

ГЛАВА II  
РЕЛЬЕФ ПОБЕРЕЖЬЯ

[Каспийское море — внутриматериковый бассейн и поэтому естественно предполагать, что рельеф и геологическая структура его дна должны быть тесно связанны с геоморфологическими и геологическими особенностями прибрежной суши. Не менее важное значение эти особенности имеют для понимания основных закономерностей морфологии и динамики берегов Каспия.]

Как уже упоминалось в предыдущей главе, в структурно-геологическом отношении побережье Каспия располагается в пределах нескольких резко различных структурных областей земной коры (рис. 2). Северное побережье — часть Русской платформы. Главные структурные элементы: Прикаспийская синеклиза с характерными для нее проявлениями соляной тектоники; погребенный краик Каркинитского и так называемые Прикумыне погребенные поднятия, отделенные от краяка Каркинитского Манычским прогибом; все вместе образующие герцинское обрамление Русской платформы; Терско-Каспийский краевой прогиб, переходный элемент от платформы к геосинклинальной альпийской области Большого Кавказа.]

Западное побережье в основном лежит в пределах зоны эльбийского горообразования. Крупнейшая и важнейшая структура здесь — мегантиклиниорий Большого Кавказа с сопровождающими его северо-запада мододыкими складчатыми зонами восточного Кавказа. К югу от Дербента третичные складки восточного Кавказа испытывают резкое погружение. Здесь строение северо-восточного крыла антиклиниория осложнено наложением Самурского Дивичинского прогиба. Южнее этого прогиба мегантиклиниорий выходит к берегу моря, в районе Килианской косы. Еще южнее располагается зона брахантеклиниальных и брахисинклиниальных складок Ашхерова и южного Кабардистана, соответствующие области затухания эльбийской складчатости на юго-восточном окончании Большого Кавказа.

2 Каспийское море

100785

УЧ. КОЛЛЕКЦИИ  
ПРИРОДЫ  
КАРТА

К югу от этой области лежит крупный Куринский антиклиниорий, характеризующийся огромной мощностью осадочного чехла и широко открытый к Каспию. Вдоль юго-западного побережья расположены Талышский мегантиклиниорий, так же относящийся к альпийской зоне, который уже за пределами СССР сменяется Элабрускими мегантиклиниориями, окаймляющими Каспий с юга.



Рис. 2. Структурно-геологическое положение Каспийского моря:

1—Санчуринско-Джанинский прогиб; 2—область брахеклиниориев складчатости Азера; 3—южного Кобасын; 3—Кубадаг—Большебалханская антиклиниорий; 4—Туаркырский антиклиниорий; 5—Мангышлакская мегантиклиниорий; 6—Пуканские поднятия; 7—Кунин-Иланченское поднятие

положения Каспия, связанная с его общим меридиональным простиранием, — это то, что контуры Каспийского бассейна скуют почти все без исключения назанные структурные элементы. Очевидно, продолжение этих структур следует ожидать и в пределах дна моря, и геологическое строение морского дна также должно отличаться большой неоднородностью. В той же мере это относится и к рельефу побережья, а также к особенностям строения берегов Каспийского моря.

В соответствии с крупными чертами геологической структуры побережье Каспийского моря может быть разделено на ряд геоморфологических областей, а именно: 1) Северную, 2) Северо-за-

большую часть восточного побережья в структурно-геологическом отношении связана с герцинской Туранской платформой. На севере и юге эта платформа осложнена крупными положительными структурами, испытавшими горообразование в мезозойское время — Мангышлакским на севере и Туаркырским и Кубадаг-Большебалханским мегантиклиниориями на юге. Южнее Кубадага расположен Западнотуркменский прогиб, который рассматривается большинством авторов как элемент альпийской зоны. Для этой зоны параллельно с большими мощностями выполнивающих ее плиоцен-четвертичных отложений характерно развитие брахеклиниориальных форм, а к югу от Челскена — нескольких зон погребенных поднятий, связанных генетически с областью затухания складчатых структур Копет-Дага.

Существенная особенность структурно-геологического по-

ложении Каспия, связанная с его общим меридиональным простиранием, — это то, что контуры Каспийского бассейна скуют почти все без исключения назанные структурные элементы. Очевидно, продолжение этих структур следует ожидать и в пределах дна моря, и геологическое строение морского дна также должно отличаться большой неоднородностью. В той же мере это относится и к рельефу побережья, а также к особенностям строения берегов Каспийского моря.

В соответствии с крупными чертами геологической структуры побережье Каспийского моря может быть разделено на ряд геоморфологических областей, а именно: 1) Северную, 2) Северо-за-

надочную, 3) Западную, в которой целиком обрались плавдуть две подобласти — Дагестанскую и Североалербайджанскую, 4) Ашхеронскую и Юго-западную с тремя подобластями — Южно-кобистинской, Куриской и Ленкоранской, 5) Южную, 6) Юго-восточную, 7) Карабогазскую и 8) Восточную, разделяющуюся на Красноводскую и Мангышлакскую подобласти. Ниже мы увидим, что такое же разделение на области справедливо и при обзоре морфодинамических различий берегов Каспия.

