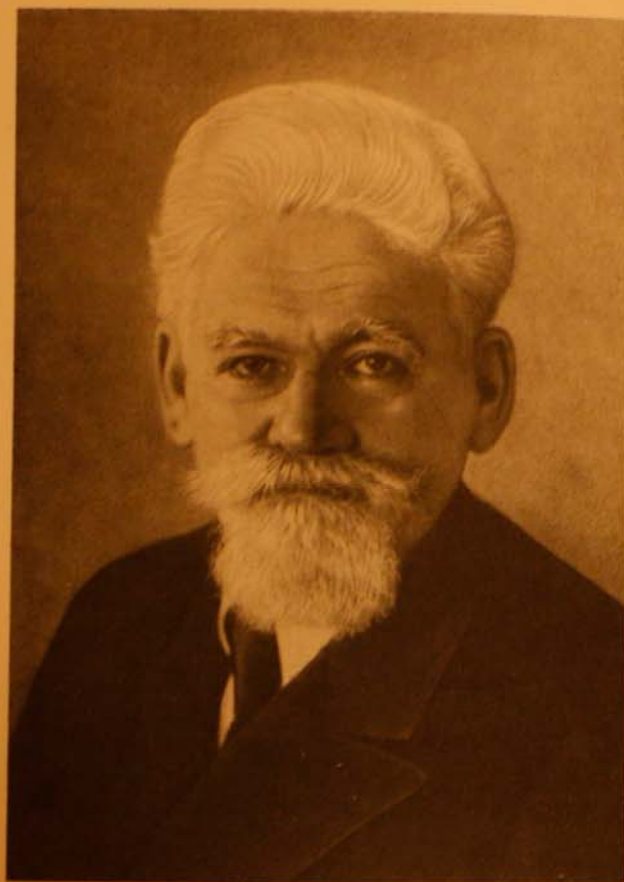


АКАДЕМИЯ НАУК СССР

В. И. ЛЫМАРЕВ

**Берега
Аральского
моря -
внутреннего
водоема
аридной зоны**



Лев Семенович Берг.

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ ОБЩЕСТВО СССР

В. И. ЛЫМАРЕВ

**БЕРЕГА
АРАЛЬСКОГО
МОРЯ —
внутреннего водоема
аридной зоны**



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
ЛЕНИНГРАДСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
Ленинград 1967

ЗТП(2)
18841
ГЛ

мр

Ответственный редактор
доктор географических наук

Я. Я. ГАККЕЛЬ

2-8-2
810-66НАУЧНАЯ БИБЛИОТЕКА
им. Горького
М Г У

3943-14-64

44.93

Посвящается
светлой памяти академика
ЛЬВА СЕМЕНОВИЧА
БЕРГА —
выдающегося исследователя
Аральского моря

ВВЕДЕНИЕ

За последнее десятилетие отмечаются значительные успехи в развитии советской геоморфологии и, в частности, в такой из ее областей, как учение о берегах морей и водохранилищ. Процессы формирования морских берегов давно привлекают внимание геоморфологов как основа для представления о древних береговых образованиях (Зенкович, 1956). Первоначально изучались преимущественно закономерности волновых процессов. С 1958 г. ведущими вопросами исследования становятся перемещение наносов, гидродинамика прибрежной зоны в связи с формированием фаций, поиски полезных ископаемых, что приводит к необходимости разработки проблемы зональности береговых процессов (Зенкович, 1959, 1962; Леонтьев, 1961; Лымарев, 1959а, 1962).

Изучением береговых процессов занимаются и зарубежные ученые, однако вопросы зональности побережий ими затрагиваются слабо.

По мнению выдающегося лимнолога Л. С. Берга, высказанному более полувека назад, особый интерес в научном отношении представляет изучение крупных внутренних водоемов — озер. Берега таких водоемов до некоторой степени носят морские черты, но в морфологии их географическая зональность сказывается сильнее, чем у морских берегов.

Основное содержание монографии — первый опыт зонально-региональной характеристики берегов Аральского озера-моря, находящегося в аридной зоне. Повышенный интерес ученых к изучению аридных областей объясняется потребностью в более интенсивном хозяйственном освоении пустынных земель. Поэтому в монографии рассмотрены не только научно-теоретические проблемы, но и вопросы практического использования материалов исследования.

Исходя из существующей связи процессов осадкообразования и формирования берегов, мы попытались выделить (аналогично

климатическим типам литогенеза Н. М. Страхова, 1960) береговые зоны — нивальную, гумидную и аридную. Нивальная соответствует области холодного пояса, гумидная — влажным областям умеренного и тропического поясов, аридная — сухим областям умеренного и тропического поясов. Береговые зоны могут быть подразделены на береговые провинции — типично морские и внутриконтинентальные.

Аральское озеро-море находится в центре Туранской низменности — одной из внутриконтинентальных провинций аридной зоны. Как известно, в пределах Туранской низменности находятся такие крупные водоемы, как Каспий, Арал, Балхаш. Среди них наиболее типичным аридным водоемом является Аральское озеро-море.

В монографии приводятся основные сведения из истории исследования берегов Арала, его природы, факторов формирования берегов в аридных условиях, обосновываются принципы районирования берегов Аральского моря как водоема аридной зоны, рассматривается эволюция Арала и его берегов (более подробно за последние сто лет), а также высказываются некоторые соображения о динамике береговой линии в ближайшем будущем. Наконец, подводятся основные итоги зонально-регионального исследования: выделяются типы берегов Арала, разбираются особенности развития берегов аридной зоны и на примере Аральского озера-моря даются практические рекомендации по применению результатов исследования морфологии берегов.¹

Трудности и недостаток технических средств при проведении полевых исследований не могли не сказаться на полноте представляемого материала. В распоряжении автора не было, например, вибропоршневой трубки для получения колонок грунта с морского дна, а также средств, необходимых для минералогического анализа собранных образцов прибрежных наносов, в результате чего пришлось ограничиться механическим анализом последних. Не удалось собрать и данных, которые могли бы охарактеризовать интенсивность отложения в море эолового материала. Сбор такого рода сведений должен составить одну из основных задач более углубленного изучения морфологии берегов Арала в будущем. Задача автора заключалась в выяснении основных зонально-региональных черт пустынных побережий на примере такого типичного аридного водоема, как Аральское озеро-море. Но и в таком виде предлагаемая монография может представлять интерес, поскольку является первой попыткой такого рода. Хочется надеяться, что материалы монографии принесут практическую пользу, в частности в рыбной промышленности, работники которой так много помогли Аральской береговой экспедиции.

Автор благодарит ректорат Казахского государственного педагогического института им. Абая и руководство Аралгосрыбтреста, оказавших экспедиции материальную помощь и содействие в работе. Особую признательность выражает своим ближайшим помощникам в экспедиции — студентам-практикантам В. Решетникову, Г. Нурумову, А. Балабатырову и С. Оryanбекову. За ценные замечания по работе автор приносит благодарность сотрудникам Аральского отделения Института ихтиологии и рыбного хозяйства Казахской ССР, Института океанологии и Лаборатории озероведения АН СССР, кафедры геоморфологии Московского университета, физической географии Ленинградского университета, Казахского педагогического института им. Абая и Ленинградского педагогического института им. А. И. Герцена.

¹ В монографии использована литература, опубликованная только до 1962 г. включительно.

«Для изучения морфологии берегов Аральское море весьма удобно, потому что, во-первых, при сравнительно небольшом протяжении береговой линии оно показывает самые разнообразные типы береговых форм, во-вторых, оно позволяет рассмотреть влияние колебаний уровня и, в частности, довольно быстрого прибывания, отмечаемого за последнее время».

(Л. С. Берг. Аральское море, 1908, стр. 190).

Глава I

ИЗ ИСТОРИИ ИССЛЕДОВАНИЯ БЕРЕГОВ АРАЛЬСКОГО МОРЯ

Изучение берегов Аральского моря началось с гидрографических исследований середины XIX в. и в соответствии с особенностями исследований и вызывавших их на разных этапах истории нашей страны социально-экономических причин может быть разделено на три периода: вторую половину XIX столетия, начало XX в. и советские исследования (Лымарев, 1955а).

ИССЛЕДОВАНИЯ ВТОРОЙ ПОЛОВИНЫ XIX В.

Этот период охватывает время, которое характеризуется усилением политики присоединения к России территорий Казахстана и Средней Азии. В связи с этим стали предприниматься работы по изучению и освоению Приаралья и Аральского моря, лежащих на путях из центральных частей России в Среднюю Азию. Для этого потребовались гидрографическая опись и топографическая съемка прилегающих земель, организация научных экспедиций, учреждение Аральского пароходства и изыскательские работы для постройки железной дороги в Среднюю Азию.

Первую экспедицию на Арал в 1848-1849 гг. возглавлял Бутаков, просвещенный военный моряк и исследователь — Магеллан Аральского моря, как его стали называть впоследствии.

В составе этой экспедиции находились штурман К. Е. Поспелов, штабс-капитан А. И. Макшеев и знаменитый ссыльный поэт и художник Т. Г. Шевченко. В результате исследований было составлено гидрографическое описание Арала, собран картографический материал, а также данные по физической географии, геологии и геоботанике.

На основании этих данных А. И. Бутаков установил закономерности развития берегов. Прежде всего он обратил внима-

ние на ведущую роль волнения в образовании аккумулятивных береговых форм. Так, обнаружив отмель, расположенную между открытыми им островами Николая и Наследника (ныне Возрождения и Комсомольский), А. И. Бутаков предположил вероятное соединение этих островов в будущем, «потому что на отмель между ними волнение господствующих северных и северо-восточных ветров беспрестанно наносит более и более песку» (1953, стр. 29). Исследователь правильно оценил роль волнения в образовании наносной суши, тогда как его современники обычно объясняли такие явления действием морских течений.

В формировании дельт, по мнению А. И. Бутакова, участвует наряду с аллювиальным процессом, которому большинство ученых придавало решающее значение, и волнение. Изучая морфологию устьевой области одной из дельтовых протоков Аму-Дарьи, он заключил: «По-видимому, устье здешнее, судя по наносным островам, было прежде быстрое и вливалось в море большое количество воды; волнением господствующих северных ветров и выносимой рекой грязью нанесло в него столько песку и ила, что оно мало-помалу засорялось и мелело, а вместе с тем и течение его ослаблялось, отчего значительная часть воды устремилась в новое, самое восточное устье Аму-Дарьи» (Бутаков, 1953, стр. 37). А. И. Бутаков делает заключение о влиянии колебаний уровня моря на формирование разновысотных береговых валов и морских террас на основании морфологических наблюдений у мыса Кумсуат (на северо-западе Арала), где на разных высотах он обнаружил три береговых вала. «Мыс Кум-Суат показывает, по моему мнению, — пишет он, — постепенное понижение Аральского моря. По-видимому, каждая из этих гряд образовалась бурунами при разных уровнях воды» (1953, стр. 45).

Сразу же по окончании Аральской экспедиции А. И. Бутаков и К. Е. Поспелов составили гидрографическую карту, которая была издана в 1850 г. Гидрографическим департаментом Морского министерства. До последнего времени эта карта с внесенными в нее коррективами использовалась моряками Арала, хотя с тех пор произошли существенные изменения в очертаниях береговой линии, и поэтому она имеет особенно важное значение для изучения эволюции берегов за истекшие сто лет.

Исследования берегов Арала А. И. Бутаков возобновил в 1855 г., когда специально занялся изучением низовьев Сыр-Дарьи. В опубликованной вскоре работе (1857) он приводит довольно подробные сведения о природе дельты, ее динамике и морфологии. В краткой характеристике дельтового побережья А. И. Бутаков высказал соображения о возможном перемещении устьев Сыр-Дарьи к северу, об участии морского волнения в формировании дельты и роли скоплений отмершего камыша в первоначальном отложении аллювия и превращении его в аккумулятивные дельтовые острова.



Алексей Иванович Бутаков.

К изучению дельты Аму-Дарьи А. И. Бутаков приступил в 1858—1859 гг. (Boutakoff, 1867). В этот период он обследовал низовья Аму-Дарьи и описал эту реку вплоть до г. Нукуса, чем значительно дополнил свои же сведения об устьях Аму-Дарьи. Благодаря этим работам мы располагаем чрезвычайно ценным материалом вековой давности, который необходим для сравнительного географического исследования. Собранные им данные по динамике дельты позволили установить высокий темп нарастания дельтового побережья за последние десять лет (приблизительно 210 м в год).

В своей последней работе А. И. Бутаков (1872) впервые характеризует геологические и морфологические особенности берегов Аральского моря. Весь фактический материал был сгруппирован А. И. Бутаковым по четырем береговым районам — северному, западному, восточному и южному.

В 50-х годах XIX столетия организуется первая научная экспедиция по изучению природы равнин Туркестана. Ее снарядила Российская Академия наук, которая послала туда двух молодых ученых — зоолога Н. А. Северцова и ботаника И. Г. Борщова. Они провели физико-географические наблюдения на северном и восточном побережьях Арала в 1857—1858 гг. и много внимания уделили изучению признаков постепенного усыхания Аральского моря, в частности прогрессивному обнажению морского дна, которое повсеместно наблюдали на восточном берегу Арала (Северцов, 1873).

Присоединение в 1873 г. Хивы к России послужило началом нового этапа исследований Приаралья, который характеризуется развертыванием широких естественноисторических исследований силами научных обществ, а также военных исследователей и топографов. В 1874 г. работали уже две экспедиции — Арало-Каспийская, организованная Петербургским обществом естествоиспытателей, а Аму-Дарьинская, посланная Русским географическим обществом.

На Арале исследования вели участники Арало-Каспийской экспедиции — зоолог В. Д. Аленицын и геолог Н. П. Барбот де Марни. Последний исследовал главным образом Западное Приаралье (Барбот де Марни, 1889), в то время как В. Д. Аленицын — различные участки северного и отчасти западного побережий, а также некоторые прилегающие к ним острова (Аленицын, 1874, 1875, 1877).

Южное и юго-восточное побережья Аральского моря были районами исследований Аму-Дарьинской экспедиции. Известный ученый, участник этой экспедиции Н. А. Северцов (1874, 1875) собрал интересный материал о вертикальных движениях берегов Арала. Точную нивелировку уровня моря выполнил крупный геодезист А. А. Тилло (1877), который в 1874 г. заложил репер на северо-западном берегу Аральского моря, благодаря чему после-

дующие определения положения уровня моря получили надежное обоснование.

Среди военных исследователей того времени следует отметить А. В. Каульбарса, который в 1873 г. обследовал дельту Аму-Дарьи, что было продолжено в 1879—1880 гг. экспедицией А. И. Глуховского (Каульбарс, 1881; Глуховский, 1893).

В связи с освоением присоединенных земель в 1877—1880 гг. проводились изыскания по сооружению железнодорожного пути в Среднюю Азию. В них приняли участие геолог Яковлев (1881), ботаник Н. Н. Сорокин (1881) и инженер К. К. Шульц (1882), которые занимались изучением преимущественно Приаральских Каракумов.

В последнем двадцатилетии XIX в. Приаралье почти не изучалось, если не считать съемочных работ в дельте Сыр-Дарьи, которые в 1889 г. производил А. Романович, изысканий по постройке железной дороги на Устюрте в 1892 г., проведенных С. Н. Никитиным (1893), и рекогносцировочного обследования озер в низовьях Сыр-Дарьи, сделанного в 1895 г. Г. Б. Леоновым (1896).

ИССЛЕДОВАНИЯ НАЧАЛА XX В.

Начало XX в. в России ознаменовалось бурным развитием капитализма, вызвавшего к жизни многие отрасли промышленности. Потребовались новые рынки сбыта. Внимание промышленников было обращено на Казахстан и Среднюю Азию. В связи с этим возобновились и исследования Аральского моря.

Началом этого нового периода исследований можно считать 1897 г., когда в Ташкенте был образован Туркестанский отдел Русского географического общества, с деятельностью которого тесно связаны первые научные исследования тогда еще молодого ученого Л. С. Берга. Общеизвестно, что физико-географические исследования, проведенные им на Арале в 1899 и 1900—1902 гг., открыли новую эпоху в развитии русской лимнологии. Для нас особый интерес представляют работы Л. С. Берга по морфологии побережий (Берг, 1901, 1902а, 1902б, 1902в, 1908).

Л. С. Берг изменил саму методику исследований: вместо распространенных тогда описаний применил сравнительно-морфологический метод изучения. При этом его исследования были широко комплексными. Л. С. Бергом впервые был применен метод поперечных промеров, по которым он строил профили дна в прибрежье на различных участках, что позволило ему выяснить общие черты строения подводного берегового склона Арала. В настоящее время в береговых исследованиях этот метод морских разрезов является одним из основных (Зенкович, 1947б).

Л. С. Бергу принадлежит первая геоморфологическая характеристика берегов Аральского моря. Первоначально он изложил ее в отдельной статье (1902а), а затем — более развернуто — в од-

ной из глав известной его монографии «Аральское море» (1908). Это была первая в русской литературе сводка по морфологии берегов отдельного значительного водоема. В ней он оценивает роль повышения уровня водоема в формировании берегов, выделяет основные типы побережий и приводит их характеристику, дает описание морфологии берегов в их развитии.

Все факторы формирования берегов Л. С. Берг подразделил на четыре группы. В первые две объединил гидрологические факторы — волнение, морские течения, колебания уровня моря, считая их одними из ведущих. К третьей группе он отнес воздействие текучих вод, льда, ветра и другие, а к четвертой — влияние дислокаций.

Вслед за А. Пенком Л. С. Берг различает три основных морфологических типа берегов на Арале: лопастные берега на севере, ровные — на западе и бухтовые — на востоке. И как особую группу в устьях рек Аму-Дарьи и Сыр-Дарьи выделил аллювиальные берега. Среди этих типов наибольший интерес вызывает впервые выделенный бухтовый берег. Л. С. Берг назвал его аральским типом бухтовых берегов. Для него характерна исключительная изрезанность береговой линии, вызванная колебанием уровня моря.

Изучение морфологии берегов Аральского моря имело большое палеогеографическое значение. Выводы Л. С. Берга решили проблему палеогеографии Туранской низменности и тем самым опровергли умозрительные представления зарубежных ученых о соединении Аральского моря с Каспием в историческую эпоху (Гумбольдт, Хентингтон), о соединении Балхаша с Аралом в четвертичный период (Гумбольдт и др.) и о высыхании Аральского моря в XIII—XVI вв. — после поворота течения р. Аму-Дарьи в Каспий (Реклю и др.).

Палеоклиматические исследования Л. С. Берга позволили ему отрицать распространенное тогда мнение о прогрессивном усыхании Средней Азии.

Освоение Приаралья и Аральского моря с его рыбными богатствами особенно усилилось после сооружения в 1905 г. Ташкентской железной дороги. Немало исследований в Приаралье было проведено в 1906—1915 гг. по заданию Переселенческого управления в связи с колонизацией края. С. С. Неуструев (1911, 1912), Н. А. Димо, В. В. Никитин, Л. Л. Ножин (1913) и другие исследователи наряду с изучением почв и растительности много внимания уделяли проблеме происхождения и развития песчаных форм рельефа. В изучение Приаралья свой вклад внесли и геологи А. Д. Архангельский (1912), Б. Н. Семихатов (1915) и другие, изучавшие геологическое строение территории в связи с поисками полезных ископаемых.

После исследований Л. С. Берга на Аральском море Туркестанский отдел Русского географического общества организовал

в 1914 г. новую нивелировку уровня моря (Букинич, 1915), а также обследование восточного побережья Арала (Зарудный, 1915). В результате был установлен новый подъем уровня моря, вследствие чего сильно изменились очертания восточного берега.

СОВЕТСКИЙ ПЕРИОД ИССЛЕДОВАНИЙ

Великая Октябрьская революция открыла перед наукой широкие возможности. В советское время организуется большое количество экспедиций, в которых принимают участие как центральные научные учреждения, так и местные. Для исследований этого времени характерна разносторонность: ведутся гидрографо-гидрологические, гидробиологические, почвенно-ботанические, геологические, географо-геоморфологические и историко-археологические работы.

Гидрографическое изучение Аральского моря и его берегов было возобновлено еще в первые годы Советской власти: в 1920 г. — Д. П. Малининым и в 1921 г. — Д. Котельниковым (1922). В результате Д. П. Малининым (1921) была составлена первая и пока единственная краткая лоция Арала. Вновь гидрографические работы с целью сбора данных для уточнения карты А. И. Бутакова были произведены в 1934 г. штурманом Андриановым. Совсем недавно, в 1958—1960 гг., моряками-гидрографами была выполнена съемка всего Аральского моря.

Гидрологические и гидрохимические исследования на Аральском море проводились С. М. Жданко (1940), а затем Б. Д. Зайковым (1946), В. Л. Шульцем (1948), Н. Ф. Соловьевой (1950), М. В. Федосовым (1950а), А. П. Успенским (1950), Ф. И. Быдним (1951). Эти работы усиленно развиваются с 1951 г. в связи с гидротехническим строительством в бассейне Аральского моря. Много сделано Аральским гидрометбюро Управления гидрометслужбы УзССР (ныне Аральская обсерватория), которое не только проводит систематический сбор данных на береговых гидрометстанциях, но и организует регулярные рейсы на теплоходах для выполнения специальных гидрологических наблюдений. Изучением дельты Аму-Дарьи стала заниматься созданная в 1954 г. Аму-Дарьинская устьевая станция того же Гидрометуправления, где большую работу провел М. М. Рогов (1957). Гидрология дельты Аму-Дарьи изучалась в 1951—1954 гг. и экспедицией Лаборатории озераведения АН СССР под руководством Г. В. Лопатина (1957). Гидрологические и гидрохимические работы выполнялись сотрудниками Государственного океанографического института А. И. Симоновым (1954), Л. К. Блиновым (1956), В. П. Львовым (1959). В 1960 г. вышла в свет брошюра П. П. Тума с навигационно-географическим и гидрометеорологическим описанием Аральского моря.

Значительных успехов в изучении Арала добились гидробиологи и ихтиологи. В результате их работ была выяснена также тесная связь развития водных организмов с динамикой и морфологией дна моря в прибрежье, особенно в дельтах и мелководных заливах. Уже в 1920—1921 гг. здесь проводила свои исследования промысловая экспедиция Ф. А. Спичакова (1923). В 1925 г. на Арале снова работал Л. С. Берг (1926), возглавлявший рыбохозяйственную экспедицию. Систематический характер биологические исследования приобрели с 1929 г., когда была организована Аральская научная рыбохозяйственная станция — первое научное учреждение на Аральском море. Гидробиологические и ихтиологические работы здесь проводили В. Я. Никитинский (1933), А. Л. Бенинг (1934, 1935), Г. В. Никольский (1940) и др. Материалы этих работ положены в основу четырех томов трудов Аральской научной станции, а также монографии Г. В. Никольского «Рыбы Аральского моря», в которой обобщены собранные после Л. С. Берга сведения не только о рыбах, но и вообще о природе Арала. В 1943 г. на море работала комплексная экспедиция Аралрыбвода (Аральского управления рыбоохраны и рыбоводства) и Аральской научной станции, обследовавшая нерестовые водоемы в дельтах Сыр-Дарьи и Аму-Дарьи. В послевоенные годы работники этой станции (ныне Аральского ихтиологического отделения Института ихтиологии и рыбного хозяйства КазССР) и других учреждений продолжают вести разнообразные исследования. Большое внимание уделяется изучению биологии размножения главных рыб Арала и формирования рыбных нерестилищ (Бервальд и Романьчева, 1948; Фортунатов и Эслинггер, 1949; Володкин, 1950; Доброхотова, 1954, и др.), проблеме изучения состояния кормовой базы рыб (Деньгина, 1954, 1957, 1959; Хусаинова, 1954, 1958, 1960; Яблонская, 1960, и др.). Указанные исследования биологов представляют некоторый интерес и в изучении динамики побережий (Лымарев, 1956).

Определенное значение в исследованиях берегов Арала приобретают также почвенно-ботанические работы, которые помогают выяснить не только основные закономерности размещения здесь почвенного и растительного покровов, но и особенности происхождения песков, формирования дельт и некоторые другие вопросы. В этом отношении немало было сделано И. П. Герасимовым (1930), А. Д. Гожевым (1932), А. Г. Гаелем (1934, 1951), Н. Н. Пельтом (1951), В. М. Боровским (1956, 1958) и др.

Интересный материал для морфологии побережий был собран при геологических съемках и поисках в Приаралье полезных ископаемых (Архангельский, 1931; Вялов, 1935; Петрушевский, 1955; Яншин, 1939, 1951, 1953; Шульд, 1955, и др.). Особое значение имеют данные по тектонике и новейшей геологической истории, приведенные в крупной сводке А. Л. Яншина (1953) по геологии Северного Приаралья, а также сведения о донных отложениях

Арала, собранные В. П. Зенковичем (1947а) и Н. Г. Бродской (1952, 1954).

Географо-геоморфологическим и палеогеографическим изучением Приаралья и Арала занимались И. П. Герасимов (1937, 1943), Б. А. Федорович (1942, 1947, 1952), О. Ю. Пославская (1949), И. М. Островский (1955), А. С. Кесь (1955, 1957а, 1960), В. В. Акулов (1960, 1962), О. Н. Казакова (1960), А. В. Шнитников (1957а, 1959, 1961б) и др. В своих работах они касаются в основном общих геоморфологических и палеогеографических проблем: истории формирования рельефа, образования Аральской впадины, происхождения песков и различных золово-аккумулятивных форм рельефа и др. Береговым формам рельефа непосредственно посвящены лишь работы Б. А. Федоровича (1942) и И. М. Островского (1955). Эти исследователи применили метод аэронаблюдений и аэрофотосъемки, посредством которых был выяснен ряд особенностей формирования и развития бухтового берега юго-восточного Приаралья.

Автор проводил экспедиционные исследования на Арале¹ в летние сезоны 1953—1956 гг. Их организовала кафедра физической географии Алма-Атинского пединститута им. Абая (Лымарев, 1958а). Работы велись на парусном баркасе (в 1954—1955 гг.) и шлюпке-четверке (в 1956 г.), снабженных подвесным мотором.

Кроме того, отдельные маршруты были проведены на попутных судах Аралгосрыбтреста, Аральской гидрометеорологической обсерватории и Аральского отделения Института ихтиологии и рыбного хозяйства КазССР. В 1953 г. удалось ознакомиться в основном с северо-восточным берегом моря. В следующем году экспедиция обследовала севернее побережье; в 1955 г. изучались восточное и южное побережье и в 1956 г. — западное (Лымарев, 1955б, 1958б, 1959в). Летом 1960 г. автором проведены дополнительные работы в Юго-Восточном Приаралье для сбора материала главным образом по морским террасам. Исследования проводились в соответствии с принятой методикой путем выполнения наземных, морских и аэровизуальных работ (Лымарев, 1959е).

В результате полевых исследований собраны разнообразные материалы: 1) выполнено 130 морских разрезов; 2) собрано около 1500 образцов донных, пляжевых отложений и коренных пород; 3) установлены 3 репера для последующего сравнительного изучения береговых процессов (Лымарев, 1958б); 4) сфотографировано значительное количество видов берегов всего Арала; 5) произведена нивелировка ряда аккумулятивных береговых форм,

¹ Кроме автора, руководившего экспедицией, в полевых работах принимали участие С. Хазиев, В. Решетников и Г. Нурумов в 1954 г., А. Балабатыров и В. Дерновский — в 1955 г., С. Орынбеков и П. Гончаренко — в 1956 г.

а также уровни Аральского моря по реперу А. А. Талло (Орынбеков, 1958).

В выяснении природных условий, которые существовали несколько тысяч лет тому назад на берегах Арала, приняли участие и археологи С. Е. Максимов (1944), А. А. Формозов (1945, 1949), С. П. Толстов (1948, 1962). Значительные материалы были собраны Хорезмской экспедицией, работающей под руководством С. П. Толстова с 1937 г. с перерывами до последнего времени. В этой экспедиции ведутся совместные археолого-геоморфологические исследования, взаимно дополняющие друг друга (Толстов и Кесь, 1955, 1960). Экспедиция охватила своими работами Западное, Южное и Восточное Приаралье, особенно дельты Аму и Сыр-Дарьи.

Из всего сказанного следует, что в настоящее время вполне созрели условия для развертывания на Арале специальных береговых исследований, при проведении которых должен осуществляться широкий ландшафтно-зональный подход.

ОСОБЕННОСТИ ПРИРОДЫ АРАЛА И ОСНОВНЫЕ ФАКТОРЫ ФОРМИРОВАНИЯ ЕГО БЕРЕГОВ

СВОЕОБРАЗИЕ АРАЛЬСКОГО ОЗЕРА-МОРЯ

Среди водоемов СССР Арал (и Каспий) занимает особое положение: до сих пор не решен окончательно вопрос, к какой категории его относить — к морям или озерам. Одни авторы рассматривают Арал как одно из морей (Зенкевич, 1947, 1955; Белинский и Истошин, 1956, и др.). По воззрениям других, более многочисленных авторов, Арал следует отнести к водоемам озерного типа (Берг, 1908; Молчанов, 1929; Соколов, 1952; Суслов, 1954; Давыдов, 1955, и др.). Правда, в отношении Арала Л. С. Берг признавал, что «при его громадной величине, солености воды, пустынности и безводии и суда, и методы исследований здесь должны быть *морского типа*» (Берг, 1908, стр. XVII; курсив мой, — В. Л.). Итак, Л. С. Берг по существу понимал Арал как водоем, соединяющий в себе озерные и морские черты.

В последнее время все большее количество ученых рассматривало Арал как озеро-море (Карелин, 1954; Блинов, 1956; Лымарев, 1959г; Давыдова и др., 1960, и др.). Они относят Арал и Каспий к озерам потому, что эти водоемы не связаны с Мировым океаном, им свойственны независимые от океана многолетние колебания уровней, а химический состав вод является скорее речным, чем морским. В то же время этим водоемам присущи многие морские черты — достаточно большая площадь, значительная глубина и сравнительно сильное волнение, в условиях которого плавание здесь возможно лишь на судах морского типа. С нашей точки зрения, такое представление об Арале и Каспии является наиболее правильным, что подтверждается также особенностями осадкообразования и развития берегов.

Для Арала как озера характерно обильное накопление осадков. Здесь этот материал осаждается почти так же, как в морях и океанах. А. Гильшер (Guilcher A., 1954) обращает внимание на



Рис. 1. Карта Аральского моря.
1 — обрывы; 2 — пески; 3 — болота; 4 — солончаки.

значительное сходство в аккумуляции осадков в западной впадине Арала с таким же процессом, происходящим на больших глубинах Черного моря и в норвежских фиордах. Медленная седиментация в центральном бассейне Арала с известной долей приближения аналогична осадкообразованию в центральных частях океана.

В формировании берегов многих озер, как известно, невольные процессы преобладают над волновыми, в то же время в условиях Арала ведущая роль принадлежит именно волновым, интенсивность которых здесь, однако, значительно слабее, чем в морях и океанах. В пользу последнего утверждения свидетельствуют и геоморфметрические данные этого водоема, расположенного во впадине, которая лежит в Туранской низменности, у восточного края плато Устюрт (между $46^{\circ}50'$ и $43^{\circ}30'$ с. ш. и $58^{\circ}12'$ и $61^{\circ}58'$ в. д.).

По конфигурации Аральское море, вытянутое с юго-запада на северо-восток, несколько напоминает трапецию, достигая в этом направлении наибольшей длины, которая варьирует от 420 до 434 км. Наибольшая ширина Арала с северо-запада на юго-восток равна 235 км (рис. 1). Значительна и длина материковой береговой линии Арала — 3238 км (Фортунов и Сергиенко, 1950). Эта величина на 1128 км меньше той, что дает Л. С. Берг (1908). Соответственно с этим показатель изрезанности береговой линии (частное от деления ее длины на длину окружности круга, равновеликого площади моря) с 2.35 увеличился до 3.54. По площади Арал (около 64 тыс. км² без островов)¹ почти вдвое больше Азовского моря. Таким образом, среди озер земного шара Арал занимает четвертое место после Каспия, Верхнего озера (в Северной Америке) и Виктории (в Африке). Однако объем водных масс Арала небольшой — всего около 1000 км³. Незначительна и средняя глубина водоема — 16 м (максимальная 68 м). Здесь насчитывается более 300 островов, которые занимают лишь 3.5% площади моря. Больше всего островов в юго-восточном углу Арала, составляющих примерно 45% площади всех островов моря. Среди крупных островов выделяются Кокарал и Барсакельмес на севере и о. Возрождения — почти в центре водоема.

Акватория Аральского озера-моря составляет только часть обширной площади, занимаемой Аральским бессточным бассейном. Последний расположен на пространстве от Тургайского плато на севере до горных сооружений Гиндукуша и Памиро-Алая на юге и юго-востоке, от плато Устюрт на западе до поднятий Тянь-Шаня на востоке. Площадь и границы Аральского бассейна определяются довольно приблизительно из-за трудностей точного выделения водоразделов. По данным Л. К. Давыдова (1955), площади бассейнов Аму-Дарьи и Сыр-Дарьи, составляющих Аральский бассейн, соответственно равны 226.8 и 460 тыс. км². Таким обра-

зом, общая площадь бассейна Арала 686.8 км², немного более чем в 10 раз превышает площадь озера-моря, т. е. последняя занимает около 10% площади бассейна (показатель озерности бассейна).

ОБЗОР ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ И ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ

Геологическое строение. Пространства, окружающие Аральское море, представляют собой эпигерцинскую платформу, осадочный покров которой сложен мезокайнозойскими отложениями (Петрушевский, 1955). Эта территория платформенной области располагается в пределах Туранской плиты (Тектоническая карта СССР, 1957). По данным А. Л. Яншина (1953), в Северном Приаралье складчатое основание этой плиты находится от поверхности в 1300 и более метрах. В указанном основании имеются пологие крупные складки ВЮВ—ЗЮЗ простирания на западе и унаследованные складчатые дислокации Южного Урала с почти меридиональной ориентировкой на севере (Яншин, 1951, 1953). Близкие к широтному направлению складки выражены на юге (Шульц, 1955). На северо-востоке и юго-востоке находятся две тектонические впадины, которые разделяются небольшим валом (Воскобойников, 1956).

Своеобразные структуры Северного Приаралья постепенно затухают в восточном направлении. Как показали исследования А. Л. Яншина (1939), возникновение имеющихся здесь нескольких крупных полуостровов и заливов обусловлено соответствующими антиклиналями и синклиналями (рис. 2). На территории Северо-Восточного и Восточного Приаралья располагаются Арало-Казалинская впадина и Арало-Кзылкумская депрессия, отделенные друг от друга небольшим Майлибашским валом, к которому вблизи устья Куван-Дарьи подходит море (Воскобойников, 1956). Важно отметить, что в прибрежной полосе Северо-Восточного Приаралья еще прослеживаются уральские герциниды почти меридионального простирания; к востоку от них расположено Нижнесырдарьинское поднятие наложенного происхождения (Самодуров, 1957). Среди унаследованных складчатых дислокаций В. И. Самодуров различает Жаксыклычскую синклиналь (к востоку от г. Аральска) и Адаматинскую брахиантиклиналь (между ст. Майлибаш и устьем Кува-Дарьи). По всей вероятности, названная брахиантиклиналь совпадает с Майлибашским валом М. Е. Воскобойникова.

В пределах Южного и Западного Приаралья имеются структуры, вытянутые с ВЮВ на ЗСЗ. Среди них Яншиным (1948, 1951) выделен Североустюртский синклинальный прогиб, который заходит в низовья Аму-Дарьи. Этот прогиб у западного берега Арала разделяется антиклиналью Актумсук. Последняя недавно получила название Кассарминской антиклинали (Гарецкий и др.,

¹ Площадь его то увеличивается (в периоды многолетнего подъема уровня Арала), то уменьшается (в периоды спада).

Большую роль в формировании современного рельефа играет новейшая тектоника, обусловленная в основном унаследованностью развития структурных форм. Для Туранской низменности



I — зал. Кумсуат; II — зал. Чернышева; III — п-ов Куланды; IV — п-ов Каратуй; V — п-ов Чубар; VI — зал. Бутакова; VII — п-ов Коктырнак. I — ось антиклиналей; 2 — третичные сбросы и флексуры; 3 — абсолютная высота древнеаральской террасы (по Яншину, 1953); 4 — то же (по Лымареву, 1958в).

В строении побережий Аральского моря принимают участие меловые, третичные и четвертичные отложения. Выходы меловых пород в береговой зоне приурочены к некоторым антиклинальным структурам (п-ов Куланды на севере, мыс Актумсык—урочище

Выходы верхнемеловых пород более многочисленны. Эти породы (морского происхождения) на п-ове Куланды представлены сравнительно широко. Это главным образом мелоподобные известняки, отчасти глины с прослойками песчаника, а также пески. В районе Актумсык—Кассарма породы верхнего мела выходят на поверхность преимущественно в виде толщ морских мелоподобных мергелей и известняков и континентальных песков с конкрециями из песчаника. Верхнемеловые породы имеются и на п-ове Муйнак.¹ Здесь они представлены толщей глинистого песчаника, кровлей которого служат пески с прослойками железистого песчаника (Берг, 1908; Архангельский, 1912).

Для мыса Актумсык характерно залегание мелоподобных мергелей. Лежащая выше чеганская свита сложена серо-зелеными плотными глинами с прослоями сидеритового песчаника. Чеганские глины встречаются почти повсеместно, составляя основание берегового обрыва большинства побережий в Западном и Северном Приаралье. Этими отложениями местами сложены также коренные берега п-ова Муынак. На восточном же побережье Арала чеганская свита нигде не выходит непосредственно к морю.

¹ Эти породы обнажаются на о-вах Возрождения и Лазарева.

образом слюдястыми глинами и глинистыми алевроитами с примесью мелкозернистого песка. Местами венчающие слои континентального олигоцена состоят из железистого песчаника. Отложения континентального палеогена подразделяются на четыре свиты (снизу вверх): кутанбулакская, чиликтинская, жаксыккычская и чаграйская (Вахромеев, 1949; Формозова, 1951). Свиты в береговой зоне распространены ограниченно. Они лучше сохранились на участках прохождения синклиналией, где отложения континентального олигоцена покрывают чаганские глины. В береговых обрывах эти породы обнажаются на побережье заливов Кумсуат, Чернышева, Тушебас, Шевченко и Бутакова. Песчаные слои с прослоями песчаника залегают в береговой зоне Западного Приаралья (между мысом Дуана и урочищем Кассарма).

Неоген представлен в приморской полосе Приаралья породами нижнего, среднего и верхнего миоцена.¹ Отложения нижнего миоцена (аральской свиты) лежат непосредственно на слюдястых глинах континентального олигоцена. Они представляют собой маломощные глинисто-песчаные осадки буро-желтого цвета, в толще которых находятся линзы железистого песчаника и ракушечника, и прослеживаются в обрывах берега зал. Кумсуат, а также Западного Приаралья в северной его части (до мыса Дуана).

Средний миоцен представлен (лишь в Западном Приаралье) чокрайско-тарханским и конским горизонтами. Последний можно наблюдать в береговой зоне южной половины западного побережья Арала в виде толщи гипсоносного известняка и мергеля, а также глины мощностью до 20 м. Эта толща лежит непосредственно на чеганских глинах. Чокрайско-тарханский горизонт выражен в северной половине западного побережья Аральского моря. Здесь он, достигая мощности около 40 м, залегают на аральской свите. Горизонт представлен в верхней части красными и буро-красными песчанистыми глинами, которые книзу переходят в зеленоватые глины с прослоями мергеля и известняка. Отложения верхнего миоцена (нижнего и среднего сармата), которыми венчается разрез третичных пород Приаралья, встречаются в виде толщи известняка и мергеля небольшой мощности. Они обнажаются в верхней части чинка Устюрта на всем протяжении западного побережья Арала и слагают поверхность плато Устюрт. Четвертичные отложения имеют значительное распространение в приморской полосе. Они широко развиты на восточном и южном берегах Аральского моря и гораздо в меньшей степени — на Северном и особенно Западном Приаралье. Представлены они морскими, золовыми и аллювиальными отложениями, а также осадками соров. Верхнечетвертичные морские наносы состоят преимущественно из кварцевого песка с раковинами *Cardium edule* L., но иногда из песчано-галечного материала.

Широко распространены древнеаральские глинистые пески с *Cardium edule* L., мощность которых обычно не превышает 10 м. Этими песками сложены уже известные нам древнеаральские террасы, приуроченные, как правило, к вогнутым участкам побережья. Ширина их достигает 1—3 км в Северном и даже 15—20 км в Восточном Приаралье. На западе Аральского моря древнеаральские пески встречаются лишь небольшими участками, ширина которых чаще всего не превышает нескольких десятков или сотен метров. Современные морские кварцевые пески с *Cardium edule* L. незаметно сменяют древнеаральские осадки, образуя довольно узкую береговую полосу.

Золотые отложения сосредоточены в основном на восточном побережье Арала, где их мощность составляет не менее 25—30 м. Нижнечетвертичные золотые пески приурочены главным образом к местам развевания саксаульских песчаных отложений в Северо-Восточном Приаралье. Более развиты золотые пески среднечетвертичного возраста, которые примыкают к морю в Восточном Приаралье (Боровский, Погребинский, 1958). Происхождение верхнечетвертичных золотых песков связано преимущественно с развеванием древнеаральских и современных песков морского генезиса.

Современные аллювиальные отложения развиты в низовьях современных и древних рек Аму- и Сыр-Дарьи. Здесь они представлены чередующимися тонкими прослойками песчаных глин и глинистых песков, общая мощность которых достигает 20—30 и более метров. На отдельных участках Северного Приаралья встречаются долины балок и сухих речек. Они сложены маломощным песчано-глинистым аллювием. Наконец, в приморской полосе (особенно Северного Приаралья) имеют некоторое распространение (в виде солей) современные отложения солей.

Донные осадки Арала представлены продуктами речного стока (взвешенные и растворимые материалы), абразии берегов, золотого переноса и отмерших организмов (раковины моллюсков). Особенно заметна роль продуктов речного стока Аму- и Сыр-Дарьи, составляющих, по приблизительным подсчетам Г. В. Лопатина (1950), 89.1% всех отложений в Арале.

Согласно Н. Г. Бродской (1954), среди типов донных отложений Арала различают пески, известковые оолитовые пески, алевроитовые илы, глинистые илы и глинисто-известковые (мергелистые) илы (рис. 3). Следовательно, рыхлые донные осадки этого водоема можно разделить на две основные группы — пески и илы разных типов. Каменные грунты встречаются лишь небольшими пятнами (Тум, 1960).

Среди песков преобладают пестро окрашенные (зеленоватые, серые и желтовато-зеленоватые). Это разнозернистые кварцевые

¹ Отложения апшеронского яруса плиоцена обнаружены недавно на острове Лазарева; здесь они представлены пластом песчаного детрито-раковинного известняка.

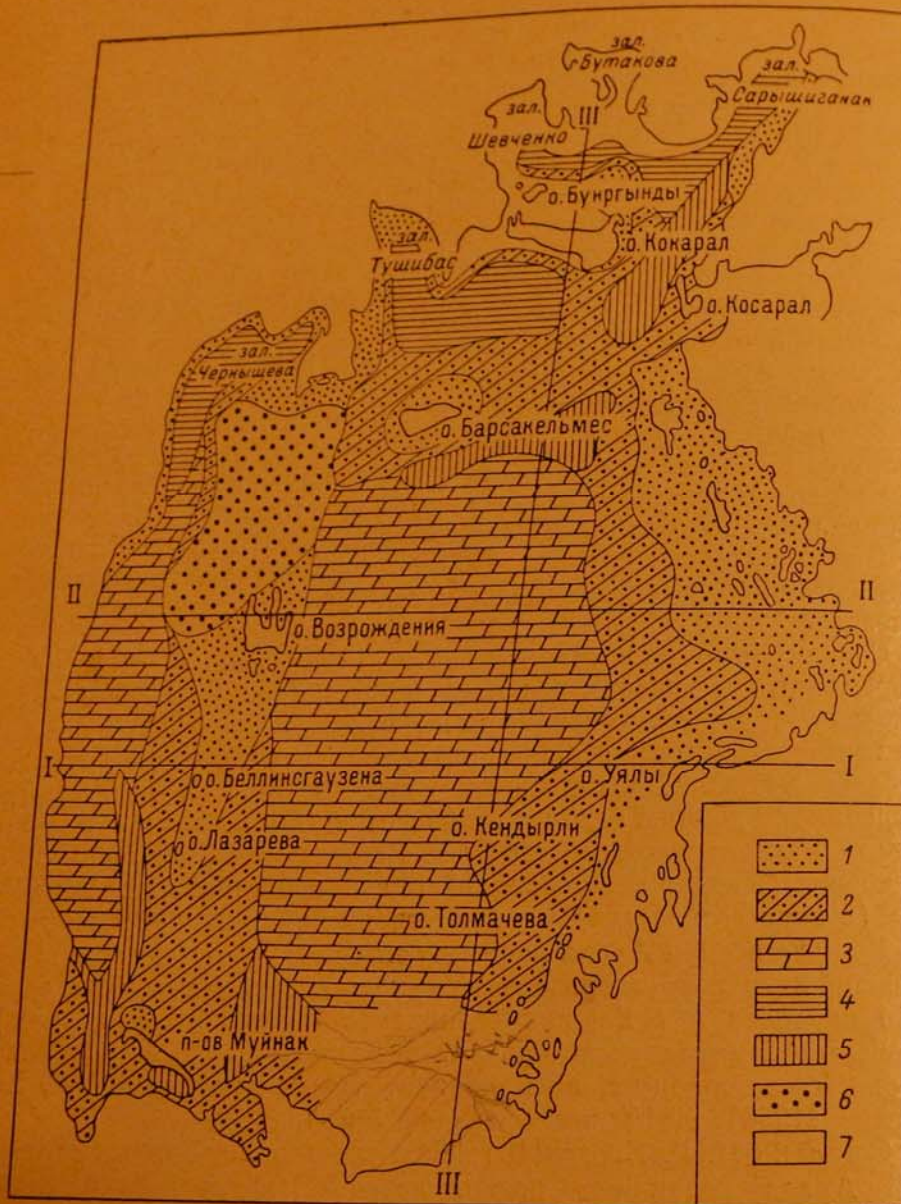


Рис. 3. Карта донных отложений Аральского моря
(по Бродской, 1954).

1 — пески; 2 — алевроитовые илы; 3 — известково-глинистые илы; 4 — глинистые илы северных заливов; 5 — то же дельтовых зон; 6 — оолиты; 7 — древний горизонт.

пески со значительной примесью полевого шпата и раковинного материала (адакны, дрейсены и сердцевидки). Имеются также включения мелкого алевроитового или глинистого материала. Пески приурочены к прибрежной зоне, которая обычно ограничивается 10-метровой изобатой. Наибольшей ширины эта зона достигает в восточной части моря, где имеются обширные заросли тростника. Следует заметить, что преимущественно в зоне песков располагаются отдельные скопления ракушечника (вблизи о. Уялы, на севере и на юге о. Кокарал, к северо-востоку и югу от п-ова Куланды и на северо-западе Арала). Оолитовые известковые пески в основном светло-серые или желтоватые и представляют собой карбонатные зерна, ядрами которых чаще всего служат частицы кварца. Значительно количество и раковинного материала. Оолитовые известковые пески представлены лишь в мелководной северо-западной части моря на глубинах 5—20 м.

