

ГЛАВА IV

РЕЛЬЕФ ДНА И ДОННЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

По характеру рельефа дно Каспийского моря обычно разделяют на три части — северную, среднюю и южную. Кроме того, в качестве пограничных элементов рельефа, отделяющих эти части моря, выделяют Мангышлакский и Аштеронский пороги. Первый из них, сравнительно слабо проявляющийся в рельефе, расположжен между Средним и Северным Каспием. Аштеронский порог — хорошо выраженная в рельефе дна возвышенность, отделяющая впадину Среднего Каспия от впадины Южного Каспия.

Как и в подавляющем большинстве котловин других внутренних морей, морфологически дно Каспийского моря может быть разделено на шельф, материковый склон и ложе глубоководных впадин. Однако в отличие от других морей шельф Каспийского моря ограничен в среднем глубинами около 100 м. Ниже бровки шельфа начинается материковый склон, который в Среднем Каспии заканчивается примерно на глубинах, близких к 500—600, а в Южном — 700—750 м (рис. 8). Ниже (см. гл. VI) будет показано, что, строго говоря, понятие «материковый склон» можно применять лишь к склону впадины Южного Каспия. В настоящей главе этот термин употребляется лишь в морфологическом, но не в генетическом его смысле.

Глубоководные котловины Каспия носят собственные названия — Цербентская (в Среднем Каспии) и Южнокаспийская. Первая из них имеет максимальную глубину около 800 м, вторая — около 1 км. Таким образом, глубоководность их относительна — обе котловины значительно мельче, чем центральные впадины в других внутренних морях. При этом, как это будет ясно из содержания следующей главы, в генетическом смысле термин «глубоководная котловина» применен лишь к Южнокаспийской впадине.

Рельеф и донные отложения Северного Каспия и Мангышлакского порога. Площадь Северного Каспия с Мангышлакским порогом применительно к среднему многолетнему уровню моря

—26 м — равна 115 тыс. км², а объем воды, приходящийся на их долю, составляет всего 0,7 тыс. км³, т. е. около 1% всей воды, находящейся в Каспии. Северный Каспий весьма мелководен: тонкая пленка воды покрывает почти треть площади дна моря.

При общей выровненности рельефа дна северной части моря здесь наблюдаются и некоторые неровности в виде положительных и отрицательных форм рельефа. К первым относятся различные банки, острова, ко вторым — бороздины в замкнутые котловины.

Ранее считалось, что многочисленные банки Северного Каспия располагаются в виде широкой дуги, очерчивающей южную границу мелководья. Однако дальнейшее изучение размещения банок и островов в Северном Каспии показало, что здесь проявляются иные закономерности. Большая часть банок и аккумулятивных островов в Северном Каспии группируются в несколько широтно или субширотно вытянутых зон (Леонтьев, 1961). У северо-западной окраины моря расположена авандельта Волги, а на ее северо-восточной границе — аккумулятивные острова Джамбайский, Жесткий и Укатый. Южнее, за взморье дельты Волги лежат острова Зюдев, Галкин, Конев, а к восток-юго-востоку от них — несколько безымянных банок. Еще южнее проходит зона, в которую входят остров Чистой банки, Ракушечная багка и небольшая безымянная банка, расположенная между ними. Восточнее Ракушечной расположена крупная отмель, прилегающая к п-ову Бузачи, которая служит основанием для целой группы островов, называемых Тюлесы. К ним относятся остров Кулады и ряд более мелких — Морской, Новый, Подгорный, Рыбачий.

Следующая зона включает банки Иван-Карнал, Малую и Среднюю Жемчужные и о. Малый Жемчужный. Средняя Жемчужная банка отделяется относительно глубокой депрессией (до 12,5 м).

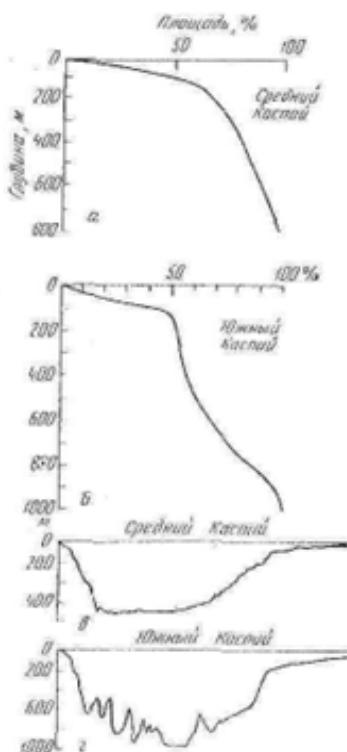


Рис. 8. Батиграфические кривые (а, б) и характеристические профили дна (в, г) Среднего и Южного Каспия (по Соловьеву и др., 1962)

от самых крупных банок Северного Каспия — Беломорской и Кудалинской. Минимальная глубина над Кудалинской банкой — 3 м, тогда как к ее подножью почти вилотную подходят глубины в 12—12,5 м на севере и 14—16 м — на юге.

Большая группа банок расположена в юго-западной части северокаспийского мелководья: банки Песчаная, Становая, Тюлений, о. Тюлений, блики Тбилиси, Сигнал и Большая Жемчужная. Эта зона, как и предшествующая ей с севера, не пересекает весь Каспий, а резко обрывается «свалом глубин», характеризующимся быстрым нарастанием отметок глубин к югу. Этот «свал глубин» — естественная граница северокаспийского мелководья.

Упомянутые банки и острова, передко объединяемые под общим названием Мангышлакского порога, сложены рыхлыми наносами, преимущественно песком и ракушей. Обращает на себя внимание морфологическое сходство банок и островов. Обычно они состоят из одного, а чаще из нескольких дугообразно изогнутых валов — надводных или подводных баров. Такая система баров образует острова Тюлений (Леонтьев, 1957 а) и Чечень, банку Малая Жемчужная (Кошечкин, 1956). Самый крупный остров Северного Каспия — Кулаам — представляет собой огромный бар, сервообразно изогнутый вдоль западной окраины отмели Тюлених островов. Подступы к острову с запада относительно приглубы, а на восток от него на протяжении нескольких километров глубина не превышает 1 м. Широкая плоская отмель лежит также к востоку от о-вов Тюлених.