Северная область в структурно-геологическом отношении соответствует в основном Прикаспийской синеклизе и окаймляющему ее с юга погребенному кряжу Каршилского. Это область наиболее широкого развития равнин морского генезиса, созданных бывшими трансгрессиями Каспийского моря. Общеизвестно, что в четвертичное время Каспийское море трансгрессировало в бакинское, нижнехазарское, верхнехазарское, нижнехвальинское, верхнехвальинское и новокаспийское время.

Наиболее значительной была нижнехвальинская трансгрессия, в результате которой уровень моря достигал отметок 47—50 м абсолютной выс., т. е. был на 75—78 м выше современного. Вследствие этого отложения и соответственно береговые линии более ранних и более низких бакинской и хазарских трансгрессий были в нижнехвальинское время затоплены и перекрыты морскими отложениями. Поэтому большая часть Прикаспийской низменности представляет собой нижнехвальинскую морскую равнину. Там, где эта равнина не подверглась позднейшей обработке флювиальными процессами, она очень плоска и невыразительна по рельефу. Преобладание глинистых и суглинистых отложений среди осадков нижнехвальинской трансгрессии не способствовало и золовой переработке поверхности этой равнины. Местами, однако, здесь имеются заметные неровности, связанные с солянокупольной тектоникой: наиболее активные соляные купола выражены в рельефе и к зим приворочены как крупные отрицательные формы рельефа (впадины, возникшие либо в результате выщелачивания солей и обрушения сводов куполов, либо представляющие собой компенсационные мульды), так и островные возвышенности, сложенные выведенными на поверхность древними породами (пермо-триас, юра, мел).

Южнее нулевой изогипсы Прикаспийская низменность представляет собой главным образом песчаную равнину, сложенную отложениями верхнехвальинской трансгрессии (Федоров, 1957; Карадеева и др., 1958), максимальный уровень которой был на 25—28 м выше современного. Пески передко интенсивно переработаны ветром и образуют крупные массивы бархано-грядовых и бугристых песчаных пустынь. Интересными формами рельефа этой части равнины в непосредственной близости к Каспию, а также в районе дельты Волги являются баровские бугры, представляющие собой длинные (до 10 км) и относительно высокие (до 20 м) гряды, сложенные своеобразным материалом — «песком», состоящим из мелких глинистых агрегатов. Недавно аналоги баровских бугров были

описания американскими исследователями в районе побережья Мекензийского залива под названием «глинистых дюн». По последним данным, бародские бугры — это золовые формы, возникшие в результате размывания нижнехвальинских, так называемых «шоколадных» глин в сибирскую регressiveную эпоху, разделявшую нижне- и верхнехвальинские трансгрессии (Левитин, Фотеева, 1965).

Значительные пространства Прикаспийской низменности сильно переработаны флювиальными процессами. В эпохи регрессий реки подтягивались своими устьями к «ускользающему» от них берегу, блуждали по обсохшей молодой морской равнине, образовывали дельты при кратковременных задержках уровня или попутных смещениях береговой линии. По этим древним дельтам, а также по сохранившимся местам дрейфим береговым формам здесь может быть восстановлено несколько стадий отступления нижне- и верхнехвальинского морей. Такие «стадиальные» дельты, в частности, очень характерны для Урала (Фотеева, 1962). Наиболее значительной флювиальной переработке подверглись морские равнины между Уралом и Эмбай. В результате неоднократных блужданий русел появились значительные по площади, обычно вытянутые понижения, так называемые разливы, затопляемые весенними водами. В северной части низменности широким распространением пользуются суффозионные образования — «поды» и «идьмены». В местах выходов соли и гипса из соляных куполах встречаются карстовые формы.

Ниже 22-й горизонтали побережье занято новокаспийской морской равниной. Новокаспийская трансгрессия, происходившая уже в последниковое время, оставила после себя преимущественно песчаные и солончаковые поверхности. Недавнее (1929—1958 гг.) падение уровня моря привело к осушению дна заливов Мертвый Култук и Кайдак и почти всего дна залива Комсомолец, на месте которых теперь простираются солончаки и соленые грязи.

Прикаспийская низменность окаймлена возвышенностями: с запада — Ергениами и Приволжской ловзывшенностью, с севера — Общим Сыртом и Подуральским плато, с юго-востока — Устюртом. На этих приподнятых бортах синеклизы древнекаспийские трансгресии оставили после себя серию террас, причем здесь имеются остатки не только хазарских, но и бакинских (по Ю. М. Клейнеру, на чинке Устюрта) уровней. Сохранность этих уровней (на отметках до 80 м) объясняется тем, что после образования этих террас они были вынуждены тектоническими движениями на высотные отметки, превышающие уровень максимальной нижнехвальинской трансгрессии.

