особенности Африкано-Сицилийского порога позволяют прийти к выводу, что в формировании современного рельефа рассмотренной части Средиземного моря главную роль играли процессы дизъюнктивной тектоники. Представляется, что возникновение впадин (грабенов) и поднятий (горстов) Центральной области порога произошло вследствие напряжений растяжения, начавших проявляться в плиоцене (или в конце миоцена) и активно развивавшихся в течение всего четвертичного периода; в Тунисско-Ливийской и Присицилийской областях этот процесс протекал менее активно. В целом все важнейшие морфоструктуры северо-западного простирания, развитые главным образом в пределах Центральной области, рассматриваются как новообразования, возникшие на рубеже миоцена и плиоцена (Евсюков, 1978б). Структуры области подводного продолжения Телль-Атласа, имеющие северо-восточное простирание, явно наследуют более древний тектонический план, окончательно определившийся в начале палеогена. Активные тектонические движения, происходившие в конце плиоцена и в плейстоцене в Телль-Атласе и на его подводном продолжении, обусловили резкость границы между структурами наложенного и унаследованного планов на крайнем северо-западе порога.

Мальтийский эскарп, заложившийся, вероятно, в конце миоцена вдоль глубинного разлома субширотного простирания, активно развивался в течение всего плиоцен-четвертичного времени, что и определило его исключительную контрастность.

Наряду с разломной тектоникой в формировании подводного рельефа участвовал и вулканизм. Вулканические массивы островов Пантеллерия и Линоса, а также известные подводные вулканы контролируются разломами наложенного плана.

В результате деятельности подводно-денудационных факторов на протяжении плиоцен-четвертичного времени некоторые мелкие формы рельефа были срезаны, а аккумуляция осадков привела к заполнению небольших углублений древнего рельефа, что способствовало выравниванию вершинных поверхностей банок. Накопление обломочного материала, поступающего с суши, а также биогенных осадков привело к заполнению впадин и котловин осадочным материалом, мощность которого во многих случаях достигает 800—1400 м (Евсюков, 1978б). При этом депрессии окраинных зон играли заметную роль в перехвате наносимого с суши обломочного материала, что явилось (наряду с тектоническими факторами) причиной некомпенсированного развития всех впадин Центральной области.

ЛИТЕРАТУРА

- Евсюков Ю. Д. Новый грабен Лампедуза в области Африкано-Сицилийского порога. «Докл. АН СССР», т. 239, № 1, 1978 а.
- Евсюков Ю. Д. Рельеф и осадочные бассейны Тунисского пролива. «Докл. АН СССР», т. 240, № 1, 1978 б.
- Емельянов Е. М., Михайлов О. В., Шимкус К. М. Некоторые особенности геоморфологического строения и тектонического развития Средиземного моря. В сб. «Основные черты геологического строения, гидрологического режима и биологии Средиземного моря». М., «Наука», 1965.
- Кастани Г. Геология дна Средиземного моря между Тунисом и Сицилией. В кн. «Рельеф и геология дна океанов». М., «Прогресс», 1964.
- Маловицкий Я. П. Тектоника дна Средиземного моря. М., «Наука», 1978.
- Маловицкий Я. П., Москаленко В. Н., Прокопцев Н. Г., Пилипчук М. Ф., Соколов В. С. 20-й рейс н. и. с. «Академик С. Вавилов» в Средиземном море. «Океанология», т. 15, № 2, 1975.

- Михайлов О. В. Рельеф дна Средиземного моря. В сб. «Основные черты геологического строения, гидрологического режима и биологии Средиземного моря». М., «Наука», 1965.
- Михайлов О. В., Гончаров В. П. Геоморфология дна бассейнов Средиземного моря. «Изв. АН СССР. Сер. геогр.», № 2, 1969.
- Москаленко В. Н., Евсюков Ю. Д. Структура плиоцен-четвертичных отложений акватории Африкано-Сицилийского района. «Изв. АН СССР. Сер. геол.», № 5, 1978.
- Bellaiche G., Blanpied Ch., Choignard J. Diapirisme et volcanisme sur la plate-forme pélagienne (cotes orientales de la Tunisie). «C. r. Acad. sci.», D284, No. 23, 1977.
- Bieli A., Burollet P. F., Ladjami T. Etude géodynamique de la Tunisie et des secteurs voisins de la Méditerranée. «Commiss. intern. explor. sci. mer. méditerranée», Rapp. P. V. Reunion (Monaco), 22, No. 2, 1973.
- Borsetti A. M., Colantoni P., Zarudski E. F. K. Seaward extensions of some North Africa and Sicilian structures and Sediments. «Rapport et proces verbaux des reunions», vol. 23, fasc. 4a. Monaco, 1976.
- Carter T. G., Flanagan J. P., Jones C. R. et al. A new bathymetric Chart and Physiography of the Mediterranean sea. «Mediterranean Sea: Natur. Sedimentat. Lab. Stroudsburg», 1972.
- Colantoni P. Note di Geologia marina sul canale di Sicilia. «Ciornalle di Geologia Annali del Museo geologico di Bologna», ser. 2a, vol. XI, fasc. 1, 1975.
- Morelli C., Gantar G., Pisani M. Bathymetry, gravity and magnetism in the Strait of Sicily and Ionian Sea. «Bull. Geofis. Teor. Appl.», vol. XVIII, No. 65, 1975.
- Zarudski E. F. K. The Strait of Sicily — a geophysical Studi. «Revue de géographie physique et de géologie dynamique», vol. XIV, fasc. 1, 1972.

Южное отделение
Института океанологии АН СССР

Поступила в редакцию
29.I.1979

MAIN GEOMORPHIC FEATURES OF THE AFRICAN-SICILIAN STRAIT

Yu. D. EVSYUKOV

Summary

A new geomorphological map of the African-Sicilian Strait (Mediterranean) is presented based on generalisation and analysis of numerous data on bathymetry, seismic profiling, bottom sediments and solid rocks sampling. Main morphostructural elements are characterized. Conclusions have been drawn about the time of the elements' foundation and evolution resulted from complex endo — and exogenetic factors.

УДК 551.435

М. И. ЖЕМЕРИЧКО

ВЛИЯНИЕ ТЕМПЕРАТУРНЫХ КОЛЕБАНИЙ НА СКЛОНОВЫЕ ПЕРЕМЕЩЕНИЯ ОДИНОЧНЫХ ОБЛОМКОВ

Как известно, если падение склона α превышает угол естественного откоса β , то обломки горных пород самопроизвольно перемещаются вниз. На склонах с падением, меньшим угла естественного откоса, также предполагается медленное движение сухих обломков без помощи какой-либо несущей среды, обусловленное суточным колебанием температур (Панов, 1966; Воскресенский, 1971). Так, например, А. Шайдеггером (1964) допускалось, что обломок, имеющий форму параллелепипеда, при нагревании расширяется только по простираанию склона и вниз по склону, т. е. грань параллелепипеда, расположенная выше по склону, остается неподвижной, а от нее отодвигается противоположная находящаяся ниже по склону грань. При остывании и сжатии параллеле-