Таким образом, наличие баров в рыхлый состав материала, слагающего банки и острова Северного Каспия, подтверждают мнения о их полном генезисе. Однако их западное расположение, как будет показано в следующей главе, обусловлено особенностями геологической структуры порога.

Паряду с банками и островами существенным элементом рельефа дна Северного Каспия являются так называемые бороздины — вытянутые ложбины, имеющие извилистые очертания, и углубленные относительно прилегающих ровных участков дна на несколько метров. Сеть бороздин известна в пределах изморья дельты р. Волги. Они начинаются обычно еще в устьях крупных рукавов Волги и протягиваются затем на 10—20 км в южном или юго-восточном направлениях. Происхождение этих бороздин не вызывает сомнений: это ложбины стока полусухих вод, выработанные эрозионными процессами на мелководном взморье, где размывающая способность речных потоков еще сохраняется на некотором протяжении после впадения реки в море.

Другие бороздины не связаны с современной деятельностью речных потоков — Уральская, Мангышлакская и Волжская.

Уральская бороздина расположена в восточной части северокаспийского мелководья. В границах изобаты 5 м эта широкая депрессия вытянута в субмеридиональном направлении. Предполагается, что плоские участки дна в восточной части этой депрес-

ши — остатки речной террасы (Пахомова, 1955). Изобаты 7 м и северной части дельтесии и 9 м в южной — достаточно отчетливо обрисовывают узкую ложбину, врезанную в дно дельтесии. Ложбина расширяется непосредственно к северу от отмели Тюлених островов, и плоская донная равнина, примыкающая здесь к этой отмели, возможно, соответствует древней дельте Урала. В целом Уральская бороздина, — видимо, часть долины р. Урала, функционировавшей ранее, при значительно более низком стоянии уровня моря, чем современное.

Таким же реликтом более низкого стояния уровня моря является и Волжская бороздина, выраженная в рельефе дна из участка между банками Несчапой и Тбилиси с западной стороны бороздины и Жемчужной и Большой Жемчужной — с восточной. Третья крупная бороздина — Мангышлакская — прослеживается в виде глубокой (до 13 м) ложбины, врезанной в дно одноименного залива, между берегом п-ова Тюб-Карагай и отмелю Тюлених островов. Интересно, что замкнутая дельтесия с глубиной до 12,5 м, лежащая севернее Кулалинской банки, находится прямо на продолжении Мангышлакской бороздины, как и небольшой, но четко выраженный широтный отрезок Волжской бороздины. Предполагается, что Мангышлакская бороздина — затопленный участок речной долины пыне несуществующей реки, которая когда-то стекала с северного склона Мангышлакских гор и впадала в Каспий на широте западного берега п-ова Тюб-Карагай или даже южнее. Поскольку эта ложбина прослеживается до глубин порядка 25—30 м, можно также считать, что она была выработана при еще более низком уровне Каспия, чем Уральская.

Менее четко, чем описанные бороздины, выражено подводное продолжение долины р. Эмбы, открывающееся в Уральскую бороздину в северо-восточной ее части.

Важные элементы рельефа дна Северного Каспия — приусտые взморья рек Терека, Волги и Урада. Приустьевым взморьем Терека является дно Кизлярского залива и пространство дна к югу от о. Тюленьего до зал. Аграханский. Максимальные глубины здесь не более 4,5 м, преобладают же значительно меньшие. Дно взморья выровнено, и только напротив устья Старого Терека поверхность его осложнена слабо выраженными банками и ложбинами. Более четко выражена бороздина, протягивающаяся к северу от прол. Чаканийские ворота, выработанная, по всей вероятности, сточным течением Терека. Как уже отмечалось, основная часть вод Терека впадает в зал. Аграханский. В результате уровень залива обычно выше, чем уровень Каспия, и вследствие этого образуется сточное течение, направление к северу.

Взорье Волги, как показали исследования П. А. Скрипнико (1959), в настоящее время заметно сузилось в связи с тем, что нарастание берега дельты в последние годы происходит быстрее, чем вдавливание свала глубин, который является границей взморья.

Н. А. Скрипиной выделяют следующие основные элементы рельефа приустьевого взморья Волги: бороздины, речной и морской бары, Волго-Каспийский канал. Речной бар — это скопления крупнозернистых (песчаных) наносов, отложившихся в устьевых частях «банков» и проток¹. Морской бар — это система полуподводных валов из песка и ракуши, вытянутых вдоль свала глубин. При сгоне воды гребни валов нередко обсыхают, а при нагоне и во время нормального стояния уровня моря они скрыты под водой.

Свал глубин дельты Волги выражен довольно слабо. Как указывает И. В. Самойлов (1952), средние уклоны дна здесь около 0,00025 при уклонах авандельты до свала 0,0001. Такие уклоны весьма типичны для многорукавных дельт с отмелым взморьем, к числу которых относится дельта Волги.

Также невыразителен рельеф взморья р. Урала, хотя свал глубин здесь к югу от островов Пешных более четкий.

Наиболее отмель и однообразны по строению рельефа дна, кроме Кизлянского залива, северный участок моря между дельтами рек Волги и Урала и восточная часть северокаспийского мелководья за Уральской бороздиной. На расстоянии десятков километров от берега глубины здесь нередко не превышают 1 м. Само понятие «берег» можно применять к этим районам в высшей степени условно, так как в зависимости от сгонов или нагонов береговая линия может перемещаться на этих участках на несколько километров в сторону либо суши, либо моря.