Северо-западная область, по строению рельефа мало отличается от Северной. Однако в структурно-геологическом отношении она соответствует Предгорному предкавказскому прогибу, характеризующемуся глубоким погружением фундамента и огромной мощностью выполняющих его палеогеновых, неогеновых и четвертич-

ных отложений. Так, в восточной части прогиба, прилегающей к морю, мощности только четвертичных осадков превышают 500 м. Это сказывается и на строении рельефа — в пределах Северо-западной области полностью отсутствуют формы, отражающие исподственное тектонику фундамента. Здесь нет солинокупольных структур и связанных с ними форм рельефа. Влияние структур фундамента, нигребенных под мощной толщей новейших отложений, сказывается лишь косвенно, в частности на характере флювиальных форм, которые являются здесь доминирующими формами рельефа (дельты, действующие и сухие русла, прирусловые валы и др.).

Отличительная черта рельефа Дагестанской подобласти западного побережья — близость к берегу моря предгорных возвышенностей, сложенных преимущественно палеоген-неогеновыми породами, и незначительная ширина прибрежной низменности. Поверхность низменности террасирована. Поднятые морские террасы отмечаются и на посточных склонах предгорий: здесь на высотах до 300 м сохранились остатки бакинских, а на отметках от 200 до 80 м — хазарских террас. Поверхность прибрежной низменности представляет собой серию нижнекхвалийских и верхнекхвалийских террасовых уровней — первые достигают abs. отм. 50—55 м, вторые распространены в интервале высот от 5 до —12 м. На отдельных участках нижнекхвалийские террасы подступают к самому морю, заканчиваясь здесь высоким абразионным уступом.

Террасы дагестанского побережья преимущественно абразионные и абразионно-аккумулятивные. Мощность древнекаспийских отложений невелика, и на поверхности прибрежной равнины имеется ряд форм, связанных с выходами коренных пород. Обычно это асимметричные гряды известняков, реже песчаников, с пологими склонами, соответствующими падению пород и крутым противоположным склоном.

Вдоль самого берега на большей части его протягивается узкая (обычно несколько сот метров) новокаспийская терраса, преимущественно аккумулятивная или абразионно-аккумулятивная.

Североазербайджанская подобласть побережья отличается в своей северной части преимущественным развитием аллювиальных-пролювиальных равнин и аккумулятивных морских террас, а также значительной (до 300—400 м) суммарной мощностью четвертичных отложений. Эта часть побережья в структурно-геологическом отношении соответствует Самурско-Дивичинскому синклиниорию. На южном участке этой подобласти близко к морю подходит горы Большого Кавказа, и облик и строение побережья резко меняется. Здесь, как и в Дагестане, на склонах гор отмечаются бакинские абразионные и абразионно-аккумулятивные уровни, поднятые до высоты 270—320 м, и хазарские террасы на высотах 80—90, 100—145, 180—190 м. В пределах узкой прибрежной равнины большую часть поверхности занимают нижнекхвалийские абразионно-аккумулятивные террасы с отметками дрениющих береговых

линий 50—55 (в некоторых случаях — до 70), 25—28 м. Ближе к берегу развиты верхнекаспийские террасы на отметках 0, -10 и -16 (последняя терраса, как правило, аккумулятивная), а у самого берега — новокаспийская терраса, достигающая отметок —20— —22 м. Поверхность террас передко бывает перекрыта мощными конусами выносов. На других участках обнаруживаются положительные формы рельефа, обусловленные выходами коренных пород, а также неглубокие линадины на месте древнекаспийских лагун и древние пересыпи, отделявшие эти лагуны от моря (например, район Кильязинской косы и прибрежная полоса Самурско-Дивичинской низменности).

Аштеронский полуостров — это район преимущественного распространения абразионных и абразионно-аккумулятивных террас, выработанных в молодых плиоцен-четвертичных складчатых структурах. Пологие возвышенностии с абрадированными вершинами поверхности и террасированными склонами обычно представлены брахиантеклиналями, а разделяющие их понижения, выполненные древнекаспийскими отложениями значительной мощности, — синклиналями и мульдами. Реже встречаются обращенные формы (синклинальные плато, антиклинальные котловины). Геоморфология полуострова подробно охарактеризована в монографии Н. Ш. Ширшова (1965).

Отрицательные формы рельефа передко заняты солончаками и солеными, а в некоторых случаях нефтяными, озерами. Весь полуостров полностью лишен постоянных водотоков и в физико-географическом отношении — это типичная пустыня. Однако мощное развитие промышленности, стремительный рост городов и поселков способствовали полному преобразованию природы Аштеронского полуострова, являющегося в настоящее время одним из цветущих и густонаселенных районов Азербайджана.

Существенным элементом рельефа поверхности Аштеронского полуострова является пояс дюн, окаймляющих его северное побережье. Отдельные пятна дюн имеются и в восточной и южной частях Аштерона.

Наиболее выровнена восточная часть Аштеронского полуострова. Центральная часть характеризуется увалисто-равнинным рельефом. В западной части преобладает низкогорный структурно-денудационный рельеф, имеются грязевые вулканы и кирковые поверхности. Примером обращенного структурно-денудационного рельефа в пределах западной части полуострова является Бакинское известняковое плато, в тектоническом отношении соответствующее одновременной мульде и характеризующееся обрывистыми краями и прогнутостью центральной части.