За зоной песков в сторону моря следует полоса алевроитовых илов от зеленовато-бурых до желтовато-бурых. Они сходны с илистым песком или песчаным илом. В этих осадках количество раковинного материала колеблется. Алевроитовые илы приурочены главным образом к придельтовым областям Аму- и Сыр-Дарьи, а также к зонам, вытянутым вдоль восточного, северного и западного берегов моря на глубине 15—20 м. За алевроитовыми илами располагается зона глинистых или слабо известковых илов. Среди них различают глинистые илы дельтовых областей и северных заливов. Дельтовым глинам свойствен красновато-бурый цвет в устье Аму-Дарьи и желтовато-бурый — в устье Сыр-Дарьи. Их образование связано с аллювиальными выносами указанных рек. Обращает на себя внимание крайне незначительная примесь раковинного материала. Более плотные глины северных заливов (Сарышиганак, Шевченко, Тушибас и Чернышева) имеют темно-серый (почти черный) цвет. В них раковин тоже мало. Возникновением эти глины обязаны размыву морем песчано-глинистых пород Северного Приаралья и их последующему отложению в заливах. В отличие от других глинисто-известковых илов характеризуются повышенной карбонатностью. В естественном состоянии они полужидкие и имеют серый или темно-серый цвет. В глубоководных впадинах они приобретают черный цвет и слабый запах сероводорода. Раковинный материал распределен неравномерно. Глинисто-известковые илы занимают обширную центральную часть Большого моря, а также глубоководные впадины на западе и северо-западе Арала.

Каменные грунты в приматериковом побережье представлены скальными россыпями лишь на юге п-ова Куланды, где известняками сложены мысы Узынкаир и Изенды. Аналогичные грунты имеются и в побережье о-вов Возрождения и Лазарева. Геологическая история. При изучении развития водоемов, как известно, принято различать время формирования котловины и

время ее заполнения водой, которые часто не совпадают. Началом геологической истории Аральского моря можно считать конец третичного периода, точнее, верхний плиоцен, когда в результате прогиба земной коры образовалась впадина Арала (Луппов и Эберзин, 1945). По мнению Н. З. Хусановой (1959), основанному на сопоставлении событий в Приаралье и Прикаспии, возникновение наиболее пониженной части котловины относится к началу акчагыльского времени (возможно, к концу киммерийского века). Как и многие исследователи, Н. З. Хусанова считает, что формирование Аральской котловины продолжалось в течение акчагыла в условиях сверхаридного климата (Островский, 1955). Как показали недавние исследования, воды трансгрессировавшего акчагыльского Каспия доходили до района современной дельты Аму-Дарьи, где образовался опресненный залив, который, видимо, своим северным окончанием заходил в Аральскую котловину (Грамм и др., 1953; Свешников, Грамм, 1958). Акчагыльские осадки есть и в Сарыкамышской впадине (Копачевич, 1956).

Заполнение Аральской котловины, по-видимому, началось еще в верхнем акчагыле, когда при резком повышении уровня Каспия стекавшие в него североаральские реки, в устьях которых аккумуляровался аллювий, стали отдавать свои воды новой, Аральской впадине. Кроме того, в эту впадину вливали свои воды Сыр-Дарья и ее притоки — Чу и Сарысу (Федорович, 1952). Воды же Аму-Дарьи в то время стекали в Каспий. В этих условиях акчагыльский Арал, по всей вероятности, представлял собой небольшое озеро, приуроченное к западному глубоководному желобу.

Относительно причин образования последнего существует несколько мнений. Наибольшей поддержкой пользуется мнение Л. С. Берга (1908) и А. Д. Архангельского (1931) о тектоническом его генезисе. А. В. Кульбарс (1881), а в последнее время Ю. А. Скворцов (1959) считают происхождение желоба эрозийным. Б. А. Федорович (1954) предполагает, что этот желоб был образован интенсивными эоловыми процессами, которые получили исключительное развитие в условиях господствовавшего в акчагыле пустынного климата. Нам представляется, что первопричиной возникновения названного желоба явилась тектоника, дефляция же и эрозия играли второстепенную роль.

В дальнейшем впадина Арала заполнялась главным образом слабосолеными водами апшеронского Каспия, уже без участия стока североаральских рек, которые к этому времени перестали отдавать свои воды Аралу, а часть стока Аму-Дарьи одновременно поступала по отдельным рукавам в Сарыкамышскую и Аральскую котловины. Оба водоема имели связь с хорезмским озером-заливом, который располагался в пределах древней и современной дельт Аму-Дарьи (Грамм, 1958). Изучение фауны моллюсков показало, что наибольшей соленостью обладал Сары-

камышский водоем, а наименьшей — водоем Аральской впадины (Луппов, Эберзин, 1945). Это обстоятельство позволяет предполагать, что именно через Сарыкамыш апшеронский Каспий имел сообщение с остальными внутренними водоемами (вероятно, по Верхнеузбойскому коридору).

Таким образом, в конце третичного периода на месте современного Аральского моря располагался водоем, который назовем вслед за Б. А. Федоровичем (1954) Палео-Аралом. Как было сказано, в этот период (по крайней мере в апшеронскую эпоху) водоем Аральской впадины (апшеронский бассейн Палео-Арала) еще был связан с Каспием. В послетретичное время связь с Каспием больше никогда не возобновлялась. Следовательно, воды Аральского моря являются по преимуществу речными, смешанными с солоноватыми водами апшеронского (возможно, и акчагыльского) бассейна (Хусанова, 1959).

Четвертичная история Аральского бассейна изучена недостаточно: еще мало собрано данных о нижне- и среднечетвертичном (бакинском и хозарском) времени. Об этом времени известно, что тогда Аму-Дарья по-прежнему стекала непосредственно в Каспийское море, о чем свидетельствуют древнеаллювиальные толщи на территории нынешних Низменных Каракумов. В этих условиях Сарыкамышский водоем подвергся высыханию, Аральское же озеро сократилось примерно до четвертой части современных размеров (по Федоровичу, 1954), так как сток Сыр-Дарьи, питавшей в то время Арал, как и теперь, вероятно, был втрое меньше стока Аму-Дарьи.

Б. А. Федорович считает, что временами Аральское озеро, возможно, исчезало. Об этом свидетельствуют нижнечетвертичные озерные отложения в центральных Кызылкумах, где Сыр-Дарья образовала целые системы озер. По новейшим данным (Боровский и Погребинский, 1958), возникновение аллювиальной низменности в районе Кызылординской впадины относится приблизительно к среднечетвертичному времени. В ней водами блуждающей Сыр-Дарьи было образовано обширное пресное озеро, о чем свидетельствуют многочисленные раковины пресноводных моллюсков, обнаруженных в песках существующей здесь пустыни. По заполнению наносами Кызылординской впадины Сыр-Дарья получила возможность перевалить через уже известное нам Нижнесырдарьинское поднятие, отделяющее эту впадину от Аральской котловины, и направила сток в последнюю, снова образовав небольшое Аральское озеро. Следует указать, что по предположению Н. П. Луппова и А. Г. Эберзина (1945), основанному на родстве апшеронских и современных карбид, этот водоем с того времени существует беспрерывно.

По мнению Б. А. Федоровича (1946), в хозарскую эпоху вдоль континентальных обрывов плато, в том числе и Устюрта, в местах с благоприятной литолого-гидрогеологической обстановкой образо-

вались мощные ступенчатые оползни. Оползни, по его предположению, могли возникнуть здесь при выпадении осадков до 300 мм. Такие климатические условия Б. А. Федорович связывает со временем максимального оледенения Русской равнины. Как известно, в это время на Каспийском море имела место значительная трансгрессия (хозарская).

В начале верхнечетвертичного (хвалынского) времени Аму-Дарья повернула на север, в сторону Аральской впадины. По расчетам Г. В. Лопатина (1957а), это событие произошло 17—18 тыс. лет назад.¹ С этого времени аккумулятивные аллювиальные равнины Южного и Восточного Приаралья формировались под воздействием Аму- и Сыр-Дарьи (Кесь, 1957а; Толстов и Кесь, 1956). За верхнечетвертичное время Аму-Дарья образовала три крупные дельты (Акча-Дарьинскую, Присарыкамьшскую и Приаральскую), а Сыр-Дарья окончательно сформировала свои дельты (Джаны-Дарьинскую, Куван-Дарьинскую, Казалинскую). По мере формирования дельты потоки все более и более скатывались в прилегающую низину устьевого озера с последующим формированием здесь новой дельты (Кесь, 1957б).

В раннехвалынское время начался первый этап формирования Аму-Дарьинской дельты — хорезмско-акчадарьинской, который, по расчетам Г. В. Лопатина (1957а), длился примерно 5 тыс. лет. В этот период здесь существовало Хорезмское озеро, в которое с юга стала стекать Аму-Дарья после ее поворота на север, образовав в устье южную Акча-Дарьинскую дельту. Переполнение озера вызвало прорыв озерных вод сперва на восток от гор Султан-Уиз-Даг, а затем к северу — по древней эрозионной ложбине, где впоследствии образовался Акча-Дарьинский коридор. Воды Аму-Дарьи направились по этому коридору к низине, лежавшей на север от него. Там Акча-Дарья разделилась на рукава и аккумуляровала наносы. Некоторые из этих рукавов уклонялись к западу и впадали в северную часть Хорезмского озера, другие же направлялись на север, в сторону Аральской впадины. Все эти рукава и сформировали северную Акча-Дарьинскую дельту.

Следует отметить, что протоки Акча-Дарьинской дельты, направлявшиеся в Аральскую впадину, имели в устьевой части связь с протоками Сыр-Дарьи (Джаны-Дарьи). Последняя возникла вследствие того, что Сыр-Дарья ранее сделала поворот на север, через Кызылкумы, в сторону Кызылординской котловины. Отсюда она стала стекать на юго-запад, образовав протоки Джаны-Дарьи, южный проток которой впадал в юго-восточную часть Аральской впадины. Здесь и произошло упомянутое выше слияние протоки Джаны-Дарьи с восточными протоками Акча-

Дарьи. Почти одновременно с Джаны-Дарьей в районе Кызылординской котловины от главного русла Сыр-Дарьи отделились Куван-Дарья и протока, занимавшая современное положение Сыр-Дарьи. В устьях этих проток сформировались дельты, которые слились между собой, образовав обширное озерно-болотное пространство (Боровский и Погребинский, 1958).

Такое многоводие Сыр-Дарьи, а также Аму-Дарьи было связано с последним древним оледенением горной Средней Азии. В этих условиях Аральское озеро представляло собой довольно значительный водоем, уровень которого в сравнении с прежними его состояниями заметно повысился. Вероятно, к хвалынскому времени относится образование верхней морской террасы (высотой 22—27 м над современным уровнем Арала), обнаруженной недавно М. И. Епифановым (1961) в Юго-Западном Приаралье. Это важное обстоятельство позволяет нам вместе с Б. А. Федоровичем (1952) считать, что в хвалынское время (10—20 тыс. лет назад) произошло первое рождение Аральского моря. Назовем его хвалынским бассейном Нео-Арала.

В позднехвалынское время наступил второй этап формирования дельты Аму-Дарьи — хорезмско-сарыкамьшский — продолжительностью также около 5 тыс. лет (Лопатин, 1957а). Еще к концу первого этапа абразией была разрушена западная перемычка, и воды Хорезмского озера проникли в Сарыкамьшскую котловину. По этому пути протекла и Аму-Дарья. В результате Сарыкамьшская котловина превратилась в огромное озеро, водами которого была занята связанная с ней Асакекауданская и другие более мелкие впадины. К востоку от Сарыкамьшского озера начала формироваться Присарыкамьшская дельта. В это время уровень Арала понизился, о чем может свидетельствовать упомянутая выше морская терраса (с относительной высотой 12—17 м). Накопленные воды усилили размыв берегов и, наконец, прошили проход в коренных породах южной части Сарыкамьшской котловины, в результате чего возникла долина Узоя, которая протянулась до юго-восточных берегов Каспия. Весь избыток воды в Сарыкамьше изливался по Узбою на протяжении длительного времени (Кесь, 1939; Шумаков, 1961).¹ Сыр-Дарья в описываемый период по-прежнему стекала в Аральскую впадину по тем же основным протокам — Джаны-Дарьи, Куван-Дарьи, а также по современному руслу Сыр-Дарьи. Однако сток ее в связи с регрессивной стадией последнего древнего оледенения горной Средней Азии несколько уменьшился. В это время размеры Аральского озера снова сильно сократились. По-видимому, тогда оно занимало лишь глубокую западную часть Аральской впадины. Осталь-

¹ По В. В. Цинзерлингу (1927), для возникновения дельты Аму-Дарьи потребовалось более 20 тыс. лет, а по В. В. Акулову (1957) — более 15 тыс. лет.

¹ В новейшей работе И. П. Сырнева (1962) приводятся последние данные о более позднем — позднехвалынском (новокаспийском) времени формирования долины Узоя.

ная сухая часть впадины подвергалась действию интенсивных эоловых процессов.

В самом конце верхнечетвертичного (послехвалынского) времени, которое относится также к послеледниковью, в истории геологического развития Аральского моря произошло особенно много событий. Так, к указанному времени относятся заключительные этапы формирования Аму-Дарьей Приаральской, а Сыр-Дарьей — Джаны-Дарьинской, Куван-Дарьинской и Казалинской дельт. За последние 6—6.5 тыс. лет этого периода область Арала подвергалась, по нашим данным, неоднократным трансгрессиям и регрессиям, обусловленным несомненно климатическими причинами, а не тектоническими, роль которых оказалась малосущественной.

КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РЕЛЬЕФА

Особенности рельефа дна Арала. В результате работ, выполненных Аральской научной рыбохозяйственной станцией за более чем 20-летнее ее существование, была составлена уточненная батиметрическая карта Аральского моря, которая позволяет выяснить особенности распределения глубин в водоеме (Фортунатов и Сергиенко, 1950).

Глубины более 30 м здесь располагаются лишь узкой полосой вдоль западного берега и составляют только 4% от всей площади Арала (рис. 3). Наиболее обширные пространства — 33.6% площади — ограничены изобатами 20—30 м. Это преимущественно центральная часть моря, и окружена она глубинами 10—20 м (31.5% площади). Наконец, вдоль южных и восточных берегов и отчасти северных протягивается довольно широкая полоса с глубинами до 10 м (30.9%).

В батиметрическом отношении Аральское море обычно подразделяется на три части. Островом Кокарал отделяется от остального (так называемого Большого моря) северная, неглубокая часть, которая носит название Малого моря. Меридиональной подводной грядой, выраженной на поверхности моря о-вами Лазарева, Возрождения и другими, Большое море разделяется на довольно глубокий западный бассейн и на сравнительно мелководный, но обширный по площади — восточный.

Для Малого моря характерна значительная расчлененность побережья. Здесь выделяются три крупных и довольно глубоких залива. Среди них крайнее западное положение занимает залив Шевченко с самой значительной глубиной 28 м (Бенинг, 1935). К востоку от него располагается залив Бутакова с максимальной глубиной 17 м. В самом восточном из них заливе — Сарышганак — глубина достигает лишь 13 м.

В западном бассейне Большого моря располагается наиболее пониженная часть Аральской впадины, где глубина достигает

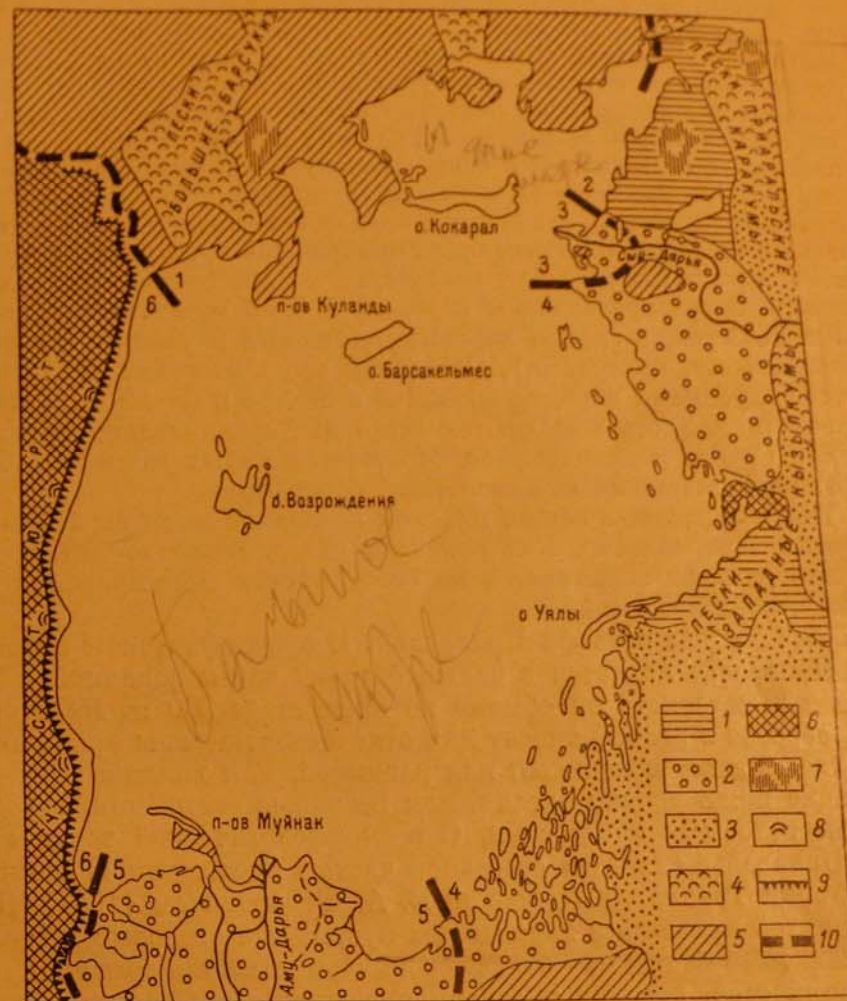


Рис. 4. Карта типов рельефа и ландшафтов побережий Арала.

1 — морская аккумулятивная равнина; 2 — аккумулятивные аллювиальные и дельтовые равнины; 3 — аллювиальные перевесные равнины; 4 — засоленная равнина; 5 — аридно-денудационная столово-останцовая равнина; 6 — аридно-денудационное столовое плато; 7 — солончаки; 8 — оползни; 9 — чинки; 10 — границы ландшафтов.

66 м (по данным Аральской рыбохозяйственной станции). 60-метровая изобата охватывает глубокую борозду, вытянутую вдоль западного берега.¹ Западный бассейн включает в себя два залива. В одном из них (на севере) — зал. Чернышева — найдена глубокая (44 м) впадина (Никольский, 1940). Другой залив, Аджибайский, занимает юго-западный угол Аральского моря. С востока от остальной акватории он отделяется п-овом Муйнак. Наибольшая глубина залива 10 м. Восточный бассейн Большого моря представляет собой обширную и в общем плоскую котловину. Максимальная глубина бассейна 31 м (в зал. Тушибас).

Мелководностью отличается крайняя восточная часть описываемого бассейна, охватывающая прибрежное пространство Аральского моря почти до устья Сыр-Дарьи на севере до о. Толмачева на юге. Здесь преобладают глубины в 5—6 м, достигая кое-где 10 м. Побережье сильно изрезано длинными и узкими заливами (по-местному, култуками). Остальная часть бассейна характеризуется глубинами порядка 20—25 м в центре и 5—10 м на юге и юго-востоке. Здесь выделяются всего два сравнительно крупных залива Сарбас и Джилтырбас. Множество малых заливов и бухт образует изрезанный юго-восточный берег Арала.

Таким образом, в общем плоской котловине моря свойственны некоторые неровности. Как показано ниже, такой характер подводного рельефа сказывается на особенностях формирования берегов Аральского моря.

Общие черты рельефа Приаралья. В орографическом отношении Приаралье является в большей своей части равниной, абсолютная высота которой обычно не превышает 200 м. Некоторое разнообразие в рельеф вносят или отдельные массивы останцовых гор, слегка возвышающихся над равниной, или впадины, кое-где лежащие ниже уровня океана, или песчаные скопления, всхолмленные эоловыми процессами. С геоморфологической точки зрения, Приаралье является составной частью провинции «Равнин и низкогорий Турана», выделенной Б. А. Федоровичем (1947). Для равнин этой провинции характерны пустынные столовые и столово-останцовые плато, массивы песков, глинистые такыры, впадины высохших озер, древние и современные дельты. Сходное с этим представление о Приаралье отображено и на последней Геоморфологической карте СССР (1960).

Как можно заметить, непосредственно Арал ограничивают столово-останцовая равнина Северного Приаралья, Туранская низменность и плато Устюрт, в пределах которых находятся соответствующие участки побережий Арала (рис. 4).

Столово-останцовая равнина Северного Приаралья образует побережье Аральского моря между заливами

Кумсуат и Сарышиганак. Эта равнина имеет еще название Приаральского (Герасимов и Марков, 1939), или Тургайского, плато (Лымарев, 1959д). Последнее название дано нами по имени Тургайской столовой страны (Берг, 1913), южной частью которой и является данное плато. По происхождению оно относится к типичным аридно-денудационным образованиям.

Плато, непосредственно примыкающее к Аральскому морю, представляет собой чередование столовых горных останцов (например, Терменбес, Карасандык, Бельарал), абсолютные отметки которых порядка 200 м, с понижениями, занятыми песчаными формами (пустыни Большие и Малые Барсуки и др.). Эти песчаные формы представлены главным образом бугристыми грядовыми образованиями. В понижениях часто встречаются такыры, а также соры, а в прибереговой зоне — долинно-балочные формы рельефа, так называемые сая, которые формируются в основном весенними талыми водами. Местами в береговой зоне широко развиты оползни. Наблюдаются здесь также формы рельефа, созданные выветриванием и суффозионно-карстовыми процессами.

Туранская низменность примыкает к Аральскому морю с востока и юга. Эта часть характеризуется низкими наносными берегами, сложенными преимущественно современными и древними четвертичными отложениями дельт Аму- и Сыр-Дарьи.

В геоморфологическом отношении Туранская низменность — это пустынные песчаные равнины западных Каракумов и Приаральских Каракумов, современные и древние дельты Аму-Дарьи и впадины Ассаке-Аудан и Сарыкамыш. Амплитуда абсолютных высот рельефа Туранской низменности достигает 177.7 м; наивысшая отметка равна +123 м (возвышенность Кушканатау), а наименьшая — 44.7 м (впадина Сарыкамыш). В целом низменность слабо расчленена, особенно ее дельтовые равнины.

Песчаная равнина Приаральских Каракумов находится между дельтой Сыр-Дарьи на юге и северным углом зал. Сарышиганак на северо-западе и разливами рек Ирғиз и Челкар на севере и северо-востоке (Федорович, 1947; Попов, 1959; Чигаркин, 1959). Приморская ее часть представляет собой довольно плоскую первичную морскую равнину. Пески образуют преимущественно закрепленные бугристые или бугристо-грядовые формы различной величины (рис. 5). Изредка в местах, где растительный покров уничтожен человеком, встречаются барханы. На фоне эолово-аккумулятивного рельефа заметно выделяются широко распространенные такыры, солончаковые и озерные котловины, а также останцовые возвышенности, генетически сходные с описанными столовыми возвышенностями Приаральского плато. В периоды, когда уровень Арала значительно повышался, наиболее глубокие из котловин заполнялись водой, образуя многочисленные водоемы. В настоящее время только в наиболее пониженных участках бы-

¹ Интересно, что между п-овом Куланды и о. Комсомолец среди сравнительно больших глубин (до 20 м) была обнаружена банка с глубиной около 2 м (Беннинг, 1934).

лых водоемов остались соленые озера (оз. Жаксыкылыш и др.) или же образовались солончаки.

Современная дельта Сыр-Дарьи по своей площади (175 км²) в 40 раз меньше дельты Аму-Дарьи (Фортунов и Эслингер, 1949). Она начинается в месте отделения от главной реки протоки Аксай (в 20 км выше г. Казалинска). В зоне моря границами дельты являются устье Куван-Дарьи на юге и Бугунийский залив на севере. Участок от Аксая до истока искусственного Каратерен-



Рис. 5. Задержанные золотые пески Приаральских Каракумов.

ского канала, менее заросший тростником, вслед за Фортуновым (1949) назовем старой дельтой. Современная дельта отличается своей идеальной выровненностью; прирусловые валы имеются только вдоль протоков. Она почти на $\frac{2}{3}$ занята тростниковыми зарослями. Старая дельта характеризуется обилием озер, которые обводняются Сыр-Дарьей (оз. Камыслыбас и др.).

Пустынная равнина Западных Кызылкумов примыкает к Аральскому морю с востока, располагаясь между дельтой Аму-Дарьи и низовьями одного из староречий Сыр-Дарьи — Куван-Дарьи. По своему генезису эта пустынная равнина является прадельтой Сыр-Дарьи. Дельтовая равнина сложена песчано-глинистым материалом. Она прорезана множеством древних сухих русел Сыр-Дарьи, из которых наиболее известным и относительно молодым является Джаны-Дарья; это русло еще в середине прошлого века пропускало воды Сыр-Дарьи в Аральское море. Современные Западные Кызылкумы представляют собой довольно обширные такыры, занявшие древние пойменные участки, чередую-

щиеся с песчаными массивами на междуречных пространствах. Массивы песков под воздействием интенсивных эоловых процессов приобрели типично грядовой и грядово-ячеистый рельеф (Федорович, 1947).

Современная дельта Аму-Дарьи является плоской низиной, заросшей большей частью тростником. Эти заросли и принимают основное участие в аккумуляции аллювиальных наносов, главным образом пловатых суглинков и супесей. С востока к современной дельте примыкает так называемая старая дельта, протоки которой отмерли всего несколько десятков лет назад.

Морфологически современная и старая дельты представляют единое целое. На однообразной ровной поверхности дельты местами среди зарослей тростника встречаются современные песчаные бугры и гряды, являющиеся прирусловыми валами, а также древние дюны незначительной высоты. Гораздо большей высоты достигают возвышенности, образованные коренными породами (их отметки колеблются от 82 до 123 м).

Плато Устюрт ограничивает Аральское море с запада высоким уступом — чинком. Это аридно-денудационное плато, покрытое тонким плащом супеси, удивительно плоское. Наибольшая высота его в восточной части достигает 250 м. Монотонный характер каменистой поверхности лишь местами нарушается глубокими замкнутыми котловинами с довольно крутыми склонами. Дно этих котловин с высыхающими озерами или же с солончаками находится на высоте всего нескольких метров выше или ниже уровня океана.

Несколько своеобразны черты рельефа Устюрта в районах, прилегающих к Аральскому морю (Федорович, 1947). В северной части плато с Аралом соприкасается Североустюртский котловинный амфитеатр, полого спускающийся к котловинам в центре Устюрта. К морю в этом районе плато обрывается крутым уступом с абсолютной высотой в 211 м на участке, расположенном несколько южнее зал. Кумсуат.

В южной береговой части Устюрта Аральское море ограничивает Центральноустюртское плато. В этом районе плато берег Арала наиболее крутой и обрывистый: в урочище Кассарма абсолютная высота его достигает 256 м, т. е. почти 200 м относительно уровня Аральского моря.

ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ

Климатические условия. Область Аральского моря характеризуется климатом внутриматериковых пустынь умеренного пояса (Берг, 1938). Некоторые исследователи (Кеппен, 1938) выделяют его под названием климата аральского типа. К его особенностям относятся исключительно большие годовые амплитуды

температуры воздуха (до 78°), холодная зима (средняя температура января до -14°) и жаркое лето (средняя температура июля до $+26.3^{\circ}$), малое количество осадков (в среднем 95 мм в год) и, наоборот, огромное испарение с зеркала моря, эквивалентное слою воды около 90 см, а также полная безоблачность и отсутствие туманов летом.

Большую часть года (преимущественно осенью и зимой) Аральское море находится под влиянием области высокого давления, центр которой зимой располагается в Забайкалье. Это и обуславливает господство здесь континентальных воздушных масс умеренных широт. Летом и частично весной Арал находится под воздействием области низкого давления, которая занимает северную часть Индостана, а отчасти и области повышенного давления, перемещающейся в это время к центру Атлантики (Хромов, 1950). Поэтому осенью и зимой на Арале преобладают северо-восточные ветры, приносящие сухой и холодный воздух из Сибири. Особенно низко температура падает (ниже 30°) в Северном Приаралье (г. Аральск), когда сюда, до середины Аральского моря, вторгаются холодные массы арктического воздуха из Карского моря. Летом к Аралу иногда проникает континентальный тропический воздух из североиндостанской области низкого давления, вследствие чего температура повышается до $35-40^{\circ}$. Весной и летом со стороны Атлантики и Средиземного моря ветрами юго-западного направления сюда приносятся массы морского воздуха.

И само Аральское море оказывает определенное влияние на климат прилегающих районов. Это отражается прежде всего на распределении ветров по акватории Арала. Оно определяется тем, что над Аральским морем в летний период устанавливается повышенное давление. В результате в это время преобладают ветры с моря на сушу. Влияние Арала проявляется и в смягчении климатических условий побережья, где заметно выражено повышение температуры зимой и понижение летом (до 2°). Ширина прибрежной зоны, в которой сказывается смягчающее влияние Арала, достигает 200 км (Колосков, 1947).

Средняя скорость ветров на Аральском море составляет 4.5 м/сек. с небольшим увеличением до 5.6 м/сек. на западе и 5.2 м/сек. на востоке. Наибольшей скорости ветер достигает зимой — 5 м/сек. В это время на Арале господствуют северо-восточные, северные и восточные ветры. Их повторяемость колеблется в пределах 46—52%, а штилей — 5.1—11.1%. В весенний сезон средняя скорость меньше, зато усиливается роль ветров западной четверти (повторяемость 32—46%). Замечается уменьшение повторяемости штилей до 3.7—7.3%. В летний период доминируют ветры северо-восточных румбов при значительной повторяемости ветров западной четверти — 37—43%, а штилей — 7.7%. В осеннее время повышается роль северо-восточных, северных и восточных ветров. Увеличивается и повторяемость штилей (до 8—10%).

В общем северо-восточные ветры сильнее зимой, а юго-западные летом (рис. 6).

Ветры штормовой силы (со скоростью 15 м/сек. и более) на Арале бывают нечасто. Больше всего они наблюдаются в Западном Приаралье (30 дней в году), меньше — в Восточном (8 дней). По отдельным участкам побережья характеристики штормовых ветров несколько различаются. Юго-западные и западные штормы

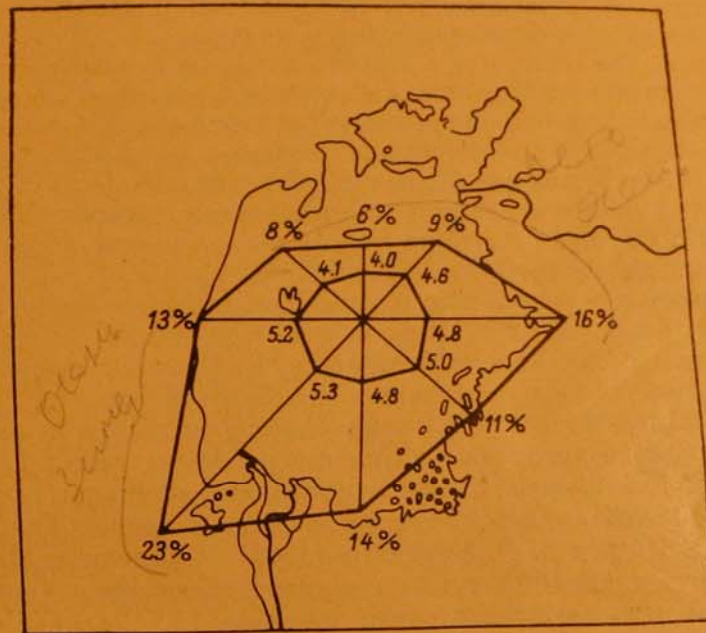


Рис. 6. Роза ветров Аральского моря (скорость в м/сек., повторяемость в%; по Блинову, 1956).

господствуют осенью и в начале зимы на западе Арала. Северо-западные, северные и северо-восточные штормовые ветры преобладают в весеннее, летнее и осеннее время на юге моря. Северо-восточные штормы часты также в весеннее время на северо-востоке и осенью на востоке Арала. Большей продолжительностью отличаются штормовые ветры северо-восточных румбов, а самыми сильными являются западные и северо-западные. Следовательно, на Аральском море доминируют штормы северных румбов и главным образом в весенний и осенний периоды.

Температура воздуха здесь, как и всюду, зависит от переноса воздушных масс, обуславливающего адвекцию тепла, и от интенсивности солнечной радиации. Последняя в районе Аральского моря достигает очень больших величин, что объясняется не только

его южным положением, но и чрезвычайно малой облачностью, так как здесь, в Средней Азии, циклоническая деятельность крайне ослаблена (Алисов, 1956).

По Т. Г. Берлянд (1959), в районе Арала средняя продолжительность солнечного сияния за год составляет 2900 час., а суммарная радиация за это же время — 140 ккал./см². В течение 4 месяцев (с мая по август) описываемый район получает наибольшее количество солнечной энергии. Так, в июне суммарная радиация здесь исчисляется 19 ккал./см²; в декабре она равна 3 ккал./см², т. е. более чем в 6 раз меньше.

Важно отметить, что с мая по август величина воспринимаемой солнечной энергии не уступает таковой в тропиках (на 15° с. ш.) за тот же период (Григорьев, 1946). Соответственно этому максимум температуры воздуха на Арале приурочен к июлю, а минимум — к январю. Согласно П. П. Туму (1960), среднемесячная температура воздуха января — февраля изменяется от —12° на севере до —6° на юге Аральского моря, а температура июля соответственно — от 26,2° до 26,1°.

В июле же отмечается и наиболее высокая среднемесячная температура почвы, составляющая на глубине 20 см в Северном Приаралье 26° и Южном Приаралье 27°. Средняя годовая температура воздуха соответственно изменяется от 7,1° до 9,7°. Замечается также различие в максимальной годовой амплитуде температуры воздуха, которая на севере Арала равна 77,5°, а на юге 64,4°. Континентальность климата выражается и в больших суточных колебаниях температур воздуха и почвы. Так, по данным Д. А. Педь и З. Л. Туркетти (1961), в Северном Приаралье средняя суточная амплитуда температуры воздуха (при ясном небе днем и ночью) достигает в сентябре 14,2°, а максимальная в октябре — даже 22,6°.

Вследствие преобладания ясной погоды и слабой облачности осадков на Арале выпадает чрезвычайно мало, причем они распределяются неравномерно как по территории, так и по времени. Меньше всего осадков на юге (80 мм), больше — на западе (124 мм). Выпадают они в основном весной и осенью (15—20 мм ежемесячно). В летнее время бывают ливни, однако осадки за указанный период выражаются лишь несколькими миллиметрами. Также мало выпадает осадков зимой. Мощность снежного покрова в среднем составляет всего несколько сантиметров, достигая только в Аральске 10—20 см (в некоторые годы 30—40 см). Весьма характерно, что осадки выпадают лишь на протяжении 40—60 дней в году (Тум, 1960).

В условиях пустыни среди климатических элементов Аральского моря большое значение имеют испарение и испаряемость. Как известно, обе эти величины в аридной зоне характеризуются резкой контрастностью: величина испарения здесь наименьшая в сравнении с таковой в других природных зонах, а величина

испаряемости наибольшая. Для пустынь Приаралья испарение примерно равно количеству осадков, т. е. в среднем 100 мм, а испаряемость здесь составляет 1250 мм в год (Иванов, 1941). Таким образом, испаряемость в Приаралье превышает сумму осадков более чем в 12 раз, тогда как в тундре, например, испарение меньше испаряемости лишь в 1,5—2 раза. Следует подчеркнуть, что максимальных величин испарение с аридного водоема достигает в районе побережий или островов, т. е. там, где окружающая местность характеризуется наибольшим прогревом (Борисов, 1959). Этому обстоятельству придается существенное значение при рассмотрении вопросов эволюции лагун и накопления солей в зоне побережья.

Приведенные данные характеризуют климат Аральского моря как типично пустынно-континентальный; он обладает лишь некоторыми чертами морского климата.

Гидрологические особенности моря. Арал в силу особенностей его гидрологического режима является совершенно необычным водоемом, подобных которому нет. Значительным своеобразием отличаются также реки Аму- и Сыр-Дарья, благодаря стоку которых главным образом и существует современное Аральское море.

Соотношение между поступлением в Аральскую впадину речных вод Аму- и Сыр-Дарьи, с одной стороны, и их расходом путем испарения — с другой, составляет в основном баланс Аральского моря. В отдельные годы это соотношение может меняться, что сказывается на колебаниях уровня моря. В среднем годовом выражении за последние десятилетия установился приход в Арал в объеме 60,7 км³, из них 54,8 км³ — воды речного стока и 5,9 км³ — воды атмосферного происхождения, т. е. на долю речного стока приходится примерно 90%. Характерно, что из них сток Аму-Дарьи составляет приблизительно 65%, а следовательно, Сыр-Дарьи — около 25%. Приход уравнивается соответствующим расходом воды в 60,7 км³ на испарение (Тум, 1960). Указанное соотношение в водном балансе и обуславливает средний многолетний абсолютный уровень Арала в 53 м (Львов, 1959).

Известно, что уровень Арала подвержен значительным периодическим колебаниям — многовековым, вековым, внутривековым и сезонным, связанным с климатическими причинами (Шнитников, 1949; Львов, 1959; Тум, 1960). Многовековые колебания уровня определяются 1850-летним циклом изменчивости общей увлажненности материков северного полушария (по А. В. Шнитникову); их амплитуда превышает 6 м. Вековые колебания уровня Арала характеризуются меньшей амплитудой — примерно в 3 м. Среди колебаний его уровня за 1780—1959 гг. наивысшие отметки приходится на XVIII и XX вв., а наинизшие — на XIX в. (рис. 7). Современная эпоха высокого стояния уровня Аральского моря продолжается уже свыше 60 лет.

Л. С. Берг (1938) обратил внимание на противоположный характер многолетних колебаний уровней Каспия и Арала. Он объяснил эту закономерность различием климата и условий питания. Действительно, Каспий питается водами бассейна Волги, расположенного между 60—50° с. ш., а область питания Арала находится в верховьях Аму- и Сыр-Дарьи — между более южными (на 15—20°) широтами. Удаленность обоих бассейнов друг от друга на тысячи километров обуславливает различие в характере влажности климата, а следовательно, и в условиях питания.

Сезонные колебания уровня Аральского моря небольшие — в среднем 25 см. Наиболее высокие уровни наблюдаются в период

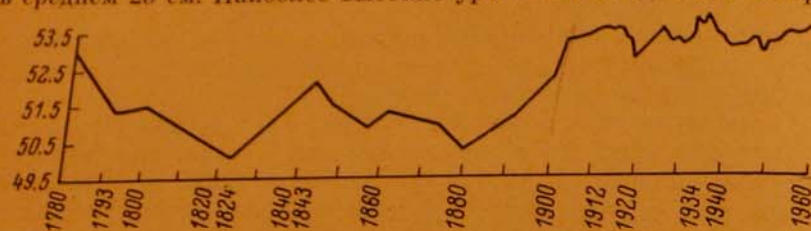


Рис. 7. Колебания уровня Аральского моря с 1780 по 1959 г.

летнего таяния снега и ледников в области питания Арала (июль). Самые низкие уровни отмечаются в зимний период (декабрь—январь).

К неперiodическим колебаниям уровня Арала относятся стоячие волны — сейши, а также сгоны и нагоны. Сейши возникают здесь сравнительно часто вследствие разности давления в противоположных частях моря или при быстром изменении давления в одном месте. Наибольшая высота сейш 100 см (Тум, 1960). Следует подчеркнуть, что впервые в России стоячие волны были обнаружены и изучены Л. С. Бергом (1901) именно на Аральском море.

Сгоны и нагоны на Арале — явления широко распространенные, особенно у низменных северо-восточных, восточных и южных берегов. В зависимости от сгона или нагона вод на побережье сильными ветрами осушается или же затопляется береговая полоса шириной иногда в сотни и более метров. Амплитуда сгонно-нагонных колебаний уровня на указанных участках побережья достигает 3 м. Слабее всего такие колебания проявляются у высокого западного берега (Тум, 1960). Нагоны, роль которых столь значительна в размыве берегов, обуславливают преобладающие на Арале ветры северо-восточного и юго-западного направлений. Особенно значительны нагоны в зал. Сарышиганак, вызванные наиболее сильными на Арале штормовыми ветрами юго-западного направления.

При сравнительно небольших размерах Аральского моря ветровые волны здесь характеризуются малой величиной и большой крутизной. Максимальные параметры волн следующие: высота

4,5—6 м, длина 90—120 м и период 6—6,5 сек. Обычно же волна на Арале характеризуется высотой 2—3 м, длиной 50—70 м и периодом около 6 сек. Однако повторяемость этих волн даже в период осенне-зимних штормов невелика — всего 2—4 случая в месяц.

Наиболее сильное волнение (6—7 баллов) наблюдается у западного берега в октябре—ноябре, а также у п-ова Муйнак, о. Уялы и в центральной части моря в марте—апреле (повторяемость до 1%). В этих же районах волнение в 4—5 баллов имеет повторяемость 6—14%. В октябре—декабре на западе Арала повторяемость волнения такой силы составляет 10—38%. На остальных участках в прибрежье волнение лишь в отдельных случаях превышает 3—4 балла. Большая часть северо-восточного, восточного и южного побережий характеризуется волнением до 2 баллов (повторяемость от 55 до 70%). Большая повторяемость такого волнения — 93—94% — известна только у Аральска и Узункаира. С мая по сентябрь волнение на Аральском море обычно не превышает 3 баллов. Таким образом, волнение у берегов Арала наиболее интенсивно в весеннее и осеннее время.

Циркуляция водных масс в Аральском море выражается в виде постоянного кругового течения, имеющего антициклональный характер. Л. С. Берг (1908), который это установил, объяснял ее ветровым режимом. Аналогичного типа течение известно в западной части оз. Балхаш (Домрачев, 1935).

От устья Аму-Дарьи течение направляется на северо-запад — вдоль северо-восточного берега п-ова Муйнак, а затем в северном направлении, пересекая глубоководную западную часть Арала. Здесь оно достигает наибольшей скорости — 1,3 км/час (рис. 8). За о. Возрождения основная масса вод поворачивает на северо-восток и у устья Сыр-Дарьи сливается с этой рекой. От устья Сыр-Дарьи циркуляция продолжается в южном направлении — уже вдоль восточного берега (примерно до 44° с. ш.). Затем течение поворачивает на запад — к устью Аму-Дарьи. Этой замкнутой круговой циркуляцией охватывается толща поверхностных вод (до 10 м). На глубине 15—20 м вдоль западного берега действует обратный поток вод — с севера на юг.

Постоянное круговое течение в Арале определяется потоком вод Аму-Дарьи, вливающихся в юго-западную часть моря, а также преобладающими ветрами. Действием последних объясняется также отклонение потока аму-дарьинских вод не вправо от устья, а влево. Движению вод по часовой стрелке способствует и подводный рельеф моря, характеризующийся уклоном дна с востока на запад (вследствие мелководности восточной и относительной глубоководности западной части Арала). Глубинное течение под западным берегом в противоположном, южном, направлении предположительно считают компенсационным, т. е. возмещающим убыль воды за счет основного поверхностного течения.

Вообще ветровые течения часто связаны со сгонно-нагонными явлениями. Так, в зал. Сарышганак при ветрах северных румбов образуется юго-восточное течение со средней скоростью от 0,3 м до 1,3 км в час. При ветрах обратного направления здесь возникает северо-восточное течение со средней скоростью, по П. П. Туму (1960), от 1,1 до 0,3 км/час. Различные ветровые те-

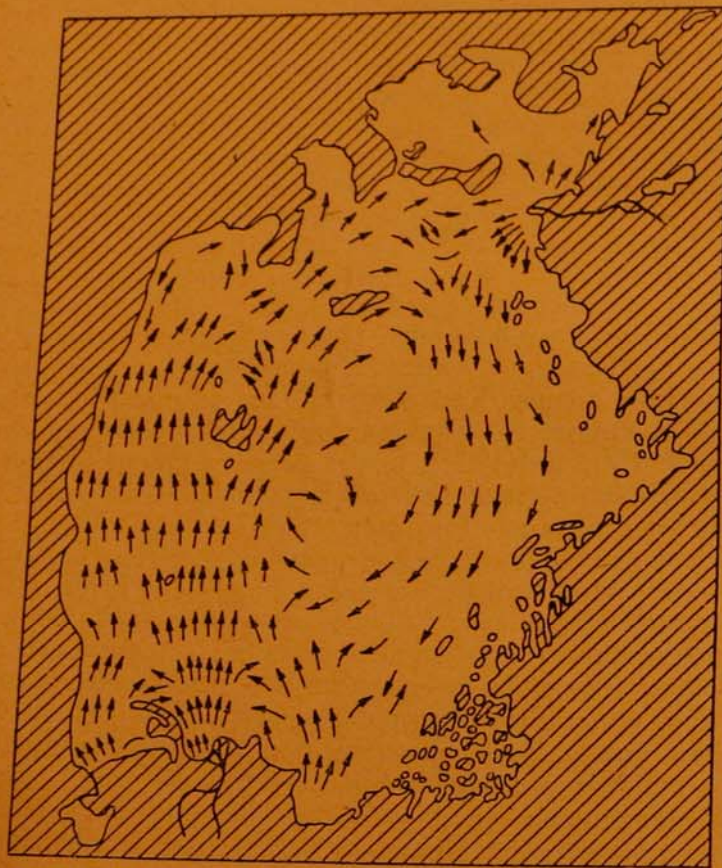


Рис. 8. Схема течений в Аральском море (по Жданко, 1940).

чения при сгонах и нагонах возникают также в узкостях, особенно у восточного побережья Арала (в проливах, узяках и култуках). Все эти течения участвуют в формировании берегов.

Арал является солоноватым водоемом. Соленость его вод ($10,3\text{‰}$) близка к солености Северного Каспия (до 10‰), но ниже, чем в Среднем и Южном Каспии ($12\text{--}13\text{‰}$). Самая малая среднегодовая соленость — $3,3\text{‰}$ — присуща южной части Аральского моря (Муйнак) и объясняется поступлением сюда пресных вод Аму-Дарьи. Наибольшая средняя годовая соленость (около

12‰) отмечена в мелководной восточной части Арала (о. Уйлы), в култуках же она может достигать $80\text{--}150\text{‰}$.

Небольшая соленость Аральского моря, удивительная при его бессточности и пустынном окаймлении, долгое время оставалась необъяснимой. Лишь благодаря исследованиям Л. К. Блинова (1956) стало ясным, что большая часть солей, представленных трудно растворимым углекислым кальцием, выпадает в осадок на дно моря. Вследствие этого в воде Арала остается только около $\frac{1}{3}$ всего солевого выноса рек — примерно около 13 млн т. Затем он обратил внимание на несоответствие приходной и расходной частей водного баланса, выраженное в некотором превышении расхода над приходом. Он установил, что причина этого заключается в фильтрации морской воды через пересыпи в мелководные озера, где уровень не меняется даже в летнее время, причем осенью вода становится очень соленой. Указанное количество растворимых солей при нынешней средней солености $10,3\text{‰}$ содержится в $1,26\text{ км}^3$ воды. Это как раз то количество воды, которое путем фильтрации постоянно уходит через береговые пески в прибрежные озера и там испаряется. В результате на Аральском море устанавливается солевой баланс. Как увидим ниже, эти данные имеют важное значение для понимания некоторых особенностей формирования аридных берегов.