Преобладающим типом морских отложений в Северном Каспии является крупный алеврит (пылеватый песок, по М. В. Кленовой). Этот тип осадка выстлает дно в пределах Кизлянского залива, взморья Волги, распространены в восточной и центральной частях мелководья (рис. 9). Уральская и Мангышлакская бороздины характеризуются алевритовыми осадками (песчанистый ил, ил). Средне- и мелкозернистые пески распространены главным образом в районах банок и на Кулалинской отмели. Наиболее крупные банки сложены из поверхностных скоплений битой и целой ракуши. Сплошное поле ракуши протягивается также вдоль свала глубин к югу от Кулалинской и Большой Жемчужной банок по границе со Средним Каспием. Интересны упоминаемые А. С. Пахомовой находки гравия на склонах Уральской бороздины к северу от о. Кулалы.

Рельеф дна и донные отложения Среднего Каспия. Характер рельефа дна Среднего Каспия совершенно иной. Здесь прежде всего четко выделяются следующие три крупных элемента донного рельефа: шельф, дно глубоководной впадины Среднего Каспия и склон, или борт, впадины. Наибольшая глубина Среднего Каспия равна 788 м. Область распространения максимальных глубин

¹ «Банк» или «бант» — местное название бороздки из взморье Волги и в некоторых других районах Каспия.

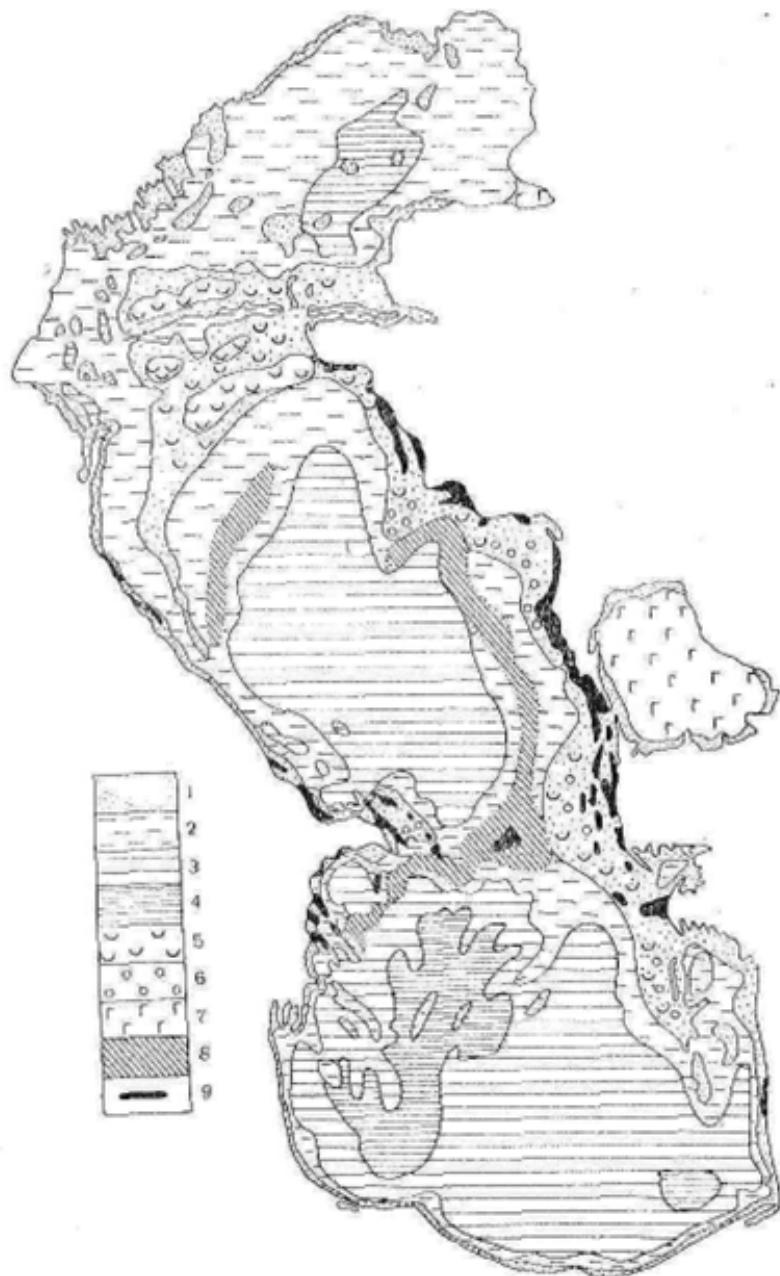


Рис. 9. Схема донных отложений Каспийского моря (по Кленовой и др., 1959; Лебедеву, 1965 и Маеву, 1960, с упрощениями):
1 — песок; 2 — крупный алеврит; 3 — мелкоалевритовый яч.; 4 — глинистый яч.; 5 — рыхлые; 6 — охристые; 7 — соли; 8 — отложения последнеморской регрессии (пресмурекские); 9 — догоимские отложения и обрывки кораллов

бии резко сдвинута к западному борту, что придает асимметрию поперечному профилю впадины (см. рис. 8, а и рис. 10).

Шельф западного берега Среднего Каспия сравнительно узок. Он заканчивается довольно четко выраженной бровкой, глубина над которой изменяется от 100 м на широте г. Махачкалы до 75—65 м на широте Дивичи. Ближе к п-ову Апшеронскому бровка шельфа вновь погружается на глубину 80—100 м (Лебедев, 1961). Поверхность шельфа в ближней к берегу части отличается неровным рельефом. Эти поверхности связаны с широким распространением выходов коренных пород (см. рис. 15 к гл. V), которые благодаря заметным углам падения в сторону моря образуют на дне системы асимметричные гряды, иногда подымаящиеся на 5—10 м над прилегающей поверхностью морского дна.