Юго-западное побережье Каспия делится на три подобласти, которые существенно отличаются по строению рельефа друг от друга: Южнокубистанскую, Курипскую и Талышско-Ленкорансскую. Геоморфологическая характеристика этих районов освещена в работах Л. А. Лилиенберга (1955), В. Р. Волобуева (1953),

Б. А. Антонова (1953) и в «Геоморфологии Азербайджана» (1959).

Прибрежный Казахстан отличается развитием низкогорного структурно-денудационного рельефа, основные черты которого предопределены особенностями тектоники, присущими зоне периклинического погружения Большого Кавказа. Преобладают формы прямого отражения тектоники в рельефе (антропоклинические хребты и возвышенности, синклинические долины и депрессии), а в прибрежной полосе четко проявляется выравнивающая (иразионно-аккумулятивная) деятельность моря, обусловившая образование серии казарских, нижне- и верхнеклинических террас. Почти полное отсутствие постоянных водотоков и засушливость климата обусловили развитие аридно-денудационных процессов рельефообразования. Для района характерен также грязевой вулканализм. Крупнейшие грязевые вулканы Кавказа приурочены к своему распространению именно к этому району. Слоны вулканов рассечены густой сетью рывков, что придает им поверхности характер бедлена. Подобный же тип расчленения свойствен временными водотоками многим склонам невулканического происхождения. Широко распространены пустынные формы рельефа — бессточные впадины, занятые солончаками, и бугристые пески (последние — результат перевозания аккумулятивных морских террас).

К югу от м. Бяндован, которым заканчивается последняя гряда низкогорий Казахстана, простирается измененное побережье — восточная часть Кура-Араксинской, или Куриńskiej, низменности. Здесь основными элементами рельефа являются: а) несколько генераций дельтовой равнины, приуроченной к уровню Каспия с отметкой —23 м (новокаспийская трансгрессия), б) солончаковые равнины, представляющие собой днища обсохших лагун, в значительной мере подвергшиеся дефляции и перевозанию, в) песчаные береговые валы (бары), отделявшие иногда эти лагуны от моря, и г) брахиантропоклинические возвышенности Бабазана с грязевулканическими формами.

Южнее современной дельты р. Куры значительное пространство занимает молодая морская равнина, образовавшаяся в результате недавнего обсыхания залива Кирова. Этот мелководный залив отделен от моря Куринской косой, одной из наиболее значительных береговых аккумулятивных форм западного побережья Каспийского моря.

Новокаспийская морская равнина продолжается и далее на юг вдоль берега Каспия и смыкается затем с узкой Ленкоранской низменностью. Последняя ограничена с запада Ленкоранскими, или Талышскими, горами. На восточных склонах этих гор имеется несколько абразионных террас на относительных высотах 100, 150 и 200 м, возраст которых, предположительно, гюргянский (нижнеказарский), или верхнебакинский.

Собственно Ленкоранская низменность состоит из узкой аккумулятивной террасы новокаспийского возраста, непосредственно

примыкающей к берегу, и из поверхности и уступов аккумулятивных и аккумулятивно-абразионных хвалынских террас. Найболее четко представлены терраса, приуроченная к древней береговой линии на высоте 0 м, и абразионно-аккумулятивная терраса, соответствующая древней береговой линии на высоте 50 м. Первую из них сопоставляют с верхнехвалынской, а вторую — с нижнехвалынскими террасами северного Азербайджана (Федоров, 1957; «Геоморфология Азербайджана», 1959). Б. А. Антонов (1953) и В. Р. Волобуев (1945) указывают еще на существование террасы из высоте 15 м, что согласуется с высотным положением самой молодой верхнехвалынской террасы в Дагестане и южном Азербайджане на высоте —16 м.

Для рельефа поверхности пойменных террас — самой молодой верхнехвалынской и новокаспийской — специфичны такие формы, как сохранившиеся береговые валы (из гальки и ракушек) и плоские заболоченные депрессии, бывшие еще недавно озерами лагунного происхождения. Ближе к предгорьям поверхности террас перекрыты конусами выноса, и береговые линии их проследить здесь удается не всюду.

У Ленкорани приморская низменность резко суживается, все большую роль в ее рельефе начинают играть проливные шлейфы из сливающихся конусов выноса. Узкая полоса приморской проливной наклонной равнины продолжается к югу, в Иране, где она в окрестностях Пехлеви сменяется приморской аллювиально-дельтовой равниной.

Восточное побережье Каспийского моря характеризуется преимущественным развитием пустынных ландшафтов и преобладанием невысоких плато, передко вплотную подступающих к берегу моря.

Самым северным участком восточного побережья является п-ов Тюб-Караган, поверхность которого представляет собой плато до 200 м высотой, в прибрежной полосе — до 70—130 м, со всех сторон обрывающееся к морю уступом — чинком. Края плато расчленены глубоко презрезанными сухими долинами. В склонах долин и в чинке плато обнажаются почти горизонтально залегающие неогеновые известняки, пески и глины.