Коротко ознакомимся с температурным режимом Арала.¹ Благодаря своему мелководию и интенсивности солнечной радиации Аральское море в летний период сильно прогревается (на юге, востоке и в центре моря — до самого дна). Поверхностные воды в разных частях моря имеют в июле среднюю температуру от 23 до 25° . В мелководных култуках восточного и южного побережий отмечалась температура воды свыше $+35^\circ$. Отрицательные температуры воды ($0,1\text{--}0,7^\circ$) наблюдаются в январе—феврале. Нагревание моря начинается с апреля, как только Арал освобождается ото льда.

Лед на Арале появляется в середине ноября, с понижением температуры до $-0,7^\circ$. Устойчивое замерзание с образованием припая начинается в конце ноября на севере и в начале декабря — на востоке, во второй половине декабря — на юге, а в январе — на западе. Вскрывается море в южной части обычно в середине марта. Таяние льда заканчивается к концу марта или в начале апреля. В конце апреля и даже в мае полное очищение ото льда происходит только на крайнем северо-востоке. Таким образом, в северной части ледяной покров в среднем держится 140—150 дней, а в южной — 110—120 дней и, следовательно, в течение довольно длительного времени берега не подвергаются воздействию волн.

¹ В соответствии со спецификой нашей работы мы не будем касаться распределения солености и температуры воды по вертикали.

Фауна и флора Аральского моря отличаются бедностью видового состава, а также общей малочисленностью организмов. Бедность объясняется прежде всего геологической молодостью этого замкнутого водоема, который лишь временами сообщался с Каспием (посредством Узоя), Азовским, Черным и Средиземным морями (через Кумо-Манычский пролив). Из Средиземного моря в Арал проникли только двустворчатый моллюск — съедобная сердцевидка и цветковое морское растение — зостера, а из Каспия — двустворчатые моллюски — адакна, дрейссена и некоторые другие. Большинство пресноводных видов сформировалось в самом Аральском море. Увеличению численности обитателей моря препятствовали резкие различия в солености воды, которые вызывались неоднократными поворотами Аму-Дарьи то в Арал, то в Каспий. Неблагоприятными в этом отношении были и климатические условия, выразившиеся в резких колебаниях температуры воздуха, что сказывалось на соответствующих изменениях в гидрологическом режиме вод.

Среди представителей флоры и фауны Арала нас будут интересовать прежде всего фито- и зообентос, поскольку некоторые из этих организмов оказывают определенное влияние на формирование берегов. Благодаря очень хорошей прозрачности воды здесь относительно развита донная растительность. Этим объясняется необычайное для морей насыщение аральских вод кислородом, концентрация которого здесь возрастает с глубиной. По биомассе первое место в фитобентосе Арала занимает морская трава зостера. Она произрастает на илисто-песчаном мелководье, преимущественно у северного или восточного побережий Арала. Глубже (до 26 м), на сером иле, располагаются подводные луга из зеленых водорослей вошерии и кладофоры. В изолированных бухтах с обычно сильно осолоненной водой на черном иле интенсивно развивается харовая водоросль. Она особенно распространена в бухтах юго-восточной части Аральского моря (Денгына, 1959). В пресных и солоноводных заливах обильно произрастает уруть. В прибрежной зоне, особенно в дельтах и в восточной части Арала, почти повсеместно распространены заросли тростника. Там же произрастают камыш, рдест (пронзеннолистный, блестящий, гребенчатый) и другие, занимающие довольно значительные площади (Доброхотова, 1954, и др.).

Среди донных животных организмов массовое развитие получили двустворчатые моллюски адакна и особенно дрейссена, которые составляют почти 95% всей биомассы. Местом обитания дрейссены обычно служит дно с отложениями серого ила, а вместе с адакной она встречается также и на относительно мелководном песчаном грунте. Гораздо меньше распространена съедобная сердцевидка, которая живет главным образом на песчаном дне

в прибрежной зоне на глубине 10—15 м (Хусаинова, 1954). Этот моллюск обитает в култуках района Уялы, где благодаря раннему прогреву вод соленость их повышена (Хусаинова, 1960).

Средняя масса бентоса Аральского моря равна 20 г/м², тогда как в Азовском море она составляет 210 г/м², т. е. в 10 раз больше. При этом в Аральском море биомасса фитобентоса в три раза больше биомассы зообентоса. В Азовском и других морях соотношение между ними обратное (Зенкович, 1947, 1955). И для Каспия, и в особенности для Арала характерно, что этот бентос приурочен в основном к побережьям с мягкими грунтами. Опираясь на эту особенность, М. С. Киреева и Т. Ф. Шапова относят Каспий к водоемам озерного типа (Зенкович, 1947).

ЛАНДШАФТЫ ПОБЕРЕЖИЙ

Побережье современного Арала подразделяется на несколько природных комплексов, которые можно рассматривать как ландшафты (в понимании С. В. Калесника, 1955). Выделением ландшафтов в Приаралье занимались А. В. Чигаркин (1959, 1960) и О. Н. Казакова (1960). Основываясь на их работах и на работах некоторых других авторов, а также на собственных наблюдениях, мы предлагаем различать на побережьях Аральского моря (рис. 6): аридно-останцовый ландшафт (1) Тургайского (Приаральского) плато; сыр-дарьинский аридно-дельтовый ландшафт (2), аридно-песчаный ландшафт Приаральских Кызылкумов (4); Каракумов (3); аридно-песчаный ландшафт (5) и аридно-столовый ландшафт Устюрта (6). Обзор ландшафтов Приаралья проведем в сравнительном плане, для чего они объединяются по сходным признакам в три группы: 1) аридно-останцовый и аридно-столовый ландшафты; 2) аридно-песчаные ландшафты и 3) аридно-дельтовые ландшафты.

Аридно-останцовый и аридно-столовый ландшафты Приаралья приурочены соответственно к южной окраине Тургайского плато и восточной части Устюрта. В строении этих районов участвуют меловые и третичные отложения преимущественно песчано-глинистого (Тургайское плато) и известняково-мергелистого (плато Устюрт) состава.

Рельеф обоих плато в общем равнинный, абсолютные высоты не более 220—250 м. Особенно ровной поверхностью отличается Устюрт; лишь местами рельеф его осложняется слабо выраженными грядами и западинами. Ограничивая Арал, Устюрт образует ровную абразионную береговую линию. На Тургайском плато широко распространены столовые останцы, разделяемые замкнутыми понижениями, где обычны солончаки, соры и пересыхающие соляные озера. Несколько разнообразят рельеф бугристые пески Больших и Малых Барсуков. Для Тургайского плато характерна

абразионно-аккумулятивная береговая линия с лопастным расчленением.

Здесь нет гидрографической сети (если не считать пересыхающие соляные озера). Исключительная скудость поверхностных (да и подземных) вод обусловлена аридностью климата, для которого особенно характерны высокая температура летом (июль), достигающая на Тургайском плато 27.3° .¹ В это время года здесь очень низка относительная влажность воздуха — 25%. Осадков на Тургайском плато выпадает чрезвычайно мало — 91 мм в год, причем максимум их приходится на весенний период. К сожалению, мы не располагаем данными по климату плато Устюрт. Исходя из физико-географических особенностей, можно лишь предполагать, что климат его не менее континентальный.

В климатических условиях Тургайского плато на бурых почвах и солончаках может существовать, и то крайне изреженная, полынно-солянковая растительность пустынь; во впадинах же с солончаками доминируют почти чисто солянковые ассоциации. Растительность на песках более разнообразна — злаки и полыни. Восточному Устюрту свойственна полынная растительность в сочетании с солянковой, произрастающей на серо-бурых пустынных почвах. Только на юго-востоке Устюрта в растительном покрове становится преобладающим пустынно-солянковый комплекс, сочетающийся с полынной ассоциацией.

Аридно-песчаные ландшафты Приаралья распространены в виде почти сплошной полосы на северо-востоке, востоке и юго-востоке Аральского моря — в наиболее пониженной части Туранской низменности. Составляющие эти ландшафты Приаральские Каракумы и Западные Кызылкумы отделены друг от друга лишь небольшим по площади ландшафтом дельты Сыр-Дарьи, присущим северной части Восточного Приаралья. Коренные породы здесь представлены все теми же песчано-глинистыми меловыми и третичными отложениями, обычно прикрытыми плащом четвертичного эолового песка. Таким материалом и образованы распространенные здесь эолово-аккумулятивные формы рельефа.

Для Приаральских Каракумов характерны бугристые и бугристо-грядовые пески, большей частью неподвижные. Между ними нередко располагаются понижения с сорами и такырами. Аккумулятивная береговая линия здесь довольно ровная.

В Западных Кызылкумах преобладают бугристо-грядовые и грядово-ячеистые формы рельефа, причем в значительной степени развеевые. Здесь особенно много сухих русел бывших рек, долины которых заняты обширными такырами. В межгрядовых понижениях встречаются солончаки и соляные озера. В резуль-

тате затопления морем окраины Западных Кызылкумов здесь и сформировался аральский тип бухтового аккумулятивного берега.

Для климата описываемых ландшафтов характерна аридность, условия которой здесь до некоторой степени осложняются довольно значительным грунтовым увлажнением. Последнее связано с тем, что в силу малой капиллярности песков горизонт пресных грунтовых вод залегает близко от поверхности. Указанная особенность климата больше всего проявляется в Приаральских Каракумах (Чигаркин, 1959). Лето здесь жаркое (в июле 26.3°). Относительная влажность воздуха в это время еще довольно мала — 32%. Осадки выпадают в большем количестве, чем в Северном Приаралье, — 113 мм в год. В Западных Кызылкумах, судя по общим зональным признакам, осадков выпадает меньше, а испаряемость еще значительнее, чем в Приаральских Каракумах. В последних благодаря грунтовым водам пустынная растительность — полынно-разнотравная и солянковая ассоциации — относительно обильная. При этом разнотравная (эркеково-белопольная и эркеково-зеленопольная) ассоциация приурочена к недоразвитым песчаным почвам, а солянковая — к солончакам и такырам. В песках Кызылкумов распространены полынные белосаксаульники, в прибрежной же зоне развиты сочносолянковые ассоциации на солончаковых почвах.

Аридно-дельтовые ландшафты Приаралья занимают все южное побережье Арала (дельта Аму-Дарьи) и северную часть восточного побережья (дельта Сыр-Дарьи). В ландшафтном облике между обеими дельтами имеется большое сходство, так же как и между описанными выше аридно-песчаными ландшафтами, хотя каждый из них в то же время характеризуется индивидуальными чертами.

Дельтовые ландшафты представляют собой молодые низменные аллювиальные образования, заметно отличающиеся в физико-географическом отношении от прилегающих пустынь. Такие ландшафты формируются под влиянием гидрологического режима рек (Казакова, 1960). Под этим же влиянием климатические условия приобретают черты, сближающие их с климатом оазисов (Сапожникова, 1952). Высокие температуры воздуха летом несколько умеряются, относительная влажность воздуха увеличивается (Бабушкин, 1959). Соответственно здесь преобладает уже гидроморфное почвообразование (болотные, луго-болотные и луго-солончаковые почвы). Широкое распространение наряду с травяной получает древесная и кустарниковая растительность. Береговая линия здесь имеет клювовидный (дельта Сыр-Дарьи) и лопастевидный (дельта Аму-Дарьи) очертания.

Однако дельтовые ландшафты Аму-Дарьи и Сыр-Дарьи имеют и определенные различия в силу климатических особенностей, связанных с их территориальным положением. В условиях дельты

¹ По данным метеостанции Саксаульская.

Сыр-Дарьи июльская температура воздуха характеризуется $26,1^{\circ}$ при относительной влажности 30%. В год здесь выпадает 118 мм осадков. В дельте Аму-Дарьи при столь же высокой июльской температуре — $26,3^{\circ}$ ² — отмечается довольно значительная относительная влажность воздуха — 46%, а в годовом количестве осадков насчитывается 105 мм. Повышенная влажность воздуха по сравнению с дельтой Сыр-Дарьи обуславливает некоторое ослабление испарения.

В условиях аридного климата в дельтах (по мере их роста) формируются почвы и растительность пустынного облика. Так, на плоских водоразделах еще обводненной части дельты Сыр-Дарьи с течением времени образуются луго-болотные «опустынивающие», а также пухлые и корко-пухлые почвы, где отмирающий тростник заменяется галофитами, например тамариском, на обсохшей же части дельты формируются такыровидные почвы под биюргуном (Боровский, 1953). Аналогичным образом, но более интенсивно гидроморфные почвы превращаются в автоморфные и в дельте Аму-Дарьи. Это приводит к образованию здесь таких типичных пустынных почв, как такырные, солончаковые и др. (Кимберг, 1959).

ОСНОВНЫЕ ФАКТОРЫ ФОРМИРОВАНИЯ БЕРЕГОВ В АРИДНЫХ УСЛОВИЯХ

Обстоятельное исследование побережий невозможно без предварительного изучения воздействия на них сложно сочетающихся геоморфологических факторов, проявляющихся в различной природной обстановке по-разному.

С точки зрения проявления климатической зональности факторы формирования берегов можно подразделить на зональные (подчиненные условиям климатической зональности), азональные (не зависящие от зональных воздействий климата) и переходные (занимающие промежуточное положение между первыми двумя выделенными группами) (табл. 1).

К группе азональных факторов можно отнести: 1) геологическое строение побережья; 2) макрорельеф прилегающей суши и 3) вертикальные (тектонические) движения. Несмотря на кажущуюся «пассивность» азональных факторов, в ряде случаев именно они предопределяют эволюцию побережий. Их можно объединить в группу преимущественно геогенных факторов развития берегов.

В группе переходных процессов и факторов формирования берегов мы различаем: 1) волнение; 2) колебания уровня моря; 3) ветровые течения; 4) аллювиальные процессы в дельтах; 5) эрозионные процессы; 6) оползневые процессы; 7) суффозион-

ные и карстовые процессы. Эти факторы играют наиболее существенную роль в формировании берегов Арала, особенно волнение, колебания уровня водоема и аллювиальные процессы (в дельтах). По своей природе почти все переходные факторы являются гидрологическими. Поэтому мы объединим их в подгруппу преимущественно гидрогенных факторов формирования берегов.

Таблица 1
Схема классификации природных процессов и факторов формирования берегов Арала

Группы процессов и факторов	Подгруппы процессов и факторов	Факторы и процессы
Азональные.	Преимущественно геогенные.	Геологическое строение побережья. Макрорельеф прилегающей суши. Вертикальные движения побережья.
Переходные.	Преимущественно гидрогенные.	Волнение. Колебания уровня водоема. Ветровые течения. Эрозионные процессы. Дельтовые процессы. Оползневые процессы. Суффозионные и карстовые процессы.
Зональные.	Климатогенные.	Выветривание. Аридная денудация. Золовые процессы. Аккумуляция солей. Воздействие льда.
	Органогенные.	Фитогенные процессы.

К группе зональных процессов и факторов формирования берегов можно отнести: 1) выветривание, 2) аридную денудацию, 3) золовые процессы, 4) аккумуляцию солей, 5) воздействие льда, 6) фитогенные и 7) зоогенные процессы. Роль их в различных физико-географических условиях далеко неодинакова. Перечисленные факторы большей частью являются чисто климатическими. В связи с этим нам представляется, что в группе зональных факторов необходимо выделить подгруппы климатогенных и органогенных факторов формирования берегов.

Наконец, необходимо остановиться на таких факторах, как пространство и время, также играющих свою роль в формировании берегов. В современной геоморфологии при изучении берегов фактору времени стали уделять все большее внимание, чего, к сожалению, нельзя сказать о факторе пространства. Предлагаемая схема классификации факторов формирования берегов Арала построена с учетом фактора пространства.

¹ По данным метеостанции Казалинск.

² По данным метеостанции Муйнак.

Глава III

РАЙОНИРОВАНИЕ БЕРЕГОВ

В настоящее время уже проведено районирование берегов некоторых морей и водохранилищ (Зенкович, 1958; Лымарев, 1959д; Леонтьев, 1960а, 1961; Коновалов, 1960, и др.). Однако в разработанных схемах районирования авторами не подчеркивается роль ландшафтно-климатических условий формирования берегов.¹ Значение этих условий становится очевидным даже на примере абразионных берегов Черного моря: в степной (побережье Одессы) и субтропической (побережье Сухуми) зонах влияние их различно, хотя механизм волнения у того и другого побережья действует одинаково. В условиях сильного увлажнения в районе Сухуми дельтовый выступ формируется даже у такой небольшой реки, как Гумиста. Здесь абразия явно уступает дельтовым процессам, хотя побережье вовсе не отмелое. В условиях засушливого климата на побережье в районе Одессы господствует интенсивная абразия, сочетающаяся с оползновыми процессами. Здесь небольшие степные реки отличаются малым жидким и твердым стоком, и поэтому они не способны воспрепятствовать абразивной деятельности даже при относительной мелководности побережья.

На Каспии заметно различие между береговыми процессами на юго-западе (побережье субтропического Талыша) и северо-западе (побережье пустынной Прикаспийской низменности). Так, эволюция лагун в пустынном Северо-Западном Прикаспии ведет их к усыханию и постепенному заполнению эоловыми осадками благодаря господствующим здесь аридным условиям, в субтропическом же Юго-Западном Прикаспии лагуны постепенно выполняются преимущественно аллювиальным материалом, приносимым обильными здесь текучими водами. В связи с этим в первом случае эволюция лагун заканчивается образованием солончаков, а во втором — болот («морцов»).

¹ За исключением О. К. Леонтьева (1961), которым при районировании берегов Каспия в известной мере учитывается и влияние климатических условий.

Неодинаковы береговые процессы, протекающие и в дельтах Аральского моря — Аму-Дарьинской и Сыр-Дарьинской, хотя обе они находятся в зоне пустынь. Объяснение такого несходства необходимо искать прежде всего в различии ландшафтно-климатических условий северной и южной частей Арала.

СХЕМА РАЙОНИРОВАНИЯ БЕРЕГОВ АРАЛА

Из сказанного следует, что при районировании берегов ландшафтно-зональные особенности побережий игнорировать нельзя. В связи с этим, как отмечалось ранее, необходимо обособить наиболее крупную единицу — береговую зону, основываясь на ландшафтно-климатическом принципе. Соответственно положению Арала в пустынной зоне побережья его и приобрели специфический аридный облик, позволяя отнести их к аридной береговой зоне.

В условиях Аральского озера-моря за основную единицу районирования принимаются береговые районы, обособленные на основе ландшафтно-морфологического принципа. Здесь четко выделяются 6 береговых районов, совпадающих с приморскими частями ранее районированных ландшафтов (ландшафтных районов). Так, в северной части Арала могут быть обособлены береговые районы: 1) Тургайский (южная окраина пустынно-останцового Приаральского или Тургайского плато); 2) Приаральско-Каракумский (приморская часть песчаной пустыни Приаральские Каракумы) и 3) Сыр-Дарьинский (современная пустынная дельта Сыр-Дарьи). Подобные территориальные единицы (районы) различаются и в южной, более обширной части Арала: 4) Кызылкумский (приморская часть песчаной пустыни Кызылкумы); 5) Аму-Дарьинский (современная пустынная дельта Аму-Дарьи) и 6) Устюртский (восточная окраина пустынно-столового плато Устюрт) (рис. 9).

Среди береговых районов обеих частей Арала обращает на себя внимание некоторая природная аналогия. В самом деле, определенные черты сходства свойственны коренным берегам Тургайского и Устюртского плато, что можно объяснить интенсивным проявлением в том и другом случае аридной денудации. Некоторое подобие (в силу одинаковых эолово-аккумулятивных процессов) можно заметить и между наносными берегами районов, где море граничит с песчаными пустынями — Приаральскими Каракумами и Западными Кызылкумами. Заметно схожи также и береговые районы аккумулятивного типа, приуроченные к дельтам Сыр- и Аму-Дарьи; в формировании последних решающее значение, как известно, имеют аллювиальные отложения.

Однако между всеми перечисленными районами существуют и определенные различия, связанные с их географической широтой, что позволяет нам ввести такую промежуточную единицу

Схема зонально-регионального разделения берегов Арала

Таблица 2

Группы районов	Районы	Подрайоны	Группы участков	Участки
Североаральская.	Тургайский (Приаральский).	Западнотургайский.	Чернышевская.	Каратамакский. Кумсуатский. Собственно Чернышевский. Южнокуландинский.
			Тушибаская.	Востокукуландинский. Собственно Тушибасский. Южнокаратупский.
		Востоchnотургайский.	Шевченковская.	Востоchnокаратупский. Собственно Шевченковский. Южночубарский.
			Бутаковская.	Востоchnочубарский. Собственно Бутаковский.
	Приаральско-Каракумский (приморский). Сыр-Дарьинский (дельтовый).	—	Сарышганакская.	Южнококтырнакский. Востоchnококтырнакский. Собственно Сарышганакский.
Южноаральская.	Кызылкумский (приаральский).	Уялинский.	—	Аральский. Бугуньский.
			Уялинская приморская. Уялинская приматериковая.	Карашаланский. Аккольский.
	Амударьинский (дельтовый).	Акпеткинский.	—	Узынкаирский. Собственно Уялинский.
			—	Куван-Дарьинский. Джаны-Дарьинский.
	Устюртский (приаральский).	Южноустюртский.	—	Тайлакджегенский. Нурбайский.
			—	Джилтырбасский. Сарбасский. Аджибайский.
	Североустюртский.	Центрально-устюртский.	—	Тигровый. Собственно Муйнакский.
			—	Кызылкаирский. Куштаусский. Улькентумсыкский. Актумсыкский. Дуанский. Актыкендинский. Байгубекмурунский.

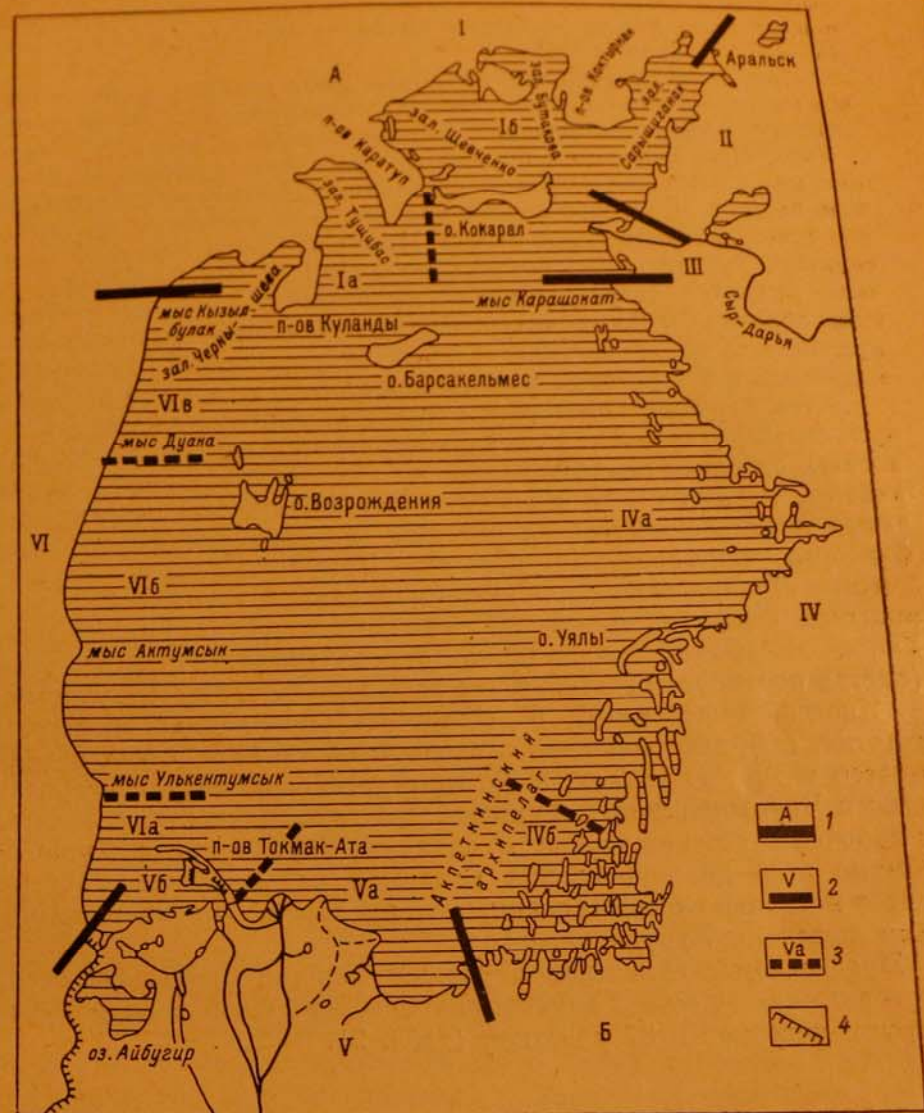


Рис. 9. Схема районирования берегов Арала.

1 — границы групп районов: А — Североаральская, Б — Южноаральская;
2 — границы районов: I — Тургайский, II — Приаральско-Каракумский,
III — Сыр-Дарьинский, IV — Кызылкумский, V — Аму-Дарьинский,
VI — Устюртский; 3 — границы подрайонов: Ia — Западнотургайский, Ib — Восто-
чнотургайский, IVa — Уялинский, IVb — Акпеткинский, Va — собственно
Аму-Дарьинский, Vb — Муйнакский, VIa — Южноустюртский, VIb — Цент-
ральноустюртский; 4 — чинк Устюрта.

районирования, как группа районов. Так, выделяются аридные Североаральская и Южноаральская группы береговых районов, граница между которыми проходит примерно по параллелям 45—46° (Иванов, 1956).

При делении районов на подрайоны, участки и подучастки мы придерживаемся морфогенетического принципа, который применялся при районировании берегов Арала и ранее (Лымарев, 1959д). При выделении подрайонов необходимо обращать внимание на результаты действия главнейших факторов в формировании берегов. Последним, как правило, соответствует закономерное сочетание ряда типов берега. Примером такого деления может служить Тургайский район (абразионно-аккумулятивный берег с преобладающим абразии) и Восточнотургайский подрайон (абразионно-аккумулятивный берег со значительной аккумуляцией). Каждый из выделенных 9 береговых подрайонов разделяется на участки.

В тех случаях, когда район имеет малую протяженность, например Сыр-Дарьинский, и характеризуется природной однородностью, он сразу подразделяется на участки без деления на подрайоны. Участки и подучастки выделяются преимущественно по особенностям проявления геолого-геоморфологических факторов формирования берегов. Примером могут служить участки Приаральско-Каракумского района: Бугуньский — тростниковый берег и Аральский — выровненный аккумулятивный. Участкам обычно свойственно определенное сочетание типов (иногда подтипов) берегов. Всего выделено 37 береговых участков.

Иногда выделенные в обширных подрайонах береговые участки, сформировавшиеся в сходной обстановке, легко объединяются в группы. Так, в Западнотургайском подрайоне различаются Чернышевская и Тушибасская группы участков, которые приурочены соответственно к заливам Чернышева и Тушибас. Обычно этой дополнительной единицей районирования охватывается несколько тесно связанных типов берега. На берегах Арала нами выделено 7 групп участков.

Предлагаемая схема районирования берегов Аральского озера моря включает в себя 2 группы районов, 6 районов, 9 подрайонов, 7 групп участков и 37 участков (табл. 2).

СЕВЕРОАРАЛЬСКАЯ ГРУППА БЕРЕГОВЫХ РАЙОНОВ

Для этой группы характерны черты, обусловленные положением рассматриваемых берегов в полосе (подзоне) северных пустынь Турана. Поскольку указанная группа районов выделена по ландшафтно-зональному признаку, остановимся на некоторых особенностях основных зональных компонентов, таких как климат, почвенный и растительный покров. К сожалению, о климате береговой зоны Североаральской группы районов приходится судить лишь по данным единственной здесь метеорологической станции Аральское море. Согласно этим данным, в общем пустынный климат здесь характеризуется жарким летом и холодной зимой. Средняя годовая амплитуда температуры воздуха составляет 39,8°, а абсолютная почти вдвое больше — 78°. Осадков за год выпадает всего 113 мм. Формирующийся здесь почвенно-растительный покров носит полупустынный характер. Так, в Северном Приаралье распространены бурые пустынно-степные почвы с солонцами и солончаками, распределение которых совпадает с изогиями 100—200 мм в год (Ван Ан-чю, 1961). В растительном покрове преобладает полынно-солянковая ассоциация, местами с примесью степных злаков.

Несмотря на значительное влияние этих зональных компонентов, роль первоначального геоморфологического устройства прилегающей суши, взаимосвязанного с остальными природными факторами, настолько значительна, что она и определила основные особенности морфологического облика побережий. На этой ландшафтно-морфологической основе мы и выделяем следующие районы: 1) Тургайский — абразионно-аккумулятивный берег, образовавшийся под воздействием моря на пустынно-останцовом плато Северного Приаралья; 2) Приаральско-Каракумский — аккумулятивный берег, сформировавшийся в результате затопления слабо всхолмленных песков Приаральских Каракумов, и 3) Сыр-Дарьинский — аккумулятивный берег, образовавшийся здесь уже благодаря вторжению аллювиальных материалов, отлагающихся в море.

Берега этого района протягиваются от урочища Каратамак на северо-западе до Аральской бухты на северо-востоке Аральского моря (рис. 10). Извилистая береговая линия, имеющая лопастный характер, образует пять крупных заливов (Чернышева, Тушибас, Шевченко, Бутакова, Сарышиганак) и четыре полуострова (Куланды, Каратуп, Чубар, Коктырмак). Такое расчленение, как известно, обусловлено присутствующей здесь серией синклиналей и антиклиналей, которые выходят к побережью Северного Приаралья. Широко распространены песчано-глинистые третичные породы, а более древние меловые и четвертичные отложения развиты довольно слабо. Среди последних в береговой зоне представлены главным образом пески морского происхождения как древнеаральского, так и современного возраста. Меньшее значение имеют золотые пески, а также аллювий.

Для этого берегового района характерна пустынная платообразная поверхность с максимальной высотой 226 м (северное побережье зал. Бутакова). Значительное развитие имеют и низменные берега с относительной высотой всего в несколько метров. Некоторая часть поверхности прибрежной зоны занята отрогами песков Малых Барсуков и песками п-овов Куланды и Коктырмак. На высоких берегах, особенно в западной части, много оврагов и оползней, отсутствует постоянная гидрографическая сеть.

Дно у высоких берегов сравнительно приглубое (10-метровая изобата в северо-западном углу зал. Тушибас, например, проходит в 540 м от берега). Наоборот, у низких берегов обычно образуются песчаные аккумулятивные формы, а также лагуны и соры. Здесь побережье мелководное (10-метровая изобата удалена от берега в северо-восточном углу зал. Бутакова, например, на 4,5 км). У отмелей берегов заметную размывающую роль играют нагонные явления, связанные с сильными юго-западными ветрами. Последние сопровождаются штормовым волнением, оказывающим большое влияние на абразионные процессы у приглубых участков побережий. Господствующие северо-восточные ветры обуславливают преимущественно сгон вод. Меньшее берегоформирующее значение имеют поступающие в море аллювиальные выносы из довольно крупных оврагов и балок, в которых образуются водотоки в короткие периоды весеннего таяния снега.

Первоначальное лопастное расчленение наложило заметный отпечаток на морфологию берегов Северного Приаралья. Здесь выступающие участки обычно являются абразивными, а вогнутые — аккумулятивными. В результате сочетания этих типов побережья и созданся описываемый абразионно-аккумулятивный

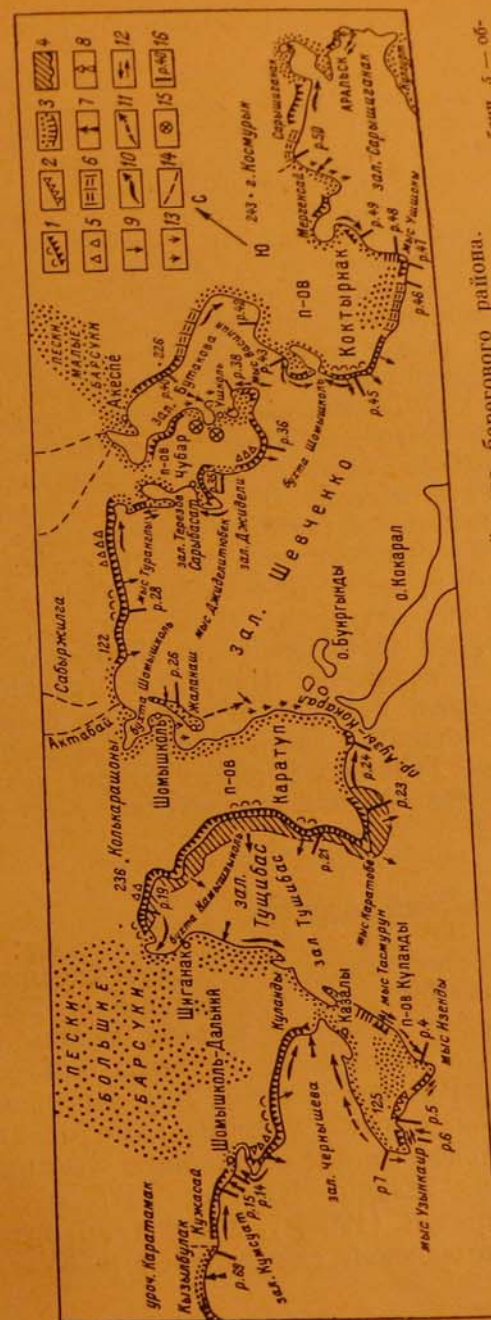


Рис. 10. Схема морфодинамики Тургайского берегового района.

1 — активный клиф с оползнями; 2 — отмерший клиф; 3 — уступы разрыва на аккумулятивных формах; 4 — беч, 5 — обвалыно-осыпные формы; 6 — аридно-денудационные формы; 7 — поступление тонкого материала; 8 — поступление аллювиального материала; 9 — вынос материала на глубину; 10 — продольное перемещение наносов (современное); 11 — продольное перемещение наносов (древнее); 12 — миграция наносов; 13 — заросли тростника; 14 — крупные овраги и балки; 15 — соры; 16 — морские разрезы.

береговой район. При этом в размещении элементов лопастного побережья наблюдается определенная закономерность (Лымарев, 1960а).

1. Северные берега заливов обладают абразионным обликом, осложненным оползнями, аридной денудацией, выравниванием. Такие побережья имеют наиболее крутой подводный склон и останцы древнеаральской террасы; те же особенности присущи почти всем южным побережьям полуостровов.

2. Западным берегам заливов свойствен аккумулятивный и абразионно-аккумулятивный характер, вследствие чего здесь нередко мелководные заливчики-бухты и разнообразные современные наносные формы, подводный склон которых весьма полог и осложнен песчанно-ракушечными валами.

3. Восточные побережья заливов представляют собой преимущественно абразионно-аккумулятивные образования, из которых составлены участки абразионно-выровненного берега с наносными формами. Эти побережья сходны с западными берегами заливов, но обладают более значительным уклоном дна.

Наряду с указанной общностью в морфологии этих берегов можно подметить и некоторые (наблюдаемые с запада на восток) различия: уменьшение прибрежных глубин и ослабление абразионных и оползневых процессов и обвалов.¹ Основной причиной такого различия служит затухание (к востоку) складчатости, а также то, что западная часть Северного Приаралья в отличие от восточной открыта волнению. Природной границей между ними служит о. Кокарал, который отделяет на северо-востоке Арала Малое море от остальной части водоема — Большого моря.

На этом основании Тургайский район можно разделить на два береговых подрайона — Западнотургайский и Восточнотургайский.

Западнотургайский подрайон

Он располагается между Устюртским береговым районом и проливом Аузы-Кокарал, отделяющим о. Кокарал от п-ова Каратуп. Подрайон включает в себя заливы Кумсуат, Чернышева и Тушибас, а также п-ова Куланды и Каратуп (исключая восточное побережье последнего). Для подрайона характерна платообразная поверхность, максимальные отметки которой приурочены в береговой зоне к останцовым возвышенностям на северных побережьях заливов Кумсуат (175 м), Тушибас (184 м) и на п-ове Каратуп (190 м). Вследствие прохождения здесь Челкарской и Джиланской синклиналей и Куландинской

антиклинали в районе имеются как погруженные толщи третичных (преимущественно глин с линзами песчаника), так и приподнятые пласты меловых отложений (преимущественно мелоподобных известняков).

В таких природных условиях создается побережье, которое характеризуется абразионно-аккумулятивным типом, т. е. представляет собой чередование типично абразионных участков с аккумулятивными. Такое чередование получает четкое выражение в пределах заливов Чернышева и Тушибас и омываемых ими п-овов Куланды и Каратуп. Таким образом, Западнотургайский подрайон можно подразделить на две группы участков — Чернышевскую и Тушибасскую.

Чернышевская группа участков располагается между Устюртским береговым районом и мысом Изенды на п-ове Куланды, обрамляя почти весь зал. Чернышева. Особенно выделяются абразионные берега (например, северное побережье зал. Чернышева) благодаря отвесности склона и относительно большой высоте клифа, достигающей 70—80 м. Между частыми конусами осыпей пляжа обычно нет, здесь он завален глыбами песчаника, и потому кое-где образуются небольшие карманные пляжи из плохо окатанной гальки. Встречаются участки клифа, осложненные оврагами и балками с висячими устьями, а также оползнями (шириной до 400 м).

Таким образом, абразионные берега представлены в Чернышевской группе участков обвальным, оползневым и выровненным типами. Все они характеризуются выпуклым, довольно крутым (до 0.017)¹ подводным профилем. Аккумулятивные берега составлены тремя современными формами — надводной террасой, косой и барами, которые сложены песчано-ракушечным материалом с примесью гальки. Самой крупной из них является надводная терраса. Она отчетливо выражена в урочище Каратамак и на западном побережье п-ова Куланды. Небольшие косы отчленяют бухты в вершине зал. Кумсуат и в северном углу зал. Чернышева. Бар отчленяет типичный лагунный берег на юге п-ова Куланды. Подводный склон аккумулятивных форм отличается большой отмелостью (в среднем до 0.0066).

На рассматриваемом побережье могут быть выделены участки, каждый из которых составлен чередующимися абразионными и аккумулятивными отрезками. Это Каратамакский, Кумсуатский, собственно Чернышевский и Южнокуландинский.

Каратамакский участок включает в себя побережье одноименного урочища, которое находится на стыке с Устюртским береговым районом. Его плавно вогнутая береговая линия имеет большой радиус. Почти в середине этой вогнутости к морю от-

¹ В этом же направлении изменяется глубина залегания зоны аккумуляции илов в среднем с 10 до 7 м на западе и с 7 до 4 м на востоке района.

¹ Крутизна подводного склона для Северного Приаралья вычисляется до глубины 10 м, ниже которой обычно начинается зона подводной аккумуляции.

крывается устье крупной балки Кужасай, в прибрежье глубины довольно значительные. Для данного участка особенно характерна тесная взаимосвязь абразионного и аккумулятивного отрезков, поэтому рассмотрим его более подробно.

Юго-западный отрезок участка занят отложениями надводной аккумулятивной террасы, имеющей близ урочища Кызылбулак ширину всего 25—30 м. Терраса постепенно расширяется в северо-восточном направлении, достигая на девятом километре (у устья Кужасая) максимальной ширины 220 м. Она сложена песчано-ракушечным материалом, который образует плохо выраженные, покрытые травянистой растительностью береговые валы высотой в среднем менее 1 м и понижения между ними, где близ береговой линии растет редкий кустарник. Задняя часть террасы несколько приподнята (примерно на 1 м над ур. м.) и прислонена к отмершему клифу высотой около 25 м, сложенному коричневой гипсоносной глиной. В настоящее время терраса подвержена размыву. В результате перед пляжем повсеместно сформировался уступ размыва высотой порядка 1 м. В основании разреза этого уступа выходят сине-зеленые глины (чеганского возраста) мощностью до 0.5 м. Они венчаются песками с раковинами; следовательно, это древнеаральская терраса. Крутизна подводного берегового склона совсем незначительная — всего 0.007. Характерно, что в профиле подводного склона на глубинах около 2, 5, 7 м ясно выражены перегибы, носящие характер террас. Особенно отчетливо терраса вырисовывается на глубине 4—5 м, ширина ее приблизительно 600 м.

Совершенно другое строение имеет северо-восточная (к востоку от Кужасая) часть Каратамакского участка, представляющая собой в основном абразионно-оползневый берег. Береговой обрыв, наибольшая высота которого 75 м, сложен глинами, перекрытыми песчанистыми породами с линзами железистого песчаника. На всем протяжении этого берега образовались 1—2 оползневых террасы. В подножии клифа хорошо выражен навал валунов из железистого песчаника.

Сопоставляя аккумулятивный и абразионный подучастки, можно заметить, что в своем развитии они тесно связаны друг с другом. Плавный абразионный выступ на северо-востоке участка защищает прилегающую к нему часть аккумулятивной террасы от абразии. Это защитное влияние все меньше сказывается на юго-западе, что приводит к заметному сокращению ширины террасы.

Кумсуатский участок имеет более сложное строение: его составляют абразионный и аккумулятивный берега, связанные между собой зал. Кумсуат, имеющим небольшую площадь при значительной максимальной глубине (20 м). В вершине его отделилась лагуна-бухта Шомышколь со своеобразной береговой морфологией.

По обе стороны лагуны-бухты Шомышколь располагаются абразионные берега. С запада к вершине залива примыкает отрезок типично абразионно-оползневого берега, весьма сходного по строению с описанным выше абразионно-оползневым берегом Каратамакского участка. Восточная же часть зал. Кумсуат, а также смежное с ним на востоке урочище Карзунды имеют берега преимущественно абразионно-обвального происхождения. Абразионно-обвальный тип представлен высоким береговым обрывом (вы-

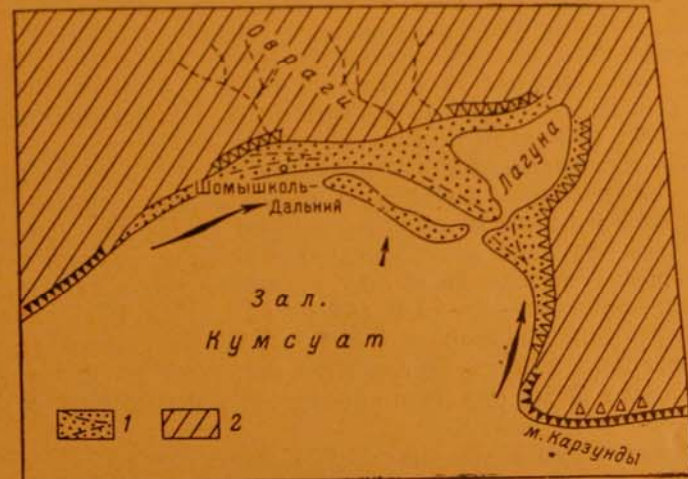


Рис. 11. Схема строения участка берега у Шомышколя-Дальнего.

1 — аккумулятивные формы с береговыми валами; 2 — коренная суша. Остальные условные обозначения те же, что и на рис. 10.

ше 35 м), сложенным чеганскими глинами с включениями сидеритовых песчаников. У подножия клифа имеется глыбовый навал из указанных сидеритов и обвальных масс. В вогнутостях береговой линии еще сохранились фрагменты абрадируемой древнеаральской террасы, которая достигает в среднем ширины 10 м и длины до нескольких километров при высоте 2—2.5 м.

Как отмечалось выше, особое место на описываемом участке занимает северное побережье зал. Кумсуат, где возникло наносное образование, почти перегородившее вершинную часть залива (рис. 11). Прежде эта часть залива представляла собой клинообразную бухту, окаймленную со стороны суши древнеаральской террасой, ширина которой достигает в настоящее время 60—100 м при высоте около 2 м. Упомянутая терраса обрамлена отмершим, но хорошо сохранившимся клифом из глинистых песков (высота 5—7 м). Местами он расчленен небольшими

оврагами. Со стороны моря бухта отделяется перемычкой из трех аккумулятивных образований: косы (в западной и центральной части), аккумулятивного выступа (в восточной части) и бара (в центральной и восточной части). Между косой и аккумулятивным выступом еще сохранился узкий проход, который соединяет с заливом небольшую лагуну-бухту Шомышколь. Наиболее крупной формой из трех наносных образований является коса длиной около 1.5 км. Эта коса состоит из слабо выраженных береговых валов, покрытых зарослями тростника, которые сложены преимущественно песками с примесью песчаниковой гальки и ракушки. Ранее уже указывалось (Лымарев, 1957а), что на аккумулятивном выступе лучше всего прослеживаются два древних галечно-песчаных вала высотой 1 и 2 м. В 1849 г. А. И. Бутаков (1872) наблюдал здесь три вала. Теперь оказалось, что один из них (самый низкий) — мористый вал — смыт.

Берег, примыкающий к основанию косы с запада, представляет собой песчано-ракушечную современную террасу¹ протяжением около 3.5 км и шириной 30—90 м. На террасе располагаются уже частично переработанные ветром береговые валы и в приурезовом понижении между валами — узкая лагуна. Песчаный пляж неширок — 8—10 м (на нем 28 июля 1954 г. мы обнаружили фестоны размером 5×1.5 м). Современная терраса везде переходит в древнеаральскую шириной не более 20 м и высотой около 2 м; она соприкасается с невысоким отмершим клифом.

Прибрежное дно в вершине зал. Кумсуат отмелое, с уклоном 0.011. Для верхней части подводного склона характерны располагающиеся здесь 2—3 подводных вала, сложенные песком с примесью ракушки. Ниже в профиле этого склона замечается перелом, после которого уклон уменьшается до 0.0087 и в песчаных грунтах появляется примесь ила (рис. 12, разр. № 14; табл. 3).