Другие положительные формы рельефа шельфа, по-видимому, также связаны с выступами коренных пород, но, в отличие от первых, погребенными под позднейшими отложениями. В качестве примера можно назвать пологую грядообразную возвышенность, протягивающуюся вдоль берега к юго-востоку от г. Махачкалы на расстоянии 3—4 км от берега. В 1949—1950 гг. южнее этой возвышенности мы обнаружили несколько подводных выходов акчагыльских и апшеронских отложений. Можно предполагать, что упомянутая гряда также сложена плиоценовыми породами, которые погребены под современными илистыми отложениями.

На западном шельфе известны также ступенеобразные перегибы профиля, напоминающие следы древних береговых линий, маркирующих былые низкие стояния уровня моря. Во время работ у Дагестанского побережья были обнаружены несколько таких уступов на глубинах 4, 12 и 16 м, причем в результате водолазных осмотров установлены морфологические признаки, позволяющие считать их действительно древними береговыми формами.

Н. С. Скорнякова (1958) указывает подобные уступы, обнаруженные в результате эхолотного промера на глубинах 23—26, 34—41 и 54—59 м. Резкий перегиб профиля на глубине 20—21 м у Дагестанского побережья, по-видимому, также соответствует какой-то древней береговой линии, о чем можно судить, в частности, по приуроченности к этому перегибу (юго-восточнее г. Каспийска) грубообломочных отложений — гравия и крупного песка.

Далее на восток против дагестанского побережья глубины быстро нарастают, что, очевидно, связано с резким погружением северо-восточного крыла Кавказского мегантиклиория. Ступени, наблюдавшиеся ниже по склону на глубинах 200—350 м, скорее всего связаны с развитием ступенчато-бросовых структур, очерчивающих периферию Большекавказского мегантиклиория.

Значительное расширение шельфа непосредственно к северу от п-ова Апшеронского связано с Апшеронским порогом — крупным элементом рельефа для Каспии, который будет нами рассмотрен отдельно. Северная часть Среднего Каспия имеет более водо-



Рис. 10. Основные орографические элементы для Каспийского моря.
Площадь показана схематически (по Соловьеву и др., 1962)

гое дно, однократно здесь глубины ниже 20-метровой изобаты нарастают сравнительно быстро.

Шельф и склон впадины у восточного побережья Среднего Каспия имеют существенные отличия. Ширина шельфа здесь значительно больше, чем у западного берега, а борт впадины растянут положе, чем западный. Вблизи берега отмечаются многочисленные подводные ступени. Одни из них, видимо, связаны со структурными уступами размыта почти горизонтально залегающих пород, а другие, как и на западном побережье, — с древними береговыми линиями. Последние были впервые при помощи подводных наблюдений обследованы В. П. Зенковичем и П. В. Федоровым в районе зал. Александр-бай, к югу от Карагие, а позднее на ряде эхолотных профилей изучены нами. В. Г. Рихтер (1955), кроме отмеченных на наших профилях береговых линий на глубинах 4, 12 и 20—21 м, обнаружил следы древних береговых линий на больших глубинах — 30—32 и 40 м. Он считает, что все названные береговые линии соответствуют различным стояниям уровня моря в послехвильское время.

По Н. С. Скорняковой (Кленова и др., 1958), древние береговые линии в районе шельфа у восточного побережья отмечаются на меньших глубинах, чем у западного, что, по ее мнению, обусловливается более интенсивным погружением края шельфа у западного побережья. Принципиально это возможно, однако сопоставление береговых линий у западного и восточного побережий при современном состоянии изученности рельефа дна Каспия выглядит весьма проблематично, и нет полной уверенности в том, что сопоставляемые Н. С. Скорняковой береговые линии являются одновозрастными.

Более достоверные сведения имеются о глубинах бровки шельфа. По Л. И. Лебедеву (1961), отметки глубин на бровке шельфа восточного побережья больше, чем западного. На большинстве эхолотных профилей они равны 100—110 м, а в южной части Северного Каспия достигают даже 125—135 м. Средние цифры, выведенные Л. И. Лебедевым, составляют 89 м для западного побережья и 117 м — для восточного.

Морскими геологическими работами, проведенными на Каспии в 50-х годах под руководством М. В. Кленовой, в северо-восточной части Среднего Каспия был обнаружен крупный элемент рельефа дна, ранее неизвестный. Это — подводная возвышенность, протягивающаяся от м. Песчаного на юго-запад почти на 180 км, хорошо выраженная до глубин порядка 300—350 м (рис. 10). Она имеет резко выраженное асимметричное строение. Юго-восточный склон возвышенности более крутой и, по-видимому, сложен ступенчатыми сбросами. Северо-западный склон отлогий и характеризуется развитием грядовых микроформ, имеющих, вероятно, аккумулятивное происхождение. Подводная возвышенность м. Песчаного глубоко вдается в пределы центральной впадины.

Материковый склон центральной впадины Среднего Каспия,

обычно именуемой Дербентской, на западе и на востоке имеет различное строение. Западный борт впадины узкий и крутой. Изобата 400 м, которую можно условно принять за границу Дербентской впадины, напротив Самура проходит всего в 25 км от берега. Восточный борт сильно растянут; на глубине 180—200 м, а на некоторых профилях — 370—400 м, склон осложнен террасовидными уступами, местами рассечеными подводными каньонами.

Широкая выровненная поверхность, распространенная почти на всем протяжении периферии Среднеакаспийской впадины, — важный элемент рельефа верхней части материкового склона. Она прослеживается на востоке от Анишеронского порога до м. Песчаного, огибает с севера Анишеронский полуостров и хорошо выражена на северо-западе впадины. Ширина ее — от 5 до 30 м, глубина над внешним краем — от 120 м к северу от Анишерона до 310 м на северо-западном участке. Уклоны близки к уклону поверхности шельфа, но местами больше, за счет тектонических деформаций. Л. И. Лебедев (1962) рассматривает эту поверхность как древний нынешний шельф, который он связывает с древней регressiveной стадией дочетвертичного Каспия.