Для северного, более приподнятого чинка Тюб-Караганского плато характерно развитие обвально-оползневых форм, передко грандиозных масштабов. На большей части протяжения восточного побережья склоны чинка террасированы. Преобладают абразионные террасы в интервале высот от —22 до +50 м. Они передко врезаны в оползевые массы. Полоса низких террас и прибрежных аккумулятивных форм линии иногда имеет ширину более 1 км, в основном она гораздо уже, а то и совсем отсутствует, и подножье чинка подступает непосредственно к морю (рис. 3).

Южнее долины Сака-Кудук берег образован обрывистым уступом Мангышлакского плато. Как и Тюб-Караган, оно сложено известняками и мергелистыми глинами, залегающими почти гори-

зонтально, что дает основание считать это плато столовой равниной. Мангышлакское плато ограничено с северо-востока низкими Мангышлакскими горами (Мантышту), а на юге сливается с другим столовым плато — Кендерли-Каясанским.

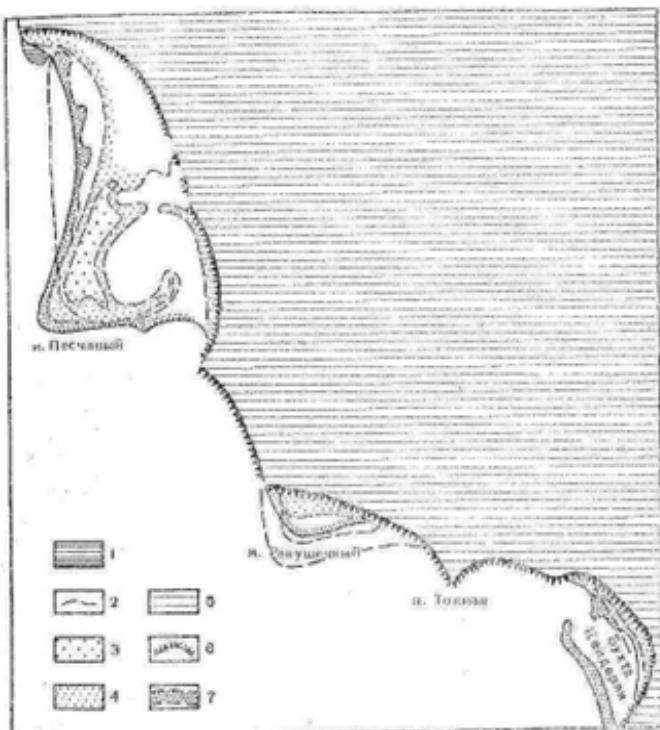


Рис. 3. Абрационные дуги и аккумулятивные формы Мангышлакского побережья:

1 — аккумулятивные формы близкого времени; 2 — остатки верхнеказахских аккумулятивных форм; 3 — аккумулятивные межгорные формы; 4 — аккумулятивные перегородочные формы; 5 — коренные стены; 6 — образованные уступы; 7 — современные аккумулятивные формы

Поверхность обоих плато пологохолмистая, весьма слабо расчлененная. Наиболее крупные формы этой унылой и однообразной поверхности — глубокие бессточные впадины. Самая глубокая бессточная впадина — Караге — располагается в западной части Мангышлакского плато. Ее дно лежит на 132 м ниже уровня океана, т. е. более чем на 100 м ниже уровня Каспийского моря.

Во впадину открывается ряд глубоко врезанных сухих долин, в связи с чем прилегающая к занада и севера к впадине часть плато утратила свой равнинный характер и в целом сильно снижена. Эрозионно-денудационные останцовые возвышенности, из которых расчленена эта часть плато, как и разделяющие их понижения, имеют следы обработки морем. Это единственная часть Мангышлакского побережья, где полоса древнекаспийских террас резко расширяется до 30 и даже местами до 70 км. Среди бессточных впадин в прибрежной части плато наиболее крупные, кроме Карагие, — Кацкар-Ата и Ащесор. Последняя еще в первой половине прошлого века была морской лагуной, сообщавшейся с расположенным к югу от нее заливом Александр-бай<sup>1</sup>.

Ащесор и Кацкар-Ата имеют сравнительно пологие и невысокие борта, по Карагие, глубина которой во много раз больше, окружена обрывистыми чинками, осложненными обвально-оползневыми формами и многочисленными террасами. Дно выстлано мощным пластом соли и представляет собой своеобразную соляную равнину с характерными микроформами рельефа, созданными энергией кристаллизации соли — полигональными отдельностями и соляными торосами.

Южнее Карагие полоса развития террас вновь суживается и затем, начиная от восточной части м. Ракушечного, расположенного в 45 км южнее залива Александр-бай, на протяжении более 200 км, вплоть до окрестностей пос. Бекдаш, ограничивается лишь склоном чинка. На всем этом протяжении террасы выражены в виде узких ступеней, врезанных в коренные породы, слагающие уступы чинка, и не всегда прикрытых маломощной толщей грубообломочных древнекаспийских отложений.