Генезис рассматриваемого побережья зал. Кумсуат представляется довольно сложным: это побережье включает в себя, как было показано, четыре аккумулятивные формы, тесно взаимодействующие между собой, а также с замыкающими их абразионными берегами. Образование комплекса рассмотренных форм связано с формированием сперва современной террасы (к юго-западу отсюда располагалось абразионное побережье — источник наносов), а затем возникший здесь поток наносов по заполнению и выравниванию первичнопологой вогнутости берега встретился с береговым выступом, от которого и начала расти коса. По мере развития коса стала преградой для небольшого потока наносов, сформировавшегося у восточного абразионного берега зал. Кумсуат. В результате постепенно увеличивался аккумулятивный выступ, что сопровождалось общим обмелением ранее приглубого

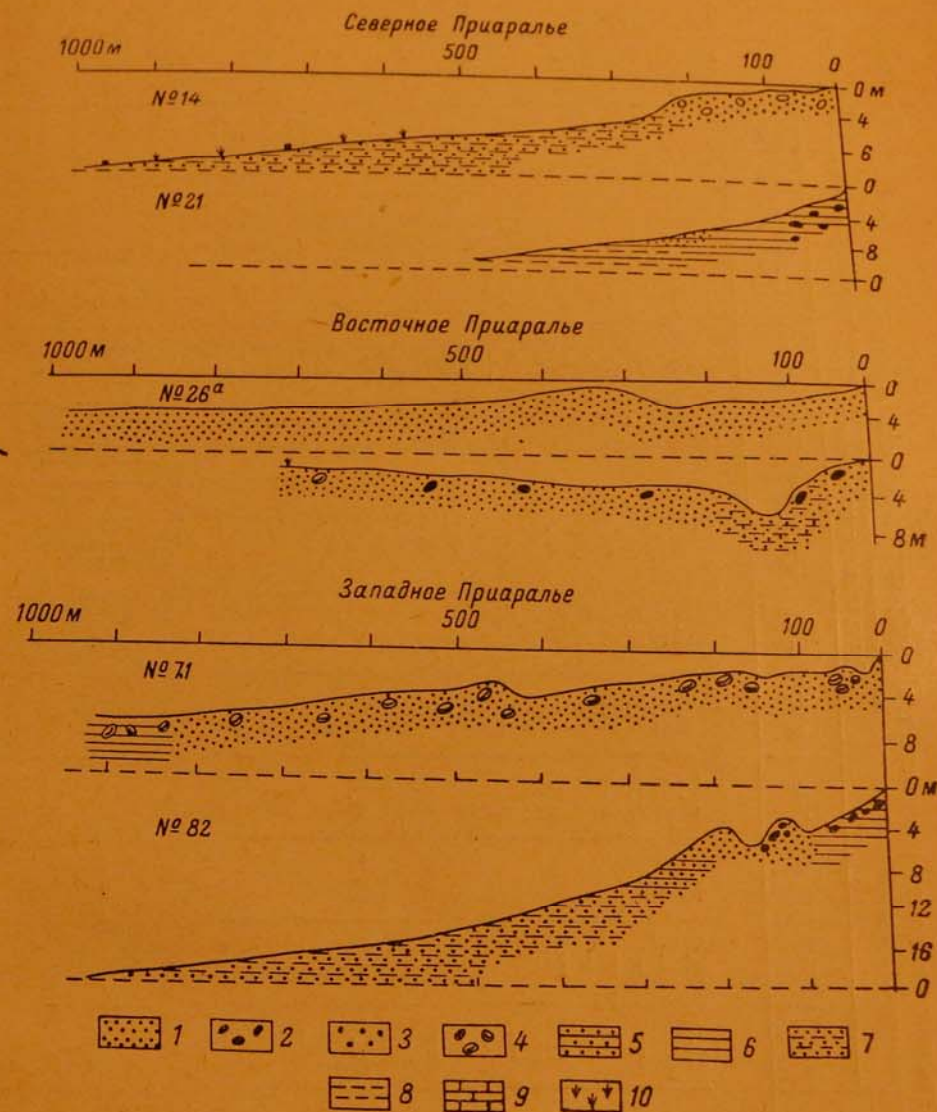


Рис. 12. Характерные профили подводных береговых склонов Аральского моря.

1 — песок; 2 — глыбы; 3 — галька; 4 — ракушка; 5 — илистый песок; 6 — глина; 7 — песчаный ил; 8 — ил; 9 — известняки и мергели; 10 — водоросли.

¹ Здесь находится рыбпункт Шомышколь-Дальний.

Механический состав пляжных и прибрежных наносов Аральского моря

Таблица 3

Таблица 3 Гранулометрический состав, вес. %	№ раз- реза	№ стан- ции	Глубина, м	Гранулометрический состав, вес. %	Северное Приаралье	Восточное Приаралье								
14	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
21	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
26а	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
14	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
21	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
26а	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
14	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
21	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
26а	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
14	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
21	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
26а	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
14	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
21	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
26а	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
14	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
21	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
26а	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
14	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
21	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
26а	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
14	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
21	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
26а	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
14	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
21	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
26а	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
14	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
21	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
26а	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
14	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
21	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
26а	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
14	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
21	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
26а	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
14	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
21	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
26а	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
14	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
21	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
26а	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
14	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
21	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
26а	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
14	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
21	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
26а	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
14	0	1	2	3	4	5</								

Таблица 3 (продолжение)

№ раз- реза	№ стан- ции	Глубина, м	Гранулометрический состав, вес. %												
			40-20	20-10	10-5	5-2	2-1	1-0.5	0.5- 0.25	0.25- 0.10	0.10- 0.05	0.05- 0.01	0.01- 0.005	0.005- 0.001	0.001
26а	8	1						4.0	40.0	32.0	24.0				
	10	2						2.0	57.0	23.0	18.0				
	12	3						2.0	44.0	24.0	29.0	1.0			
	14	4						14.0	59.0	17.0	9.0	1.0			
	0	Пляж.						3.0	62.0	24.0	11.0				
27а	2	1						4.0	56.0	20.0	18.0	2.0			
	4	2						4.0	63.0	16.0	16.0	1.0			
	6	3						12.0	58.7	14.1	14.1	1.1			
	8	4						40.0	30.0	10.0	15.0	5.0			
	10	5						15.9	6.5	0.5	34.5				6.7
	12	6.6						40.0		2.4	27.6				9.5
	15	5						3.0	39.0	25.0	33.0	2.0			0.3
	17	2								21.0	34.9				
71	0	Пляж.													
	1	1	3.5	1.0	2.0	47.0	42.5	2.5	18.0	1.0	0.5	1.0			
	2	0.95					18.0	54.0	22.0	19.0	9.0	1.0			
	3	1.5					4.0	55.0	19.0	11.0	1.0				
	5	2.5					10.0	60.0	20.0	9.0	1.0				
	6	1.7					12.0	58.0	26.0	15.0	1.0				
	8	4					9.0	49.0	20.0	22.0	1.0				
	2	4					2.0	55.0	20.0	22.0	1.0				
	4	2					14.0	27.0	17.5	31.4	1.0				
	4	4					14.0	29.0	58.0	6.0	1.0				
	5	2.9					6.0	42.0	32.0	23.0	1.0				
8	4					2.0	42.0	7.0	74.2						
82	4	7					1.0	10.5							
	4	7													
	4	7													
71	0	Пляж.													
	1	1	3.5	1.0	2.0	47.0	42.5	2.5	18.0	1.0	0.5	1.0			
	2	0.95					18.0	54.0	22.0	19.0	9.0	1.0			
	3	1.5					4.0	55.0	19.0	11.0	1.0				
	5	2.5					10.0	60.0	20.0	9.0	1.0				
	6	1.7					12.0	58.0	26.0	15.0	1.0				
	8	4					9.0	49.0	20.0	22.0	1.0				
	2	4					2.0	55.0	20.0	22.0	1.0				
	4	2					14.0	27.0	17.5	31.4	1.0				
	4	4					14.0	29.0	58.0	6.0	1.0				
	5	2.9					6.0	42.0	32.0	23.0	1.0				
8	4					2.0	42.0	7.0	74.2						
82	4	7					1.0	10.5							
	4	7													
	4	7													

побережья зал. Кумсуат и привело к усилению роли поперечных перемещений наносов, которые образовали бар. Есть основания утверждать, что дальнейшая эволюция этого берега будет направлена на полное замыкание лагуны-бухты Шомышколь с обмелением побережья у одноименного с ним рыбопромыслового пункта. Собственно Чернышевский участок (между мысами Карзунды и Узынкаир) занимает глубокую вогнутость, образу-

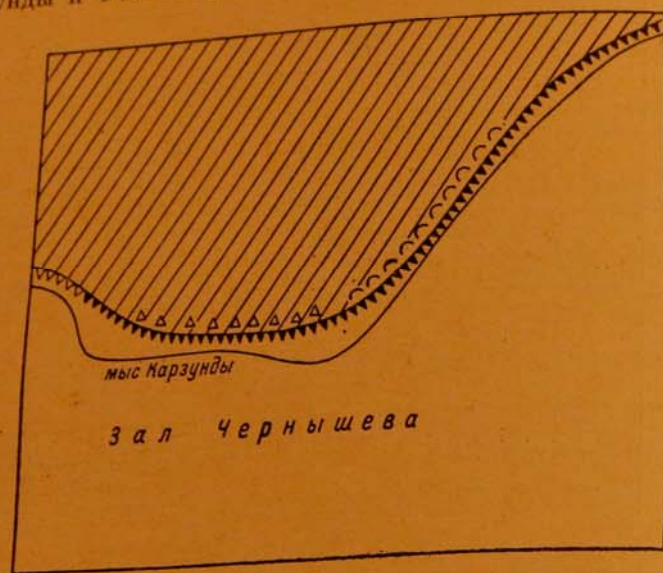


Рис. 13. Схема строения участка берега на севере зал. Чернышева.

Условные обозначения те же, что и на рис. 10.

мую береговой линией одноименного залива. Этот залив с наибольшей глубиной 44 м с северо-запада и севера обрамлен отвесными обрывами Приаральского плато, а с северо-востока, востока и юго-востока — довольно низменными берегами п-ова Куланды. Только на юге и юго-западе акватория залива имеет прямую связь с Аральским морем. Данный участок может быть разделен на три подучастка — северный, восточный и южный, каждый из которых характеризуется своей морфологией. Северный подучасток располагается между мысом Карзунды и северным углом зал. Чернышева. Здесь сформировался коренной берег высотой 30—80 м и крутизной подводного склона до 0.017. В нем сочетается несколько абразионных типов (рис. 13). Описываемое побережье подвергается интенсивным абразионным и эрозионным процессам, а также процессам выветривания, случаются обвалы, оползни. Все это разрушает коренные породы, представленные

главным образом плотными чеганскими глинами с пропластками сидеритового песчаника, в результате чего здесь можно наблюдать все три типа абразионного берега, встречающиеся на Аральском море, — абразионно-оползневой (в середине), абразионно-обвальный и абразионно-выровненный (к западу и востоку от берега предыдущего типа). Ровная береговая линия лишь кое-где изукрашена едва заметными неровностями, образуемыми обвалами.

Южный подучасток непосредственно с севера примыкает к мысу Узынкаир. Побережье сложено почти исключительно морскими кварцевыми песками. Местами вдоль уреза воды располагаются дюны (около десятка гряд) высотой более 10 м. Между дюнами, сложенными эоловыми песками п-ова Куланды, расположены котлованы выдувания с поперечником больше 100 м и глубиной в 5—10 м. В результате абразии берег образовал полого-выпуклую дугу. Мелкая изрезанность ее объясняется внедрением моря в междюнные понижения, к крупным же дюнам приурочены плавные выступы берега, которые имеют клиф высотой более 10 м. Песчаный пляж у его подножия узкий (всего 0.5—1.5 м). Уклон дна у одного из таких выступов берега (0.015) не уступает уклону дна у абразионного коренного берега на северо-западе зал. Чернышева. Почти прямолинейный профиль подводного склона этого берега имеет лишь малозаметную вогнутость. В верхней части подводного склона (до глубины 4 м) дно устлано кварцевым песком. Те же пески между изобатами 4 и 7 м имеют примесь ила и ракушки. На глубине 10 м глина и ил покрыты тонким слоем кварцевого песка. Указанные особенности профиля подводного склона и распределения грунтов свидетельствуют о почти завершившемся переходе бывшего аккумулятивного берега в абразионный.

Восточный подучасток охватывает западное побережье п-ова Куланды и занимает в собственно Чернышевском участке промежуточное положение. Здесь большое развитие получили аккумулятивные формы — коса и надводная терраса, вследствие чего береговая линия, образующая крупную вогнутость, довольно значительно изрезана. На побережье залегают преимущественно древнеаральские песчаные отложения с раковинами. Мощность этих отложений достигает нескольких метров, а ширина береговой полосы, образованной ими, достигает 1—2.5 км. К окраине этой полосы подходят четвертичные эоловые пески п-ова Куланды. Они образуют холмы, возвышающиеся над низменным побережьем на 6—8 м.

Древнеаральская терраса с максимальной шириной в 2.5 км (вершина зал. Чернышева), составляющая береговую зону, почти всюду окаймлена современной аккумулятивной террасой, которая сложена в основном песчаными береговыми валами. В вершине зал. Чернышева имеется лагуна-бухта, сходная по генезису с описанной выше лагуной в зал. Кумсуат, но только меньшего

размера. Вероятно, это свидетельствует о далеко зашедшей здесь эволюции лагуны; весь же западный берег п-ова Куланды с примкнувшей террасой характеризуется выровненной аккумулятивной формой.

Среди аккумулятивных образований выделяется коса Казалы длиной около 1,5 км, замыкающая вершину зал. Чернышева с юго-востока и вытянутая в север-северо-восточном направлении. Коса сложена двумя системами песчаных береговых валов. С внешней стороны ее образуют валы северо-восточного простирания. В настоящее время это плохо сохранившиеся гряды высотой 3—4 м и длиной около 50 м. Внутренняя сторона косы сложена низкими (приблизительно 1,5 м) валами, ориентированными на север-северо-запад.

В связи с повышением уровня Арала в последние годы восточная часть косы сильно подтоплена, а западная подверглась еще большему размыву. Продукты размыва и образуют подводное продолжение косы у северной ее оконечности; ими же постепенно заносится бухта Казалы, отчлененная косой от зал. Чернышева. Бухта с максимальной глубиной в западной части 4,2 м (промер 1954 г.) имеет примерно те же размеры, что и коса. Вершина бухты, где удобно расположился рыбопромысловый пункт Казалы, не защищена лишь от волнения северных румбов.

Коса обязана своим возникновением плавному выступу, расположенному в 2,5 км к югу от основания косы. Выступ окаймлен наиболее узкой (10—15 м) в этом месте древнеаральской террасой высотой около 1,5 м. К северу терраса расширяется до 1 км (у основания косы). Здесь, как и на внешней стороне косы, береговые валы имеют северо-восточное простирание, современная же береговая линия ориентирована на север-северо-восток. На террасе обнаружены обломки мелоподобного известняка, идентичного известняку мыса Узынкаир. Все это позволяет считать, что коса образовалась в результате торможения у берегового выступа потока наносов, поступающих с юга. Впоследствии при господствующем северо-восточном волнении невысокие валы стали наращиваться со стороны самой бухты.

Южнокуландинский участок располагается между мысами Узынкаир и Изенды. Линия берега в общем образует плавновогнутую дугу. Прибрежное дно очень отмелое. Средняя часть участка является аккумулятивным образованием, а краевые — абразионным. Из последних более простое строение имеет восточный отрезок, представляющий собой абрадируемую древнеаральскую террасу, сложенную песчано-ракушечным материалом. Внешний край террасы везде образует клиф высотой до 2 м. Береговая линия сравнительно ровная. Это типичный абразионно-выровненный берег.

Западный отрезок участка занят песчаным массивом — мысом Узынкаир, представляющим собой размываемый аккумулятивный

выступ в виде почти равнобедренного треугольника длиной около 3,5 км. У конца его располагается подводная гряда длиной в несколько километров. Сложена она мелоподобным известняком. Ближе к восточной части основания аккумулятивного выступа располагается овальный холм (высота около 15 м), который был описан еще А. И. Бутаковым. В подножии этот холм сложен тем же мелоподобным известняком, носящим следы былой абразии. Самое интересное, что кварцевые пески с ракушками *Cardium edule* L., которыми сложен аккумулятивный выступ, обнаружены в указанных известняках на высоте 12 м над уровнем Арала. Столь значительную высоту, на которой оказались древнеаральские осадки, можно объяснить лишь вертикальными движениями, связанными с Куландинской антиклиналью. В отношении аккумулятивного выступа Узынкаир можно предположить, что существующая здесь и поныне подводная коса из известняка во время древнеаральской трансгрессии служила преградой для наносов, которые переносились волнением с северо-запада и северо-востока, где в то время располагались абразивные берега, сложенные известняками. Аккумуляция отложений особенно усилилась в последующую эпоху регрессии, которая в конце концов сменилась современной трансгрессией Арала.

Средний отрезок участка является типичным лагунным берегом (рис. 14). На этом побережье следует выделить внутреннюю часть, которая представляет собой древнеаральскую террасу шириной от 200 м до 1 км и более. Со стороны суши местами она ограничена крутыми склонами отмершего клифа высотой 10—15 м. Этот клиф прекрасно прослеживается по всему южному берегу п-ова Куланды благодаря белизне слагающих его мелоподобных известняков. Обращают на себя внимание сохранившиеся в отмершем клифе абразивные формы — кажущиеся совсем свежими обрывы, выемки в его подножии.

Древнеаральская терраса, заросшая тростником, образует ровный береговой контур. Внешняя часть описываемого побережья образована песчано-ракушечной пересыпью длиной около 7 км и шириной в среднем 100—250 м. Эта пересыпь отчленяет от моря лагуну примерно такой же длины и около 0,5 км ширины. Приблизительно посередине пересыпь прорвана узкой протокой с глубиной около 0,5 м. В теле пересыпи можно видеть два береговых вала, заросших тростником. О современном размыве пересыпи свидетельствуют миниатюрные клифы, полувывытые корни тростника в прибрежье, некоторая изрезанность линии берега при общей выдержанности его направления. Вдоль берега вытянуты четыре аккумулятивных островка в лагуне, а также аккумулятивные образования косы с несколькими отростками в его западной части. На очень отмелом подводном склоне (уклон до 0,01) в верхней части располагается 4—5 валов, сложенных кварцевым песком со значительной примесью ракушки. Мористый

вал расположен на глубине 3 м. По всей вероятности, пересыпь и аккумулятивные островки являются типичными барами, образованными путем поперечного перемещения наносов при некотором участии обломочного материала, переносимого вдоль берега со стороны мысов Изенды и Узынкаир. Продольное перемещение наносов подтверждается, в частности, существованием косы, отходящей на восток-северо-восток от северо-восточной части основания мыса Узынкаир, к которой впоследствии примкнул одним

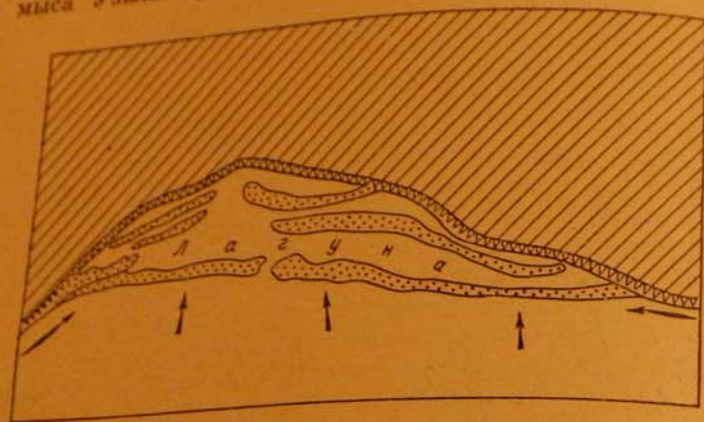


Рис. 14. Схема строения лагунного берега на юге п-ова Куланды.

Условные обозначения те же, что и на рис. 10.

своим концом бар. Подъем уровня нынешнего Аральского моря привел к образованию различных форм размыва, вероятно, временного характера.

Тушибасская группа участков (между мысом Изенды и проливом Аузы-Кокарал) охватывает восточное побережье п-ова Куланды, берег зал. Тушибас и южное побережье п-ова Каратуп. Береговая линия в общем дугообразная, имеет сравнительно небольшие изгибы. Лагуны-бухты здесь образовались лишь в северо-западном углу залива и на его западном побережье. Абразионный облик свойствен северному и восточному побережьям залива, а аккумулятивный — западному берегу.

Аккумулятивные формы рельефа побережья представлены современными надводными террасами, аккумулятивными выступами, косами и даже томболо. Вместе с тем почти повсеместно встречаются следы разрушающего действия моря (образование берегового уступа). Так же энергично абрадируются фрагменты древнеаральской террасы, совершенно уничтоженной на разных участках побережья. Эта терраса обычно находится на высоте 2—2.5 м. Ниже ее, на высоте около 1.5 м, кое-где располагается

новоаральская терраса, сложенная песчано-галечными береговыми валами. Характерно, что аккумулятивные участки обладают волнистым профилем подводного склона с несколькими подводными валами и перегибами профиля на глубине приблизительно 2, 4, 7 и 9 м при общей малой крутизне прибрежного дна (в среднем 0.005).

Хорошо выраженные абразионные берега здесь часто имеют вид стен высотой до 120 м (мыс Каратобе). Как правило, клифы расчленены широкими балками. Значительно распространены и оползни. У подножия клифов обычно формируется узкий пляж из песчано-галечного материала. Местами пляж совершенно не выражен, зато четко прослеживается подводная абразионная терраса. В таких условиях уклон дна достигает максимальной для данного района величины (0.018).

Указанные морфологические черты берегов подрайона позволяют выделить здесь три участка — Восточнокуландинский, собственно Тушибасский и Южнокаратунский.

Восточнокуландинский участок располагается между мысом Изенды и рыбопромысловым пунктом Куланды. Линия берега в середине участка образует пологовыпуклую дугу (мыс Тасмурун), переходя по обеим сторонам в плавные вогнутости примерно того же радиуса. К указанным вогнутостям и приурочены различные аккумулятивные формы. Прибрежье участка очень отмелое, особенно в северной части.

Мыс Тасмурун представляет собой округлый выступ берега высотой до 30 м. Он сложен преимущественно глинистыми песками с прослоями песчаника. Подножие его завалено глыбами песчаника, которые защищают мыс от размыва. Эти глыбы образуют бенч в виде прибрежной полосы шириной более 250 м.

Расположенные по обе стороны мыса плавные вогнутости береговой линии сходны с описанным выше образованием на южном побережье п-ова Куланды. Южная вогнутость образована пересыпью, в теле которой можно различить береговые песчано-ракушечные валы древнеаральского возраста, окаймленные со стороны моря современными песчаными валами. За этой пересыпью располагается небольшая лагуна-озеро. Такое строение пересыпи имеет до самого мыса Изенды, где оно еще более осложняется в связи с участием ее в создании другой аккумулятивной формы — томболо. Аналогичным строением характеризуется и северная вогнутость береговой линии участка. Здесь также имеется лагуна, которая, однако, отделена от моря косой, еще не превратившейся в пересыпь. Следовательно, в первом случае мы имеем дело с выровненным берегом, а во втором — с бухтовым (с аккумулятивными формами).

Массив мыса Изенды — единственный на Арале томболо. Как уже было сказано, в районе мыса Изенды наблюдаются выходы нуммулитовых известняков морского палеогена, обнажающихся

на юго-восточном крыле Куландинской антиклинали. Эти выходы образуют четыре отдельных массива — островки Изендыарал и Токпак-Кызаулие, а также береговые возвышения, расположенные к северо-востоку и юго-западу от рыбопромыслового пункта Изенды. По-видимому, нуммулитовые пласты обнажались еще в виде двух огромных скал, располагавшихся, по данным А. И. Макшеева (1851), в версте к югу от мыса Изенды. Работая в этом районе, мы наблюдали лишь подводные камни, в которые с тех пор, должно быть превратились эти скалы в результате интенсивной абразии.

Из указанных коренных массивов в геоморфологический комплекс мыса Изенды непосредственно входят обе береговые возвышенности, соединенные с п-овом Куланды низменной аккумулятивной сушей, в также изолированный в настоящее время проливом известняковый островок Изендыарал.

Как показывает рис. 15, средний массив (собственно мыс Изенды) соединен с западным массивом и коренным берегом п-ова Куланды серией береговых валов различных генераций, которые в совокупности создают томболо (перейму). Это достаточно четко прослеживается благодаря тому, что береговые валы сложены из галечного или песчано-галечного материала.

Прежде всего бросается в глаза генерация песчаных и галечных валов (а), которые причленяются к западному массиву и уходят в северо-западном направлении к лагуне-озеру, образуя пересыпь древнеаральского возраста. Характерно, что галька состоит преимущественно из песчаника и мелоподобного известняка, по составу схожего с породами мыса Тасмурун. Исключительно галечным материалом, но уже из нуммулитового известняка представлена вторая генерация валов (б), которая обрамляет с запада нуммулитовый массив, ныне являющийся собственно мысом Изенды.

Указанные валы обрисовывают выступ аккумулятивной суши, обращенной к первой системе береговых валов. Между ними, образуя своей внешней стороной пологовогнутую дугу, располагается третья генерация валов (в), сложенных песчаным материалом с небольшой примесью гальки из нуммулитового известняка. В настоящее время пески валов взвезены в дюны высотой до 2,5—3 м.

Несколько севернее названной наносной перемычки находится четвертая генерация валов (г), которая также соединяет друг с другом первые две системы, но сложена песчано-галечным материалом. В результате между обеими ветвями-перемычками сформировалась вытянутая лагуна. Следы ее бывшего существования представлены понижением, частично занятым водой. Примерно такое же направление имеет пятая генерация валов (д) песчано-галечного строения, которая отчленяет вторую, более крупную лагуну. Наконец, еще севернее располагается современный берего-

вой вал (е), отделенный молодой лагуной от предыдущей системы валов. В отличие от вышеописанных на этой лагуне растет тростник. Примечательно, что на расстоянии только 350 м к северо-западу от массива современный вал сложен плохо окатанной галькой из нуммулитового известняка и переходит далее к северу в песчаный (с примесью гальки).

Судя по рассмотренным береговым валам, своим формированием пересыпь обязана довольно мощному потоку наносов. Эти

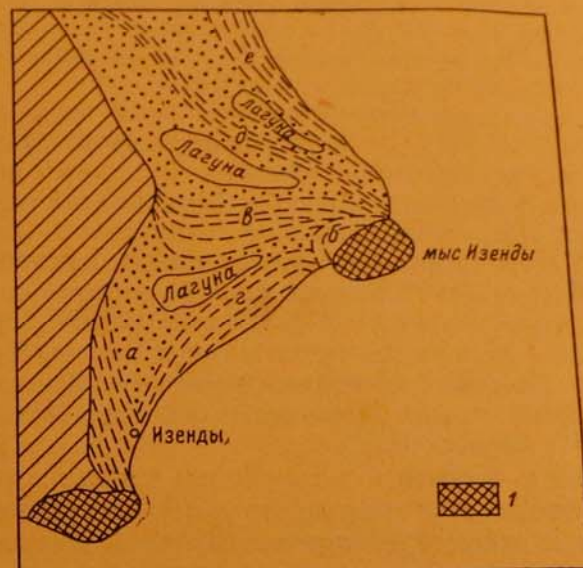


Рис. 15. Схема строения томболо мыса Изенды.

1 — известняковые массивы. Остальные условные обозначения те же, что и на рис. 10.

наносы образовались вследствие энергичной абразии выступающего мыса Тасмурун господствующим северо-восточным волнением во время древнеаральской трансгрессии. В результате этого образовавшаяся в то время широкая бухта, расположенная к югу от указанного мыса, начала заполняться наносами, создав первоначально аккумулятивную террасу в месте перелома береговой линии. Впоследствии абразия коренного выступа у мыса Тасмурун привела к отрыву от него косы, которая со временем превратилась в пересыпь, примкнувшую своим дистальным концом к западному нуммулитовому массиву мыса Изенды.

Так возникла лагуна, называемая ныне озером, или сором, Даукара. Следовательно, первая генерация валов (а), которая составляет тыловую часть мыса Изенды, является пересыпью. Одновременно с этим волны разрушили восточный нуммулитовый массив, что привело к формированию на его западной стороне

(в волновой тени) несколько береговых валов, создавших аккумулятивный выступ (б).

С возникновением обеих наносных форм водное пространство, отделявшее массивы друг от друга, несколько сузилось. Поэтому в последующее время при волнении северо-восточного направления наносы вынуждены были аккумулятивироваться в зоне блокировки, создав ветвь переи́мы (в). При волнении с юго-запада, более редком, сформировалось несколько валов с другой стороны, вследствие чего возникла вторая ветвь переи́мы (г) с лагуной-озером между ними. В дальнейшем образовалась генерация валов (д) с лагуной, а затем и современные береговые валы (е), отделяющие от моря самую молодую лагуну.

В настоящее время аккумулятивная суша мыса заметно размывается, что подтверждается рядом признаков: 1) затоплением морской водой зарослей кустарников; 2) характером верхней части профиля подводного склона и 3) изменениями в рельефе о. Изендыарал. Последние настолько значительны, что теперь на восточной его стороне нет тех пяти огромных камней, о которых писал А. И. Бутаков (1872), а на южной стороне — каналов проливания, охарактеризованных Л. С. Бергом (1902а, 1908), так как они уже срезаны морем. Не существует и наносной перемычки, соединявшей о. Изенды с нынешним мысом по крайней мере в течение всей второй половины прошлого столетия (Макшеев, 1851; Аленицын, 1877; Берг, 1908).

С начала XX в. в связи с повышением уровня Арала аккумулятивный переи́мек стал размываться. В настоящее время на месте перемычки существует пролив глубиной несколько больше 2 м. Если подъем уровня моря прекратится или, тем более, станет падать, в конце концов здесь снова образуется пересыпь, которая создаст новое томболо. К сожалению, на морской карте (изд. 1951 г.) эта переи́ма изображена по материалам А. И. Бутакова, т. е. 100-летней давности.

Собственно Тущи́басский участок располагается между рыбопромысловым пунктом Куланды и мысом Каратобе на п-ове Каратуп. Его береговая линия описывает кривую, не замкнутую с южной стороны, где зал. Тущи́бас с максимальной глубиной 31 м соединяется с открытым морем. Участок делится на два подучастка — преимущественно аккумулятивный западный (и северо-западный) и преимущественно абразионный восточный (и северо-восточный). Такое деление имеет и тектоническое обоснование.

Западный подучасток (рыбопромысловый пункт Куланды — северный угол зал. Тущи́бас) отмелый. В соответствии с подводным склоном находится и строение надводной части побережья. Весь западный берег зал. Тущи́бас представляет собой низменную полосу шириной в среднем 0,3 км. Она сложена преимущественно песчаными наносами, обрамляется невысоким клифом, а с морской

стороны — узким песчаным пляжем. Наносы образуют генетически разнородные аккумулятивные формы, местами переплетающуюся друг с другом. Наконец, следует указать на ровную береговую линию, оконтуривающую в северо-западном углу зал. Тущи́бас значительную бухту Камыслыколь.¹

Широкое распространение получили аккумулятивные надводные террасы. В большинстве случаев это три террасы общей шириной до 300—350 м. От отмершего клифа в сторону моря последовательно располагаются: 1) древнеаральская терраса шириной от нескольких десятков до сотен метров и высотой до 3 м, сложенная суглинистым материалом на зеленоватых глинах; 2) терраса из песчано-ракушечных отложений (береговых валов) шириной от нескольких метров до десятков метров и высотой 1,5 м (назовем ее новоаральской); 3) терраса шириной преимущественно до десяти и несколько более метров и высотой около 1 м, сложенная песчаным материалом (современным).

Особенно четко все эти террасы выражены к северо-западу от рыбопромыслового пункта Шиганак, где берег подвержен воздействию волнения лишь с севера и северо-востока, но оно здесь слабое вследствие небольшого разгона волн. И все же даже в этих условиях, при малой крутизне подводного берегового склона, террасы разрушаются и повсюду формируется миниатюрный клиф. Поэтому только кое-где еще сохранились остатки древнеаральской террасы.

Восточный подучасток (северный угол зал. Тущи́бас — мыс Каратобе) в отличие от западного характеризуется значительной приглубостью берега. Это объясняется тем, что восточная часть залива Тущи́бас находится в пределах Джи́ланской синклинали. Вдоль побережья почти повсеместно обнажаются коренные породы в обрывистом склоне высотой от 80 до 120 м над ур. м. Пляж обычно карманного типа. Подножия клифа часто завалены глыбами обломков пород. Береговой склон значительно расчленен оползнями и оврагами, особенно на западном побережье п-ова Каратуп. Хорошо развит здесь абразионно-оползневый берег, который характеризуется наиболее крутым надводным склоном — до 0,0185. Весь подводный склон (бенч) сложен плотными глинами чегана. В приурезовой полосе этого дна (до глубины 2—2,5 м) встречаются валуны и глыбы из песчаника. Только на 7-метровой изобате был обнаружен песчаный покров на глине, а на 10-метровой — илистые осадки. На профиле подводного склона отмечаются переломы на глубинах 2—2,5, 7—7,5 и 9—9,5 м (рис. 14, разр. № 21).

¹ Ее развитие во многом сходно с охарактеризованной выше лагуной-бухтой Шомышколь.

Береговая линия в общем слабо изрезана. В ее очертаниях можно подметить три плавные вогнутости, разделяемые едва выраженными выступами. Характерно, что к вогнутостям приурочены фрагменты древнеаральской террасы, а к выступам — абразионно-оползневый берег. Одна из этих пологовогнутых дуг расположена на юго-западе п-ова Каратуп, непосредственно к северу от одноименного мыса. Ей соответствует циркообразное понижение в рельефе побережья, представляющее собой древнеаральскую террасу шириной около 0,5 км. Терраса эта, высотой 4 м, сложена песчано-галечным материалом с битой ракушкой. Со всех окружающих склонов к террасе сбегает целая система саев (балок). Один свежий овраг врезаются в отложения террасы до нынешнего горизонта Аральского моря. Приблизительно в 50 м от современного абрадируемого берега вдоль террасы располагается древний береговой вал с относительно выветрелой галькой из песчаных пород. От этого вала галечная поверхность древнеаральской террасы заметно понижается, так что высота ее над Аралом составляет всего 1 м.

Морфологические черты древнеаральской террасы показывают, что вначале здесь преобладала абразия. Затем уровень Аральского моря несколько снизился, что привело к смене абразии аккумуляцией материала, в ходе которой образовался древний береговой вал, а затем по мере дальнейшего снижения уровня Арала — последующие более низкие валы. По-видимому, довольно интенсивно поднималась суша, так как только в этом случае древнеаральские осадки могли занять такое высотное положение.

Сказанное свидетельствует о былом существовании единой древнеаральской террасы вдоль всего юго-западного берега п-ова Каратуп; врезанные же до самого уровня моря узкие овраги, их сравнительная сохранность позволяют считать, что: а) стадия формирования сая была, по-видимому, довольно длительной и заключительные ее этапы синхронны древней трансгрессии Аральского моря; б) стадия развития оврага, более короткая, относится к последнеаральскому времени, когда побережье испытывало тектоническое поднятие (Лымарев, 1958б).

Южнокаратупский участок (мыс Каратобе — пролив Аузы-Юкарал) является промежуточным между береговыми подрайонами — Западнотургайским и Восточнотургайским. Береговая линия на этом участке в юго-западной половине его выпуклая, а в северо-восточной — вогнутая. Для последней характерны отменность дна и низменный облик побережья. Юго-западной же половине свойственны, наоборот, большая относительная высота берега и значительная приглубость дна.

Юго-западный подучасток примерно посередине образует плавный мысоподобный выступ. Он сложен песчано-глинистой толщей мощностью до 100—110 м. Береговой обрыв образует несколько

оползневых террас общей шириной до 300 м. В подножии мыса сформировался узкий пляж (1,5—2 м), сложенный песчанниковой галькой и глинистым катуном.

Северо-восточный подучасток, длиной порядка 10 км, представляет современную аккумулятивную террасу шириной свыше 300 м и высотой 1,5 м, образованную системой (более 20) береговых валов, сложенных галечным и песчано-галечным материалом. Своими очертаниями эти валы повторяют пологовогнутый береговой контур. Тыловая часть современной террасы примыкает к древнеаральской террасе. У последней хорошо сохранился обрыв высотой 3,5—4 м над ур. м. Поверхность в общем ровная, местами подвергалась воздействию весенних потоков, которые образовали эрозионные рытвины. На расстоянии несколько более 700 м терраса, незаметно повышаясь, подходит к отчетливо выраженному отмершему клифу. Высота линии прислонения древнеаральских осадков равна примерно 8 м над уровнем Арала. Высокое положение древнеаральской террасы обусловлено прохождением здесь затухающего продолжения Тасаранской антиклинали. В настоящее время западная часть террасы интенсивно размывается, где морские воды проникают в межваловую ложбину, образуя миниатюрные лагуны длиной 50—200 м при ширине 3—3,5 м и глубине до 0,5 м. Вероятно, некоторую роль в формировании их играет фильтрация морской воды через современный береговой вал. В восточной части террасы размыв выражен слабее, но и тут наносы смыты на протяжении около 200 м. Здесь сформировался абразионно-выровненный берег.

Несомненно, что возникновение современной террасы связано с заполнением южнокаратупской вогнутости побережья песчано-галечными наносами потока, перемещавшегося на северо-восток. Это подтверждается полным сходством петрографического состава песчанников в песчано-глинистых отложениях абразионно-оползневого берега на юго-западном участке и гальки из самой террасы.

В заключение характеристики данного подрайона сопоставим механический состав прибрежных грунтов, слагающих абразионный и аккумулятивный участки побережья. Оказывается, у коренного берега, сложенного преимущественно глинистыми породами, в наносах господствует пелитовая фракция; на ее долю на глубине 1 м приходится до 75%, остальное — на алевролит и отчасти песок (абразионно-оползневый берег на юго-западе п-ова Каратуп). Для менее значительных в подрайоне участков наносного берега на той же глубине характерно преобладание песчаных и алевролитовых частиц, остальные — гравий и песок — составляют примерно 25%; пелитовая фракция появляется начиная с глубины 4 м (коса в вершине зал. Кумсуат). Становится понятным, почему аккумулятивные береговые формы имеют здесь ограниченные размеры.

Этот подрайон протянулся от пролива Аузы-Кокарал до северного угла зал. Сарыпиганак. Он составлен побережьями заливов Шевченко, Бутакова и Сарыпиганак (западное и северное побережье последнего), п-овов Каратун (восточное побережье), Чубар и Коктырпак. Вследствие того что упомянутые заливы с юга прикрыты о. Кокарал, абразионно-аккумулятивные процессы здесь выражены слабее, чем на открытом побережье Северо-Западного Арала. Это не могло не сказаться на особенностях морфологии и динамики данного подрайона, несмотря на сходную с предыдущим подрайоном орографическую и геологическую обстановку. Здесь абсолютные отметки Тургайского плато составляют в среднем 180 м, достигая максимума в 226 м (на северо-восточном побережье зал. Бутакова). Для синклиналей описываемого подрайона характерны третичные отложения — олигоценного (в основном глины) и миоцена (преимущественно пески). В некоторых антиклиналях залегают породы только эоценового возраста (глинистые пески с прослоем кварцевого песчаника). Среди четвертичных осадков тут распространены все те же наносы морского происхождения (древнеаральские и современные).

Для берегового контура по-прежнему характерны лопастные очертания, предопределившие закономерное сочетание абразионных и аккумулятивных отрезков побережья со значительным развитием последних. Так же как и в вышеописанном подрайоне, эти отрезки побережья группируются в пределах крупных заливов, включая в себя и прилегающие полуострова. В соответствии со сказанным в Восточнотургайском подрайоне обособляются три группы участков — Шевченковская, Бутаковская и Сарыпиганакская.

Шевченковская группа омывается водами зал. Шевченко, расположена между проливом Аузы-Кокарал и мысом Василия, на п-ове Чубар. Береговая линия довольно сложного очертания образует заливчики-бухты в северо-западном и в северо-восточном углах зал. Шевченко.

Коренные берега обычно не превышают 50—70 м (северный берег зал. Шевченко и южное побережье п-ова Чубар). Вдоль почти всей группы участков протянулись пляжи, сложенные песчано-ракушечным материалом. Обращает на себя внимание наиболее интенсивное по сравнению с другими участками развитие оврагов и балок. Абразионным формам северного и отчасти северо-восточного побережий залива свойственна приглубость, поэтому максимальная крутизна дна в прибрежье здесь равна 0.0137. На подводном склоне обнаруживаются все те же перегибы в профиле, на глубинах порядка 2, 4, 7, 9 м.

Наносные формы берега представлены различными аккумулятивными образованиями: надводными террасами, косами и ба-

рами. Береговые вогнутости оформлены древнеаральской террасой, к которой, как и в предыдущем районе, примыкает более низкая новоаральская терраса из песчано-галечных отложений. Древнеаральская терраса местами имеет высоту 4—8 м над Аралом, что связано с антиклинальным характером их геологического строения. Значительная отнесенность подводного склона аккумулятивных берегов в среднем выражается уклоном 0.0027.

Здесь можно выделить участки — Восточнокаратунский, собственно Шевченковский и Южночубарский.

Восточнокаратунский участок, располагающийся между проливом Аузы-Кокарал и рыбопромысловым пунктом Шомышколь 1, имеет плавный выпукло-вогнутый береговой контур. В нем четко обозначились два примерно равных отрезка — выпуклый на юге и вогнутый на севере. Почти все побережье является аккумулятивным и сложено почти исключительно песчано-ракушечными отложениями древнеаральского и современного возраста. На нем кое-где произрастает тростник.

В южной части береговая линия сохраняет плавновыпуклый характер до пролива Аузы-Кокарал. Здесь располагается аккумулятивная надводная терраса шириной до 1.5 км и высотой около 1 м. Она образована береговыми валами из песка с примесью ракушки. Валу различаются с трудом, так как ветром они преобразуются в дюны. Наносная суша везде примыкает к отмершему клифу высотой не более 4—5 м, сложенному глинистыми породами. Характерными в облике данного побережья являются заросли тростника, которые образуют полосу шириной до 300 м. Вследствие этого пляж здесь не образуется. Хорошо выраженным признаком затопления служит то, что в исключительно отлогом побережье изобата 1 м располагается в 200 м от тростниковой поросли, т. е. в 0.5 км от уреза воды.

Образованием аккумулятивная терраса обязана расположению участка в юго-западном углу зал. Шевченко. В эпохи регрессии эта часть залива заполнялась наносами как с северо-запада, так и с востока. Отложению наносов тут способствовала экранирующая роль о. Буиргынды и др. Одновременно формировались бары. Обратный процесс вызван повышением уровня Аральского моря, благодаря чему в проливе Аузы-Кокарал возник подводный канал (по-местному «узак») глубиной около 3 м.

Северная вогнутая часть описываемого участка на севере прикрывается от волн сравнительно крупным о. Жалангаш. Открытый берег данного подучастка в настоящее время усиленно размывается. Местами древнеаральская терраса еще сохранилась, образуя абразионно-выровненный берег. Характерно, что здесь нет зарослей тростника. Закрытый же берег представляет собой песчано-ракушечное аккумулятивное образование шириной до километра и более при высоте примерно 2 м. Береговая зона поросла тростником.

Остров Жалангаш, вытянутый в северном направлении, имеет в длину около 9 км, наибольшую ширину приблизительно 3 км и высоту 15—18 м. Его южная, расширенная половина сложена чеганскими глинами, а северная — современным кварцевым песком с ракушкой. В настоящее время эти морские отложения образуют южное продолжение острова в виде песчано-ракушечной полосы шириной не более 100—120 м, протянувшейся вдоль его восточного коренного берега почти на 10 км. Остров Жалангаш обрамлен древнеаральской террасой того же строения, что и материк на траверсе острова. На древнеаральской террасе размещается рыбопромысловый пункт Жалангаш. Он находится на юго-западной стороне острова, омываемой проливом шириной несколько более 0.5 км. Пролив не порос тростником только в середине. Глубина его благодаря подводному каналу, промытому течением, 4—6 м. Для этих мест она считается значительной. Более мелководен пролив, отделяющий остров от материка на севере.

Что касается упомянутой узкой аккумулятивной полосы о. Жалангаш, то на ее вогнутом профиле подводного склона в пределах 2-метровой изобаты имеются два вала, намытых из светлого песка и ракушки. Здесь крутизна склона составляет 0.0164. Между глубинами 2—7 м уклон уменьшается до 0.007. На 7-метровой изобате светлый кварцевый песок сменяется серым песком с покровом глинистого ила. Особенности строения прибрежного дна и грунты рассматриваемой формы убеждают нас в баровом ее генезисе, причем подводный склон здесь усиленно перестраивается.

Собственно Шевченковский участок занимает наиболее вогнутую часть побережья зал. Шевченко — между рыбопромысловым пунктом Шомышколь 1 и мысом Джиделитюбек.¹ Здесь можно различить три подучастка — абразионный (с мысом Туранглы на севере) и аккумулятивные (на северо-западе и северо-востоке), где образовались лагуны-бухты, тесно связанные с первым подучастком.

Северная часть характеризуемого побережья отличается разнообразием типов. Здесь, как и по северному берегу зал. Чернышева, побережье отличается довольно значительной глубиной, особенно у мыса Туранглы. Последний содержит в себе наиболее типичные черты изучаемого коренного берега. Он имеет вид крупного округлого выступа высотой 100 м над ур. м. В подножии мыс сложен чеганскими глинами, покрытыми толщей песков, которые в свою очередь венчаются пачкой ожелезненного песчаника. Указанные геологические условия, а также приглубость берега благоприятствовали формированию здесь оползней на двух уровнях.

¹ Назван по одноименному урочищу в южной части этого мыса.

Подножие мыса завалено глыбами песчаника, обрушившегося на верхней толще отложений. Между отдельными глыбами сохранились карманные пляжи длиной 50—60 м и шириной 4—5 м, сложенные крупным песком, гравием, щебенкой и галькой из до глубины 4 м достигает 0.03. Грунт здесь представлен чеганской глиной с покровом серого песка. Эта же глина, но уже с илом выстилает дно на глубине 7 м.

По обе стороны от охарактеризованного абразионного берега линия его образует плавные изгибы. Едва выступающие в море пологие выступы имеют абразионный облик, вогнутости же, как правило, заполнены отложениями древнеаральского и современного возраста. К вершинам вогнутостей обычно приурочены устья крупных саев и оврагов. Так, своеобразным характером обладает побережье к западу от мыса Туранглы. Здесь береговая линия образует плавную дугу, замыкаемую выступом берега с отметкой 122 м. Последний благодаря округлой форме весьма сходен с мысом Туранглы, однако в отличие от него имеет абразионно-обвальный облик. Выступ сложен в основном плотными чеганскими глинами, прикрытыми ожелезненным песчаником. У его подножия часты осыпи, сужающие пляж до 1.5—2 м. Их слагают песок, гравий и галька из песчаника.

Интересен комплекс террас, занимающих вогнутость между мысом Туранглы и береговым выступом с отметкой 122 м. Так же как на западе от мыса Туранглы, этот берег характеризуется древнеаральскими и современными отложениями. При этом древнеаральские осадки из глинистого песка покрывают почти все береговое понижение шириной 200—300 м. Древнеаральская терраса кончается обрывчиком в 1 м, под которым располагается узкая (от одного до нескольких десятков метров) новоаральская песчано-галечная терраса высотой не более 1 м. Местами она размыта, и волнами непосредственно разрушаются древнеаральские осадки, поэтому пляж здесь выражен слабо. Зато получил распространение миниатюрный клиф, созданный в террасовых отложениях. Таким образом, описываемый берег является абразионно-выровненным, как и все остальные фрагменты террас с рыхлыми отложениями, приуроченными к вогнутостям берега северного подучастка.

Северо-западная часть собственно Шевченковского участка располагается между рыбопромысловым пунктом Шомышколь 1 и береговым выступом с отметкой 122 м. Для этого подучастка характерен аккумулятивный наземный рельеф, от мелости дна прибрежья. Среди наносных форм представлены надводная терраса, аккумулятивный выступ и коса. Две последние формы и отделяют от зал. Шевченко (в северо-западном его углу) лагуну-бухту, получившую традиционное на Арале название Шомышколь. Общие условия ее формирования уже освещены на примере

аналогичного образования в зал. Кумсуат. Остановим свое внимание на небывало широкой для этих мест аккумулятивной террасе (до 4—5 км), занимающей тут основную часть побережья. Эта надводная терраса сложена из множества песчано-ракушечных береговых валов. Направление валов особенно трудно проследить в ее притыловой части, так как они в значительной мере нивелируются аллювием, выносимым из крупных саев. Сюда подходят три огромных сая: Актабай, Сабыржилга и Даулин длиной 15 и более километров. Понятно, что выносы сюда аллювия наряду с морскими осадками играли большую роль в формировании характерного участка. Это отложения в основном древнеаральского времени, что доказывается включениями в отложениях *Cardium edule* L. Можно заметить, что береговые валы, расположенные ближе к урезу воды, описывают дуги, которые одним концом примыкают к коренным породам на северо-востоке, а другим заканчиваются на юге. Таким образом, можно говорить о заполнении этого участка потоком наносов, перемещавшихся с северо-востока.