Кроме древних береговых линий (затопленных морских террас), упоминающихся при описании шельфа, в средней части материкового склона В. Ф. Соловьевым, Л. И. Лебедевым и др. (1962) также выявлено несколько ступеней (на глубинах 240—250, 280—320, 334—350 м), но ступени ли это древних береговых линий, или это ступени, обусловленные сбросовой тектоникой, сказать трудно.

На некоторых профилях эхолот позволяет вести двойную запись — под линией, отмечающей топографическую поверхность дна, намечается вторая поверхность отражения, соответствующая, видимо, кровле погребенных коренных пород. Такая запись позволяет считать, что мощности поверхностных отложений невелика и коренные породы здесь залегают близко от поверхности морского дна.

Мощность современных донных отложений в пределах шельфа у восточного берега, по-видимому, также невелика. У побережья Мангышлака и Кендерли-Каясанского плато выходы коренных пород отмечались до 35—40 м. Обширные участки дна, совершенно лишенные рыхлого покрова, были встречены нами в интервале глубин 0—25 м близ м. Сагындык, между мысами Меловыми и Песчаными, южнее залива Александр-бай, а на глубинах до 10—12 м — между мысами Гильялы и Ракушечным (см., гл. V), а также вдоль побережья Кендерли-Каясанского плато.

Дербентская впадина широко открыта к северо-западу, весьма резко очерчена на юго-западе и несколько менее четко на востоке и юге. Плоская часть впадины лежит внутри изобаты 600 м, причем самая глубокая часть (788 м) находится вблизи западного берега. Между глубинами 600 и 400 м расположена слабонаклонная, слегка волнистая равнина. Характерной особенно-

стью южной части впадины является широкая ложбина, имеющая меридиональное простирание, замыкающаяся в пределах северного склона Анидронского порога. С востока в эту ложбину открывается несколько подводных каньонов, прорезающих материальный склон. Один из них отчетливо продолжается на восток и выражен даже в рельефе прибрежного мелководья на взморье перед пересечениями Кара-Богаз-Гола.

В распределении донных отложений Среднего Каспия также заметно различие между западной и восточной частями. На шельфе западного побережья преобладают мелкозернистые терригенные отложения, причем отмечается следующая закономерность: у берега здесь развиты мелкий и средний песок, который вблизи участков впадения рек сменяется пылеватым песком (Кленова и др., 1962). На глубинах 15–20 м залегают песчанистый ил и ил. Затем вдоль края шельфа на глубине 30–50 м снова появляются более грубые осадки (пылеватый и мелкий песок, см. рис. 9). Борт впадины выстлан песчанистым илом, а выровненное дно Дербентской впадины покрыто толщей ила.

Выходы коренных пород у западного побережья довольно многочисленны, но они в своем распространении ограничены узкой зоной, приуроченной преимущественно к участкам, где близко к морю подходят предгорья, и ни разу не были встречены на глубине больше 15 м.

У восточного побережья полоса развития песчаных осадков в несколько раз шире, чем у западного, причем преобладает крупный и средний песок. Пески распространены до глубин 40–50 м и по составу резко отличаются от песков западного побережья. Они состоят преимущественно из ракушечного и солитового материала. Карбонатность шельфовых отложений восточной части Среднего Каспия достигает 90–96%. Ракушка, которая образует заметную примесь к другим грунтам и на западном побережье, здесь распространена еще более широко, причем нередко в чистом, перемытом виде.

По данным Л. И. Лебедева (1963), донные осадки Среднего Каспия характеризуются четко выраженной стратификацией. Самый поверхностный слой — современные (новокаспийские) осадки — представлен главным образом серыми алевритовыми илами, отличающимися высоким содержанием карбонатов. Мощность их колеблется от нескольких сантиметров до 14 м и более в южной части среднекаспийской впадины. В пределах узкой, но имеющей большую протяженность полосы дна, примерно совпадающей с верхней частью материального склона, новокаспийские осадки вообще отсутствуют (см. рис. 9).

На шельфе и материиковом склоне западной части Среднего Каспия новокаспийские отложения главным образом обломочного происхождения, тогда как у восточного побережья резко преобладает биогенный и хемогенный материал, и карбонатность осадков здесь резко возрастает (до 96%). Осадки грубозернистые, преоб-

ладает ракушечником и дистриктусовым песком. Нижняя часть материевого склона и дно Дербентской впадины выстланы похромом мелкоалевритовых и глинистых илов смешанного генезиса. В ряде колонок была обнаружена смятость слоев, отмечаются признаки градационной слоистости, что указывает на существенное участие в процессе осадкообразования подводно-оползневых явлений и мутевых потоков.

Под толщёй новокаспийских отложений, а у северо-западной бровки шельфа и в верхней части склона у восточного побережья на поверхности залегают более грубые по механическому составу осадки, передко обнаруживающие ритмическую слоистость. Цвет их буровато-серый, карбонатность меньше, чем в новокаспийских осадках. Л. И. Лебедев и Е. Г. Маев (1962) относят эти осадки ко времени послехвадынской регрессии.

Слой осадков, залегающий ниже рассмотренного, отделяется желто-бурым или коричневой окраской, топкозернистым составом (преимущественно мелкоалевритовые и глинистые илы), значительно меньшей карбонатностью, сравнительно бедной фауной.

По аналогии с такими же осадками Южного Каспия (см. ниже) этот горизонт отнесен ко времени верхнехвадынской трансгрессии.