Восточная часть Мангышлакского плато практически лишена эрозионных форм — последние представлены здесь только короткими оврагами, врезанными в склоны бессточных впадин и расчленяющими уступы Кулунды и Каясан-Ирек, которые ограничивают плато с востока и северо-востока. Крупные бессточные впадины Кауды (—54 м), Джастурлы и Бастурлы — наиболее значительные неровности в этой части плато. Названные впадины вместе с Карагие располагаются закономерно в пределах полосы, протягивающейся с северо-запада на юго-восток, параллельно горам Мангыштая. Это связано с тем, что их заложение предопределено текtonикой (Баярунас, 1917). Большинство авторов (Баярунас, 1917; Лячков, 1927; Геллер, 1938; Федорович, 1948; Федоров, 1957) считают, что в образовании впадин участвует целый комплекс факторов, в том числе химические процессы, дебляция, эрозия, гравитационные процессы, а в некоторых случаях (Карагие) также абразия.

<sup>1</sup> Ю. М. Клейнер (1962) отмечает, что впадина Ащесор выработана в своде пологой антиклинали и является, таким образом, обращенной структурно-денудационной формой рельефа.

Как уже указывалось, южная часть описываемой местности называется Кендерли-Каясанским плато. С запада оно обрамляется крутым уступом к морю, с востока — к громадной бессточной впадине Карын-Жарык, с юга — крутым и высоким чинком к зал. Кара-Богаз-Гол. Поверхность Кендерли-Каясанского плато сильно денудирована, здесь отмечаются многочисленные столовые останцы и мелкие впадины, занятые тауырами. Эрозионные формы практически отсутствуют, за исключением коротких промоин, выработанных в чинах и местами придающих последним «блестящее» расщепление. Здесь, как и на чинах Малгышлакского плато, многочисленны проявления гравитационных процессов в виде обвально-оползневых и осипных форм.

Чинки плато, обращенные к морю и Кара-Богаз-Голу, террасированы. Наиболее распространеными являются древнесаспийские террасы высотой —21, —12, —2, +14, +24, +48 м (Федоров, 1957; Мялокин, 1963). Первая из них является новосаспийской, две следующие — верхнеквадыльские, далее идут нижнехвальские террасы.

Обширная впадина зал. Кара-Богаз-Гол, расположенная к югу от Кендерли-Каясанского плато, на западе отделена от моря пологой наносной сушей — Карабогазскими косами. Остальная часть побережья залива окружена высокими обрывистыми уступами.

Огромное плато Устюрт, сложенное неогеновыми известняками и граничащее на севере с Приустюртской равниной северного Прикаспия, своим юго-западным краем выходит к Кара-Богаз-Голу. Отделяющая плато с запада бессточная впадина Карын-Жарык, протягивающаяся от северного побережья Кара-Богаз-Гола почти в меридиональном направлении, — реликт древней (по-видимому, среднечищеевой) речной долины, некогда открывавшейся в Каспий (Личков, 1927; Рихтер и Масев, 1956; Леонтьев, 1961).

Высокий чинк Устюрта, воздымающийся над северо-восточным побережьем Кара-Богаз-Гола, осложнен грандиозными оползнями — обвалами. Южнее сухой долины Кулаи-Гурлан плато постепенно сменяется кустами юго-западной части Туаркырского поднятия. Меловые породы, залегающие моноклинально с надением к юго-западу, слагают кустовую гряду Ирсары-баба, склоны которой густо расчленены глубоко врезанными поперечными долинами. Восточнее Ирсары-баба лежит глубокая бессточная впадина Туаркыр.

К югу от Кара-Богаз-Гола располагается Красноводско-Кара-богазская низменность, занимающая западную часть п-ова Красноводского. Большую часть ее территории образует массив песков Октуумкум. Это грядовые, полузакрепленные пески, образовавшиеся, по П. В. Федорову (1957) и Л. Г. Чиркифрову (1960а), в результате переносания аккумулятивной хвалинской морской равнины.

Характерной особенностью прилегающей к берегу западной части Красноводско-Карабогазской низменности являются крупные солончаки. Некоторые из них, например Кууяксине, еще 20 лет назад были озерами. Солончаки отделены от моря древними пересыпями — песчано-ракушечными барами, свидетельствующими о лагунном происхождении этих депрессий.

Красноводское плато сложено главным образом акчагыльским отложением. Это неравномерно приподнятая поверхность, прогнувшая в средней части, рельеф которой представлен сочтанием пологих холмистых возвышенностей, плосковершинных останцев, замкнутых понижений. Некоторые из впадин имеют большую глубину, например дно бессточной впадины Коноба лежит ниже уровня океана при отметках на бровках ее бортов 150—200 м. Большинство впадин занято таирями и глыбочаками. На северномчике Красноводского плато развиты оползневые формы иступин древнесасанийских террас.