Северо-восточную часть собственно Шевченковского участка составляет западное побережье п-ова Чубар, которое имеет сложное аккумулятивное строение. Здесь береговая линия образует три лагуны-бухты. Дно у этого побережья отличается несколько большей приглубостью, что связано с положением его в Тугузской синклинали.

Среди лагун-бухт самой типичной является Шомышколь. Эта лагуна-бухта в северо-восточном углу зал. Шевченко имеет характерную форму ковша.¹ Сходным обликом характеризуются также две лагуны-бухты, расположенные на западе п-ова Чубар, где прежде находился зал. Терезов.² Эти лагуны-бухты возникли в упомянутом заливе в результате образования аккумулятивного выступа, приуроченного примерно к середине восточной части зал. Шашаколь на севере и Шомышколь — на юге. Обе лагуны-бухты соединяются проливом; они несколько вытянуты в меридиональном направлении. Непосредственно с морем сообщается лишь лагуна-бухта Шомышколь, вход в которую (шириной около 3 км) ограничивают две встречные аккумулятивные формы. Между подводными продолжениями последних располагается ложбина — узак — с глубиной более 3 м. Наибольшая глубина в самом Шомышколе, по нашим промерам (1954 г.), не более 5.5 м. Благодаря узаку и возможен подход судов к довольно крупному рыбопромысловому пункту Сарыбасат, находящемуся на восточной стороне этой бухты.

Наносные берега обеих бухт сложены древнеаральскими и современными песком и ракушкой. Полуостров Чубар соединен

с сушей очень узким перешейком, на месте которого в 1954 г. был солончак, а весной 1956 г. при наблюдениях с самолета на месте солончака обнаружена лента воды. Таким образом, п-ов Чубар в годы с особенно высоким стоянием уровня Арала может превращаться в остров, как это было в древнеаральское время.¹

Южночубарский участок располагается на юге п-ова Чубар, между мысами Джиделитюбек и Василия. Его береговая линия представляет собой двояковогнутую кривую с выступающей средней частью, которая образует южный выступ п-ова Чубар. При высшей отметке на полуострове в 181 м относительная высота берега достигает 120—125 м. Он сложен преимущественно серо-зелеными глинами чегана, которые местами венчаются светло-желтыми глинистыми песками. Западный отрезок побережья отличается абразионно-обвальными формами рельефа. Его береговая склон расчленен крупными оврагами, днища которых местами висят на высоте приблизительно 15—18 м над ур. м. По всей вероятности, здесь абразией срезаются уже средние части оврагов. Вместо пляжей у подножия клифа во многих местах навалены глыбы обрушившегося материала.

Для восточного же отрезка участка, сложенного в значительной мере глинами, характерен абразионно-оползневый тип берега. Здесь насчитывается до четырех оползневых террас. В основании клифа среди глыб кое-где встречаются карманные пляжи. Оползневый характер имеет и округлый в плане южный мыс п-ова Чубар. Абразионный подводный склон такого берега выпуклый; средняя крутизна его 0.012, а на глубине до 3 м — в два раза меньше. Интересно, что на глубине 10 м залегает черный песчаный ил, на котором уже отложился тонкий слой светло-желтого песка. Это свидетельствует о том, что зона аккумуляции ила в связи с современной трансгрессией переместилась значительно ниже 10-метровой изобаты.

К юго-западной части полуострова приурочены берега зал. Джидели. Благодаря тому что они не защищены от волнений, возбуждаемых ветрами южной четверти, западный и северный берега залива усиленно обрадируются. Здесь некогда сплошная древнеаральская терраса высотой около 2 м стала прерывистой, причем и ширина ее теперь не больше 30—40 м. Особенно интенсивно разрушается северное побережье, где уже начал срезаться отмерший клиф. Размыву подвержено и восточное побережье аккумулятивного типа (рис. 16). Здесь Л. С. Берг (1908) различал пять неясно выраженных береговых валов. За последнее время аккумулятивная суша заметно сократилась. Об этом свидетельствует верхняя выровненная часть подводного склона (глубины около 1.5 м, ширина до 400 м). Как отмечал Л. С. Берг (1908),

¹ Отсюда казахское название Шомышколь, т. е. ковш-озеро.

² Так его назвал А. И. Бутаков.

¹ На генезисе этих лагун-бухт мы не останавливаемся, так как он во многом аналогичен генезису лагун-бухт в зал. Кумсуат и др.

продукты абразии откладываются и сейчас, причем более интенсивно, так как в залив сносится преимущественно продукты абразии примыкающих к заливу коренных участков берега.

Юго-восточная часть полуострова характеризуется слегка вогнутым контуром берега, который на крайнем юго-востоке оканчивается коренным массивом. Породы последнего представлены в основном глинами чегана с прослоями песка. Это способствует формированию абразионно-оползневой берега с карманными пля-



Рис. 16. Аккумулятивный берег на востоке зал. Джидели.

жами. В древнеаральское время коренной массив был островом. Это доказывается существованием к западу от него аккумулятивного перешейка, сложенного морским глинистым песком. На указанном перешейке сложены три наносные формы: коса, аккумулятивный выступ и надводная терраса. Как видно на схеме (рис. 17), аккумулятивный выступ (а), образовавшийся в древнеаральское время на западной стороне коренного острова, блокировал поток наносов отступавших в западном направлении. В то же время на юго-восточной коренной оконечности полуострова сформировалась коса (б), росшая навстречу аккумулятивному выступу благодаря миграции наносов, поступающих за счет абразии южного берега п-ова Чубар.

Со стороны зал. Шевченко к названным аккумулятивным формам вплотную прилегает надводная аккумулятивная терраса (в). В настоящее время на ней различаются два древних береговых вала, образовавшихся из песчано-ракушечного материала (на востоке они как бы срезаны морем), и один современный песчаный вал. Между ними располагаются две широкие (до 250 м), ныне высохшие лагуны (соры). По всей вероятности, надводная

терраса образовалась в более позднее время, когда в условиях от-мелости подводного склона перемещение наносов стало поперечным. Об этом свидетельствуют обилие ракушек и древних береговых валов, а также широкие лагуны между ними.

Отметим, что современный песчаный вал намыт на илестые лагунные отложения. Продукты абразии под действием наиболее сильного здесь волнения южных румбов уносятся в зал. Бутакова.

Бутаковская группа участков занимает побережье зал. Бутакова от мыса Василия до юго-западной оконечности п-ова Кок-

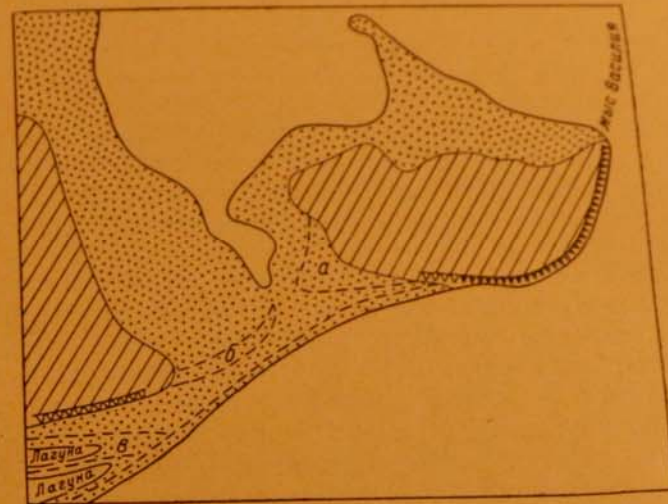


Рис. 17. Схема строения берега на юго-востоке п-ова Чубар.

Условные обозначения те же, что и на рис. 10.

тыртак. В нее входят восточный берег п-ова Чубар, северное побережье зал. Бутакова и западный берег упомянутого полуострова. Линия берега характеризуется большой изрезанностью. Лагуны в бухте сформировались не только в северо-западном и северо-восточном углах залива, как в зал. Шевченко, но и на западном и восточном его побережьях. Здесь образовались аккумулятивные выступы, а также надводные террасы и бары. Крутизна подводного склона в таких заливах составляет 0.0083—0.0027 и менее. По-прежнему древнеаральская и новоаральская террасы встречаются в виде фрагментов в вогнутостях берега. Высота древнеаральской террасы над уровнем моря меняется от 1 м на севере до 4 м на востоке залива, что связано с синклинальным и антиклинальным тектоническим характером строения названных участков. К абразионному типу относятся лишь северная часть зал. Бутакова и юго-западная часть п-ова Коктыртак, выделяющиеся значительными высотами (100—150 м).

В гипсоносных глинах, которыми преимущественно сложены эти берега, сильно развита суффозионно-карстовая денудация. Абразионные берега здесь также развиты узким песчаным пляжем. Подводный склон у таких берегов довольно крутой — 0.0133—0.0176. Ему свойственны те же перегибы, какие отмечались раньше в других подразделениях. В целом для побережий описываемой группы характерны наносные образования, что связано с обособленностью зал. Бутакова от Малого моря. В этой группе можно различать Восточнотуркменский и собственно Бутаковский участки. Восточнотуркменский участок протянулся от мыса Васи-

ли до аула Акеспе. Его береговая линия исключительно изрезана: на участке располагаются четыре лагуны-бухты. Подобно Восточнокараульскому участку здесь широко распространены песчано-ракушечные отложения древнеаральского и современного происхождения. Ими сложены аккумулятивные формы, которые в настоящее время частично размыты. Значительной абразии подвергается несколько выпуклая срединная часть побережья, разделяющая его бухтовые подучастки.

Срединная часть берега представлена древней террасой высотой около 2 м и шириной в среднем 200 м. Участки террасы чередуются с участками отмершего клифа высотой 8—10 м, который сильно расчленен оврагами. Вверху клиф, сложенный гипсоносными глинами, переходит в довольно ровную поверхность с двумя сравнительно крупными сорами. Древнеаральская терраса всюду размывается, образуя миниатюрный клиф местами с волноприбойными нишами. Таким образом, здесь в настоящее время формируется абразионно-выровненный берег. Его подводный склон в верхней части уже приобрел черты абразионного типа. Уклон достигает 0.0133 (до глубины 3 м). Между изобатами 4—7 м его крутизна вдвое уменьшается.

Особый интерес вызывает южная группа бухт, называемая Ушколь (по-казахски «три озера»)¹. В полуостров эти бухты с поперечником около 2—2.5 км в среднем врезаются на юго-западе. Они отделяются друг от друга перемычками, сложенными гипсоносными глинами. Южная из них уже превратилась в островок, на продолжении которого еще сохранились мелководные тростники. Глубины в этих бухтах в среднем 3 м. Все три входа в бухты, обрамленные зарослями тростника, сузились до 150—200 м. В глубине средней бухты расположен рыбопромысловый пункт Ушколь.

В морфологическом облике устьев бухт отмечаются общие закономерности. С южной стороны их образовались небольшие

¹ Северной лагуне-бухте Шубартарауз свойственны определенные черты сходства с известными нам северо-западными бухтами заливов Чернышева, Тушибас и Шевченко, поэтому характеристика названной бухты здесь не приводится.

косы, к которым с севера обращены аккумулятивные выступы. В основе этих аккумулятивных образований лежат фрагменты древнеаральской террасы. К дистальным частям кос прилегают узкие полосы баров, поросшие тростником. Обращает на себя внимание выровненность внешней стороны всех этих образований — наносных и коренных; они располагаются на одной прямой, составляя единую динамическую систему, находящуюся ныне в стадии абразии. Сказанное основывается на повсеместном размыве этих форм, вызванном современной трансгрессией. Что касается внутренних берегов бухт, то они на значительном протяжении поросли тростником.

Подмеченные особенности строения внешних берегов Ушколя связаны с их генезисом. Соры, имеющиеся на берегах Ушколя, образовались в основном в результате эоловых и карстово-суффозионных процессов в гипсоносных глинах в додревнеаральское время. В окрестностях южной бухты Ушколя мы обследовали несколько таких карстово-суффозионных котловин с поперечником до 150—180 м и глубиной 20—25 м. Несомненно, что в результате срезания берега наступит момент, когда море вторгнется в эти соры и образует новые небольшие бухты. Судя по широкому распространению древнеаральской террасы по берегам данных бухт, возникновение последних обязано древнеаральской трансгрессии. В последующее время, как указывают устьевые косы, перемещения наносов в северном направлении, вызванные абразией выступающих частей внешнего берега, стали продольными.

У корня аккумулятивной косы, занимающей в описываемой группе бухт крайнее южное положение, на подводном склоне на глубине до 2 м обнаружены четыре песчаных подводных вала, причем крутизна склона (0.007) здесь почти в два раза меньше, чем у абразионно-выровненного берега. Понятно, что с уменьшением уклонов дна у кос создались условия и для поперечного перемещения наносов. Этому способствовало также расположение внешней береговой линии Ушколя — почти под прямым углом к господствующему северо-восточному волнению, которое характеризуется при таком направлении наибольшим разгоном волн. В настоящее время вследствие интенсивной абразии все эти образования заметно отступают. При этом движущиеся наносы частично поступают в бухты, а при волнении южной четверти направляются в северо-западный угол зал. Бутакова (в бухту — зал. Шубартарауз). Об этом свидетельствует широкая полоса размывания у берегов, которую мы наблюдали.

Собственно Бутаковский участок находится между аулом Акеспе и юго-западным выступом п-ова Коктырмак. Линия берега представляет собой две плавные выпуклости (на севере и востоке участка) и соединяющую их значительную вогнутость на северо-востоке зал. Бутакова. На этом участке располагаются небольшая и более крупная лагуны-бухты. Все выделенные три

части береговой линии по их морфологическим чертам и динамике заметно отличаются друг от друга.

На северном побережье зал. Бутакова выходит к морю Приаральское плато с максимальной для береговой зоны Северного Приаралья отметкой 226 м. Здесь береговые обрывы превышают 150 м. К западу и востоку они понижаются. В связи с этим меняется и характер берега.

В западной половине береговая линия довольно близко подходит к столообразным горам. Поэтому здесь развиты крутые клифы, воссозданные прибоем из отмерших клифов; пляжи отсутствуют. Судя по обнажениям в клифах, сверху чеганских глин обычно залегают огромные толщи песчаных глин, с которыми связаны суффозионно-карстовые явления. Они и образуют оползневые массивы. Кое-где сохранились фрагменты древнеаральской террасы шириной 20—30 м и высотой 2.5—3 м. Они также интенсивно размываются с образованием волноприбойных ниш. Древнеаральская терраса обрывается отмершим клифом высотой до 30 м. В этих условиях из песчаных глин сформировался подводный береговой склон типично абразионного характера. Средний его уклон равен 0.0133, причем до глубины 5 м крутизна склона сравнительно мала — около 0.007, а между изобатами 5—10 м возрастает до 0.08. Зона аккумуляции черного ила начинается с 4-метровой глубины. Все это указывает на оползневое происхождение подводного берегового склона. И здесь ясно выражена полоса взмучивания, распространяющаяся до глубины 2.7 м. В сторону моря она уходит примерно на 300 м. Очевидно, эта полоса в закрытом зал. Бутакова свидетельствует о глубине волнового воздействия.

В восточной половине море несколько отступает от крутых обрывов северного побережья, отделяясь от последнего переходной полосой (ширина до 0.5 км) с останцами эрозии и выветривания глинистого материала: конусами, столбами, холмами и т. п. Они разделяются многочисленными оврагами, овражками и рытвинами. Эти формы в свое время были хорошо описаны Л. С. Бергом (1902б, 1908), поэтому останавливаться на них не будем. Как можно видеть, указанные формы обязаны своим существованием аридно-денудационным процессам. Под их воздействием берег приобрел особый морфологический облик, соответствующий которому может быть назван аридно-денудационным. Обоснование выделения упомянутого типа будет дано ниже.

Северо-восточное побережье зал. Бутакова представляет собой сочетание участков древнеаральской и современной террас, песчано-ракушечные отложения которых встречаются почти в 10 км к северо-востоку от моря. Ширина этого террасового комплекса обычно не превышает 2 км. Здесь древнеаральская терраса снижается до 1 м, что объясняется расположением ее в пределах

Чокусинской синклинали. Она как бы оторочена отмершим клифом, еще довольно заметным. В отложениях, образующих современную террасу, можно различить до трех песчано-ракушечных валов со следами ныне высохших лагун, которые в основном следуют параллельно береговой линии. Морем валы срезаются лишь на крайнем севере, где поворачивают на северо-восток. Очевидно, эти валы были образованы продольным перемещением наносов, двигавшимся с запада. Часть современной террасы шириной до 500 м затоплена. Ранее на описываемом берегу располагались дюны высотой 4—5 м. В результате шторма 27 апреля 1902 г. они были полностью размыты (Берг, 1902а).

В крайнем северо-восточном углу имеется мелководная бухточка с поперечником около 0.75 км. Образование бухточки среди берегов террасового комплекса относится к последнеаральскому времени и, по-видимому, связано с нагонами воды, возникаемыми при юго-западных ветрах. Описываемое побережье почти сплошь поросло тростником. Он растет и на расположенном здесь острове вытянутой формы, который, возможно, имеет баровое происхождение. Это побережье очень отдаленное (крутизна подводного склона местами менее 0.0002), что можно объяснить довольно значительной вогнутостью берега. Сюда поступает масса наносов, что и приводит к обмелению побережья.

Аккумулятивный берег западной части п-ова Коктырмак, подверженный значительному размыву, представляет собой современную песчано-галечную террасу, переходящую местами в древнеаральскую. Эта аккумулятивная полоса шириной в несколько сот метров повсюду ограничивается невысоким отмершим клифом. С морской стороны ее имеется лагуна с узким песчаным пляжем. С юга она замыкается небольшой косой, отходящей к северу от п-ова Тастюбек. Аккумулятивный характер носит и подводный склон западной части п-ова Коктырмак. Здесь до 2-метровой глубины насчитывается от 3 до 6 валов из песчано-ракушечного материала. Крутизна склона от 0.01 до 0.008. Илестые отложения обнаружены на глубине 7 м, т. е. гораздо ниже, чем в более закрытой части зал. Бутакова.

Побережье юго-западной части п-ова Коктырмак сходно с северным берегом зал. Бутакова. Здесь также преобладают высокие береговые обрывы, где обнажаются коренные породы. От коренных берегов отходят навстречу друг другу два аккумулятивных выступа длиной приблизительно по 1 км. Они сложены плохо окатанным галечным и песчано-галечным материалом. Имеются достаточно подробные сведения о морфологии северного выступа, где насчитывается 15 береговых валов. Среди них удалось выделить три уровня, высота которого по направлению от отмершего клифа к морю последовательно падает от 4 к 3 и 2 м. Очевидно, эти валы маркируют положение уровней древнеаральской, новеаральской и современной морских террас. Некоторое их превыше-

ние (на 1 м) по сравнению с аналогичными террасами в Чернышевском, Тушибасском и Шевченковском участках следует объяснить тем, что они приурочены к оси Тастюбекской брахиантиклинали, проходящей вдоль западного побережья п-ова Коктырнак (Лымарев, 1958в).

На юго-западе п-ова Коктырнак имеется обширная лагуна-бухта Шомышколь с аккумулятивными формами в ее устье. Она вытянута в север-северо-восточном направлении примерно на 7 км при глубине до 4—5 м. С морем бухта соединяется узким проходом глубиной до 4.7 м. Перед устьем бухты расположен бар на глубине около 0.5 м (август 1954 г.). Последний рассекается узким, ведущим в устье бухты.

Прилегающий с юга к лагуне-бухте Шомышколь абразионный берег высотой 75 м сложен главным образом глинами чегана, прикрытыми меньшей толщей глинистых песков, которые местами венчаются пачкой ожелезненных песчаников. И это является причиной развитых здесь оползней. Образовавшиеся тут приоползневые террасы имеют общую ширину 100—150, а местами и 250—300 м. Почти повсеместно выраженный, но узкий пляж (1.5—2 м) сложен и плохо окатанной галькой и щебнем. В некоторых местах он завален глыбами ожелезненного песчаника, которые скатываются и в прибрежье на глубины до 2 м. Для подводного склона этого берега характерны большая крутизна (0.0113) и перегибы в профиле на глубинах примерно 2.5—4, 5—7.5 м.

Сарышиганакская группа участков располагается на северо-востоке Малого моря, между юго-западной оконечностью п-ова Коктырнак и северным углом зал. Сарышиганак. Береговая линия представленного здесь аккумулятивного берега значительно расчленена благодаря чередованию кос, аккумулятивных выступов и надводных террас. Полоса современной аккумулятивной террасы почти везде окаймляет древнеаральскую террасу, высотное положение которой неодинаково; на восточном побережье п-ова Коктырнак, приуроченном к брахиантиклинали, она достигает 4 м. Подводные склоны аккумулятивных участков еще более пологие (0.006—0.002), чем на участках предыдущей группы. В приурезовой части подводного склона располагаются четыре и более вала песчано-ракушечного строения. Перегибы в профиле подводного склона обнаруживаются на глубинах около 2, 4, 7, 9 м. Абразионный облик имеет значительная часть южного побережья п-ова Коктырнак и северного побережья зал. Сарышиганак. В некоторых местах они выделяются своей крутизной и высотой (до 95 м). Оползни встречаются изредка, зато развиты формы аридной денудации. Крутизна подводного склона абразионных берегов тут достигает 0.0133. Всего здесь различаются три береговых участка — Южнококтырнакский, Восточнококтырнакский и собственно Сарышиганакский.

Южнококтырнакский участок (юго-западный выступ п-ова Коктырнак—мыс Ушшоки) характеризуется выпуклым контуром берега. В строении участка отмечаются черты, аналогичные некоторым другим участкам Восточнотургайского подрайона. Так, на западе располагается сильно измененный аридной денудацией берег, который по своему строению похож на соответствующий отрезок северного побережья зал. Бутакова. Прибрежная полоса (ширина 200—300 м) между столбообразными возвышенностями и урезом воды имеет расчлененный рельеф с денудационными формами в виде холмов, башен, колонн, сложенных снизу плотными чеганакскими глинами, а сверху — рыхлыми песчанистыми глинами. В последних значительно развиты суффозионно-карстовые формы — разнообразные воронки, соединенные короткими оврагами. Со стороны моря эта полоса ограничена едва заметным отмершим клифом высотой около 15 м, к подножию которого примыкает подверженная размыву древнеаральская терраса шириной 15—20 м. Ее оконтуривает узкий пляж. В целом западную часть следует отнести к берегам денудационно-абразионного типа.

Восточная его часть представляет собою аккумулятивную террасу, протянувшуюся почти до мыса Ушшоки. Массивы столовых гор здесь располагаются примерно в 3 км от берега. Терраса сложена наносами древнеаральского и современного возраста. В настоящее время эта терраса размывается и кое-где уже образует абразионно-оползневый берег, прежде же она сливалась и аккумулятивным выступом Ушшоки. Об этом свидетельствуют береговые валы, ныне срезанные морем в месте их бывшего причленения к мысу.

Следы надводной террасы, более обширной, чем в настоящее время, сохранились и в чертах строения подводного склона. На рубеже западного абразионного и восточного аккумулятивного подучастков крутизна подводного склона сравнительно мала (0.006). В верхней части профиля склона (до 4-метровой глубины) отчетливо вырисовывается довольно широкая песчаная мель. Нижняя часть склона (между изобатами 4—10 м) характеризуется выпуклым абразионным профилем с уклоном 0.0087. Следовательно, первоначально здесь господствовала абразия, а затем аккумуляция, что было вызвано усиленным поступлением сюда рыхлого материала со стороны абразионного западного подучастка.

В настоящее время эволюция этого участка проходит под знаком почти повсеместного размыва его берегов и выноса продуктов абразии преимущественно в зону больших глубин.

Восточнококтырнакский участок включает в себя побережье зал. Сарышиганак от мыса Ушшоки до южного выступа урочища Мергенсай. Этот берег образует довольно значительную бухту — залив на севере и плавную вогнутость (с комплексом

террас) на юге. Их разделяет выступ коренного берега. Край участка очерчиваются также выступами наносных образований. Среди форм берега на этом участке особо следует рассмотреть аккумулятивный выступ (мыс) Ушшоки и упомянутый комплекс террас.

Мыс Ушшоки по своей форме представляет почти равнобедренный треугольник длиной примерно 2 км и шириной в основа-

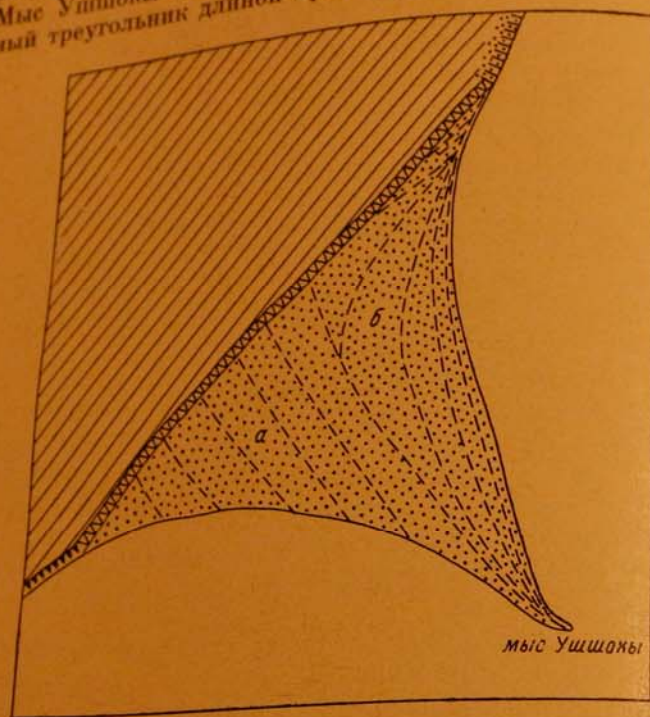


Рис. 18. Схема строения аккумулятивного выступа Ушшоки.

Условные обозначения те же, что и на рис. 10.

нии около 3 км при высоте приблизительно 1 м (рис. 18). Отмерший клиф выражен отчетливо на восточном склоне горы Ушшоки. Форма составлена преимущественно песчано-ракушечными береговыми валами, которые объединены в две системы с направлениями по азимуту примерно в 45 и 60°.

К отмершему клифу непосредственно примыкают валы, из которых более старые ориентированы по азимуту 45°. Такое же направление имеют и береговые валы современной аккумулятивной террасы, ныне отделенной от мыса Ушшоки отрезком абразионно-оползневого берега. В настоящее время эти валы образуются на северо-восточной стороне размыва самого аккумулятивного выступа с узким (3—4 м) песчаным пляжем. Более молодые

валы (по азимуту 60°) ныне составляют юго-западную сторону выступа. Здесь ширина песчаного пляжа достигает 8—10 м; на нем местами по всей ширине скапливаются выбросы zostеры, образующие полосы фитогенного берега длиной в 100—150 м и высотой 0.25—0.5 м. Таким образом, по наземным морфологическим признакам северо-восточная сторона выступа размывается, а юго-западная намывается. Такой вывод подтверждается и строением подводного склона обеих сторон мыса Ушшоки. Средняя крутизна его у юго-западной части мыса чрезвычайно мала — 0.0022. В прибрежье (до глубины 1.5 м) насчитывается 8 подводных песчаных валов. Илестые отложения обнаружены на глубине 4 м. У северо-восточной стороны Ушшоки уклон дна достигает 0.0133. В верхней его части имеется подводный песчаный вал. На 7-метровой изобате, ограничивающей зону аккумуляции ила, профиль дна выпуклый.

Современная аккумулятивная форма Ушшоки возникла, по-видимому, как коса — в результате отложений наносов, влекомых потоками вдоль берега. Она замыкала обширную аккумулятивную сушу на юго-востоке п-ова Коктырмак. С повышением уровня моря у западной стороны Ушшоки образовалась система береговых валов другого направления. В этих условиях юго-восточная сторона мыса стала срезаться. Немалую роль в этом сыграли и нагоны сюда воды преобладающими северо-восточными ветрами. В результате такого двустороннего процесса противоположного действия и сформировалась современная аккумулятивная форма Ушшоки.

Плавная вогнутая дуга побережья между мысом Ушшоки и коренным береговым выступом представлена тремя аккумулятивными террасами. В срединной части данного побережья располагается серия береговых валов, параллельных береговой линии. Отмерший клиф, сложенный песчанистыми глинами, выражен слабо. Он незаметно переходит в древнеаральскую террасу из глинистых песков с ракушкой. Эта терраса при высоте 3—4 м имеет ширину свыше 400—500 м. Ближе к урезу воды, на высоте около 2 м, располагается новоаральская терраса шириной порядка 200 м, сложенная песчано-ракушечным материалом. Еще уже (несколько десятков метров) современная песчано-ракушечная терраса такого же строения (высота около 1 м). Штормовыми волнами она местами размыва, вследствие чего береговая линия несколько расчленена и пляж имеется не везде. В углублениях береговой линии и намываются эфемерные надводные террасы длиной 50—70 м, а у выступов формируются косы до 100 м. Затопленная часть (до 100—120 м от уреза воды) современной террасы заросла тростником. К концам дуги описываемой части вогнутого побережья террасы постепенно выклиниваются: остается лишь полоска древнеаральской террасы шириной не более 30—40 м. Местами и она уже абрадирована.

О значительной роли размыва аккумулятивного побережья свидетельствуют и морфологические черты подводного берегового склона. Верхняя его часть (до глубины 2 м), где насчитывается четыре песчаных вала, имеет слегка выпуклый профиль. Отложения илов здесь фиксируются начиная с изобаты 7 м. Эти террасы образовались в результате отложения наносов, перемещающихся вдоль берега потоком вод с севера.

Собственно Сарышиганакский участок располагается между южным выступом урочища Мергенсай и г. Аральском. Конфигурация данного берега аналогична таковой у предыдущего участка с тем отличием, что как вогнутость берега, так и бухта-залив характеризуются значительно большими размерами.

Вогнутый берег урочища Мергенсай по своим морфологическим чертам неоднороден. Побережье небольшой средней части этой вогнутости (около 5 км) низменное; его слагает глинистый аллювий. Оно подмывается морем, образуя миниатюрный клиф, и рассекается довольно крупным саем (оврагом) общей длиной около 7 км при ширине в устье около 10 м и глубине 1.5 м. С ним связана система эрозионных борозд шириной до 2—3 м и глубиной около 1 м. На этом отрезке береговая линия несколько выпуклая за счет выброса аллювия усиленным весенним стоком.

Типично аккумулятивный облик имеет южная часть описываемого побережья с вогнутой береговой чертой. Это побережье шириной в среднем 1 км образовано песчано-ракушечными отложениями древнеаральской и современной террас. На той и другой хорошо выражены береговые валы. В припрузовой части современной террасы имеются лагуны. Со стороны коренной суши древнеаральская терраса ограничивается отмершим небольшим клифом. В береговой зоне широко распространены заросли тростника. Однако в настоящее время берег подвержен размыву. В мелких вогнутостях формируются временные «карманные» пляжи из песчаного материала с примесью ракушки. В прибрежной зоне до глубины 2 м выявлены два песчаных вала. Крутизна подводного склона здесь составляет 0.007. Для его профиля характерна некоторая выпуклость. Верхняя граница зоны аккумуляции черного ила находится уже на глубине 7 м.

Строение северной части описываемого вогнутого берега довольно сходно с северным побережьем зал. Бутакова и частью южного побережья п-ова Коктырнак. Здесь береговая линия сравнительно близко подходит к столбообразным возвышенностям Мергенсая, оставляя неширокую полосу (несколько десятков метров) с различными аридно-денудационными останцовыми формами рельефа — колоннами, башнями и т. п. Эта полоса окаймлена узкой (несколько метров) древнеаральской террасой, которая усиленно абрадируется. По всей вероятности, отмечающиеся здесь наносы при преобладающем волнении с северо-востока перемещаются преимущественно в юго-западном направлении.

Значительный интерес представляют также берега бухты — зал. Малый Сарышиганак (несколько западнее г. Аральска). Устье этой бухты, подобно ранее рассмотренным лагунам-бухтам, сужается, так как навстречу друг другу растут, сближаясь, аккумулятивные образования. Характерно, что в вершинной части бухты сформировалась коса, по мере роста которой в недалеком будущем здесь отчленится лагуна. Остальная часть бухты, подчиняясь общей закономерности в эволюции лагун (Зенкович, 1952), приобретает более овальную форму.

В заключение описания Восточнотургайского подрайона сравним механический состав прибрежных грунтов. Донные отложения у наносных берегов большей частью представлены песчаной и алевритовой фракцией, а у коренных берегов на всех глубинах побережья преимущественно пелитовой фракцией, причем на глубинах до 1 м содержание пелита не превышает 28%. Напомним, что в Западнотургайском подрайоне на этой же глубине пелитовые частицы составляют 75%. Такое различие отчасти объясняется относительно большим распространением аккумулятивных береговых форм в восточной части Тургайского района.

В целом побережья Тургайского района мы можем отнести к типу лопастного абразионно-аккумулятивного побережья. Формирование его в данном районе в основном предопределено особенностями тектоники Северного Приаралья.

ПРИАРАЛЬСКО-КАРАКУМСКИЙ РАЙОН

Границами этого берегового района являются северный угол зал. Сарышиганак и дельта Сыр-Дарьи. Залив омывает северную половину Северо-Восточного Приаралья, южная же половина находится под непосредственным воздействием вод Малого моря (рис. 19). Очертание береговой линии здесь сравнительно плавное. Некоторую извилистость ей кое-где придают небольшие бухты, отчасти косы.

Природный облик описываемого побережья в значительной степени определяется условиями песчаной пустыни Приаральские Каракумы, которую Арал ограничивает с запада. Береговая зона имеет малые относительные высоты, обычно не превышающие 5—8 м. Район располагается в пределах Арало-Казалинской депрессии, заполненной преимущественно четвертичными и отчасти третичными песчано-глинистыми отложениями. При этом воздействию со стороны моря непосредственно подвержены лишь четвертичные породы (главным образом морские и эоловые пески). В общем спокойное залегание указанных отложений отчасти нарушается в затухающих брахиантиклиналях Северного Приаралья.

Прибрежье Малого моря здесь отличается небольшими глубинами, особенно в зал. Сарышиганак, где 5-метровая изобата

местами проходит в 2 км от уреза воды. Такая обмелость прибрежья объясняется близостью устья Сыр-Дарьи, ее большим подтвержденным стоком. Часть аллювиальных выносов Сыр-Дарьи подхватывается сильным здесь юго-западным волнением и направляется вдоль берегов. Юго-западные ветры, как известно, вызывают наиболее интенсивные на Арале нагоны (более 2 м), чему благоприятствуют также очертания зал. Сарышиганак, вытянутого с юго-запада на северо-восток. Сгоны воды с образованием осушек происходят при преобладающих северо-восточных ветрах.



Рис. 19. Схема морфодинамики Приаральско-Каракумского и Сыр-Дарьинского береговых районов.

1 — поступление золотого материала; 2 — болота; 3 — осушка; 4 — солончаки. Остальные условные обозначения те же, что и на рис. 10.

Последними также обусловлен значительный золотой перенос в прибрежье продуктов денудации суши, что тоже способствует отмелости берегов. Повсеместно на этом побережье распространены две надводные аккумулятивные террасы, сложенные соответственно современными и древнеаральскими морскими песками с ракушкой преимущественно *Cardium edule* L. Общая ширина двух террас местами достигает нескольких километров, причем на долю современной террасы приходится всего несколько десятков метров. К древнеаральской террасе, на которой сформировались невысокие дюны, сравнительно крутым уступом (5—6 м) примыкают пески Приаральских Каракумов. На противоположной стороне древнеаральская терраса кончается уступом высотой 2—4 м, под которым располагается современная терраса, сложенная из развееванных береговых валов. Со стороны моря она окаймлена довольно узким песчаным пляжем. Кое-где он разрушен прибоем, образовавшим в современной террасе уступ размыва (рис. 20).

В настоящее время, характеризующее подъемом уровня моря, аккумулятивное побережье находится в стадии затопления, размыва и зарастания тростником. На разных участках Приаральско-Каракумского района — Аральском (северном) и Бугуньском (южном) — это выражено неодинаково.

Аральский участок (восточное побережье зал. Сарышиганак) имеет слабо изрезанную береговую линию, образующую несколько небольших култуков,¹ в той или иной мере заполняющихся наносами. Коса Большой Каратуп на юге участка отчленяет одноименный залив. Прибрежье этого участка мелководное. Надводная аккумулятивная терраса сложена в основном древнеаральскими песками с примесью раковин *Cardium edule* L. Ее ширина в среднем составляет 1,5—2 км. Пески на террасе преобра-



Рис. 20. Размыв современной аккумулятивной террасы на северо-востоке Арала.

зовались в дюны (высота 2—3 м, местами 6—8 м), которые покрыты кустарниковой растительностью.

Древнеаральская терраса находится под отмершим клифом, образовавшимся в свое время в золотых песках Приаральских Каракумов. Современная аккумулятивная терраса встречается отдельными фрагментами, обычно в култуках; ширина ее всего несколько десятков метров. В связи с современной трансгрессией Арала она затоплена, как и отдельные места понижений между дюнами в приурезовой части древнеаральской террасы. По этой причине пляжи, как правило, тут не сохранились. В местах за-

¹ Култуками на Аральском море принято называть небольшие обычно узкие и мелководные заливы, широко распространенные на восточном и отчасти южном побережьях.

топления (особенно на севере участка) характерно образование култуков, аккумулятивных островов и долин, прорытых морем.

Среди култуков, довольно распространенных в северо-восточном углу зал. Сарышиганак, выделяется Аральская бухта, на низком песчаном берегу которой расположен г. Аральск — крупнейший промышленный центр и порт Аральского моря. Акватория этой бухты, несколько вытянутой на север-северо-запад, довольно значительная для култука ($2.5-3 \text{ км}^2$). Бухта мелководна: в средней глубина около 4 м (максимальная — 6 м), на западе до 1 м, а на востоке даже до 0.5 м. Отметки глубин, необходимых для судоходства, поддерживаются регулярным землечерпанием. На юге Аральская бухта соединяется с зал. Сарышиганак проходом шириной всего 60—80 м, а на востоке и юго-востоке имеет связь с системой култуков, врезанных в древнеаральскую террасу.

Существование култуков здесь обусловлено прежде всего их расположением в вершине неширокого, но довольно длинного залива, каким является зал. Сарышиганак. Благодаря попеременному действию стогно-нагонных течений узкие проходы в култуки не заносятся морскими отложениями. Стоны способствуют формированию в прибрежье серии (до 7) подводных валов, сложенных песчано-ракушечным материалом. В результате подводный склон здесь выражается величиной порядка 0.0025. Побережье такого типа известно и на северо-западе Каспия (Леонтьев, 1956а, 1957). Ближайший к урезу воды вал уже вышел на поверхность моря. Условия образования подобного бара при стоне весьма близки к таковым в Таганрогском заливе Азовского моря (Аксенов, 1957). Поблизости от Аральска также известны аккумулятивные острова, которые кое-где отделяют друг от друга култуки. Эти острова представляют собой повышенные участки древнеаральской террасы длиной до 2—2.5 км, понижения между которыми оказались затопленными, что привело к формированию очень сложной береговой линии на внутренней стороне острова. Морская сторона более ровная, так как находится под воздействием волнения.

Такие своеобразные формы затопления и размыва, как долины, прорытые морем, были описаны впервые Л. С. Бергом (1901, 1908), причем именно на побережье зал. Сарышиганак. В 1901 г. он обнаружил долину, соединяющую оз. Шомышколь с крупным култуком у могильника Акджулпас. Посредством этой долины-протоки длиной 23 км (ширина 30—40 м, глубина до 3 м) морские воды проникали в оз. Шомышколь, которое превратилось, таким образом, в почти обособленный залив. Возникновение протоки относится к концу XIX в., когда началась нынешняя трансгрессия Аральского моря. Дальнейший промыв этой долины-протоки по направлению к оз. Жаксыккылыш был прегражден в 1905 г. дамбой, возведение которой потребовалось при постройке Ташкентской железной дороги. Происхождение такой специфиче-

ской формы долины Л. С. Берг объяснил следующим образом: «Во время сильных нагонов, вызванных „моринной“ (ветром с моря), морские ветры преодолевают ничтожные береговые повышения в рельефе, а раз это случилось, вода, гонимая моринной, устремится в низину и прорвет себе сама канал; после того как сообщение между низиной и морем установилось, канал будет все более и более углубляться, так как во время ветров в нем образуется течение то в море, то из моря, а в тихую погоду будут работать приливы и отливы и сейши» (1908, стр. 206—207).

Нам представляется, что образование описываемой формы затопления было предопределено еще древнеаральской трансгрессией, когда морские воды, стесненные узкими берегами култука у мыса Акджулпас, прорвались в понижения золото-аккумулятивного рельефа. Есть основания полагать, что тогда также преобладали ветры северной четверти (Толстов, 1948), под действием которых воды и прорвали долины почти меридионального направления. По-видимому, в формировании этого понижения известную роль играет и тектоника: непосредственно к востоку от оз. Шомышколь в том же направлении простирается антиклиналь. Так как здесь древнеаральские отложения располагаются ниже современного уровня моря, то можно предполагать, что антиклиналь к западу сменяется синклиналью, которой и обусловлено это понижение. Наоборот, на склонах третичных массивов антиклинальной структуры эти же отложения приподняты до 8 м над уровнем Арала. Эти соображения о происхождении долины доказываются распространением в ее пределах древнеаральского песка с раковинами *Cardium edule* L.

Небольшие култуки, которые испытывают блокирующее влияние крупной косы Большой Каратуп, обычно зарастают тростником. Стадии зарастания и заполнения отдельных култуков наносами различны (рис. 21).

Начальную стадию зарастания можно наблюдать в култуке, расположенном близ с. Коктем (рис. 21, а). По данным съемки 1942 г., тогда это был узкий залив (средняя ширина около 300 м, длина почти 3.5 км), ориентированный в общем с север-северо-запада на юг-юго-восток. К 1955 г. этот залив-култук в устьевой части порос вдоль побережья тростником, в полосе шириной примерно 50 м, сужившись, таким образом, на 200 м. К култуку со стороны моря подходит естественный подводный канал — «узьяк» (ширина 5—8 м). Глубина его 1.6 м, в то время как глубина прибрежного дна здесь составляет 0.8 м. В глубь култука тростниковая полоса расширяется до 125 м, так что акватория залива превратилась в узкий проход (50—70 м); в вершинной же части ширина култука почти не изменилась, и тростник появился лишь местами. Характерно, что залив внедряется в древнеаральскую террасу, вследствие чего ее всхолмленная до 2.5 м поверхность как бы образует границы этой ингрессии моря в сушу.

В заключительной стадии зарастания находится кулдук у колдца Коскудука (рис. 21, б). Он несколько меньше (ширина в границах берегов 200—250 м, длина 2.5 км). Залив, постепенно выклиниваясь, вытягивается почти в меридиональном направлении. Заросли тростника сужают устьевую часть кулдука до 50 м, а затем берега ее почти смыкаются, оставляя протоку шириной всего 4—5 м и глубиной 0.5—0.6 м, вследствие чего вершинная часть кулдука превратилась в почти изолированный, застойный

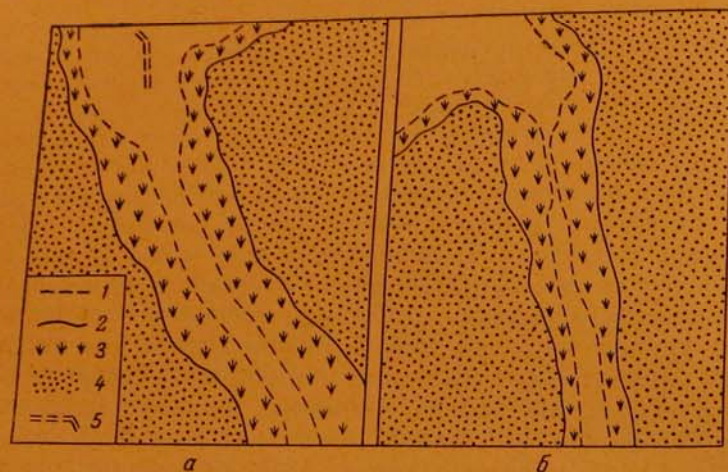


Рис. 21. Схема зарастания тростником устьевой части кулдуков.

а — более крупного; б — менее крупного. Береговая линия: 1 — современная; 2 — до зарастания; 3 — тростник; 4 — отложения древнеаральской террасы; 5 — «узья».

водоем-лагуну (Бервальд, 1956). Низменное пространство по сторонам этого водоема — бывшее прибрежное дно кулдука — сложено илистыми песками. Здесь уже поселились различные галофиты (солянка и др.).

Таким образом, в строении обоих кулдуков имеются общие черты, выражающиеся в их топографическом сходстве и обрамлении древнеаральской террасой. Вытянутость кулдуков в почти меридиональном направлении позволяет считать, что в возникновении их большое участие принимали преобладающие в Приаралье ветры северных румбов. Ветры и явились причиной образования как эоловых понижений на поверхности террасы, так и нагонов морской воды в эти понижения. Следовательно, данные кулдуки представляют собой молодые образования.

Однако различие в величине кулдуков, обусловившее неодинаковую скорость зарастания их тростником, сказалось также в строении как подводной, так и наземной частей побережья.

Так, на подводном склоне у большого кулдука еще отчетливо выражен узик, тогда как у меньшего, занесенного отложениями, он незаметен. По той же причине последний кулдук почти отделился от моря тростниково-илисто-песчаной перемычкой, первый же еще соединен с Аралом довольно широким проходом. Наконец, большой кулдук, его отмели зарастают только тростником, а в меньшем растет главным образом солянка, которая сменяет тростник на бывшем дне залива. Как указывалось (Лымаев, 1958г), среднегодовой темп нарастания составляет здесь около 15 м, так как всего за 12 лет сформировалась тростниково-аккумулятивная полоса шириной до 200 м.

В стадии конечного зарастания тростником находятся и остальные два кулдука, занимающие промежуточное положение между описанными. Первоначально эти кулдуки имели протяженность в 0.6 и 0.9 км (средняя ширина около 200 м) и ориентированы по азимуту СЗ—ЮЗ. В настоящее время вследствие зарастания устьев тростником со стороны моря кулдуки совершенно не различаются. Лишь несколькими узкими протоками (2—3 м), пересекающими эти заросли, озеро, которое возникло в концевой части бывшего кулдука, еще соединяется с морем.

Своеобразные черты имеет побережье залива и косы Большой Каратуп, которые занимают промежуточное положение между Аральским и Бугуньским участками.

Каратупская коса вытянута в северном направлении примерно на 7.5 км, имея ширину в корневой части около 3 км (рис. 22). Через 4.5 км ее ширина уменьшается почти до 1 км. На 6-м километре (у маяка) коса заворачивает на северо-восток, сузившись до 300 м. Далее (на протяжении 6—7 км) она плавно изгибается в ВСВ—ЮЮВ направлении, постепенно выклиниваясь, отделив, таким образом, Каратупскую бухту от зал. Большой Каратуп. На берегу ее расположен рыбопромысловый пункт. Песчаные берега бухты затоплены и в значительной части поросли тростником, а дно ее с обильными водорослями покрыто преимущественно черным илом.