Выходы коренных пород на морском дне в восточной части Каспия имеют большее распространение, чем в западной, и встречаются на значительной глубине (до 40 м). Они образуют полосу вдоль берегов п-ова Тюб-Карагай, пятна у мысов Меловой, Песчаный, Токмак. Кроме этих участков развития скальных пород на дне следует назвать также взморье Карабогазской пересыпи и п-ова Красноводского, где в интервале глубин от 0 до 15—20 м отмечены грядообразные подводные возвышенности, сложенные ракушечными известняками хазарского возраста.

Рельеф и грунты Апшеронского порога. Среднекаспийская впадина отделена от Южного Каспия подводной возвышенностью широтного профиля — Апшеронским порогом. М. В. Кленова по строению рельефа эту возвышенность делит на четыре участка: 1) западный, 2) к северо-востоку и востоку от башни Нефтяные Камни, 3) центральный и 4) восточный (Кленова и др., 1962).

Западный участок порога одновременно и подводный склон северного побережья Апшеронского полуострова. Он отличается от других мелководью и имеет сложный рельеф. Здесь много каменистых банок, гряд, надводных и подводных камней. Влещий край порога — на границе с материковым склоном — образует скалистые башни Камни Два Брата, Цюриха, Апшеронская, Аидриевского, Дарвина. Ближе к берегу расположены башни Опасная, Балахнина, Бузовниковская, а также многочисленные подводные и надводные камни. Севернее внешних банок склон порога постепенно переходит в материковый склон Дербентской впадины. Максимальные глубины над порогом на первом участке не превышают 30—35 м, но контрасти глубин весьма значительны. На-

пример, глубина над Ашнеренской банкой — менее 2 м, в 3 км севернее ее — уже 40 м, а между банкой и берегом глубина 20 м.

Второй участок характеризуется мелкорасчлененным рельефом в проливе между о. Жилым и банкой Нефтяные Камни и сравнительно ровными дном к северу от них. Расчленение донного рельефа в районе Жилого — Нефтяных Камней связано с многочисленными каменистыми грядами, отдельные участки которых поднимаются над уровнем моря (Камни Григоренко и др.), а также иссечено ракушечными грядами, обычно вытянутыми с северо-запада на юго-восток. Северный склон порога осложнен ступенями. В. Ф. Соловьев отмечает каменистые уступы на глубинах 18—20, 30, 40 м, а к северу от Нефтяных Камней — на глубине 100 м. Банка Нефтяные Камни, являющаяся также элементом рельефа этой части Ашнеронского порога, при глубинах 1—2 м над ее центральной частью окружена изобатой 20 м. В 10—15 км восточнее подножья бочки на глубине 100 м отмечается резкий уступ с уклоном поверхности до 15—18°. К югу от Нефтяных Камней сравнительно выровненная поверхность порога с глубинами 25—45 м сменяется резким, сильно расчлененным уступом, обращенным к Южнокаспийской впадине (Кленова и др., 1962).

Центральный участок порога наиболее глубокий. Это меридиональная депрессия, лежащая на продолжении широкого желоба, ответвляющегося на юг от Дербентской впадины. Максимальная глубина в пределах депрессии, по данным М. В. Кленовой и В. Ф. Соловьева, равна 198 м. Приблизительно на широте Красноводска эта депрессия оканчивается резким уступом, крутизна которого местами достигает 15—20°, прорезанным подводными каньонами со ступенчатыми бортами. Днища каньонов лежат на глубинах 300—400 м. Восточный борт депрессии также четко выражен, бровка его примерно на 30—50 м выше, чем у западного склона.

К востоку от центральной депрессии расположен четвертый, наиболее значительный по площади и ширине участок порога. Глубина здесь менее 100 м и постепенно уменьшается к востоку, где порог сливается с шельфом района Красноводского полуострова и Челскена.

В пущеделах этой части порога Морской геологической экспедиции, работавшей под руководством М. В. Кленовой и В. Ф. Соловьева, были обнаружены подводные возвышенности, получившие впоследствии геологическое обоснование. Оказалось, что эти возвышенности соответствуют ранее неизвестным брахиантклинальным структурам и характеризуются приподнятыстью маркирующего сейсмического горизонта. Они получили наименования Промежуточное, имени 28 апреля и имени 26 бакинских комиссаров. Далее на восток-юго-восток от них расположены бочки Ливанова, Губкина и Жданова — грязевулканические образования.

Бочка Жданова обнаруживает четко выраженную орографическую связь с центральной возвышенностью п-ова Челекен. Часть

порога, которая примыкает к Челекену, характеризуется тем, что здесь 20-метровая изобата делает резкий изгиб к западу, оставляя восточнее себя банку Жданова, а севернее ее илью отклоняется к востоку. Работами Лаборатории аэрометодов (Кобец, 1959) и сейсмическими исследованиями была доказана геотектоническая связь бухки Жданова с Челекеном.

Таким образом, данные о рельефе Анишеронского порога, полученные в результате исследований, пропеденных в течение последнего десятилетия, позволяют составить довольно четкое представление о морфологии этой подводной возвышенности. Не менее интересны также результаты исследований донных грунтов.

Прежде всего, следует отметить широкое распространение выходов коренных (дочетвертичных и древнекаспийских) отложений на Анишеронском пороге. Все положительные формы рельефа порога связаны с выходами коренных пород, а также с гравибулическими образованиями. Кроме того, в центральной депрессии Морской геологической экспедиции установлено широкое поле распространения древнекаспийских глин, возраст которых был предположительно определен как бакинский (Кленова и др., 1962).

Новейшие данные о донных отложениях в области Анишеронского порога приведены в работе Л. И. Лебедева и Е. Г. Маева (1963). Здесь в пределах глубин свыше 50 м было поднято более 20 грунтовых колонок, изучение которых позволило существенно уточнить представления об осадках порога.