Центральная часть п-ова Красноводского занята грядовыми и бугристыми песками, которые продолжаются и к востоку, постепенно переходя в труднопроходимые луковидные пески Чильмамедкум. По мнению Б. А. Федоровича, эти пески отложены в плиоценовое время пра-Аму-Дарьей, протекавшей прежде по территории нынешних Каракумов. Максимальная по сравнению с другими песчаными и массивами Туркмении вертикальная расщепленность песков Чильмамедкум связывается с длительностью их накопления, со значительным возрастом песков.

На юго-востоке Чильмамедкум ограничен уступом, обращенным к Кемальской депрессии. Эта депрессия — ответвление Узбоя — древней ложбины стока Аму-Дары в Каспий.

По данным П. Ф. Федорова (1957), дно Кемальской впадины сложено нижнекхвальинскими морскими отложениями. Северный борт этой впадины изрезан временными водотеками, образующими у подножья борта шлейф конусов выноса.

Южный приподнятый край Красноводского плато образует асимметрично построенный хр. Кубадаг, сложенный галеогеновыми и мезозойскими породами. Крутых уступов этот хребет возышается над побережьем Красноводского залива. Южнее его, отделенные продольным понижением, выполненным древнесасанийскими отложениями, расположены горные массивы Шах-Адам и Уфра, сложенные кристаллическими породами (граниты, гранодиориты, порфиры) и образующие два полуострова на северном побережье Красноводского залива. Кристаллические массивы разделены сетью балок, в которых можно наблюдать серию террас, оставленных здесь древнесасанийскими трансгрессиями. Как и Кубадаг, склоны кристаллических массивов — ареал энергичной деятельности аридно-денудационных агентов рельефообразования и почти лишены растительности.

К югу от Кубадага и лежащей восточнее возвышенности Большой Балхан расположена Прибалханская низменность, заня-

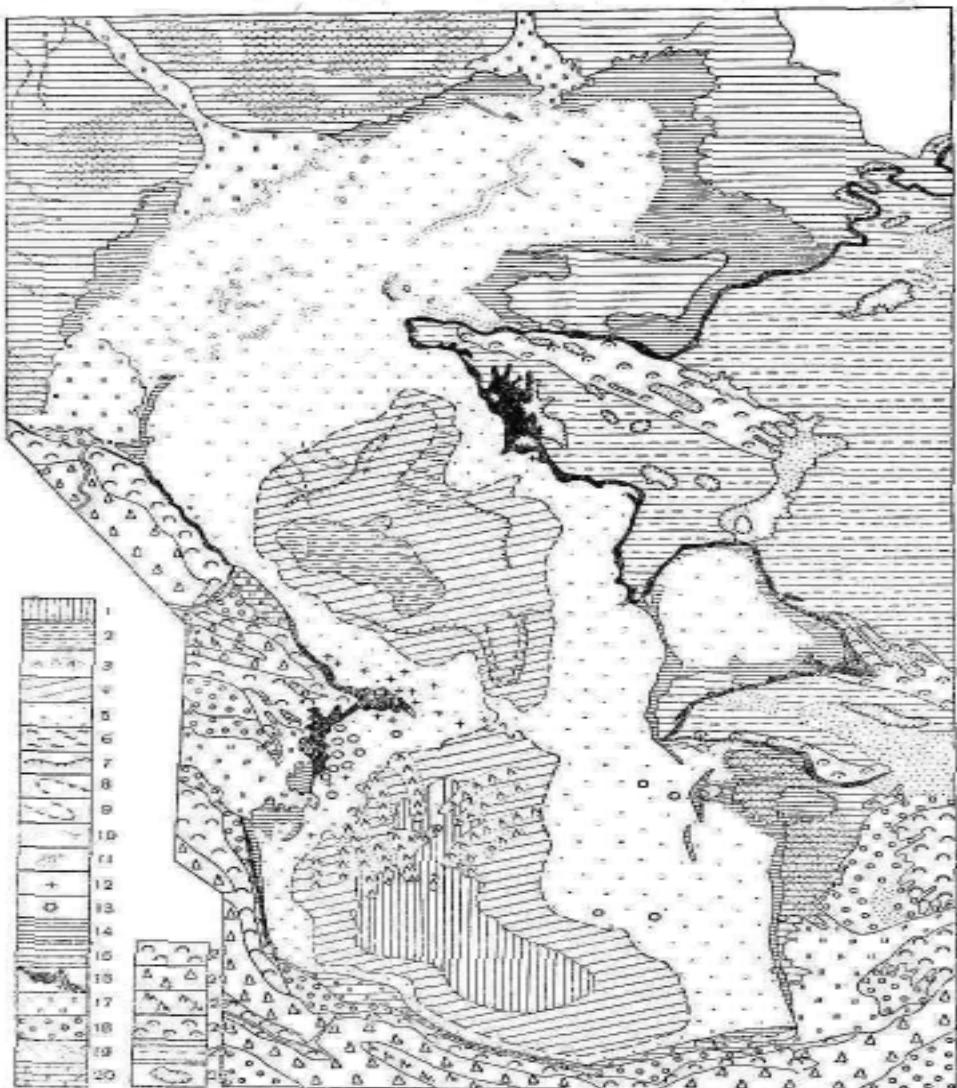


Рис. 4. Геоморфологическая карта Каспийского моря и его побережий.