Мелководный залив Большой Каратуп шириной почти 7.5 км врезается в сушу на 6 км. Заросли тростника вдоль террасового берега, сложенного песками, образуют почти сплошную кайму шириной 50—200 м. В верхней части подводного склона оформилась серия из 11 валов, сложенных темно-серым песком с примесью ила и ракушки. Крутизна подводного склона здесь всего 0.0033 при среднем его уклоне 0.0052.¹ Это все признаки затопления низменной суши.

Внешняя сторона косы сложена песчано-ракушечными береговыми валами, которые преобразовались в гряды дюн высотой

¹ Уклоны дна у восточного и южного побережий приводятся до глубины 4 м, так как обычно с указанной глубины начинается зона отложения илистого материала.

3—4 м. В местах, где эти гряды срезаны абразией, образовались уступы размыва. Пляж здесь большей частью узкий (1—2 м). У основания косы подводный склон оказался довольно крутым — 0.0095. В верхней части его располагается 4 подводных вала из светло-серого песка с примесью ракушки. Черный илистый песок с ракушкой обнаруживается на глубине 4 м (в 420 м от уреза воды), однако на глубине 5 м снова появляется светло-серый пе-

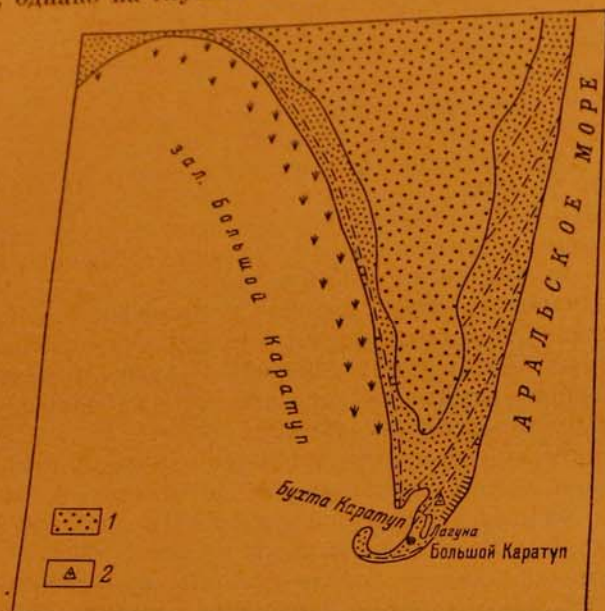


Рис. 22. Схема строения косы Большой Каратун.

1 — четвертичные золотые пески; 2 — маяк. Остальные условные обозначения те же, что и на рис. 10.

сок. Отложение черного песка, по-видимому, свидетельствует о былом существовании здесь лагуны.

Как нам удалось установить, за год (июль 1955—август 1956 г.) на траверсе маяка берег был срезан на 7 м. Интересно, что у маяка средняя крутизна подводного склона такая же — 0.0095. Зато здесь нет подводных валов, а побережье сложено светлым кварцевым песком. Еще более крут подводный склон у конца косы — 0.0125. У него также выпуклый профиль с переломом на глубинах примерно 2—4 м. Самый конец косы сложен преимущественно крупнозернистым кварцевым песком со значительной примесью полевого шпата и ракушки. Эти же пески формируют и берег Каратунской бухты. Нахождение здесь крупнозернистых отложений указывает на то, что продукты размыва косы подвер-

гаются «селекции» на ее оконечности, подобно тому как это происходит на косе Бакальской Черного моря и многих косах других морей (Зенкович, 1957б). Тонкозернистый (илистый) материал подхватывается течением и откладывается в зал. Большой Каратун.

Для выяснения происхождения косы существенно то обстоятельство, что в срединной ее части встречаются отложения четвертичных золотых песков, которыми сложены западные отроги Приаральских Каракумов. Один из этих отрогов (высота 8—10 м) окаймлен песками с ракушкой. В основании косы, с морской стороны, такие отложения представлены почти исключительно древнеаральскими песками с раковинами *Cardium edule* L., которые образуют террасу шириной около 0.5 км. Современные пески сформировали здесь лишь неширокую полосу пляжа. Становится понятным, что в сравнительно благоприятных условиях Малого моря поток наносов, возбуждаемый штормовым юго-западным волнением, у отрога золотых песков затормаживается. В результате этого на продолжении названного золотого массива начала формироваться Каратунская коса. Судя по отложениям, это произошло еще в древнеаральское время. При частом, но слабом северо-восточном волнении здесь образуются низкие валы со стороны зал. Большой Каратун, который заметно мелеет.

Бугуньский участок располагается между Каратунской косой и дельтой Сыр-Дарьи. Значительно изрезанная береговая линия здесь образует небольшие заливы — Малый Каратун, Ак-бике и Бугунь, обособившиеся от Малого моря, которое менее мелководно, чем зал. Сарышиганак.

В морфогенетическом отношении участок представляет собой единую систему баров, состоящую из островов и кос, отделяющую от моря упомянутые выше заливы. Среди этих морфологических образований с самолета обнаруживается чередование вытянутых в определенном направлении дюнообразных гряд и понижений между ними. По побережью заливов широко распространены заросли тростника.

Северным звеном участка служат остров-бар Узынкаир и южная коса зал. Малый Каратун, которые и обусловили образование указанного залива. Последний представляет собой лагуну (наибольшая глубина около 4 м) с двумя входами. Один из них узкий и мелководный (около 1 м), поросший тростником, другой более широкий и глубокий (5 м) с устьем на юге. На о. Узынкаир, длиной почти 8 км и шириной 225 м, с морской стороны обнаружены задернованные дюнные гряды высотой до 3.5 м. Они сложены морским песком из среднезернистого кварца с обильной примесью створок ракушки. Песчаный пляж узкий (4—5 м) и крутой (до 10°); здесь много раковин *Cardium edule* L. и выбро-сов зостеры. Со стороны залива к дюнам примыкает неширокая (до 90 м) и довольно ровная полоса береговых валов. Последние

сложены мелкозернистым кварцевым песком. Эти валы, заросшие тростником, в настоящее время размываются. Аналогичное строение имеет коса, обособляющая лагуну-залив Малый Каратуп с юга. Генетически она связана с северной косой зал. Акбике.

Среднее звено участка и составляется берегами лагуны-залива Акбике и его южной косы. В лагуну-залив (глубина 2—3 м) имеется узкий проход, разделяющий косу на две части. Посредине него также расположен узик. Внутренние берега его поросли тростником, морские же берега (типичные бары) весьма сходны с таковыми на северном подучастке, так как Северная коса зал. Акбике служит южным окончанием бара, примкнувшего к материковой суше, противоположный же его конец превратился в косу зал. Малый Каратуп. На всем своем протяжении (примерно 10 км) бар сложен все тем же среднезернистым песком с примесью ракушки, которым сформированы дюнные гряды шириной 15—20 м (ширина понижений между ними не менее 100—120 м). На узком песчаном пляже отмечаются выбросы ракушки и зостеры. Такой же характер имеет и бар (около 4.5 км), который в настоящее время является южной косой зал. Акбике.

Южное звено участка охватывает как зал. Бугунь, так и берег, примыкающий к нему с юга. В меридиональном направлении, по которому вытянут залив, длина его составляет почти 7 км (глубина 3—4 м). На севере залив ограждается от моря островом, а на юге — подводным продолжением косы-бара. Их разделяет узик глубиной 4 м. В южном углу залива раскинулся пос. Бугунь с рыбозаводом, моторно-рыболовной и мелиоративной станциями. Поселок располагается вблизи впадающей в море протоки из пресноводного оз. Тушибас, которое питается водами Сыр-Дарьи. Песчаный берег залива сильно затоплен и местами порос тростником.

Другим характером обладает внешний берег подучастка, для которого свойствен современный размыв. Вследствие этого здесь образовался уступ размыва с узким-пляжем перед ним. Барами тут являются как северный остров, так и южная коса зал. Бугунь. Судя по карте Л. С. Берга (1908), ранее остров примыкал к материковому берегу. И сейчас коса-бар как бы припаяна к аккумулятивной террасе (в 3 км южнее бухты). В настоящее время у дистального конца второй формы образовались три подводных коски-отростка.

Южнее описанного бара (до дельтового зал. Карашалан) берег слегка вогнутый. Этот отрезок побережья представляет собою неширокую современную аккумулятивную террасу, которая усиленно размывается волнами. Здесь расположился рыбопромысловый пункт Кызылкаир, что в переводе с казахского означает Красная коса. Такое название было дано потому, что здесь когда-то находилась коса. На карте дельты Сыр-Дарьи (по съемке 1900 г.) обозначены подводные контуры косы, даже сопровождае-

мые надписью «бывшая коса Кызылкаир» (Берг, 1908, стр. 219). На карте дельты Сыр-Дарьи 1847 г. здесь значится продолговатый остров. Таким образом, коса образовалась в более раннее время, когда ныне восточный берег зал. Карашалан, сложенный третичными песчано-глинистыми породами, еще подвергался воздействию волн открытого моря, особенно с юго-запада. С выдвиганием дельты в западном направлении во второй половине XIX в. абразия коренного берега прекратилась. Следовательно, оттуда перестали поступать и наносы, что привело к довольно быстрому уничтожению косы. Несомненно, всему этому способствовала современная трансгрессия Аральского моря.

Таким образом, описываемый береговой район является аккумулятивным образованием.

СЫР-ДАРЬИНСКИЙ РАЙОН

В этот район выделено приморье современной дельты Сыр-Дарьи, занимающее лишь северную часть восточного побережья Аральского моря. В зоне последнего современная дельта ограничивается пос. Таур на севере и мысом Карашокат на юге (рис. 23). Монотонный характер равнины на юго-западе дельты несколько нарушается небольшим массивом столового останца (в поперечнике 5—6 км), относительной высотой всего 10—12 м. Это — о. Косарал, переименованный впоследствии в о. Тараса Шевченко. К дельте он причленился совсем недавно. Дельта сложена главным образом четвертичными осадками аллювиального происхождения. Эти глинисто-песчаные отложения заполняют почти всю южную часть Арало-Казалинской тектонической впадины, на которую заходит современная дельта. Совсем небольшое участие в строении данного района принимают морские четвертичные пески. Из более древних пород на поверхность выходят лишь третичные (пески и песчаные глины), которыми и сложен упомянутый столовый останец.

Береговая линия дельты Сыр-Дарьи образует клювовидный выступ, к востоку от которого располагается зал. Карашалан, а к югу — зал. Акколь, соединяющийся с зал. Каратерень. Эти заливы глубиной 1.5—2 м, длиной в поперечнике 2—2.5 км, а также берега самой дельты почти всюду заросли тростником. На севере берега данного района омываются водами Малого, а на западе — Большого моря, которые вблизи дельты исключительно мелководны.

В морфологическом отношении берега современной дельты Сыр-Дарьи, хотя протяженность их небольшая, представляются сравнительно разнообразными. В северной и южной частях района располагаются отрезки низменного дельтового берега, поросшего тростником, а заключенный между ними участок относится к типу выровненных аккумулятивных берегов. Интересно, что

в ряде мест, судя по уступам размыва, дельта подвергается абразии, благодаря чему в прибрежье наряду с золовыми осадками в некотором количестве отлагается абразивный материал.

Такие общие морфологические черты дельты Сыр-Дарьи указывают на участие в ее формировании аллювиальных, волновых

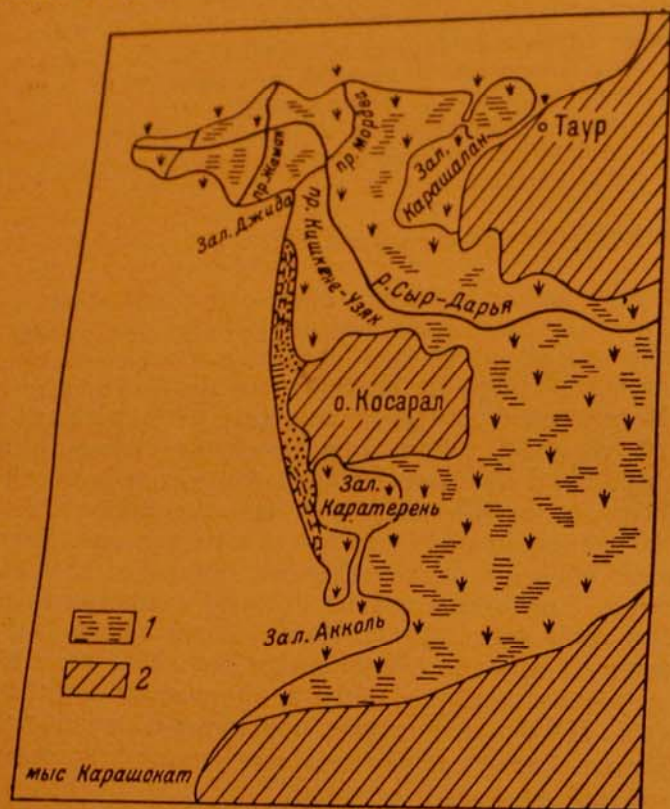


Рис. 23. Схема строения берега дельты Сыр-Дарьи.

1 — болота, 2 — коренная суша. Остальные условные обозначения те же, что и на рис. 10.

и фитогенных процессов. По особенностям строения Сыр-Дарьинский береговой район удобно разделить на два участка — Карашаланский (на севере) и Аккольский (на юге).

Карашаланский участок протянулся от пос. Таур до вершины зал. Джиды. На этом участке берег, главной частью которого служит клювообразный выступ дельты, является самым недавним образованием.

В настоящее время этот выступ имеет ширину основания (про- токи Мордва—Кипкинеузяк) около 5 км. Характерно, что на

обеих сторонах этого своеобразного клюва от него в свою очередь отходит по 3 выступа второго порядка (длина до 1 км). Их формирование динамически обусловлено соответствующими прото- вонидного выступа, затопленные морскими водами, сильно заросли тростником.

Подводные береговые склоны особенно отмелы у главного устья Сыр-Дарьи, где располагается приустьевой бар, отделяющийся от берега морским пространством шириной всего 150 м. Этот бар составляют шесть песчаных валов,¹ которые находятся на средней глубине 0.5 м (июль 1955 г.). Уклон дна на траверсе главного устья достигает всего 0.0027. К северо-востоку отсюда он несколько круче — 0.0048. Грунты подводного склона в зоне валов представлены светлыми кварцевыми мелкозернистыми песками, которые уже на глубине 2 м сменяются илами. Такой характер отложений на предустьевом взморье — результат обильного выноса аллювия р. Сыр-Дарьи в Арал. Ежегодно сюда выносятся 8 млн т взвешенных частиц твердого стока и 0.5 млн т влекомых песчаных наносов (Лопатин, 1950).

По-иному выглядит часть участка, находящаяся к востоку от клювовидного выступа, которая включает в себя зал. Карашалан. Перед заливом образовалась песчаная перемычка, возникновение которой обусловлено действием нагонных ветров северных румбов. В результате этого зал. Карашалан перестал служить нерестилищем, что в 1956 г. заставило местных меллиораторов произвести здесь землечерпательные работы. Само же побережье дельты в восточной части участка, также поросшее тростником, характеризуется богатой подводной растительностью и большой отмелостью (уклон дна до 0.0016).

Таким образом, характерная для Карашаланского участка динамичность береговой линии определяется прежде всего аллювиальными процессами в западной (клювообразной) и отчасти морской аккумуляцией в восточной (прикарашаланской) частях. Отмеченные процессы, конечно, тесно взаимодействуют с фитогенным фактором.

Аккольский участок берега (вершина зал. Джиды—мыс Карашокат) — более старое образование. Остовом этого участка является бывший коренной о. Косарал, который составил северный отрезок участка. Аккольский участок представляет собой песчано-ракушечную аккумулятивную террасу, вытянутую в север-северо-западном—юго-юго-восточном направлении. В этом наносном образовании можно выделить две части (примерно равной длины) косы, ныне отмершие в связи с причленением их к наростшей дельте. Это Каратеренская коса на юге и Джидинская на

¹ Ближайший к суше вал вышел на поверхность моря.

севере.¹ Возникновение их обусловлено наличием коренного останца (о. Косарал).

Джидинская коса отходит от северо-западной окраины коренного останца в северном направлении. Она образована 2—3 песчано-ракушечными валами высотой 1,5—2 м. Между последними в дистальной части расположены лагунные понижения, ныне заросшие тростником. Довольно широкий пляж (10—15 м) в корневой части косы окаймляет образовавшиеся здесь береговые дюны (высотой 3—5 м), которые сейчас заметно срезаются волнами. Об усиливающемся размыве свидетельствует значительная крутизна подводного берегового склона (0.0054) и выпуклый (абразионный) характер его профиля. Перегибы в профиле дна отмечаются на глубинах 2, 5, 7 и 9 м, что свидетельствует о бывших более низких отметках уровня Аральского моря.

Каратеренская коса в противоположность Джидинской ориентирована в южном направлении от юго-западной окраины коренного останца. Ее дистальный конец причленился к тростниковому берегу Аккольского залива. В строении этой части косы обнаруживаются два песчано-ракушечных вала, которые были разделены узкой лагуной. В корневой части косы отчетливо выражены следы размыва, срезавшего береговые дюны. На подводном береговом склоне располагаются два вала, причем ближайший к косе — на глубине всего 5 см. Эти валы сложены светлыми кварцевыми песками, которые на 4-метровой изобате сменяются серыми песками. Общая крутизна подводного склона здесь весьма мала — 0.0031.

Сопоставляя приведенные материалы по морфологии и динамике этого двойного аккумулятивного образования, можно прийти к заключению, что первоначально это был морской бар. В этом отношении указанное образование довольно сходно с двумя аккумулятивными формами, посредством которых бывший о. Челекен (Каспийское море) причленился к материку (Бегенджев, 1960). Доказательством барового происхождения Каратеренской и Джидинской кос, по нашему мнению, служат: 1) наличие серии береговых валов, разделяющихся ныне высохшими лагунами, 2) образование пляжевых фестонов и 3) распространение здесь песчано-ракушечного материала, выбрасываемого волнами со дна моря. В настоящее время в результате размыва, связанного с повышением уровня Арала, отмершие бары вытянулись в одну плавную выпуклую линию.

В общем характеризуемый район представляет собою клювовидный потамогенный берег, в формировании которого заметное участие принимает морская аккумуляция.

¹ Названа по одноименному зал. Джиди.

Глава V

ЮЖНОАРАЛЬСКАЯ ГРУППА БЕРЕГОВЫХ РАЙОНОВ

Эта группа районов, располагающаяся южнее 45—46-й параллелей, объединяет приморские части Устюрта, Западных Кызылкумов и дельты Аму-Дарьи.

Как указывалось выше, Южному Аралу по сравнению с Северным свойственно уменьшение осадков и увеличение суммарной солнечной радиации. В этих условиях на Устюрте преобладает солянково-полынная растительность (вместо полынно-солянковой в Северном Приаралье). В Западных Кызылкумах развиты саксаульники и кустарники пустыни, не характерные для Приаральских Каракумов. В дельте Аму-Дарьи широко распространены пойменные луга с тугаями, выраженные более слабо в дельте Сыр-Дарьи. В противоположность Североаральской группе районов, где господствуют бурые пустынно-степные почвы с солонцами и солончаками, здесь развиты серо-бурые пустынные почвы (Устюрт), сероземы (Восточное Приаралье), развеваемые и полужакрепленные пески (Юго-Восточное Приаралье) и аллювиальные почвы (дельта Аму-Дарьи). Таким образом, с ландшафтно-климатической точки зрения, аридность районов Южного Арала более выражена, чем в Северном Приаралье.

В связи с этим следует ожидать, что в описываемых районах аридность будет значительно проявляться и в ландшафтно-морфологическом отношении. Особенно ощутимо различие между песчаными пустынями Приаральских Каракумов и Западных Кызылкумов. Известно, что пески последних подвержены развеиванию, тогда как пески Приаральских Каракумов в значительной степени задернованы. Неодинаково проявляется и аридная денудация на Тургайском плато и Устюрте — в Северном Приаралье благодаря большей здесь амплитуде температур она гораздо заметнее. Ландшафтно-морфологические различия, хотя и в меньшей мере, обнаруживаются также между дельтами Сыр- и Аму-Дарьи.

Данный береговой район находится главным образом под влиянием эолового переноса песков из Западных Кызылкумов. Этот район заключен между дельтами Сыр- и Аму-Дарьи (рис. 24) и является по своему генезису дельтой пра-Сыр-Дарьи. Он сложен песчано-глинистым материалом, из которого образовались эолово-аккумулятивные формы рельефа. Обращают на себя внимание встречающиеся здесь довольно многочисленные сухие русла древних протоков Сыр-Дарьи, среди которых выделяются отмершие русла Куван- и Джаны-Дарьи (Боровский и Погребинский, 1958). В тектоническом отношении на севере район представляет собою часть Арало-Казалинской впадины. К югу от нее располагается Арало-Кызылкумская депрессия (Воскобойников, 1956). Эти структуры сложены третично-меловыми породами, которые в Восточном и Юго-Восточном Приаралье почти всюду покрыты толщей четвертичных отложений, принимающих непосредственное участие в формировании берегов. Среди четвертичных отложений в приморской полосе преобладают морские и эоловые пески. Меньшее значение имеют аллювиальные осадки.

Прибрежье неглубокое: 5-метровая изобата местами проходит в 3 км от берега (например, у о. Акбасты). Вследствие этого волнение здесь слабое (около 2 баллов с повторяемостью в пределах 55—70%). Однако у морской стороны ряда прибрежных островов, несколько выдвинутых в море, глубины значительно больше (например, у о. Кендырли 5-метровая изобата находится всего в 200 м от уреза воды). Штормы, вызываемые наиболее сильными юго-западными ветрами, наблюдаются здесь до 8 дней в году. Под действием этих ветров возникают довольно сильные нагоны воды. Однако преобладающими являются северо-восточные ветры, обуславливающие стоны воды, а также перенос и отложение в прибрежье эоловых осадков. Кроме последних, в прибрежье значительную роль играют биогенные отложения (ракушка) и частично материал абразии. В северную часть поступает также аллювий р. Сыр-Дарьи.

В морфологическом отношении берега являются преимущественно бухтово-аккумулятивными. Для таких берегов, как известно, характерна изрезанность, а также интенсивное зарастание тростником. Обращает на себя внимание обычно продолговатая форма островов. Одни из них вытянуты соответственно общему простиранию линии материкового берега (в Восточном Приаралье), другие своей длинной осью ориентированы почти по меридиану (Юго-Восточное Приаралье). Также неодинаково и строение приматерикового берега в отдельных частях Кызылкумского района. Все отмеченные различия позволяют подразделить Кызылкумский район на два подрайона — Уялинский и Акпеткинский.

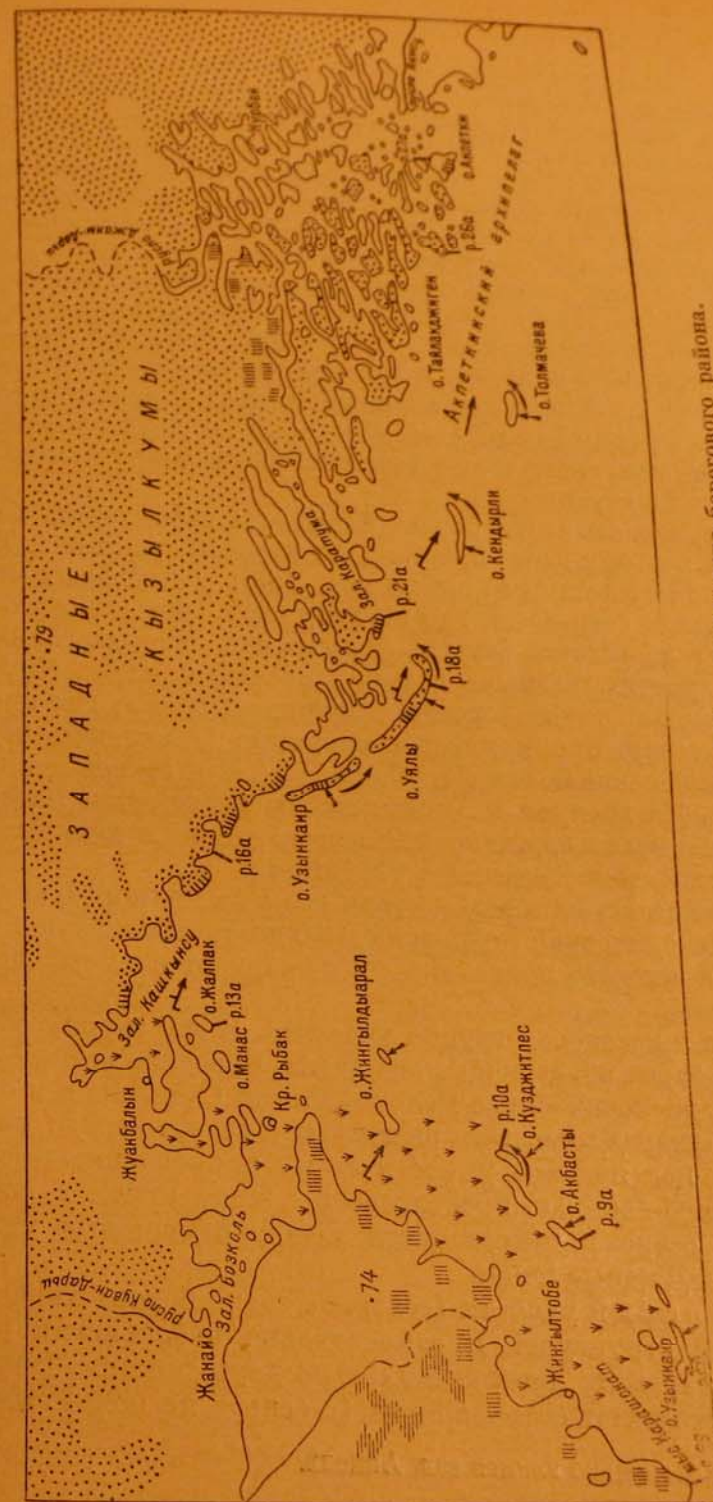


Рис. 24. Схема морфодинамики Кызылкумского берегового района. Условные обозначения те же, что и на рис. 10.

Этот подрайон занимает восточное побережье моря между дельтой Сыр-Дарьи и устьем отмершей р. Джаны-Дарьи.

Вдоль материкового берега вытянулась цепочка островов — баров, основные звенья которой образуют острова Узынкаир,¹ Уялы, Толмачева. В строении этих островов отчетливо прослеживаются песчано-ракушечные береговые валы, разделяемые лагунами. Общая длина цепочек обычно 1—18 км при ширине в нескольких десятков или сотен метров и высоте 1—3 м. Со стороны моря эти острова сильно подмываются прибоем, поэтому тут всюду хорошо выражен уступ размыва, перед которым располагается узкий песчаный пляж. Подводный береговой склон довольно крутой. Как правило, в верхней части подводного склона располагается 2—3 песчано-ракушечных вала. Грунты представлены светло-желтыми кварцевыми песками со значительной примесью битой ракушки; серые илистые пески встречаются чаще всего начиная с глубины 7 м.

Приматериковая часть берега благодаря обрамлению барамы мелководна, поэтому здесь преобладают заросли тростника. Тростники опоясывают почти все побережье. Лишь в отдельных местах, не блокируемых островами, где поэтому нет тростникового бордюра, волны достигают берега, формируя в песчано-глинистых отложениях уступы размыва и узкий песчаный пляж. Крутизна подводного склона таких берегов незначительна. Грунты преимущественно песчаные с примесью ракушки. Отложения черного илистого песка начинаются с глубины 3—4 м и вскоре переходят в черный ил. На границе с Акпеткинским подрайоном материковое побережье более изрезано и образует узкие и длинные кулуки со сравнительно большими глубинами.

Неодинаковая степень воздействия волн на приморскую (баровую) и приматериковую (преимущественно тростниковую) части побережья Уялинского подрайона обуславливает их морфологические различия.

Уялинская приморская группа участков. В эту группу объединены острова-бары, образующие два звена. Северное звено составляют острова, расположенные между дельтой Сыр-Дарьи и отмершим устьем Куван-Дарьи. Они вытянуты с северо-запада на юго-восток. Почти под прямым углом к этому направлению — с юго-запада на северо-восток — простирается южное звено, в котором группируются острова, находящиеся между отмершими устьями Куван-Дарьи и Джаны-Дарьи.

Узынкаирский участок (северное звено баров) характеризуется сложной структурой и относительно небольшими размерами островов-баров, группирующихся по двум линиям. Внутреннюю линию составляют острова-бары (с севера на юг) Узынкаир,

¹ Расположен несколько южнее зал. Акколь.

Акбасты, Жингылдыарал. Несколько западнее (почти вплотную) располагается внешняя линия, по которой расположились острова-бары (с юга на север) — мель Берегись, Кузджитнес и мели у островов Акбасты и Узынкаир. Длина этих островов измеряется обычно сотнями метров или несколькими километрами. Наиболее мелкие из баров в настоящее время залиты морем; эти мели заросли тростником. Подводными продолжениями всех островов-баров служат косы, длина которых подчас больше самих островов. Характерно, что более развиты северные косы. Острова сложены песчано-ракушечным материалом и состоят из нескольких береговых валов, чередующихся с лагунами. Высота островов всего 1—1.5 м. Повышение уровня моря фиксируется повсеместным развитием довольно высоких (до 1 м) уступов размыва и узких песчаных пляжей (2.5—3 м) под ними. Почти всюду в прибрежье встречаются затопленные кусты наземных растений.

Рассматриваемая двойная система баров отделяется от материка водным пространством шириной 12—15 км. Здесь глубины обычно 2.5—3 м. Большая часть этого пространства, особенно у внутренней стороны островов, заросла тростником. Острова-бары, составляющие внутреннюю цепочку, прикрытую со стороны моря внешней системой баров, приобрели ряд специфических черт. Они поросли тростником даже со стороны моря. Как правило, тростник растет и на самих островах. Крутизна подводных береговых склонов (с морской стороны) небольшая — 0.004—0.0025. Подводных валов здесь обычно нет. Темно-серые песчаные илы или илистые пески отмечаются начиная с глубины 4 м.

Один из характерных внутренних островов-баров — о. Акбасты — представляет собой узкую полосу песчано-ракушечной суши (100—150 м). Он вытянут с северо-запада на юго-восток примерно на 4 км. Небольшая коса явно выражена у северного конца острова. На нем с трудом различаются заросшие тростником проходы во внутреннюю лагуну. Остров интенсивно разрушается: по сведениям, полученным от местных рыбаков, за 18 лет с северной стороны острова оказалась срезанной полоса побережья шириной 35 м. Таким образом, в среднем за год абразией срезается почти двухметровая полоса берега. Подводный склон здесь отлогий — около 0.0025. В 1 км от острова на глубине 1.2 м в 1956 г. был обнаружен бар шириной 250—300 м, который и является частью внешней системы баров.

Прибрежье внешних островов-баров со стороны моря тростником не зарастает и отличается довольно крутым подводным склоном — 0.0117—0.0066. Илистые отложения появляются здесь на глубинах порядка 7 м. В прибрежье везде обнаруживается 2—3 подводных вала. Некоторое представление о характере внешних островов-баров можно получить на примере о. Кузджитнес, который находится в средней части описываемой системы баров. Он также ориентирован в северо-западном—юго-восточном на-

правлении. Длина острова не превышает 5 км, а ширина — 300—350 м. Здесь отчетливо различаются три береговых вала из песчано-ракушечного материала. От обоих концов острова выходят бары-косы, причем северная из них более развита. Уступы размыва на нем встречаются всюду. Подводный береговой склон (с морской стороны) довольно значительный — 0.0066. Здесь имеются два подводных вала. Из грунтов преобладают песчаные. Черный ил с остатками тростника обнаруживается лишь в 110 м от берега (глубина 3 м). Очевидно, здесь была лагуна, срезанная волнами в эпоху повышенного уровня Арала.

Особняком среди внутренней и внешней систем островов-баров располагается о. Узынкаир, который как бы замыкает обе системы с севера. Он имеет довольно значительные размеры — длину 7 км, ширину от 300 до 1500 м и высоту до 2 м. Северный конец острова, изгибаясь, приобретает северо-восточное направление. В этом же направлении простирается самая крупная подводная коса (более 10 км), которая немного не доходит до мыса Карашокат. У северо-восточного окончания острова образовалась небольшая бухта (глубина до 2 м), где располагается рыбозавод Узынкаир.

На острове отчетливо прослеживается до пяти береговых валов, сложенных из песчано-ракушечного материала. Ими разделяются крупные лагуны. Вблизи пос. Узынкаир береговые валы всхолмлены в дюны высотой до 2.5—3 м. Они слабо задернованы и поэтому усиленно развеваются. На юге о. Узынкаир заканчивается небольшой косой (0.5 км), на подводном продолжении которой растет тростник. Сильно порос тростником и внутренний отмельный берег о. Узынкаир. На морской стороне побережья повсюду виден уступ размыва (высотой до 1 м), где волнами срезан и современный береговой вал. В прибрежье, в 30—40 м от уреза воды, часто встречаются затопленные корни наземных кустарников. В строении подводного склона при средней величине уклона 0.011 обнаруживаются два подводных вала.

Собственно Уялинский участок (южное звено баров) является ординарной системой, включающей в себя четыре крупных острова (с юга на север) — Толмачева, Кендырли, Уялы и Узынкаир, ориентированной с юго-запада на северо-восток. Эти острова имеют крупные размеры — длина 7—18 км, ширина от нескольких сотен до 200 м. Наиболее четко выраженные косы у всех островов-баров приурочены к их южным концам. Крутизна подводных береговых склонов (с морской стороны) достигает 0.002 (о. Кендырли), которая еще не отмечалась для аккумулятивных берегов Аральского моря. В этих условиях в 4-метровой зоне подводного склона везде залегает преимущественно мелкозернистый светло-желтый кварцевый песок с ракушкой. Илстые осадки встречаются начиная лишь с глу-

бины 7 и даже 10 м. Острова-бары отделены от материка морским пространством шириной до 15 км при средней глубине 4—5 м.

В морфологическом облике характеризуемых островов обращают на себя внимание высокие (до 5—6 м) гряды дюн. Они большей частью покрыты кустарниками. Между грядами местами сохранились лагуны. Подножия дюн обычно подмыты, под ними образовались уступы, окаймленные нешироким пляжем.

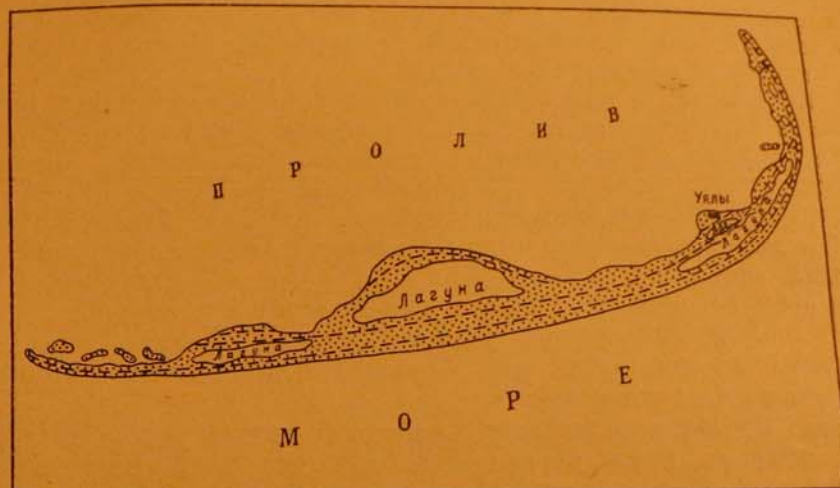


Рис. 25. Схема строения о. Уялы.

Условные обозначения те же, что и на рис. 10.

В прибрежье, близ уреза воды, часто можно наблюдать затопленные корни наземных растений. Глубже сквозь воду просвечивают подводные (преимущественно два) береговые вала. С внутренней стороны островов побережье почти везде густо заросло тростником.

Характерным в южном звене является остров-бар Уялы (южнее о. Узынкаир — крайнего северного в звене). Конфигурация о. Уялы слегка напоминает слабо изогнутый лук с изгибом, направленным в сторону моря (рис. 25). Особенно значителен этот изгиб у южной оконечности, где образовалась длинная (до 2 км) коса с не менее длинным подводным продолжением. При общей протяженности в юго-западном—северо-восточном направлении в 18 км остров имеет наибольшую ширину — около 2 км. В южной части острова, на внутренней стороне, располагается рыбозавод Уялы. В связи с повышением уровня Арала в новейшее время размеры острова несколько сократились, а глубина в лагунах, ограниченных песчано-ракушечными бере-

говыми валами, увеличилась с 0.1 до 1 м. Со стороны моря он подвержен интенсивному размыву. В результате везде сформировалась широкая прибойная полоса (до 50 м) со сравнительно узким (7—8 м) пляжем. Подмываемые снизу дюны, местами достигающие высоты 7 м, заросли кустарником.

На подводном береговом склоне с морской стороны острова на глубине почти 1 м в 80 м от уреза воды имеются два подводных вала. Крутизна склона (до 2-метровой глубины) весьма значительна — 0.0143. На профиле отчетливо видны переломы на глубинах 2, 5, 7 и 9 м. Грунты до 10-метровой изобаты представлены почти исключительно светло-желтыми и серо-желтыми кварцевыми песками с ракушкой.

При ветрах с юго-запада, совпадающих с наибольшим разгоном волн, последние подходят к островам-барам почти под прямым углом, обуславливая поперечное перемещение песчано-ракушечного материала, которым сложены все острова-бары. Так, в пробе пляжевых наносов о. Акбасты обнаружено до 30% ракушки. В образцах грунта, взятых здесь в прибрежье, ракушка составляет 2% (глубина 3.7 м) и 1% (глубина 4 м). По всей вероятности, формирование двойного северного звена островов (Узынкаирский участок), имеющих здесь типичные аккумулятивные поперечные формы баров, связано с сильным юго-западным волнением.

При преобладающих северо-западных ветрах и соответствующих нагонах сюда переносится аллювиальный материал из Сыр-Дарьи. Кроме того, здесь усиленно отлагаются продукты эолового переноса. Можно предполагать, что обилие аллювиальных выносов и явилось причиной образования на севере подрайона двойной системы баров. Отсутствие такого дополнительного источника в южной части подрайона (Уялинский участок), вероятно, послужило основной причиной создания лишь ординарной системы островов-баров.

Вслед за В. П. Зенковичем (1957а) формирование всех (ныне подводных) баров в рассматриваемом подрайоне следует отнести к эпохе высокого стояния Арала, а превращение их в острова-бары — к эпохе низкого стояния уровня моря (см. ниже). В настоящее время бары находятся в стадии относительного погружения, обусловленного современной трансгрессией Аральского моря.

Уялинская приматериковая группа участников охватывает побережье материка от мыса Карашокат до отмершего устья Джаны-Дарьи. Подобно описанной приморской группе в ней намечается различие между северной и южной частями. Их разграничивает устье бывшей р. Куван-Дарья.

Куван-Дарьинскому участку (северная часть) свойственна в общем малая изрезанность береговой линии, окаймленной зарослями тростника шириной от 10 до 200 и более метров,

а местами и километров, при средней высоте зарослей 2.5—3 м. Глубины непосредственно у зарослей 1—1.5 м. У образовавшегося здесь благодаря морской ингрессии бухтового берега, защищенного барами от волнения, происходит усиленная аккумуляция наносов, чему способствуют также тростники (Лымарев, 1958 г). Благодаря этим наносам вогнутости берега сглаживаются и бухтовый берег превращается в выровненный тростниковый. О характере собственно материкового побережья и прилегающих к нему островов можно судить по двум отрезкам берега на крайнем севере и юге данного участка. Они не зарастают тростником, так как здесь материковое побережье не блокируется барами. Такого рода материковый берег у мыса Карашокат сложен глинисто-песчаным аллювием древней дельты Сыр-Дарьи общей мощностью 1—1.5 м. На этом побережье еще сохранились высохшие русла Сыр-Дарьи. В местах соприкосновения с морем аллювиальные отложения сменяются светлыми кварцевыми песками с примесью ракушки, в которых и образуется уступ размыва с пляжем шириной всего около 1 м. В прибрежье оказалось 7 подводных валов (на глубинах от 0.2 до 1.5 м). Крутизна подводного склона здесь довольно значительная — 0.005. Начиная с глубины 4 м располагается подводная аккумулятивная терраса с черным илистым песком, который переходит в черный ил.

Такое же строение, как и материковое побережье, имеют о-ва Манас и Жалпак. Названные острова имеют вытянутую с юга на север форму с отрогами, направленными в сторону материка. Остров Жалпак сложен двумя песчаными грядами (высотой более 3 м) с задернованным понижением между ними. Со стороны открытого моря берег сильно размывается; узкий песчаный пляж во многих местах переходит в уступы размыва. Подводный склон отмелый, уклон 0.004, без подводных валов. Преимущественно серые кварцевые пески прибрежья на глубине 4 м сменяются серым илистым песком со слабым запахом сероводорода. По всем признакам о. Жалпак и родственный ему о. Манас следует отнести к участкам материковой суши, отделившимся от нее при сравнительно недавнем затоплении.

Джаны-Дарьинский участок (южное приматериковое побережье) в отличие от охарактеризованного северного более изрезан, особенно на крайнем юге, где к берегу подступают типичные грядовые пески континентального генезиса. Эти гряды, как известно, имеют преимущественно меридиональную ориентировку. В результате недавнего затопления межгрядовые понижения в пустынном эоловом рельефе превратились в узкие и длинные заливы-култуки (Федорович, 1942). Особенно много култуков близ о. Уялы и южнее его, т. е. в зоне, прикрытой со стороны моря описанными выше островами-барами. Поэтому култуки тоже обильно заросли тростниками. По данным Н. З. Хусаиновой (1958), длина култуков достигает 20 км при ширине

обычно 1,5 км и глубине входа до 5—7 м. Этими молодыми образованиями обусловлено формирование типичного ингрессионно-бухтового берега. Он здесь еще почти не видоизменен волнением, которое на этой совсем малой акватории култуков быстро погашается.

Значительным изменениям подвергся материковый берег, непосредственно омываемый морем, особенно к северу от о. Уялы и к югу от него. Побережье между о. Узынкаир и зал. Кашкынсу представляет собой аккумулятивную террасу шириной в несколько сот метров. Она сложена преимущественно светло-желтым кварцевым песком с примесью ракушки. За ней располагается массив песков Кызылкумов, обрывающийся к побережью довольно крутым склоном. Как правило, пляж здесь узкий (2—3 м). Терраса во многих местах подмывается, образуя уступы размыва. Там, где приморская гряда дюн оказалась уже срезанной морем, возникли лагуны, которые ныне заросли тростником. Подводный склон этого аккумулятивного берега сравнительно крутой — 0,006—0,005. В верхней части его (до глубины 1,5 м) можно встретить до 6 подводных песчаных валов. Нижняя зона подводного склона характеризуется выпуклым профилем, который свидетельствует о перестройке аккумулятивного типа берега в абразионный (в связи с подъемом уровня моря). Это подтверждается и залеганием песчаных грунтов на глубинах до 5 м.

Таким образом, для Уялинской приматериковой группы участков характерны выравнивание береговой линии тростниковыми зарослями с северной части и усиление морской ингрессии в южной, граничащей с Акпеткинском подрайоном.

Акпеткинский подрайон

Побережье этого подрайона, так же как и Уялинского, представляет собой преимущественно бухтовый аккумулятивный берег. Для него характерна изрезанность — бесчисленные узкие и извилистые, преимущественно мелководные бухты и проливы со множеством мелких островов.

Как теперь установлено И. М. Островским (1955), ингрессия юго-восточного берега Аральского моря произошла не в силу вертикальных тектонических движений побережья с отрицательным знаком (Николаев, 1949), а вследствие его положения между приподнятыми участками отмерших дельт рек Джаны-Дарьи и Янысу — самой восточной старой протоки р. Аму-Дарьи. В условиях грядово-ячеистого эолового рельефа побережий и трансгрессии Аральского моря, распространившейся за полстолетие на десятки километров в глубь пониженной суши, сформировался аральский тип бухтового берега. Впервые его выделил

Л. С. Берг (1902а). Своего максимума трансгрессия достигла в 50-е годы XX в. По данным А. С. Кесь (1958), за четыре года (1952—1956) морская вода проникла вверх по руслу Джаны-Дарьи на 22 км.

Наряду с изрезанностью другой характерной чертой строения описываемых берегов являются подчас резкие перепады глубин на ряде соседних участков прибрежного дна (по нашим данным 1955 г.), что объясняется затоплением сильно расчлененной поверхности, например островков и мелководных проливов. Особенно это заметно (перепады до 12 м) в местах затопления бывших русел Джаны-Дарьи и Янысу.

Сходство между берегами Уялинского и Акпеткинского районов заключается не только в бухтовом характере расчленения: и здесь могут быть выделены два различных отрезка — приморский (морской) и приматериковый (внутренний). Назовем их соответственно Тайлакджегенским и Нурбайским участками. Мы ограничиваемся здесь выделением лишь названных участков, так как в остальной части Акпеткинский подрайон изучен еще слабо.

В Тайлакджегенский (морской) участок объединены составляющие западную окраину Акпеткинского архипелага обжитые острова — Тайлакджеген (самый крупный), Акпетки, Карабайли и др. Вследствие того что на этом участке острова подвержены непосредственному воздействию волн, разгон которых велик при ветрах северной четверти, берега здесь приобрели ряд особенностей.

Береговая линия внешней зоны островов сравнительно выровнена, и берега их приглубы. В морфологическом облике островов выделяется обычно возвышенная средняя часть, где располагаются песчаные гряды высотой до 8—10 м. Они вытянуты в почти меридиональном направлении (вдоль преобладающих северных ветров). В пониженной береговой полосе отчетливо выражены холмы из морских песков высотой 2—3 м. Лагуны местами (через понижения в дюнном рельефе) соединяются с морем, формируя таким образом изрезанный береговой контур. Дюны приурочены преимущественно к пересыпам и косам, которые перемежаются с выступами побережья. Выступы, как и гряды, сложены эоловыми песками. Пересыпы лагун и береговые выступы в настоящее время усиленно размываются морем, поэтому песчаный пляж выражен слабо. В прибрежье на расстоянии 30—50 м от уреза воды часто встречаются корни наземных растений (главным образом тамариска). Кое-где есть и заросли тростника. Подводному береговому склону открытой части островов свойственна довольно значительная для аккумулятивных побережий крутизна (в среднем 0,0066). На подводном склоне обнаруживаются песчаные валы. Среди грунтов здесь преобладает светлый мелкозернистый кварцевый песок с неболь-

шой примесью ракушки. Илстые грунты отлагаются обычно начиная с глубины 5 м.

Береговая линия внутренней зоны приморских островов благодаря развитию свободных аккумулятивных форм — кос — несколько больше изрезана (рис. 26). И так как она защищена от морского волнения, то основную роль в формировании кос играют сгонно-нагонные течения.



Рис. 26. Одна из аккумулятивных форм в приморской части Акпеткинского архипелага. Фот. Р. С. Деньгиной.