В западной части порога отложения имеют пестрый состав — от ракушнико-олитовых песков до илов — и несплошное распространение, вследствие многочисленных выходов дочетвертичных пород. Довольно часто встречаются современные корки цементации. На глубинах более 50 м новокаспийские отложения также не имеют сплошного распространения. Они приурочены к верхней части материкового склона и представлены серыми, иногда зеленоватыми, алевритовыми илами с редкими прослойками раковинного материала и примесью диатомовых. Вскрытые мощности, от нескольких сантиметров до 3 м, возрастают вниз по склону.

В центральной части порога широкую площадь занимают выходящие на поверхность отложения послехвальянской регрессии. Они представлены алевритами с низкой карбонатностью мощностью до 2—3 м. Характерна ритмическая слоистость и темно-бурая окраска этих отложений, что сближает их с одновозрастными отложениями Среднего Каспия. В местах выхода послехвальянских осадков на поверхность они сильно уплотнены и скементированы окисло-железистым цементом.

Под горизонтом отложений послехвальянской регрессии несколькими колонками были вскрыты верхнехвальянские осадки. Это преимущественно алевритовые илы, сильно окжелезненные, передко имевшие яркую охристую окраску. Иногда встречаются в виде включений хорошо окатанные гальки из хлоритовых сланцев

и известняка, происхождение которых пока неясно. Местами верхнехвалынские осадки непосредственно обнажаются на поверхности морского дна. Выходы отложений послехвалынской регрессии и хвалынских осадков и были, по-видимому, ошибочно приписаны М. В. Кленокой за бакинские.

В пределах шельфа у восточного побережья Каспия на Апшеронском пороге залегают ракушечные и песчано-ракушечные грунты. Отмечаются также многочисленные выходы хазарских съементированных ракушняков и дочетвертичных пород — акчагыльских известняков и глин, среднеплиоценовых красноцветов (в районе Челекена).

Широкое распространение древнекаспийских и дочетвертичных пород на Апшеронском пороге указывает на то, что в настоящее время порог — преимущественно область размыва морского дна.

Рельеф и донные отложения Южного Каспия. Крутым уступом, резко расчлененным, местами принимающим ступенчатый характер, местами изобожденным подводными каньонами, Апшеронский порог обрывается к Южнокаспийской впадине. Строение последней еще недавно казалось несложным. Предполагалось, что центральная, наиболее глубокая часть впадины имеет плоское однообразное дно, а борта ее — слаборасчлененные крутые уступы.

Исследования последних лет, в особенности работы Морского геологического отряда Комплексной южной геологической экспедиции, проведенные в 1957—1959 гг., внесли в эти представления существенные коррективы. В свете современных данных (Соловьев, Кулакова, Агапова, 1960; Юнов, 1960; Соловьев, Кулакова, Лебедев, Маев, 1962) общая схема строения рельефа дна Южного Каспия имеет следующий вид. Основными элементами подводного рельефа Южного Каспия являются шельф, материковый склон, дно глубоководной впадины и подводные хребты, заполняющие ее северо-восточную часть (см. рис. 11, гл. V). Шельф западного побережья характеризуется чередованием широких плоских пространств, выстланных мелкозернистыми грунтами (илистый песок, песчанистый ил), и каменистых банок, располагающихся, как правило, в виде гряд юг-юго-восточного простирания. Многие банки служат основаниями для островов Бакинского архипелага, имеющих в большинстве случаев грязевулканическое происхождение.

В северной части шельфа преобладают выровненные участки. Наиболее значительная положительная форма подводного рельефа — банка Макарова, глубина над ней 2—4 м, окружающие глубины порядка 14—20 м. Вблизи банки Макарова известны случаи гравийных извержений.

Первая гряда банок и подводных камней, а также островов начинается от м. Сангачал и включает в себя острова Дуванный и Булла. Южнее расположена Алятская гряда подводных камней, а еще южнее — от м. Пирсагат — отходит подводная возвышенность, отдельные наиболее приподнятые участки образуют острова Синий, Лось, Камень Игнатия, банки Савенко, Персиянин,

Корнилова-Павлова. Следующая гряда банок и островов отходит от м. Бяндован — о. Обливной, банки Погорелая плита, Головачева, Куринская и Калмычкова. Севернее особняком стоит банка, иногда превращающаяся в остров, Кумани. Это грязевой вулкан, периодически действующий, как и большинство здешних грязевых вулканов.

Южнее устья Куры, в пределах плоского однообразного шельфа имеется резко выступающая положительная форма рельефа — о. Курийский Камень, еще недавно бывший банкой. К северо-востоку от него, в пределах глубин более 20 м, над ровной поверхностью дна поднимается грязевулканическая банка Карагедова, а к востоку — банка Борисова, сложенная мощной толщей сопочной брекчии. А. Л. Пугкарадзе (1958) отмечает бурные нефтепроявления в районе этой банки.

К югу от Курийского Камня шельф быстро суживается, поверхность становится более однообразной. На глубине 80—100 м четко выражена бровка, ниже которой начинается хорошо заметный уступ материкового склона.

Насколько можно судить по морской карте, вдоль южного берега Каспия (иранское побережье) шельф еще более узкий и, по-видимому, это однообразная наклонная аккумулятивная равнина, резко обрывающаяся на севере уступом материкового склона.

Полная противоположность описанному — шельф восточного побережья. Если средняя ширина шельфа у западного побережья (Соловьев и др., 1962) равна 43 км, а средняя глубина бровки — 85 м, то вдоль восточного берега ширина шельфа достигает 130 км, а бровка материкового склона лежит на глубине 121 м. Поверхность шельфа у восточного побережья, в общем, более спокойная. Более или менее крупные неровности здесь приурочены к прибрежной части dna и связаны главным образом с различными формами накопления песков и ракушин под действием волн и течений.

По-видимому, иное происхождение имеет подводное основание о. Огурчинского, который генетически — типичный островной бар и сформировался, как и описанный ранее о. Кулалы, на периферии какого-то погребенного поднятия. В 50 м южнее о. Огурчинского известно подводное грязевулканическое поднятие банки Ульского, западнее которой находится открытая В. Ф. Соловьевым банка Грязный Вулкан, располагающаяся уже на самой бровке материкового склона.