1 — абиссальная равнина речниковой впадины с субокеаническим типом земной коры; 2 — абиссальная равнина впадины с материковым типом коры; 3 — подводные хребты; 4 — материковый склон; 5 — шельф; 6 — подводные возвышенности; 7 — подводные уступы; 8 — впадины из материковом склоне; 9 — подводные долины; 10 — «бороздины» Северного Каспия; 11 — баки Северного Каспия; 12 — подводные возвышенности, связанные с выходами коренных пород; 13 — гризлиевые вулканы в море; 14 — новокаспийская морская равнина на суше; 15 — халыпинская морская равнина; 15 — древнекаспийские террасы; 17 — дельты; 18 — проливно-морские равнины; 19 — эрозионные равнины; 20 — аллювиально-морские равнины; 21 — низкогорье альпийской зоны складчатости; 22 — низкие горы мелководской складчатости; 23 — высокогорье альпийской складчатости; 24 — низкогорье энгерицинской платформы; 25 — денудационно-плакстовая равнина энгерицинской платформы; 26 — бессточные впадины

тая солончаками Балханский шир и Келькор, сложенными с поверхности морскими новокаспийскими отложениями. На северном берту этой депрессии выявлены нижне- и верхнеквадынские террасы, расположенные в основном на тех же высотах, что и на Мангышлакском побережье, а на высоте 80—100 м — остатки ашеронской террасы. Это единственный участок на побережье Каспия, где можно выделить ашеронскую террасу в виде действительно террасовой поверхности, не подвергшейся складчатым деформациям.

Специфической особенностью Келькорской депрессии являются брахиантклинальные островные горы Нефтедаг, Сыртланы, Монжулы (высотой в пределах 27—117 м), склоны которых изрезаны эрозионными формами и осложнены ступенями древнекаспийских террас.

Южнее Прибалханской низменности расположены крупные массивы грядовых, барханных и грядово-барханных песков, образовавшихся на месте перевесенных аккумулятивных хвалынских равнин. Среди песков возвышаются отдельные возвышенности, обусловленные брахиантклинальной тектоникой. Таковы «горы» Котуртепе, Кумдаг, Боядаг. С крупной брахиантклиналью связан также выступ п-ова Челекен. Его центральную часть образует брахиантклинальная возвышенность, сложенная средне- и верхнеплиоценовыми глинистыми и песчаными породами. Южный склон возвышенности иссечен густой сетью оврагов и рываний, открывающихся устьями в крупный солончак. Вся западная часть занята барханами, на других участках развиты солончаки и котловины выдувания. На Челекене имеются также руины крупных грязевых вулканов, своеобразные выпуклые русла соленых потоков — «акары», кировые поверхности. С севера и с юга к центральной возвышенности Челекена прилегают низкие песчаные косы (северная и южная Челекенские), вытянутые в меридиональном направлении.

Западно-Туркменская низменность, расположенная южнее Боядага, неоднородна по своему генезису и возрасту. Непосредственно к берегу моря прилегает полоса распространения новокаспийских отложений. Характерной чертой рельефа ее являются крупные солончаки, вытянутые вдоль берега моря и отделенные от него мощной песчаной пересыпью. В пределах этой полосы встречаются также грязевулканические конусы. Наиболее значительным среди них является Гекпатлаух (68 м абс. выс.).

Равнина, лежащая на восток от описанной приморской низменности, в северной своей части занята грядовыми песками Сайнаксак, образовавшимися в результате перевесивания верхнеквадынских, отчасти нижнеквадынских морских песчаных отложений. Песчаные гряды, местами закрепленные растительностью, образуют систему дуг, обращенных выпуклостью к морю (рис. 4). Межгрядовые пространства заняты узкими такырами, сливающимися на юге с широкой подгорной такыровой равниной, образо-

занной продуктами пролювиального сноса, погружающимися со склонов Конет-Дага. Эта равнина простирается также в к востоку от несской Сайнаксак. Ее прорезают несколько сухих русел, теряющихся в пределах западной окраины равнины.

Южная часть Западно-Туркменской низменности — плоская дельтовая равнина. Здесь различают древнюю и молодую дельты, образованные в результате аккумулятивной деятельности р. Атрека. Древняя дельта Атрека — Мессеринская равнина — сложена однородной толщей зеленовато-серых глин с растительными остатками, переслаивающимися с серыми суглинками. На высоте нулевой горизонтали в пределах равнины прослеживается четко выраженный уступ, который, по мнению П. В. Федорова, имеет абразионный генезис и образовался в результате частичного размытия древней дельты в верхнехалыкское время.

Молодая дельта р. Атрека не доходит до моря. Большая часть ее расположена на территории Ирана. Характерной формой рельефа этой дельтовой равнины являются бэровские бугры, аналогичные по своему строению бэровским буграм северного Прикаспия.