В заключение кратко опишем берега о. Тайлакджеген (около 15 км²). Занимая центральное положение на участке, этот остров заметно выдается в открытое море и поэтому более других островов подвергается разрушительному действию волн. В настоящее время остров большей частью затоплен и зарос тростником. Лишь северная часть его представляет собой песчаный массив с дюнами высотой до 4 м. Со стороны моря полоса дюн усиленно размывается. Здесь сформировались узкий пляж и зона прибоа общей шириной всего 5—6 м. За дюнами располагается лагуна, сообщающаяся с морем. Береговая линия имеет фестончатый рисунок. Крутизна подводного склона здесь мала — 0.009. Среди грунтов преобладают светлые кварцевые пески при почти полном отсутствии ракушки (рис. 14, разр. № 26а; табл. 3). Нурбайский (внутренний) участок охватывает восточную часть Акпеткинского архипелага, состоящую из множества

островов. Последние, а также полуострова¹ имеют самую разнообразную форму, но все они вытянуты в меридиональном направлении. Береговая линия островов исключительно изрезана. Не менее сложны очертания и проливов, разделяющих острова и полуострова. Глубины в проливах в общем небольшие — в среднем не больше 3 м, а близ материка даже 1—1.5 м.

В таких условиях формирование берегов определяется не волнением, а ветровыми течениями и сгонно-нагонными явлениями, которые способствуют дальнейшей ингрессии моря в глубь пустыни Кызылкумы, а также заполнению преимущественно эоловыми осадками вогнутостей береговой линии островов. Так как волнение выражено слабо, размыва берегов почти не происходит. Подводная эрозия наблюдается лишь в узких проливах, где ветровыми и сгонно-нагонными течениями формируются подводные желобы глубиной до 6—7 м. В результате преобладания процессов затопления в описываемом внутреннем участке Акпеткинского архипелага наиболее распространенным является бухтовый ингрессионный берег (Лымарев, 1957б).

Из сказанного об Акпеткинском подрайоне следует, что выделенный здесь Л. С. Бергом (1902а) единый аральский тип бухтовых берегов является более сложным береговым комплексом. В нем можно различать выровненные берега внешней зоны приморских островов, бухтовые берега во внутренней зоне этих островов и бухтовые ингрессионные берега в приматериковой части архипелага. Различия наблюдаются не только в их морфологии, но и в механическом составе прибрежных грунтов. Так, на не защищенном от морских волн подводном склоне о. Тайлакджегена представлены лишь песчаные фракции. В прибрежье внутренней стороны приморского о. Акпетки начиная с 5-метровой глубины отлагаются глинистые фракции осадков (около 50%; рис. 12, разр. № 27а).

В общем побережья Кызылкумского района можно отнести к бухтовым аккумулятивным образованиям, осложненным в Восточном Приаралье зарослями тростника и островами-барами, а в Юго-Восточном Приаралье — отрезками выровненного бухтового и бухтового ингрессионного берегов.

АМУ-ДАРЬНСКИЙ РАЙОН

К названному береговому району отнесено все южное побережье Арала — приморская часть современной и древней (сухой) дельты Аму-Дарьи (Лопатин, 1957б). В него включен и п-ов Муйнак, который до недавнего времени был островом (рис. 27). Современная дельта выходит к морю между мысом Кызылкаир на западе и устьем Казак-Дарьи (рукавами Аму-

¹ По одному из них — п-ову Нурбай — и назван описываемый участок.

Дарьи) на востоке. Лишь восточная окраина этого побережья, между устьем Казак-Дарьи и Янысу (отмерший рукав Аму-Дарьи), относится к древней дельте, которая начала осушаться 150—200 лет тому назад. Дельту омывают воды заливов Аджибай, Муйнакский, Сарбас и Джилтырбас с глубинами от 10 до 3 м. Береговая линия района представляет в общем плавную, обращенную на север дугу с отдельными выступами — лопастями.

Аму-Дарьинская дельта (взморье)¹ характеризуется увеличением глубин у авандельты в северном направлении, особенно



Рис. 27. Схема морфодинамики Аму-Дарьинского берегового района.

1 — болота; 2 — солончаки. Остальные условные обозначения те же, что и на рис. 12.

в ее центральной части, на траверсе мыса Аккала. Вблизи последнего глубины достигают 10 м. Здесь отлагаются почти исключительно илы (серые или темно-серые, обычно уплотненные, со светло-коричневым слоем речного ила сверху). В восточной части авандельты (траверс вершины зал. Джилтырбас) глубины уменьшаются уже более плавно — с 15 до 2—3 м на расстоянии почти в два раза больше (55 км). Благодаря соседству с песчано-ракушечным побережьем Юго-Восточного Приаралья, а также удаленности от главного устья дно этой части авандельты сложено преимущественно серым песчаным илом с примесью ракушки, который лишь прикрывается аллювиальным светло-коричневым илом. Еще меньшими глубинами характеризуется западная часть авандельты. На профиле, проходящем примерно по середине

¹ Описание авандельты произведено по материалам грунтовой съемки, выполненной автором совместно с Гидрометбюро «Аральское море» в августе 1955 г. Съемками была охвачена акватория Южного Арала, ограниченная с севера 44-й параллелью. Всего взято дночерпателем Петерсона 320 образцов грунта.

зал. Аджибай, глубины падают с 11,2 до 2,7 м на расстоянии около 40 км. Грунты — исключительно серые илы с примесью ракушки и тонким налетом светло-коричневого ила. Песчаные осадки отлагаются главным образом в прибрежье п-ова Муйнак. Таким образом, взморье дельты Аму-Дарьи представляет собой как бы вогнутость, которая заполняется аллювиальными выносами. Принос аллювия в прибрежную зону авандельты особенно обильный, в частности сюда приносится много биогенного материала (ракушка). При явно преобладающих северо-восточных ветрах здесь довольно сильно выражены нагонные явления. Значительную роль играет и стоковое течение (к северо-западу от главного устья Аму-Дарьи).

Наземная часть дельты имеет в общем плоскую поверхность со слабым наклоном на северо-запад и северо-восток от центра, где главное русло Аму-Дарьи слегка приподнято. Морской край дельты едва возвышается над уровнем моря (абс. выс. 53 м). Широко распространены здесь заросли тростника.

В последние годы опубликовано несколько монографий по району дельты Аму-Дарьи (Рогов, 1957; Лопатин и др., 1958), поэтому подробно останавливаться на характеристике ее рельефа не имеет смысла.

Дельтовая равнина сложена почти исключительно мелкозернистым аллювием алевроитового и глинистого состава. Эти отложения заполняют впадины в третичных и верхнемеловых породах (Набиев, 1955). Мощность этих четвертичных аллювиальных толщ увеличивается на северо-запад, где достигает 142 м (урочище Айбугир), и падает в восточном направлении до 30—20 м (правобережье Аму-Дарьи; Акулов, 1957). Из других четвертичных осадков следует назвать морские отложения также алевроитового и глинисто-алевритового состава с раковинами *Cardium edule* L. (на северо-западе и северо-востоке дельты). Верхнемеловыми породами сложен восточный берег п-ова Муйнак высотой 13—15 м. Здесь они представлены толщей глинистого песчаника, венчающей песками с прослойками бурого железистого песчаника (Архангельский, 1931). Приморская зона Аму-Дарьинской дельты находится в основном в пределах Североустюртской синклинали (Шульц, 1955). И только п-ов Муйнак приурочен к антиклинали.

Указанные структурные и литологические различия между приморской зоной Аму-Дарьинской дельты и приключившимся к ней массивом п-ова Муйнак находят отражение в морфологическом облике их побережья. Если собственно дельта Аму-Дарьи является типичным потамогенным образованием с низкими берегами, поросшими тростником, то на значительной части п-ова Муйнак выражен крутой и относительно высокий, хотя обычно и отмерший клиф, что свидетельствует об абразионном характере этого участка.

Учитывая подмеченные морфолого-динамические различия, можно разделить рассматриваемый Аму-Дарьинский район на два береговых подрайона — собственно Аму-Дарьинский и Муйнакский.

Собственно Аму-Дарьинский подрайон

При первом знакомстве с этим подрайоном, особенно с самолета, поражает монотонность его поверхности, густо поросшей тростником. И только светлые пятна озер, ленты рукавов и проток Аму-Дарьи нарушают это однообразие. В западной части сквозь воду просвечивает вал, который расположен параллельно береговой линии. В средней части дельты, где сосредоточено большинство рукавов устья Аму-Дарьи, в море виден широкий (несколько километров) коричневый шлейф наносов. Очертания берега угловаты. Видны обсохшие русла некогда мощных рукавов. Резко отличается своим строением восточная часть дельты (к востоку от устья Казак-Дарьи), представляющая собой старую (сухую) дельту. Низменное ее побережье, затопленное морскими водами, поросло тростником (рис. 28). В результате проникновения вод в неровности прибрежной суши здесь сформировался бухтовый берег, сходный с таковым на востоке Арала.

В основу физико-географического районирования приморской зоны дельты Аму-Дарьи положена разработанная применительно ко всей дельте М. М. Роговым (1957) схема.

В Аму-Дарьинском подрайоне выделяются следующие береговые участки, названные по одноименным заливам, — Аджибайский (на западе), Сарабасский (в центре) и Джилтырбасский (на востоке).

Сарабасский участок относится к наиболее динамичной части дельты. Этот участок располагается между перешейком п-ова Муйнак и устьем Казак-Дарьи. Мелколопастный характер береговой линии Аму-Дарьинской дельты выражен наиболее четко. Здесь располагается устье русла Инженерузекского рукава, а также ныне отмерших рукавов главного устья — Талдыка и Улькун-Дарьи. Более крупные лопасти берега образуют выступы — мысы Инженерузекский, Аббас, Аккала и Узынкаир, которые представляют собой низменные наносные образования, заросшие тростником.

Особой динамичностью отличается самый молодой (20 лет) Инженерузекский подучасток, ограниченный с одной стороны перешейком п-ова Муйнак, а с другой — мысом Аккала. Интенсивное нарастание этого отрезка дельтового берега и привело к соединению его западного выступа с юго-восточной оконечностью бывшего о. Муйнак. В результате между названным полуостровом и современным Инженерузекским выступом дельты (конусом выноса) недавно образовался зал. Сарбас (с глуби-

нами не более 5—6 м), который усиленно заполняется аллювием. Неудивительно, что крутизна подводного берегового склона к вершине залива оказалась равной 0.0018, а серые илы были обнаружены на глубине 4 м.

Почти у поверхности воды на подводном склоне обнаружен вал, сложенный серым кварцевым песком. На траверсе главного устья (Инженерузекский конус выноса) уклон прибрежного



Рис. 28. Общий характер тростникового берега дельты Аму-Дарьи.

дна значительно увеличивается (до 0.0083). Грунты представлены исключительно светло-коричневым илом аллювиального происхождения. В устьях проток (на глубине 1—1.2 м), как правило, образуется мелководный бар. Нарастание Инженерузекского конуса выноса происходит путем формирования в прибрежной зоне (1—1.5 км) сначала приустьевых кос и наносных островов, которые образуют «пионерскую зону» (по Рогову, 1957). Интересно, что наибольшим ростом наносной суши отличаются северная и северо-восточная окраины, а западная и северо-западная окраины конуса выноса, наоборот, временами значительно размываются (за год до 1 и более километра) сильным волнением. Последнее обстоятельство М. М. Рогов (1957) объясняет не только меньшим воздействием волнения на данном участке, но и значительно большей мощностью водных потоков в данном направлении.

Подучасток, охватывающий дельтовое побережье с мысами Аккала и Узынкаир, занимает староречье, сформированное в течение XIX в. главным образом отмершим рукавом — Улькун-Дарьей. Соответственно назовем этот подучасток Улькун-Дарьинским. Наряду со староречьями здесь много разливов, которые затопили низины, превратив их в болота. Немало здесь и солончаков.

Береговая линия окаймляется бордюром из тростника высотой 1.5—2 м. Мысы-лопасти Аккала и Узынкаир длиной соответственно около 8 и 5 км сформировались еще в прошлом столетии и были не чем иным, как конусами выноса рукавов Улькун-Дарьи.

Подводный береговой склон сравнительно крутой у мыса Аккала — 0.0133. Прибрежное дно до глубины 3 м и сам берег здесь устланы отмершими стеблями тростника, из которых сформировалась штормовая полоса (ширина 5—6 м и высота 1—1.2 м), теперь подмываемая морем. Далее в глубь дельты распространяются густые заросли тростника высотой 2—3 м. Серо-желтый кварцевый песок составляет дно здесь начиная с 4-метровой изобаты, а примесь в нем аллювиальной глины появляется лишь с глубины 5 м. Подводные валы тут не выражены; они обнаруживаются только к востоку от мыса Аккала, в плавной вогнутости берега между мысами Аккала и Узынкаир, где крутизна подводного склона заметно уменьшается (близ мыса Узынкаир — 0.0027). У последнего мыса перед зарослями тростника обнаружены два подводных вала из мелкозернистого серо-желтого песка с примесью ракушки. Начиная с двухметровой глубины залегают желто-серые пески, к которым на глубине 5 м примешивается глина, очевидно, аллювиального происхождения.

В целом Сарбасский участок характеризуется аккумуляцией в западной части и абразией наряду с аккумуляцией в восточной, что является следствием, с одной стороны, близости устья главного русла Аму-Дарьи и преобладания северо-восточных ветров, с другой.

Джилтырбасский участок занимает южное и восточное побережье одноименного залива, между устьями Казак-Дарьи и Янысу. Линия берега наиболее расчленена в дельте Аму-Дарьи. Берег везде обрамлен тростниковыми зарослями шириной в несколько сот метров. С самолета отчетливо видно, что прилегающая к заливу суша сильно расчленена отмершими руслами. Встречается также много солончаков. Относительно многочисленные золотые бугры и гряды, разделяемые впадинами, при ингрессии моря образуют здесь острова, полуострова и бухты, характерные для аральского типа бухтового берега. Глубины в зал. Джилтырбас обычно не превышают 3 м. Только перед устьем Казак-Дарьи имеется естественный подводный канал с наибольшей глубиной 3.6 м (сентябрь 1956 г.). Уклон при-

брежного дна в вершине залива весьма мал — 0.0022 (в пределах 3-метровой изобаты). Уже на глубине 2 м залегает серый песок с примесью ила, а на 3-метровой — серый песчаный ил. Светло-коричневый ил аллювиального происхождения обнаружен лишь близ устья Казак-Дарьи. До 3-метровой глубины встречаются небольшие поросли тростника.

В условиях мелководности зал. Джилтырбас, а также сравнительно небольшой расчлененности прибрежной суши описываемый участок приобрел лишь некоторые черты бухтового берега аральского типа.¹ Как выяснил И. В. Самойлов (1952), в динамике этой части дельты Аму-Дарьи основную роль играет не аллювиальный процесс, а аккумуляция наносов, которые перемещаются с севера вдоль отмелого восточного побережья Арала. Однако отложению наносов в зал. Джилтырбас отчасти препятствует наблюдаемая последние 50 лет трансгрессия Аральского моря, в результате которой затоплено дельтовое побережье.

Аджибайский участок включает в себя южные берега Аджибайского у Муйнакского заливов. На западе он ограничивается мысом Кызылкаир, а на востоке — перешейком п-ова Муйнак. В Аму-Дарьинской дельте это самый низкий участок. Он почти затоплен и зарос тростником, среди которого разбросаны озера; одно из них довольно крупное — оз. Судочье. Тростники прорезаны искусственными каналами — по-местному «тропами». Береговая линия на этом участке образует довольно многочисленные бухты и култуки, происхождение которых Р. С. Денгина (1954) связывает с незащищенностью берега от ветров северных румбов. Очертания береговой линии мало меняются, что объясняется слабым поступлением аллювия в западную часть дельты из-за маловодности протоков Раушан и Приемузек.

Прилегающее к плато Устюрт побережье исключительно отмелое: крутизна его подводного склона составляет 0.0017. В верхней части этого склона сформировались три подводных вала, сложенных серо-желтым кварцевым песком с примесью ракушки. Отложение светло-коричневой глины аллювиального происхождения начинается только с 4-метровой глубины. Упомянутый подводный склон является внешней стороной затопленного берегового вала, который протянулся с небольшими перерывами вдоль всего южного побережья зал. Аджибай. Ширина этого песчано-ракушечного вала от 50—80 до 150—180 м. В настоящее время он залегает на глубине всего 0.15—0.3 м, густо порос тростником. Для прохода рыбы во время нереста рыбаки прорыли в вале более 10 подводных каналов (узьяков).

Как можно видеть, данный подводный вал представляет собой типичный аккумулятивный бар. Об этом можно судить по его

¹ К сожалению, мы не могли его обследовать, так как высадиться на этот затопленный берег не удалось.

песчано-ракушечному стросию. Условия, благоприятствовавшие образованию бара, возникли здесь в самом начале XX столетия. В это время западная приморская часть дельты Аму-Дарьи находилась в пустынных условиях. Судя по 10-верстной карте Туркестана (съёмка 1905 г.), на песках этой дельты заросли тростника, саксаула и джунгила были редкими. По мере постепенного подъема уровня моря, который начался примерно в те годы, от мелкое побережье заливало. При преобладающих здесь ветрах северной четверти горизонта перемещение наносов стало поперечным. Наносы поступают сюда, как указывалось, с потоком, движущимся на юг, вдоль западного берега Арала.

В восточной части характеризуемого участка, омываемого водами Муйнакского залива, подводный береговой склон имеет вдвое большую крутизну — 0.0035. Характерно, что здесь дно до глубины 1.5 м устлано отмершими стеблями тростников, а аллювиальная светло-коричневая глина отлагается начиная с глубины 4 м, причем сверху присыпана тонким слоем кварцевого песка. К этому надо добавить, что на подводном склоне обнаружен всего один вал, сложенный илистым песком с ракушкой. Признаки затопления и абразии берега наблюдаются почти всюду; многие рыбацьи зимовища окружены водой и размываются.

Для всего Аджибайского участка в целом характерно явное преобладание морской аккумуляции и частично абразии.

В заключение обзора собственно Аму-Дарьинского подрайона сравним распределение прибрежных наносов по крупности частиц. Оказывается, что пелитовая фракция их наиболее полно представлена непосредственно к северо-западу от главного русла Аму-Дарьи, где содержание ее в грунтах меняется от 30 до 60%. Западнее и восточнее главного русла количество пелитовых частиц закономерно уменьшается, а алевроитовых возрастает. Такое распределение пелитовых частиц объясняется отклонением сточного течения Аму-Дарьи (основного источника глинисто-песчаного аллювия) на северо-запад с последующим движением вдоль морской стороны п-ова Муйнак. По мере нарастания дельты весь коренной массив п-ова Муйнак будет окружен наносными образованиями дельты Аму-Дарьи.

Муйнакский подрайон

Названный подрайон протяжением примерно 105 км отличается своеобразием, которое выражается в том, что при общем аккумулятивном облике побережья некоторые отрезки берега имеют абразионный характер. Муйнакский подрайон разделяется на два береговых участка — Тигровый (морской) и собственно Муйнакский (внутренний).

Тигровый участок простирается приблизительно с юго-востока на северо-запад и представляет собой ровный, слегка выпуклый отрезок берега. Участок включает современную аккумулятивную террасу и две косы — Тигровый Хвост и Муйнакскую, а также соединяющий их отрезок коренного берега, который образован песчано-глинистыми отложениями и мелоподобным мергелем.

В коренных породах сформировался ныне отмерший высокий (до 10 м) клиф. Перед ним на высоте 1.5 м (в среднем) располагается, вероятно, древняя аральская терраса (ширина не более 30—40 м), сложенная указанными коренными породами, которые покрыты толщей золотых песков. В этой террасе, подверженной усиленной абразии, выработались волнопробойные ниши. Такой берег абразионно-выровненного типа прослеживается лишь на расстоянии приблизительно 4 км. Только кое-где здесь обнажаются коренные породы (мелоподобный мергель), которые непосредственно омываются морем, формирующим клиф, и бенч.

В юго-восточном направлении от абразионно-выровненного берега отходит узкая (100—150 м) песчано-ракушечная Муйнакская коса длиной около 2 км. Судя по форме и строению, эта коса в генетическом отношении является баром, своим образованием обязанным преобладающему здесь северо-восточному волнению. На северо-запад от абразионного берега протянулась современная надводная терраса длиной около 6 км и шириной 10—15 м. Ее поверхность всхолмлена невысокими дюнами (1.5—2 м), которые на берегу подрезаны абразией. Интересно, что корни тамариска встречаются в море в 15—30 м от уреза воды. Песчаный пляж узкий — 2—3 м, с фестонами. Тыловой стороной полоса дюн примыкает к золотым песчаным грядам высотой до 4—5 м. Эти гряды подходят к нынешней береговой линии под острым углом. От современной аккумулятивной террасы и начинается коса Тигровый Хвост, ориентированная в запад-северо-западном направлении.

Косу Тигровый Хвост составляют (в 1 км от начала, у рыбопромыслового пункта Сырколь) три системы древних береговых валов, разделяемых озерами вытянутой формы (рис. 29, валы а). Невысокий абразионный уступ в основании косы окаймляется узким песчано-ракушечным пляжем.

Интенсивность размыва, по нашим наблюдениям, за год (с августа 1955 г. по сентябрь 1956 г.) достигает 5—8 м. Задание ледника рыбопромыслового пункта Сырколь за это время было разрушено на $\frac{1}{3}$. И в Северо-Восточном Приаралье основание косы Каратуп, как указывалось выше, за год было размыто на 7 м.

На седьмом километре от корня полоса древних валов расширяется примерно до 1 км, приобретая черты собственно косы: она отрывается от п-ова Муйнак и становится типичной «сво-

бодной» формой (по Зенковичу, 1946). Число древних береговых валов, выклинивающихся на внутренней (аджибаевской) стороне косы (рис. 29, валы б), здесь сокращается до двух. В заболоченных низинах между древними рядами растет тростник. Далее коса протягивается еще на 15 км к запад-северо-западу, имея ширину порядка 1 км. Затем на протяжении последних приблизительно 6 км она плавно заворачивает на юго-запад и потом более круто на юго-восток. На ее округлом конце располагается



Рис. 29. Схема строения косы Тигровый Хвост.

1 — древние валы; 2 — современный вал; 3 — лагуны-озера. Остальные условные обозначения те же, что и на рис. 10.

гидрометеостанция Тигровый Хвост. В юго-восточном направлении от конца прослеживается подводное продолжение косы (более километра). Таким образом, общее протяжение современной косы Тигровый Хвост составляет 21 км, а вместе с корневой ее частью — 28 км.

Внутренняя сторона загнутого конца косы в полосе шириной 500—600 м поросла тростником. Здесь подводный склон имеет наименьшую крутизну — 0.0043. Он выложен преимущественно серым кварцевым песком с перетертой ракушкой. Такими наносами сложены и два подводных вала. Серый песчанистый ил начинается лишь с глубины 5 м. Таким образом, аккумулятивный процесс постепенного нарастания косы продолжается. Зато остальная часть внутренней (аджибаевской) стороны косы подвергается заметному размыву. Как правило, современный береговой вал подрезается морем, образуется невысокий уступ размыва с узким песчаным пляжем. Рельеф подводного берегового склона здесь также указывает на преобладание абразии. Подводных валов на нем нет. Крутизна склонов 0.0117 для аккумуля-

тивной формы очень большая. Грунты — преимущественно серые пески. В профиле подводного склона отчетливо видны переломы на глубинах 2—3 и 4—5 м.

С внешней (морской) стороны косы Тигровый Хвост в прибрежье обнаруживается 1—3 подводных вала. Крутизна подводного берегового склона косы большая — 0.011—0.01. Грунты представлены исключительно светлым кварцевым песком с ракушкой и небольшой примесью аллювиальной глины. Перегибы в профиле подводного склона у корневой части косы обнаружены на глубинах 2—3, 4—5 и 7—8 м, т. е. на тех же, что и у других берегов Арала. Следовательно, их образование можно объяснить общими для Аральского моря регрессиями.

Генезис косы Тигровый Хвост, относительно молодого образования, тесно связан с эволюцией Аму-Дарьинской дельты, особенно с динамикой ее главного устья. Судя по расположению древних валов и разделяющих их лагун, первоначально на северо-восточном берегу п-ова Муйнак (тогда еще острова) сформировались бары. Время образования последних относится к периоду регрессий моря после древнеаральского времени, о чем можно судить по барам, которые местами примыкают к морской террасе с отложениями *Cardium edule* L. Этому способствовало поперечное простирание берега по отношению к господствующим северо-восточным ветрам. Аму-дарьинский аллювий в основной своей массе оседал на периферии дельты того времени, располагавшейся намного южнее о. Муйнак. С приближением края дельты к последнему, особенно в периоды, когда ее главное устье находилось в восточной части, аллювиальные наносы стали перемещаться вдоль морской стороны острова. Такой поток наносов должен был замедлить свое движение у оконечности бара и наращивать его. Со временем под влиянием ветров северной четверти дистальный конец косы постепенно все более загибался в сторону Аджибайского залива. И. В. Самойлов справедливо считает, что поскольку основная масса твердого стока теперь выносится у юго-восточной части п-ова Муйнак, можно ожидать усиления роста косы Тигровый Хвост, которая как бы «имеет тенденцию отшнуровать залив Аджибай, обратив его в соленый лиман» (1952, стр. 231).

Собственно Муйнакский участок включает в себя западное и южное побережья полуострова, омываемые соответственно Аджибайским и Муйнакским заливами. Его береговая линия имеет полукруглую конфигурацию на юге и слабо выпуклую на западе. Ее заметно осложняют три песчаных аккумулятивных выступа — на юго-востоке (у г. Муйнака), северо-западе (у Сыркольских озер¹) и юго-западе (у мыса Обливного).

¹ Эти озера-лагуны отделяют корневую часть косы Тигровый Хвост от массива п-ова Муйнак.

типично абразионного вида здесь редки. Местами на коренных берегах, особенно на вогнутых участках, сохранились останцы морской древнеаральской террасы верхнечетвертичного возраста. Сложены террасы песчаным или песчано-галечным материалом. В настоящее время участки с древней террасой подвержены абразии, вследствие чего здесь сформировались миниатюрные клифы с узким пляжем. Типичные аккумулятивные берега на отрезках в несколько сотен метров составляют в общем менее $\frac{1}{3}$ всей протяженности западного побережья. Наносные образования тут представлены современной аккумулятивной надводной террасой, аккумулятивным выступом и местами косой. Все они сложены кварцевым песком, часто с примесью ракушки. Галечный материал среди них встречается сравнительно редко. В некоторых местах образовались небольшие дюны. Довольно широкие у аккумулятивных берегов пляжи размываются.

Западное Приаралье располагается на южной окраине эпигерцинской платформы, для основания которой, как указывалось выше, характерны пологие крутые складки восток-юго-восточного—запад-северо-западного простирания и унаследованные складчатые дислокации на продолжении Южного Урала в почти меридиональном направлении. Этими системами складчатости обусловлены тектонические различия трех районов береговой зоны Западного Приаралья.

Северная часть описываемого побережья (между урочищем Каратамак и мысом Дуана), куда распространяется Северо-устюртский прогиб, относится к синклинальной структуре (антиклиналь урочища Кассарма). Наконец, прибрежное дно, отличающееся наибольшими во всем Аральском море глубинами, является частью Челкарской синклинали Северного Приаралья.

В сложении описанных структур принимают участие известняково-мергелистые и песчано-глинистые отложения мелового и главным образом третичного возраста. Четвертичные осадки представлены здесь очень слабо. В береговой зоне эти осадки на вогнутых участках выражены обычно или верхнечетвертичными отложениями (преимущественно глинистые мелкозернистые пески с раковинами *Cardium edule* L. и часто прослоем гальки) или современными песками и гальками морского происхождения. Илстые осадки залегают местами на глубине до 20 м.¹

Благодаря указанным геологическим условиям прибрежные глубины здесь достигают наибольшей для Арала величины. У мыса Актумсык 4-метровая изобата примыкает непосредственно к берегу. Правда, это единственный известный нам участок со столь крутым дном у самого уреза воды; на стыке с от-

¹ Поэтому уклоны дна в прибрежье приводятся до указанной глубины; в некоторых случаях они даются до 10-метровой изобаты.

мелой дельтой Аму-Дарьи та же изобата проходит почти в 2,5 км от берега. В прибрежье некоторую роль играют аллювиальные осадки, но главным образом — обломочный материал, образующийся в результате абразии, а также биогенных (ракушка) и химических (оолиты) процессов.

Для северной части района характерны (главным образом осенью и в начале зимы) западные и юго-западные штормовые ветры (до 30 дней в году). При ветрах других направлений значительное воздействие на эти берега оказывает зыбь. Сгонно-нагонные явления благодаря приглубости берега выражены здесь гораздо слабее, чем у других берегов Аральского моря.

Южноустюртский подрайон

Данный береговой подрайон находится на крайнем юге Западного Приаралья. Он ограничивается косой Кызылкаир и мысом Улькентумсык. Абсолютная высота побережья здесь не превышает 200 м. Слагающие его горные породы залегают почти горизонтально. Это главным образом третичные песчано-глинистые осадки с покровом из известняка и мергеля. Эти берега омываются водами зал. Аджибай. При его мелководности 10-метровая изобата, в общем плавная, проходит не ближе 2 км от береговой линии. По ту и другую сторону от мыса Куштау берег пологовогнутый.

В данном береговом подрайоне по морфодинамическим признакам различаются Кызылкаирский и Куштауский участки.

Кызылкаирский участок составляет западное побережье зал. Аджибай (за исключением крайней северной части, не относящейся к заливу). Он простирается от косы Кызылкаир почти до мыса Куштау. В этих пределах береговая линия очерчивает плавновогнутую дугу. Прибрежные глубины здесь наименьшие во всем районе. Этим обуславливается господство на данном участке аккумулятивных процессов. Благодаря им и коса Кызылкаир — единственное на всем западном побережье Аральского моря образование такого рода. Эта коса имеет сложный морфологический облик (рис. 33). Она состоит из песчано-галечного материала, аккумулярованного в древней и трех современных косах неодинакового направления. Общая длина всего этого образования около 5 км, а наибольшая ширина в основании почти 1 км. Не менее сложен подводный склон, имеющий в основании косы чрезвычайно малую крутизну — 0.0016 (в пределах 4-метровой изобаты). Здесь найдены две системы подводных валов, сложенных тонкозернистым кварцевым песком с примесью ракушки. Первая система (в прибрежной полосе шириной 0.5 км) состоит из трех валов, которые залегают на глубине всего 0.6—0.7 м (в разделяющих их понижениях — до 1.2 м). Вторая система (в 0.5—1 км от берега) представлена двумя ва-

лами на глубине 0.8—1 м (в межваловом понижении глубина 1.5 м). В профиле подводного склона отмечается два перегиба — на глубинах 2 и 4 м.

Возникновение этой косы обусловлено переломом береговой линии у мыса Аксуат (рис. 31). Южнее его край плато Устюрт образовал вогнутый берег. В силу господствующего на Арале северо-восточного волнения перемещение наносов было продольным. Благодаря ему отлагающиеся наносы образовали в вогну-

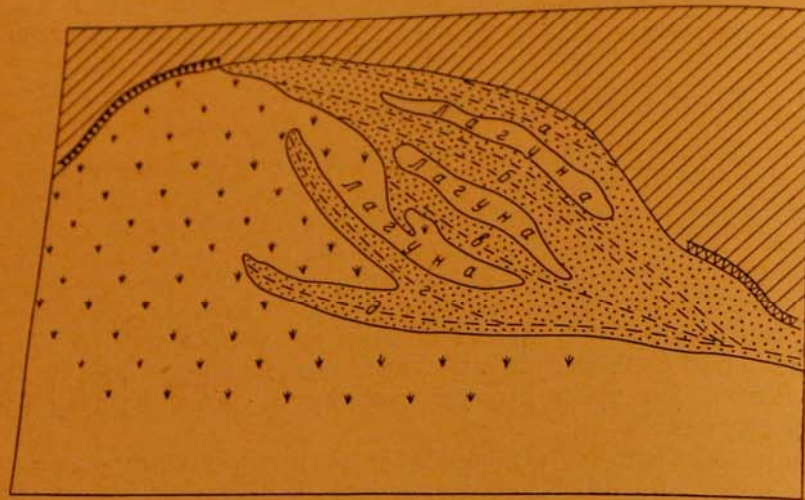


Рис. 31. Схема строения косы Кызылкаир.

Условные обозначения те же, что и на рис. 10.

тости берега примкнувшую к нему аккумулятивную террасу. Этой фазе развития изучаемой формы древнеаральского возраста соответствуют два береговых вала, расположенных у отмершего клифа (рис. 31, валы а).

По мере усиления абразии перелом береговой линии обозначился явственнее, и со временем угол его достиг 160° . С этого момента и начался отрыв «свободной» формы косы от выступа берега. Эта фаза эволюции оставила след в виде двух береговых валов из песчано-галечного материала с ракушкой (рис. 31, валы б). С запада коса отделена ныне высохшей лагуной, а с востока — современной лагуной.

Дальнейшая абразия коренного берега привела к перегибу в направлении его контура до 150° . Вследствие этого и наносы стали откладываться в ином направлении. Так образовалась вторая коса, сложенная из того же песчано-галечного материала (рис. 31, валы в). Подобно ей, когда перелом коренного берега достиг 140° , создалась третья коса, тоже отделенная от прежней

косы лагуной (рис. 31, валы г). Характерно, что в настоящее время валы основания кос-отростков срезаются современным береговым валом, ориентированным по азимуту 130° . В этом же направлении выросла новейшая — четвертая коса (рис. 31, валы д).

Таким образом, в ходе развития этого сложного образования подмечается как бы радиальное «вращение» косы у выступа берега. При этом аккумулятивное тело постепенно смещается на восток, а коренной берег — на запад; вместе с последним срезается и прикорневая часть косы. Об этом свидетельствует широкая и мелководная подводная терраса с пятью песчаными валами. Усилению абрадирувания косы способствовало также ее частичное затопление, вызванное современной трансгрессией моря.

Можно утверждать, что в дальнейшем «вращение» косы прекратится, так как по мере выдвижения дельты Аму-Дарьи в море коса все больше будет обрастать тростником. Поэтому дальнейшая эволюция берега здесь будет определяться уже не талассогенным, а биогенным фактором. Такой путь биогенного развития прошел отрезок берега, который находится между охарактеризованной косой и мысом Урга. Он называется урочищем Кызылкаир (как и коса). Здесь береговой склон еще более понижается. Оползневая зона не превышает 150—200 м; ее представляет лишь одна псевдотерраса, расчлененная короткими, но широкими балками. Вдоль подножия отмершего клифа высотой 10—15 м повсеместно расположена песчано-галечная терраса шириной до 50 м. Прибрежье поросло тростником в полосе шириной местами более 500 м.

Подобный характер имеет и сам мыс Урга, где расположен крупный рыбозавод. Здесь тростниковый массив отделен от береговой линии водным пространством шириной 0.5 км. Наибольшая глубина — 3.7 м — отмечена в 300 м от уреза воды (1956 г.). Далее от берега дно повышается, достигая у тростниковых зарослей 2 м. Дно выстлано черными илами и густо поросло подводной растительностью.

В целом описываемое побережье относится к особому типу тростниковых берегов, эволюция которых обуславливается фитогенными процессами (при участии аллювиального фактора), направленными на постепенное обмеление и образование дельтовой суши. Поэтому в настоящее время этот участок некогда открытого побережья Западного Приаралья уже является составной частью другого берегового района — дельты Аму-Дарьи.

Аккумулятивным строением характеризуется в основном также берег, расположенный к северу от косы Кызылкаир. Здесь в плавной вогнутости берегового контура сформировалась современная аккумулятивная терраса шириной 100—150 м. Она сложена несколькими береговыми валами из песчано-ракушечного материала. Ее окаймляет пляж шириной 5—10 м. В прибрежье видны три подводных вала. На стыке с Куштауским

Участком современная терраса сменяется древнеаральской, образующей в рыхлых террасовых отложениях абразионно-выровненный берег. Особенности строения такого берега несколько подробнее рассматриваются ниже.

Куштауский участок начинается несколько южнее мыса Куштау и заканчивается у мыса Улькентумсык. Береговая линия этого участка образует плавную двояковогнутую кривую, разделяемую упомянутым мысом Куштау. Как и следовало ожидать, здесь прибрежные глубины более значительны, чем на предыдущем участке.

Массив Куштау относится к абразионно-оползневому типу. Древнеаральская терраса тут сохранилась отдельными фрагментами. На побережье повсеместно встречаются незначительные по величине серо-белые обрывистые клифы, где обнажаются известняки. У такого берега происходит интенсивная абразия, о чем свидетельствуют навалы из глыб известняка; на фрагментах террас выработаны уступы размыва. На стыке массива Куштау с побережьем, прилегающим с севера, подводный склон имеет малую крутизну — 0.005. Верхняя его часть (до глубины 7 м) имеет уклон 0.0185.

У уреза воды дно покрыто крупной галькой и валунами, а глубже — кварцевым песком с перетертой ракушкой. Особенно пологим подводный склон становится между изобатами 7—10 м (0.0018). Это — зона подводной аккумуляции илистого песка и ила со слабым запахом сероводорода. Перегибы в профиле подводного склона отчетливо выражены на глубинах примерно 2, 5, 7 и 9 м. Они фиксируют террасовые поверхности, из которых две самые нижние имеют ширину порядка 1.5 км.

С севера массив Куштау ограничивается вогнутым отрезком побережья с выровненным берегом. Почти непрерывную полосу древнеаральской террасы шириной 40—100 м и высотой 1.5—2 м составляют рыхлые отложения. Максимальной ширины терраса достигает у фестончатых выступов коренного берега, минимальной — у вогнутостей. В результате образовался береговой контур террасы, составленный из соответствующих коренному берегу плавных выпуклостей и вогнутостей, которые чередуются через каждые 1—1.5 км. Древнеаральская терраса сложена преимущественно кварцевым песком с примесью ракушки и известковой гальки. На террасе хорошо развит почвенно-растительный покров. В настоящее время терраса усиленно размывается морем. Примечательно, что пляж (ширина 3—5 м), сложенный известняковой и сравнительно окатанной галькой, имеет большую крутизну — до 15°. Наблюдаются все признаки вторичной переработки галечного материала, слагающего эту террасу.

Береговой склон венчается обрывистым денудационным уступом из бело-серого известняка мощностью 12—15 м. Лежащая ниже оползневая зона сужается до 600—700 м. Ее поверхность

довольно сильно расчленена оврагами, которые в некоторых случаях начинаются непосредственно на денудационном уступе. Оврагов много; они выходят к берегу чуть не через каждые 300—500 м. Особенно расчленена оврагами береговая зона в 4 км южнее массива Улькентумсык, где в стене чинка сформировалось понижение шириной около 0.5 км и высотой дна 6—8 м над уровнем древнеаральской террасы (урочище Акбулак). Сравнительно некрутые склоны, ограничивающие понижение, имеют высоту не менее 90—100 м. Это понижение может быть использовано для спуска на автомашинах с плато прямо к берегу. На днище понижения небольшие эрозионные холмы сочетаются с останцами выветривания и навалами щебня (у подножий берегового обрыва). Здесь налицо все признаки берега аридно-денудационного типа, сформировавшегося при участии абразии (узкий песчано-галечный пляж).

Центральноустюртский подрайон

Названный подрайон располагается между мысами Улькентумсык и Дуана, т. е. посредине района. Здесь находится самый крупный на всем Западном Приаралье мыс Актумсык, с которым связаны главные особенности строения данного побережья. Этим мысом здесь замыкаются две значительные вогнутости береговой линии, ограниченные на юге мысом Улькентумсык, а на севере — мысом ГМС (гидрометеостанция). Лишь самый северный участок (мыс ГМС—мыс Дуана) образует отдельную небольшую вогнутость берега. Внутри указанных вогнутостей береговая линия имеет фестончатый характер: через 10—12 км встречаются небольшие выступы — мысы и отрезки берега, где обвальное-оползневая полоса кое-где расширяется до 2 км. Береговая линия в свою очередь и в этих вогнутостях образует бухточки еще меньшей величины (1.5—2 км). Последние образования соответствуют вогнутым участкам между фестонами. У мысов и мысиков обычно располагаются подводные, реже надводные камни.

Отметим также, что подрайон характеризуется наибольшими на Арале глубинами в прибрежье — 68 м (близ урочища Кассарма). Самая глубокая часть подводного желоба Западного Приаралья, оконтуренная изобатой 60 м, в пределах района располагается между мысом Дуана и урочищем Кассарма. Интересно, что в урочище Кассарма находится наивысшая отметка восточного Устюрта — 256 м. Указанные черты побережья обусловлены тем, что оно, как уже отмечалось, относится к антиклинальной структуре, а смежное с ним дно — к синклинальной. В связи с антиклинальным строением наряду с упомянутыми ранее третичными породами в основании клифа залегают известняки (мелового возраста).

Сравнивая мыс Актумсык с берегами, которые лежат по обе стороны от него, можно подметить ряд особенностей в их строении, соответственно чему здесь выделяются три участка — Улькентумсыкский, Актумсыкский и Дуанский.

Улькентумсыкский участок начинается массивом мыса Улькентумсык и заканчивается несколько севернее рыбопромыслового пункта Кабанбай (в 4 км). Он охватывает два генетически разных звена — современную аккумулятивную надводную террасу у урочища Кабанбай и абразионно-обвально-оползневый массив мыс Улькентумсык. Древнеаральская терраса встречается отдельными фрагментами в небольших вогнутостях коренного берега, а также составляет узкую полосу в тыловой части современной аккумулятивной террасы. Характерно, что при крутизне подводного склона 0.0166 подводная аккумуляция начинается с глубины 4 м.

Мыс Улькентумсык представляет собою зону расширения оползней и обвалов (треугольной формы). Массив мыса сложен преимущественно бело-серыми известняками, которые формируют тупой выступ берега общей протяженностью 8 км. Выступ имеет вид относительно невысокого (10—25 м), но отвесного обрыва с различными формами выветривания, висячими устьями оврагов, узким (1—3 м) галечным пляжем с осыпями и кое-где навалами глыб обрушивающегося материала у подножия. В прибрежье всюду встречаются подводные камни.

Вблизи мыса замечены две древнеаральские террасы длиной до 200 м, шириной 20—30 м и высотой 3—3.5 м. Прекрасно виден слой галечника, залегающий на цоколе из коренных пород. Вероятно, повышенный уровень древнеаральской террасы здесь следует объяснять протянувшейся сюда антиклиналью п о ва Муйнак, что предполагает А. Л. Янин (1951). По нашему мнению, антиклинальная структура мыса Улькентумсык доказывается также громадной величиной его оползневой зоны и большой абсолютной высотой этого побережья. Подводный береговой склон мыса, несмотря на абразионный тип его профиля, носит явные следы былой аккумуляции отложений. Средний уклон прибрежного дна в пределах 10-метровой глубины составляет 0.0166. Более крутая лишь его верхняя каменистая часть (до глубины 2 м) — 0.04. Здесь зона аккумуляции начинается уже с 4 м глубины, где обнаружены илистые пески; илы же залегают начиная с 7-метровой глубины.

С севера к мысу Улькентумсык примыкает слегка вогнутый участок, заполненный древнеаральскими осадками, которые образуют морскую террасу. Она составляет тыловую песчано-галечную полосу шириной не более 30 м и высотой 2—2.5 м. Со стороны моря упомянутая полоса окаймляется тремя береговыми валами, составляющими современную надводную террасу (урочище Кабанбай). Последняя сложена отсортированным светло-желтым

песком из кварца с большой примесью перетертой ракушки. Береговые валы перевалены и задернованы. Высота их достигает 2 м. Лишь местами валы превращены в дюны, которые имеют высоту уже около 4 м.

Верхней части подводного склона современной террасы свойствен аккумулятивный тип профиля. Здесь на глубине 1.6 м находится подводный вал, сложенный светло-желтым кварцевым песком с ракушкой. Примесь илистых частиц к песку отмечается уже на 4-метровой глубине. Глубже (на 7 м) залегают илистый ил. В этом нижнем пределе подводный склон имеет значительную для аккумулятивного берега крутизну — 0.031.

Формирование современной аккумулятивной террасы здесь связано с продольным перемещением наносов. Оно обусловлено преобладающим волнением северных румбов. Судя по значительному количеству ракушечного материала в наносах, в создании террасы участвует и поперечное перемещение обломочного материала.

Актумсыкский участок включает широкий выступ побережья, образованный мысами Актумсык и Тау, и прилегающие к нему с обеих сторон берега урочищ Каракудук и Кассарма, которые представляют собой чередующиеся друг с другом отрезки аккумулятивного и абразионного берегов, чем объясняется их мелкобухтовое расчленение. Участок характеризуется морскими террасами (в отдельных вогнутостях до 3-х уровней). Ему свойственна наиболее значительная для всего Арала крутизна подводного склона 0.04. Илистые пески встречаются начиная с 10-метровой изобаты.

Коренные породы, слагающие массивы мысов Актумсык и Тау, а также побережье с двумя бухтами между ними, обуславливают формирование берегов абразионно-оползневого и абразионно-обвального типа. На этом побережье больше всего выдается в море массив мыса Актумсык. Он обрывается в море отвесной стеной, сложенной из белого известняка с навалом у ее подножия огромных глыб (рис. 32).

Южнее мыса Актумсык береговая линия описывает плавную дугу, образующую так называемую северную бухту длиной менее 1 км. В глубине ее врезана бухточка шириной примерно 100—200 м с пляжем в вершине. Морские террасы на побережье этой бухты располагаются на двух уровнях — приблизительно на 2 и 4 м. В настоящее время террасы энергично абразируются; здесь образовались миниатюрные отвесные клифы. На прибрежное дно скатываются глыбы огромной величины.

Грунт только на глубине 7 м представлен распадающимся бело-серым глинистым известняком. С 10-метровой изобаты начинаются отложения светло-серого илистого песка, которые на глубине 15 м сменяются осадками песчаного ила того же цвета.

В противоположность нижней части профиля подводного склона его верхняя часть (в пределах 10-метровой изобаты) имеет абразионный характер с явно выраженным террасированием. Изгибы профиля дна выделяются на глубинах примерно 5, 7 и 9 м. Этим еще раз подтверждается, с одной стороны, непо-

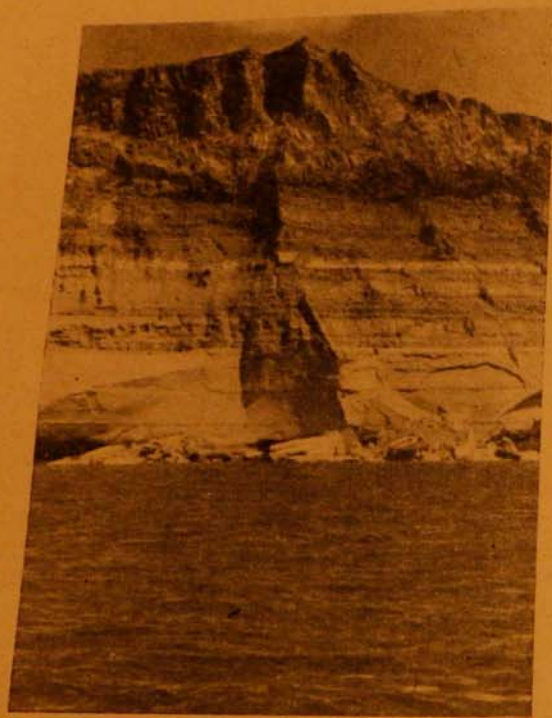


Рис. 32. Береговой обрыв мыса Актумсык.