Материковый склон Южнокаспийской впадины наиболее четко выражен в виде узкого и довольно крутого уступа вдоль северного края восточного шельфа и у южного побережья. Южнее банки Грязный Вулкан переход от шельфа ко дну впадины происходит постепенно, а в северо-западной части Южного Каспия он осложнен серией упомянутых выше подводных хребтов. Эти хребты с относительной высотой до 500 м обнаруживают несомненную орографическую связь с грядами банок и островов, пересекающими

ми в субмеридиональном направлении шельф Бакинского архипелага. Хребты разделены широкими плоскодонными понижениями, к ним приурочены максимальные глубины Южного Каспия (более 900 м), которые одновременно максимальны для всего Каспийского моря.

В северо-восточной части впадины было выявлено два крупных хребта, имеющих северо-восточное простирание и образующих систему, не связанную с хребтами северо-западной части. Небольшие линейно ориентированные поднятия обнаружены также юго-западнее банки Грязный Вулкан, в пределах распространения глубин 300—500 м.

Продолжаются ли описанные хребты в южную, прииранскую часть впадины — неизвестно, так как здесь исследования не проводились. Если обнаруженные поднятия здесь затухают, то, очевидно, эта часть впадины является глубоководной равниной, с однообразным или слабоволнистым рельефом. В. Ф. Соловьев и соавторы (1962) высказывают предположение, что в южной части впадины возможно обтекание ее наиболее глубокой части подводными хребтами, которые здесь могут принять простирание, параллельное Эльбурсу.

Сводка данных о современных морских отложениях Южного Каспия сделана В. П. Батуриным и Е. К. Конышовой (1956), но она основана на работах 1932—1934 гг. Новые материалы об осадках восточной части Южного Каспия имеются в работах Л. С. Кузаковой (Кленова и др., 1962) и Е. Г. Маева (1960, 1961).

На шельфе западного побережья преобладает мелкопесчаный и илисто-песчаный материал. Многочисленны здесь также выходы коренных пород, преимущественно на вершинах банок и близ абрадирующего берега островов и мысов. Это главным образом известняки ашшеронского возраста или древнекаспийские (бакинские и хазарские) ракушечники. В районах грязевых вулканов отмечаются значительные поля сопочной брекции.

В северной части впадины, в межгорных ложбинах, преобладает глинистый ил, а на подводных хребтах — алевритовый ил. В южной части впадины, как в пределах ее предположительно плоского дна, так и на материковом склоне, основной тип грунта — илистые осадки. Узкий шельф вдоль ленкоранского и иранского побережий покрыт терригенным мелким песком.

Восточная часть дна Южного Каспия характеризуется прежде всего широким распространением ила, причем здесь наряду с северным терригенным илом отмечается большое поле известкового, развитого как на материковом склоне, так и на шельфе. Южнее Огурчинского известковый ил подходит почти вплотную к берегу. К югу от полосы известкового ила на глубинах 500—700 м отмечено второе крупное пятно глинистого ила. Серый с синеватым или зеленоватым оттенком цвет глинистого ила свидетельствует, по-видимому, о том, что он формировался в восстанови-

тельных условиях (см. гл. IX). Это подтверждают черные примазки и прослойки гидротроилита, повышенное содержание мириита в составе ила (Кленова и др., 1962).

Северо-восточная часть шельфа характеризуется пестрым составом отложений, однако преобладают крупнозернистые, главным образом карбонатные отложения — солитовые и ракушечные пески, ракушка. Во впадинах и затишных зонах шельфа, а также в Красноводском заливе распространены илистый песок и песчанистый ил.

По данным Е. Г. Маева (1964), донные отложения Южного Каспия стратифицированы. Здесь четко выделяется верхний слой новокаспийских отложений, вне шельфовой зоны представленный глинистым илом в пределах Южнокаспийской котловины и алевритовыми илами на материковом склоне. При этом в верхней части котловины преобладают карбонатные известковые илы с содержанием CaCO_3 до 80%, преимущественно хемогенного происхождения. Мощность новокаспийских отложений на шельфе, по данным бурения, достигает нескольких десятков метров (в отрицательных формах рельефа), но местами эти осадки полностью отсутствуют. Под новокаспийскими осадками залегают серовато-коричневые слабоизвестковые илы, отложенные во время последхвалынской регрессии, переходящие в пределах склона и шельфа, а также на гребнях хребтов в алевритовые илы, а иногда и в пески. Максимальная вскрытая мощность их около 4 м. Вдоль внешнего края восточного шельфа эти осадки слагают поверхность морского дна. Верхнекхвалынские отложения вскрыты всего несколькими колонками.

В следующей главе монографии будет показано, что все крупные черты рельефа дна Каспия — результат проявления эндогенных сил. Наблюдения же над мелкими формами рельефа и данные по распределению донных отложений позволяют судить о проявлениях экзогенных процессов на дне моря. Эти данные, в частности, свидетельствуют о том, что в прибрежных районах шельфа у Дагестанского, Ашуропско-Кобистанского и Мангышлакско-Красноводского побережий важный агент подводной денудации — волновая абразия, в результате действия которой здесь происходит размытие и пропарировка выходов коренных пород. Ашуропский порог — также область интенсивного размыва дна, где главный фактор подводной денудации — течения. Значительный спуск материала под действием течений, подводных оползней и, возможно, мутевых потоков происходит также на бровке шельфа и в верхней части материкового склона. Подножье склона и глубоководная котловина — области преимущественного накопления осадков, что оказывает выравнивающее действие на рельеф. Скорости осадкообразования в Среднем Каспии достигают 20–30 см за 1000 лет (Лебедев, 1965), а в Южном — 18–20 см (Масев, 1962).