стоянство уровня моря, с другой — довольно значительный возраст данного отрезка абразионного берега.

Юго-западнее описанной бухты, отделяясь от нее узким мысообразным выступом, расположена южная бухта, которая с другого края ограничивается мысом Тау. Длина ее довольно значительная (почти 5 км). Побережье сложено преимущественно красными и бурыми глинами. Клиф с конусами осыпей сравнительно невысок (20—25 м) и полог, но без пляжа. Мысом Актумсык южная бухта защищена от господствующих северо-восточных ветров, поэтому она может быть использована для временной стоянки судов на якоре. Прибрежное дно этой бухты сравнительно пологое (0.016); отложения илистого песка начинаются уже с 4 м глубины. Однако

профиль подводного склона здесь имеет выпуклую форму. Ввиду того, что верхняя его часть сохраняет выпуклую форму, Видимо, в южной бухте, так же как сейчас в северной, имелись аккумулятивные террасы. Сильным юго-западным волнением, для которого бухта открыта, эти террасы срезаны, и аккумулятивный профиль склона преобразовался в абразионный.

Мыс Тау, представляющий собой плавную выпуклость берега, имеет абразионно-оползневый характер. В его строении участвуют известняки. Вокруг мыса располагается узкий (2—3 м) галечный пляж, местами с навалами глыб обрушившегося известняка.

Южное звено участка занимает самую вогнутую часть береговой дуги и располагается между мысами Актумсык и Улькентумсык. Это хорошо выраженная обвальное-оползневая зона побережья шириной 1—1.5 км. Оно расчленено сложной обвальной сетью. Оползневые и обвальные массы здесь напоминают таковые на Кавказском побережье Черного моря (Болдырев, 1957). В середине упомянутой дуги находится слегка выпуклый в плане берег урочища Каракудук. Абразионный обвальное-оползневый склон Устюрта в урочище Каракудук образует плавновыпуклую дугу берега, в то время как причинковый обрыв, наоборуд, очерчивает в плане вогнутость. Кроме того, береговая линия этого участка осложнена незначительными изгибами — фестонами.

В морфологии такого берега (особенно у урочища Каракадук) обращают на себя внимание явные следы преобладающей аридной денудации. Известняковый край плато, как правило, обрывист, а поверхность обвальное-оползневой зоны значительно расчленена. Здесь довольно широко представлены холмы с округлыми вершинами, сложенные гипсоносными глинами; в местах же выхода на поверхность известняка вершины возвышенностей приобретают заостренный грядовой характер. В понижениях рельефа на глинистых равнинных участках сохранились мелководные соленые озерки или высохшие солончаки (в поперечнике до 200—250 м). В береговой полосе также развиты и овраги, особенно балки, устьевые части которых врезаются в береговой склон до самого уровня моря. В настоящее время побережье урочища Каракудук, где ширина обвальное-оползневой зоны наибольшая, срезается морем, поэтому клиф здесь выражен отчетливо, а галечный пляж весьма узок (до 3 м). В данном случае можно говорить об аридно-денудационном типе берега, ныне абрадируемого морем.

Специфическим строением характеризуются обе береговые вогнутости, разделяемые описанным побережьем урочища Каракудук. Здесь побережье образует своеобразные бухточки с нешироким галечно-песчаным пляжем и задернованной древнеаральской террасой. В их морфологии подмечается ряд общих черт (рис. 33).

Северное окончание бухточек представляет собой обрывистый клиф обычно с обнажением известняка и навалом каменных глыб в подножии. Затем береговая линия очерчивает крутую вогну-

тость — бухточку с глубиной вреза 30—50 м и длиной 0.5—0.8 км. Западная и южная части бухточки окаймлены древнеаральской террасой, которая опоясывается песчано-галечным пляжем шириной 5—10 м.

Южное окончание бухточки формируется расширением древнеаральской террасы, приобретшим вид аккумулятивного выступа шириной от 50 до 120 м. Терраса с обнаженным клифом вслуду подмыта. Каждому выступу берега соответствует аналогичный

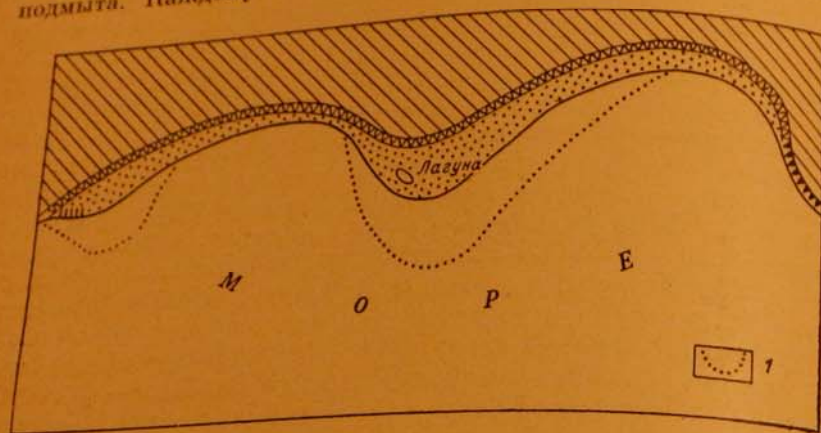


Рис. 33. Схема строения типичной бухточки с аккумулятивным выступом в центральной части Западного Приаралья.

1 — контуры мелководья. Условные обозначения те же, что и на рис. 10.

выступ в бровке коренного оползневого берега. Вместе с древнеаральскими выступами бухточки в длину составляют 0.8—1.2 км. Следуя одна за другой, такие бухточки с аккумулятивными выступами и формируют столь своеобразный мелкобухтовый берег, свойственный вогнутостям данного побережья.

В теле более крупных аккумулятивных выступов иногда удается проследить 1—2 береговых песчано-галечных вала, причем наружный вал срезается морем. Небольшое лагунное понижение между валами покрыто растительностью. Полоса прибрежного мелководья у выступов с навалом обломочных глыб как бы повторяет очертания самих аккумулятивных выступов. Скопления глыб в виде гряды образуют подобие перемычки, почти примыкающей к повсеместно выраженному у описываемого берега подводному валу у уреза воды.

На 10-километровом отрезке северного вогнутого берега между урочищем Каракудук и мысом Тау сформировалось 8 бухточек с аккумулятивными выступами и разделяющими их абразионными обрывами. На бенче с разбухшими до самого уреза воды мергелистыми глинами разбросаны камни. Подводный склон здесь

имеет значительную крутизну (0.031), особенно ниже 4-метровой изобаты (0.04), где был найден среднезернистый оолитовый песок. Выше по склону на глубине 2.9 м дно образует вал из мелкозернистого известкового песка. Вал как бы насажен на известняковые глыбы, которые, постепенно понижаясь, составляют 4—5 гряд (в 150 м от береговой линии). На глубине 4 м располагается второй подводный вал, сложенный оолитовым песком. Это, судя по профилю, оползневой вал «выпираания». Начиная с глубины 7—8 м подводный склон заметно выполаживается, что способствует отложению здесь илстого песка, а на глубине 10 м — даже песчаного ила (рис. 12, разр. № 82; табл. 3).

Аналогичное строение имеет южная вогнутость берега (между урочищами Каракудук и Кабанбай). Данное побережье представляет собой также почти сплошную полосу аккумулятивных выступов и бухточек примерно тех же размеров. На этом 10-километровом отрезке берега у абразионной части бухточки в верхней части (до глубины 7 м, уклон 0.033) подводный склон выстлан разбухшим глинистым мергелем. Слабо выраженный песчаный подводный вал находится на глубине 4 м. Илстые пески обнаружены на глубине 10 м.

Формирование такого мелкобухтового побережья обусловлено выступами коренного берега, которые представляют собой выпуклые части оползневых фестонов, образовавшихся по краю плато Устюрт в эпоху максимального оледенения равнин европейской части СССР, когда наряду с похолоданием наступило и увлажнение климата (Федорович, 1946). В кутах бухточек описываемого побережья встречаются останцы древнеаральской террасы, что свидетельствует об интенсивных оползнях на нем именно в преддревнеаральское время. Очевидно, перед древней трансгрессией Арала восточный чинк Устюрта представлял собой в плане волнистую кривую фестончатого типа. Последующий подъем уровня моря в древнеаральское время привел к образованию берега с подводными «валами выпирания» перед оползневыми выступами. В свою очередь подводные «валы выпирания» блокировали берег от воздействия волн и отложения наносов, перемещавшихся с севера.

В период последующей регрессии Аральского моря, фиксированной террасами на подводном береговом склоне ряда участков, в результате продольного и поперечного перемещений наносов бухточки, расположенные между указанными выступами, постепенно заполнились отложениями. О важной роли этих процессов в прошлом свидетельствуют, во-первых, фрагменты аккумулятивной террасы, которая и в настоящее время еще соединяет выступы, во-вторых, наличие подводного вала на береговом склоне таких террас.

Современные аккумулятивные выступы как вторичные образования возникли в результате более сильного размыва, вызван-

ного новым подъемом уровня Аральского моря. Самы аккумулятивные выступы лишь значительно сократились, но не были уничтожены, так как окаймляющие их глыбы на мелководье препятствуют воздействию прилива на берег.

Решающая роль оползневых фестонов в формировании слабо изрезанного берега подтверждается тем, что эти фестоны широко распространены не только на восточном (аральском) чинке Устюрта, но и в других местах, где чинки обращены к морю.

Северное звено Актумсыкского участка, охватывающее побережье урочища Кассарма, в структурном отношении является основной частью Кассарминской антиклинали. Поэтому здесь высота берегового склона достигает несколько более 150 м. Береговая линия образует плавную вогнутость. Характерно, что обрывистый край плато находится от моря не более чем в 400—500 м, а на стыке же с мысом Актумсык примыкает к нему почти вплотную. Между причинковым обрывом и береговой линией, среди хаоса обвально-оползневых масс разнообразные формы рельефа образуются под влиянием выветривания. Здесь характерны обрывистые стены, остроконечные башни с причудливыми зубцами высотой до 30—50 м.

Среди морфологических особенностей побережья урочища Кассарма наиболее примечательны различные (2—3 м) уровни морских террас. В местах древней аккумуляции эти террасы образуют сравнительно узкую полосу шириной в несколько десятков метров и высотой от 0,5 до 9—10 м. Они обычно имеют цоколь из коренных пород, прикрытых кварцевыми песками с галечно-валунным материалом и местами ракушкой. Полоса террас окаймлена преимущественно песчано-галечным пляжем шириной 3—5 м. Несмотря на задернованность, террасы сейчас размываются.

На одном из отрезков побережья, в 9 км к северу от мыса Актумсык, располагаются три террасы (рис. 34): первая терраса (фрагмент омывавшейся в свое время морем) высотой 9—10 м, шириной 15 м и длиной около 60 м прислонена к толще желтой гипсоносной глины, и на поверхности ее обнаружена небольшая преддревнеаральская карстовая воронка. Вторая терраса (фрагменты) высотой в 4,5—5 м, шириной 15 м и длиной порядка 400 м почти изолирована от моря. Ее слагают крупная песчаниковая галька, песок с ракушкой *Cardium edule* L., указывающей на древнеаральский возраст этой террасы, и плохо окатанные валуны. Третья терраса (фрагменты) высотой 2—2,5 м, шириной до 30 м и длиной почти 300 м абрадируется и имеет песчано-галечный пляж шириной 2—3 м, местами с навалом окатанных глыб (явно вторичного происхождения). Она сложена песком, гравием и мелкой песчаниковой галькой, которые образуют покров мощностью 0,5 м, залегающий на цоколе из светло-желтых песков; ее следует отнести к террасам новоаральского возраста.

Подводный склон здесь до глубины 1 м покрыт большими камнями, галькой и крупнозернистым песком. В верхней части этого склона (до 270 м от уреза воды) на глубинах 0,65 и 2,2 м располагаются два песчаных вала. Мелкозернистым песком покрывает грунт на глубине до 4 м, где крутизна склона составляет 0,012. Ниже, до глубины 10 м, замечается значительное падение склона, достигающее 0,017. Здесь донные отложения пред-



Рис. 34. Три уровня морских террас (к северу от мыса Актумсык).

ставлены илистыми песками. Таким образом, профиль подводного склона в верхней части еще сохранил черты аккумулятивного типа, в нижней же части налицо признаки абразионного типа с отчетливо выраженными террасовидными перегибами на глубинах около 5, 7 и 9 м.

Приведенные данные свидетельствуют о большой роли вертикальных движений земной коры, зафиксированных на побережье Арала, которые наряду с колебаниями уровня воды в самом море оказали влияние на формирование его берегов. Эти движения и колебания зафиксированы здесь не менее чем тремя уровнями древних береговых линий.

Дуанский участок располагается между урочищем Кассарма и мысом Дуана. Прибрежье имеет наибольшие для Арала глубины. Для подводного склона тут характерны гряды из 2—3 глыбовых оползней и бенч до глубины 7—10 м, где начинается подводная аккумуляция. Крутизна подводного склона значитель-

ная — 0.0125 и больше. Береговая линия образует в общем слабо вогнутую дугу, на которой в трех местах имеются малоприметные выступы — мысы Берга,¹ ГМС и Дуана. Таким образом, линия берега расчленилась на три плавные вогнутости — широко открытые бухты, лежащие: 1) между урочищем Кассарма и мысом Берга (на юге), 2) между мысами Берга и ГМС и 3) между мысами ГМС и Дуана (на севере). Образование мысов Берга и Дуана, подобно образованию мощными обвалами и оползнями берега и последующими аридно-денудационными процессами. Такое же происхождение имеет и береговой выступ урочища Кенгияк, на котором впоследствии образовался уже аккумулятивный выступ (мыс ГМС). Внутренние части широко открытых бухт представляют собой фрагменты древнеаральской террасы, где сформировался берег абразионно-выровненного типа. Эта терраса лишь изредка разделяется короткими выступами абразионно-оползневого берега, сложенного мергелем. Ширина древнеаральской террасы достигает 50—60 м. Она сложена главным образом чеганской глиной, покрытой грубоокатанным галечником с гравием, песком и ракушкой (преимущественно *Cardium edule* L.). У подножия террасы располагается довольно широкий (10—12 м) песчано-галечный пляж.

Характерным для денудационно-абразионных берегов, сформировавшихся в виде указанных выступов, является мыс Берга. Этот плавный береговой выступ протяжением около 3 км образовался в результате оползней и обвала огромных глыб. Причниковый край плато в плане образует не выпуклую, а вогнутую линию. Сам мыс представляет собой глинистый обрыв высотой около 25 м с выходами мергелей (по его сторонам). Навал преимущественно глинистых глыб у основания клифа грандиозен. Эти глыбы на прибрежное дно скатываются до глубины в 2 м. Глинистое дно на 4-метровой изобате прикрывается лишь тонким слоем среднезернистого оолитового песка. Сразу за упомянутой изобатой подводный склон резко падает до глубины 7.5 м. Затем глубина снова скачкообразно уменьшается до 4.9 м, чтобы вновь же возрасти. Обрисовавшийся, таким образом, острый выступ в профиле представляет собой, по всей вероятности, оползневый вал «выпираания». До 10-метровой изобаты подводный склон имеет значительную крутизну — 0.025. Примечательно, что на указанной глубине дно по-прежнему глинистое, но с отложениями мелкой гальки и гравия. Белые мергелистые глины появляются лишь на глубине 15 м, где крутизна подводного склона составляет уже 0.017. Таким образом, подводный склон, по край-

ней мере до 10-метровой изобаты представляет собой бич, указывая, что данный профиль на всем протяжении является типично абразионным.

Мыс урочища Кенгияк, где находится гидрометстанция (ГМС), — аккумулятивный выступ длиной свыше 3 км, шириной около 0.5 км и высотой 1—1.5 м. У подножия выступа прослеживается четкая система из четырех песчано-галечных береговых валов, один из которых в южной части срезан морем. Он отделяется от современного берегового вала лагуны. В северной

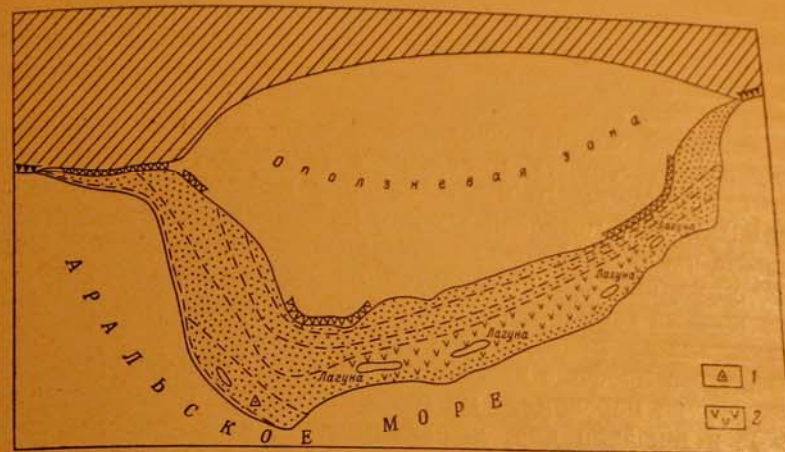


Рис. 35. Схема строения аккумулятивного выступа мыса ГМС (урочище Кенгияк).

1 — волномерная вышка; 2 — заросли тростника. Остальные условные обозначения те же, что и на рис. 10.

части выступа четвертый вал не обнаруживается; он размыт волнами. Тут между полосой вышеописанных валов и современным береговым валом располагается понижение (ширина 100 м), заросшее тростником. В его низких местах сохранились узкие (20—30 м) лагуны длиной в несколько десятков метров и глубиной более 2 м, прежде составлявшие единую лагуну (рис. 35).

Данное аккумулятивное образование как бы насажено на выступ коренного берега, который, подобно мысу Берга, приурочен к обширной вогнутости края плато с грандиозным навалом обрушившихся с обнажения глыб и оползневых масс. Для этих обвальных форм характерны последующие интенсивные процессы аридной денудации и выветривания. Известную предопределяющую роль в очередных обвалах играют и карстовые процессы. В низинах между нагромождениями глыб встречаются соленые озерки.

Обследованный нами в трех пунктах подводный склон описываемого аккумулятивного выступа выглядит следующим образом.

¹ Назван автором в честь выдающегося исследователя Арала Л. С. Берга.

Непосредственно у выступа подводный склон неровный. Здесь до 20-метровой изобаты обнаружены четыре глыбовые гряды на глубинах 2,6, 7, 11 и 12,9 м. Довольно глубокие понижения между указанными грядами заполнены в основном глинистыми материалами. Верхняя часть подводного склона загромождена глыбами до глубины 5,5 м (335 м от уреза воды). Уклон дна тут не превышает 0,033. Ближе к 10-метровой изобате склон еще менее крутой — 0,0125. Он резко увеличивается между изобатами 10 и 20 м (в среднем 0,04). Неровности прибрежного дна обусловлены оползневыми валами «выпираания», аналогичными таковым на одесском побережье Черного моря (Зенкович, 1960). Формирование таких подводных валов в настоящее время можно объяснить интенсивной абразией оползней, сложенных породами различной твердости.

В северной части подводного склона, где нет навала глыб обломочного материала, прибрежное дно (глубины до 4 м) покрыто среднезернистым известняковым песком; уклон дна здесь равен 0,033. На 7-метровой изобате найден бенч, сложенный мерной аккумуляцией тут начинается на глубине 10 м (серый ил, залегающий на серо-желтой уплотненной глине). Таким образом, общая крутизна подводного склона выражается 0,025. Существенно, что в профиле этого подводного склона отчетливо вырисовывается три перелома — на глубинах 5, 7 и 9 м. Аналогичные перегибы в профиле дна, выраженные и на некоторых других описанных выше участках Западного Приаралья, а также северного и восточного побережий, наводят на мысль об общих причинах их образования (в данном случае колебание уровня моря) и относительно старом возрасте аккумулятивного выступа.

Сопоставив данные морфологического анализа наземной и подводной частей аккумулятивного выступа, можно заключить, что такого рода образования первоначально были предопределены преобладающим северо-восточным перемещением наносов, действовавшим в условиях блокировки берега подводными глыбовыми валами «выпираания». В настоящее время в связи с подъемом уровня моря вся северная часть выступа усиленно размывается; лишь в южной его части юго-западное волнение способно «наращивать» берег, и то незначительно.

Североустюртский подрайон

Этот подрайон располагается между мысом Дуана на юге и урочищем Каратамак на севере. Он является частью северо-восточной окраины плато Устюрт, где наибольшая абсолютная высота его 211 м (у мыса Байгубекмурун). Этот подрайон представляет собой синклинали, в которой песчано-глинистые третичные породы прикрыты известняково-мергелистой толщей.

В прилегающей части Арала глубины довольно большие. Так, на юге (между мысом Байгубекмурун и урочищем Киньяк) располагается впадина глубиной в 50 м. Остальная часть прибрежья характеризуется глубинами не более 30 м. В прибрежье значительно развита подводная абразионная терраса.

В морфологии берегов, в общем довольно ровных, заметны различия, которые определяются неодинаковыми на разных участ-

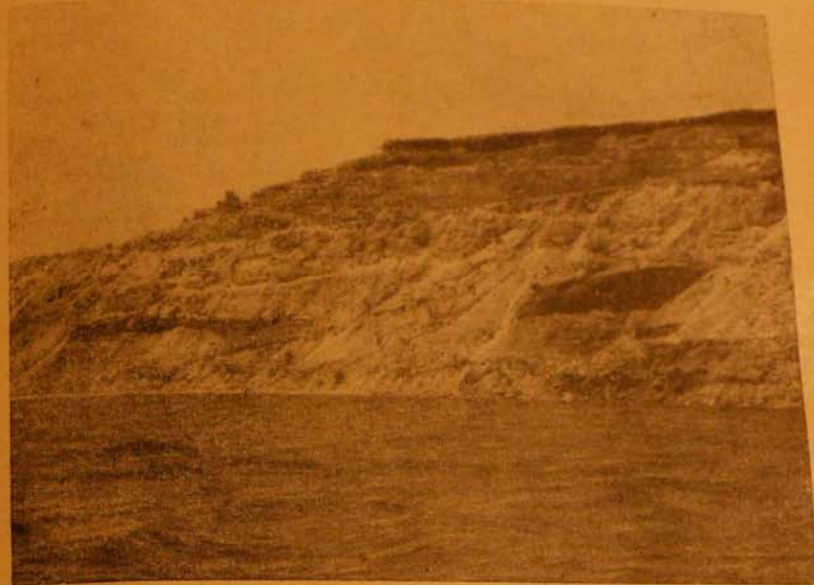


Рис. 36. Абразионно-оползневый берег (близ урочища Актыкенды).

ках условиями абразии и оползневых явлений, которые здесь местами хорошо выражены. Основываясь на этом, можно выделить по крайней мере два береговых участка — Актыкендинский (южный) и Байгубекмурунский (северный) с границей между ними, проходящей в 10 км к югу от мыса Байгубекмурун.

Актыкендинский участок характеризуется абразионно-оползневым типом. Типичный абразионно-оползневый характер имеет полого выпуклый отрезок берега с отметкой 196 м (рис. 36). Для него характерны крутой клиф, навал глыб у уреза воды (вместо пляжа), глыбовый бенч из глины. К отличительным чертам этого берега относятся свежие оползни и почти полное отсутствие эрозионного размыва. Крутизна подводного берегового склона здесь достигает 0,033.

Своеобразное строение имеют абразионные берега, граничащие с древнеаральскими образованиями. Примером может служить

отрезок побережья, разделяющий две вогнутости берегового обрыва с древнеаральскими террасами у урочища Актыкенды. Отвесный клиф этого берега образован оползневой террасой, сложенной известняками и мергелями. У основания клифа сформировался карманный пляж из щебня с навалом глыб. Эти глыбы встречаются в прибрежье до глубины 2 м. Примечательно, что и здесь (в 210-метровой зоне прибрежья) представлены оба подвод-

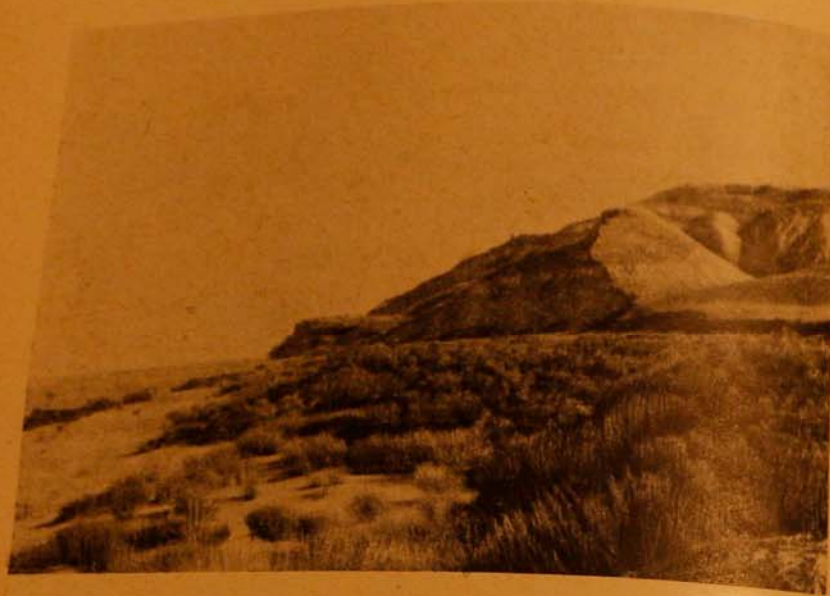


Рис. 37. Начало современной аккумулятивной террасы (урочище Киньяк).

ных вала, имеющих у соседних древнеаральских отрезков берега. Они сложены в основном мелкозернистым песком, обогащенным перетертой ракушкой. Эти наносы покрывают дно до 10-метровой изобаты, где обнаруживаются крупнозернистые пески. Крутизна подводного склона до указанной изобаты значительна — 0.019. Ниже береговой склон резко падает, так что в пределе изобат 10—15 м его крутизна составляет 0.16. На 15-метровой глубине был найден илистый песок, лежащий на сером песчанном иле.

Современные аккумулятивные образования на этом участке представлены лишь надводной террасой урочища Киньяк, которая располагается в пологой вогнутости побережья, в 17 км к югу от мыса Байгубекмурун (рис. 37). Эта терраса как бы является приморской частью бухточки, врезанной в плато на 600 м (длина почти 2 км). Песчано-галечная терраса имеет ши-

рину порядка 250 м. Она окаймлена широким (25—30 м) песчаным пляжем, который у северной оконечности террасы сложен галькой из известняка и песчаника (прослойки их имеются в оползнях, формирующих абразионный берег непосредственно к северу от урочища Киньяк). В южном направлении описываемая терраса тянется еще на расстоянии около 1 км, имея вначале ширину 20—30 м, затем — 5—10 м; потом она окончательно выклинивается. Обращает на себя внимание три подводных вала на прибрежном дне с уклоном порядка 0.011.

Для выяснения особенностей перехода абразионно-оползневого типа в аккумулятивный нами был сделан разрез на стыке северной окраины террасы Киньяк с абразионным участком берега. Оказалось, что крутизна подводного склона здесь равна 0.019, а до 3-метровой глубины — даже 0.045, причем до этой глубины в прибрежье встречаются глыбы обломочного материала. За последними, на расстоянии 150 м от уреза воды, расположен подводный вал из кварцевого песка с примесью перетертой ракушки. Такой же грунт имеет дно и ниже. Илистый песок появляется только на глубине 7 м.

В анализируемом профиле не обнаруживается террасоподобных перегибов; резкий излом профиля отмечается лишь на глубине 9—10 м, что объясняется, по-видимому, наличием глубоководной впадины, располагающейся вблизи берега.

Байгубекмурунский участок, представляющий также тип абразионно-оползневого берега, характеризуется более значительными размерами аккумулятивной надводной террасы, чем на вышеописанном участке. Морфологические черты абразионно-оползневого берега наиболее полно выражены у мыса Байгубекмурун — самого высокого в данном береговом районе. Этот мыс — выступ плавных очертаний — разделяет две пологовогнутые дуги, в свою очередь ограниченные на концах абразионными отрезками берега с отметкой 196 м на юге и понижением урочища Кызылбулак на севере. Следовательно, образование мыса связано также с гипсометрическими условиями, объясняющими многие особенности его морфологии (рис. 38).

Мыс Байгубекмурун находится в пределах оползневой зоны, сильно изрезанной оврагами и балками, длина которых обычно не превышает 300 м. Клиф создан абразией оползневого массива. У его подножия образовался навал из песчанниковых глыб с поперечником в 2—3 м. Профиль прибрежного дна у мыса типично абразионный как по крутизне склона (0.025), так и по выпуклой форме. Переломы в профиле намечаются примерно на глубинах 5, 7 и 9 м. Особенно крутая (0.06) верхняя часть подводного склона до глубины 4 м. Ближе к урезу воды на подводном склоне с покровом кварцевого песка лежат плохо окатанные валуны с поперечником в среднем до 3 м. Глыбовый бенч продолжается, по-видимому, до глубины 7 м. Зона подводной аккумуляции начи-

нается с 10-метровой глубины, где обнаружены отложения илстого песка.

В средней части береговой вогнутости (мыс Байгубекмурун — Кызылбулак) интерес вызывают две современные аккумулятивные террасы — Кинтыкче 1 и 2. Их общая длина 10 км (не считая 1.5 км абразионно-оползневого берега, отделяющего их друг от друга). Подобно описанной выше аккумулятивной террасе Киньяк и эти две террасы приурочены к полуцирковым углублениям в плато с глубиной вреза до 2 км. По своей конфигурации

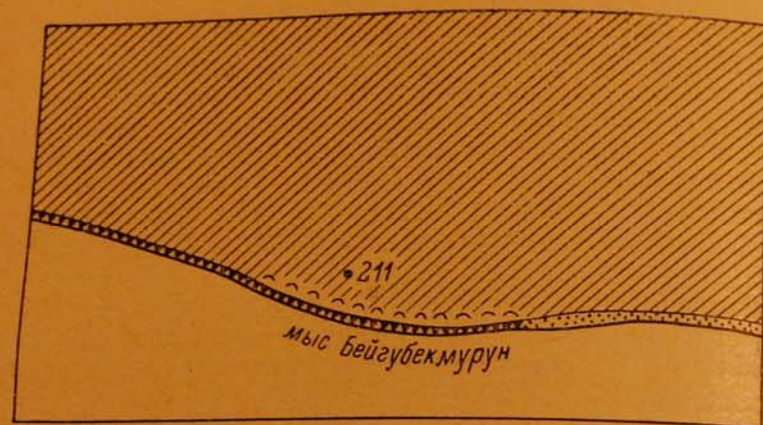


Рис. 38. Схема строения берега на участке мыса Байгубекмурун.

Условные обозначения те же, что и на рис. 10.

данные образования напоминают бухточки, заполненные в значительной мере оползевыми массами. К этим массам и примыкают песчаные наносы с галькой плохой окатанности, формирующие современную террасу. Поверхность ее всхолмлена и задернована, поэтому береговые валы трудно различимы. По всей вероятности, древнеаральские отложения находятся в тыловой части современной террасы, но они занесены делювиальными и эоловыми материалами. Непосредственно к морю древнеаральская терраса выходит лишь по краям современных аккумулятивных образований, где она усиленно подмывается морем.

Первая терраса сформировалась у приморского полуцирка длиной 3.5 км и шириной 1 км. В настоящее время аккумулятивная терраса размывается, образуя уступ высотой 1.5—2 м, под которым расположился неширокий песчаный пляж. Вторая терраса занимает наиболее врезанную бухточку, имеющую ширину почти в 2 км и длину 5 км. Ее оползневые склоны сильно расчленены балками и оврагами. Эта аккумулятивная терраса сложена кварцевым песком, перетертой ракушкой с примесью плохо окатанной гальки преимущественно известнякового состава. В про-

тивоположность первой террасе Кинтыкче, пляж здесь довольно широкий (15 м); он сложен песком с большой примесью ракушки.

Рельеф подводного склона аккумулятивной террасы Кинтыкче 2 свойствен образованиям аккумулятивного типа. Уклон его составляет всего 0.008. В верхней части подводного склона (в пределах 500-метровой полосы) имеются три песчаных вала. Важно отметить, что в кварцевом песке в довольно значительном количестве содержится перетертая ракушка. Зона осадения илстого песка начинается уже с глубины 7 м. Интересно, что в профиле подводного склона рассматриваемой террасы обнаруживаются изгибы, приуроченные приблизительно к тем же глубинам, что и в описанных профилях абразионного типа (рис. 12, разр. № 71).

Образованием современные аккумулятивные террасы обязаны продольному перемещению обломочного материала преимущественно с север-северо-востока на юг-юго-запад, что связано с преобладающим здесь северо-восточным и восточным направлением волнения. Это подтверждается постепенным выклиниванием террасы и пляжа в том же направлении (у Кинтыкче и Киньяк). Судя по обилию ракушечного материала в теле современных террас, в их возникновении немалую роль играли также поперечные перемещения наносов.

Из сказанного следует, что в развитии слабо изрезанного абразионного берега Устьюртского района важную роль играют складчатая структура суши, дифференцированные вертикальные движения коры, большая крутизна подводного склона, интенсивность абразии, повсеместные обвально-оползневые явления и аридная денудация.

Приведенный в зонально-региональном обзоре аридных берегов Арала материал широко используется и в последующих главах монографии.

ЭВОЛЮЦИЯ АРАЛА И ЕГО БЕРЕГОВ В ПОСЛЕХВАЛЬНСКОЕ ВРЕМЯ

Для освещения эволюции Арала и его берегов в последние этапы позднечетвертичного времени могут быть использованы прежде всего палеоклиматические построения А. В. Шнитникова (1949, 1957а, 1959, 1961а), в которые автор вносит некоторое уточнение.

Основу указанных построений составляет схема изменчивости общей увлажненности материков северного полушария. Согласно А. В. Шнитникову, общая увлажненность характеризуется колебаниями, продолжительность которых составляет 1800—1900 лет. В каждом многовековом ритме различаются три фазы: 1) многоводная прохладно-влажная (300—500 лет); 2) маловодная тепло-сухая (600—800 лет); 3) переходная от первой ко второй (около 700—800). Внутривековые колебания увлажненности цикличны.

А. В. Шнитников подчеркивает, что многовековой ритм проявлялся со строгой закономерностью на протяжении позднеледникового и послеледникового времени, охватывающего примерно 13—15 тыс. лет. Он отмечает закономерный поступательно-возвратный ход изменчивости увлажнения материков в указанный период, причем в явлениях каждого ритма их амплитуды постепенно затухают. В связи с этим А. В. Шнитников пишет: «Такое затухание особенно четко выражено в изменчивости горного (и, очевидно, океанического) оледенения, в амплитуде океанических трансгрессий и регрессий, в амплитуде колебаний уровня таких внутренних водоемов, как например Каспий (курсив мой, — В. Л.), являющихся следствием устойчивого отступления последнего оледенения со всеми вытекающими отсюда последствиями» (1957а, стр. 289).

Указанные общие положения А. В. Шнитников применил в исследованиях колебаний уровня Каспия (1954, 1956, 1957б), а затем и Арала (1959, 1961б), обратив при этом внимание прежде

всего на роль Сарыкамышской котловины и Узбоя, с одной стороны, и Аральской впадины — с другой, в распределении между ними стока Аму-Дарьи.

По его мнению, Сарыкамышская котловина заполнялась частью аму-дарьинских вод, во-первых, при длительном или кратковременном многоводье Аму-Дарьи, когда ее уровень резко повышался и, во-вторых, в результате миграций русла Аму-Дарьи, обусловленных аккумуляцией наносов в северной части ее дельты. А. В. Шнитников считает, что именно многоводье в бассейне Аму-Дарьи, особенно в последние 2—3 тысячелетия, являлось основной причиной частичного аму-дарьинского стока в Сарыкамышскую котловину. Он особо подчеркивает, что в обоих случаях Сарыкамышская котловина получала только небольшую часть аму-дарьинских вод, а основная их масса поступает по главному руслу Аму-Дарьи в Аральское море.

В отношении Узбоя А. В. Шнитников положительно высказался о возможном периодическом стоке в него в длительные эпохи многоводья в бассейне Арала, когда водой Аму-Дарьи Сарыкамышская котловина заполнялась в пределах отметок от +50 до +53 м, при которых избыток вод стекал в Каспий. Основываясь на своей схеме многовековой изменчивости общей увлажненности материков, А. В. Шнитников утверждает, что за последние 4—4,5 тыс. лет должны были существовать три особо многоводные эпохи, в которые Сарыкамышская котловина заполнялась аму-дарьинской водой: 1) в конце III тысячелетия до н. э.; 2) во второй половине I тысячелетия до н. э.; 3) в середине текущего тысячелетия (XIV—XVI вв.). Все указанные эпохи соответствовали прохладно-влажным фазам больших ритмов изменчивости общей увлажненности, которыми определяется длительное высокое многоводье бассейна в целом.

Выяснив схему изменчивости общей увлажненности материков и проанализировав различные материалы, А. В. Шнитников убедился в полном высыхании Сарыкамышской котловины, а следовательно, и Узбоя в следующие эпохи: 1) в конце II тысячелетия и первой половине I тысячелетия до н. э.; 2) в I тысячелетии н. э.; 3) во второй половине текущего тысячелетия (с XVII в.). Эти эпохи совпадают с сухо-теплыми фазами многовековых ритмов изменчивости общей увлажненности материков, обусловившими уменьшение водности в бассейне Арала.

Новейшие геологические, геоморфологические, археолого-исторические и биологические литературные данные, а также геоморфологические материалы, собранные автором во время Аральской береговой экспедиции 1953—1956 гг. и в 1960 г., вполне подтверждают правильность схемы построений и выводы А. В. Шнитникова. В его представления о прошлом и будущем Арала автор вносит некоторые уточнения, определяемые местными особенностями Аральского бассейна.

Крупнейшим событием, знаменующим послехвалынскую эпоху, явилось начало нового этапа в формировании Аму-Дарьинской дельты. Этот этап назовем сарыкамышско-аральским. Он длился примерно 5.5 тыс. лет (до середины I тыс. до н. э.). Именно в этот период блуждает главное русло Аму-Дарьи, впадающей то в Сарыкамышскую, то в Аральскую впадины. На наш взгляд, эти блуждания и обусловили своеобразие береговой линии Арала.

И за послехвалынское время произошли крупные события: была размыта перемычка между Хорезмской и Аральской впадинами, заполнилась наносами Хорезмская впадина, произошло постепенное заиление Сарыкамышской и Аральской впадин, прекратился сток по Узбою, Джаны-Дарье, Куван-Дарье. Все эти события отразились на значительных колебаниях уровня Арала как закономерная смена трансгрессий и регрессий. Морфологические следы трех трансгрессий той эпохи выражены на Арале в виде древних береговых линий. В настоящее время имеются опубликованные данные о возрасте древних террас, из которых две нижние новокаспийские и сложены морскими верхнечетвертичными отложениями с *Cardium edule* L. (Елифанов, 1961).

Широкое распространение морской террасы с *Cardium edule* L. на западном и северо-восточном побережьях Арала отмечалось многими исследователями XIX в. (Аленицын, 1874, 1875, и др.).

Позднее данные об этой террасе были опубликованы Л. С. Бергом (1908), назвавшим ее арало-каспийской, так как он увязывал формирование этой террасы с существованием в прошлом единого Арало-Каспийского бассейна. По мнению Л. С. Берга, древний бассейн того времени, датируемый временем ледниковой эпохи, характеризовался более высоким уровнем, чем уровень Арала в настоящее время. Он указал на то, что отложения с *Cardium edule* L. на берегах Арала и Каспия залегают примерно на одинаковой высоте, порядка $+54 \text{ м}^1$ (4 м над ур. м. в 1901 г.).

Ошибочность взгляда на единовременное происхождение террасы с *Cardium edule* L. позднее была доказана работами И. П. Герасимова и других (1935), А. С. Кесь (1957) и других исследователей, которые установили разные высотные положения этой террасы на побережьях Каспия и Арала.

А. Л. Яншин недавно (1953) обнаружил, что «древнеаральские» (в его терминологии) морские осадки с *Cardium edule* L. в Северном Приаралье залегают не строго горизонтально, а располагаются выше и ниже абсолютной отметки $+54 \text{ м}$. По данным этого исследователя, дополненным автором (Лымарев, 1958в),

в Северном Приаралье уровень древнеаральской террасы меняется от $+52 \text{ м}$ до $+64 \text{ м}$, понижаясь в местах выхода к побережью древних синклиналей (от $+54 \text{ м}$ до $+52 \text{ м}$) и повышаясь по осям древних антиклиналей (от $+56 \text{ м}$ до $+64 \text{ м}$). А. Л. Яншин относит древнеаральскую трансгрессию к III тысячелетию до н. э. на том основании, что находки каменных орудий и керамики кельтаминарской культуры располагаются вдоль береговой линии Арала, окаймляющей залив, который находился восточнее г. Аральска. Эта трансгрессия произошла 4000—4500 лет тому назад.

А. С. Кесь (1958, 1960) опубликовала материалы своих наблюдений над морскими осадками с *Cardium edule* L., обнаруженными ею в Юго-Восточном Приаралье в низовьях Джаны-Дарьи и Акча-Дарьи (а также вверх по руслу до 100 км). По ее данным, здесь представлен комплекс из трех террас, свидетельствующий о более высоких стояниях уровня Аральского моря (рис. 39).

Вдоль сухих русел Джаны-Дарьи и Акча-Дарьи на высоте 3.5—4 м над уровнем Арала ($+56$, $+57 \text{ м}$ абс. высоты) протягивается полоса террасы шириной 1—1.5 км; она сложена серыми песками с *Cardium edule* L., которые залегают на желтых золотых песках. Еще более узкой полосой на 1.5—2 м ниже предыдущей (около 2 м относ. или $+55 \text{ м}$ абс.) вдоль русел располагается морская терраса, сложенная карбонатными светлыми голубовато-серыми суглинками с раковинами тех же *Cardium edule* L. Самые низкие части русел и котловин заняты солончаками, которые располагаются вблизи современной береговой линии Аральского моря.

В результате исследования выяснилось, что высокая терраса с *Cardium edule* L. моложе древнеаральской почти на два тысячелетия (X—VII вв. до н. э.), т. е. она образовалась около 2500—3000 лет тому назад. Это надежно устанавливается по археологии первобытных стоянок, найденных на берегах морских заливов, куда впадали протоки Джаны-Дарьи. Следовательно, древнеаральская трансгрессия не одновременна с только что охарактеризованной трансгрессией, хотя их высотные отметки довольно близки. На таком основании мы предлагаем выделить эту трансгрессию в качестве самостоятельной — аральской (последревнеаральской) трансгрессии.

В дополнение к указанным материалам о древних береговых линиях Арала опубликованы некоторые новые данные (Лымарев, 1959в, 1959д). В этих работах приводятся сведения о самой древней (преддревнеаральской) террасе, обнаруженной в средней части западного побережья Арала (уручище Кассарма). Как указывалось выше, для данного участка побережья характерен не один уровень, а комплекс из 3 уровней морских террас — преддревнеаральской (9—10 м), древнеаральской (4.5—5 м) и новоаральской (2—2.5 м). Эти террасы сохранились благодаря тому,

¹ В прежней системе абсолютных высот.

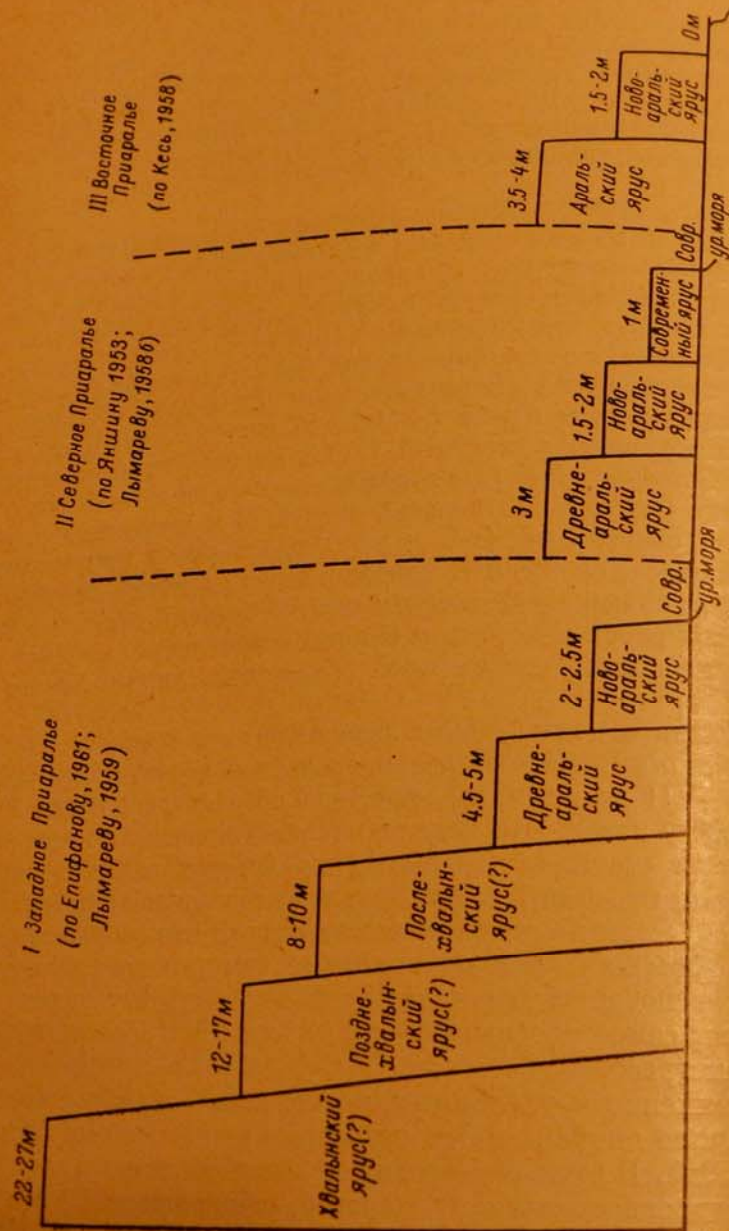


Рис. 39. Схема террас Аральского моря.

что здесь береговая линия образует заметную вогнутость, где аккумуляция отложений была очень значительной.

Нам не удалось наблюдать подобный комплекс древних террас еще где-либо на берегах Арала; вполне возможно, что он будет обнаружен на некоторых сильно вогнутых, пока не обследованных участках северного побережья. То, что этот комплекс плохо сохранился, по-видимому, можно связать с последующими трансгрессиями.

Например, в Кассарме верхняя терраса уже почти уничтожена денудацией. Пытаясь воссоздать основные моменты послехвалынской истории Арала, прежде всего обратим внимание на взаимное расположение террас в их комплексе и сравним их с высотным положением аналогичных террас на других берегах Аральского моря. Примем, по Л. С. Бергу (в современном издании В. П. Львова, 1959), что абсолютная высота древнеаральской террасы равна +56 м, т. е. она возвышается над нынешним уровнем моря на 3 м (средний многолетний его уровень выражается отметкой +53 м). Между тем современная высота древнеаральской террасы в уроч. Кассарма относительно уровня Аральского моря, как уже было сказано, равна 4,5-5 м. Отсюда следует, что высота ее здесь увеличилась приблизительно на 2 м.²

Таким образом, уровень моря в эпоху формирования преддревнеаральской террасы стоял выше современного не на 9-10 м, как в настоящее время, а на 7-8 м. Последняя цифра может быть уточнена, если ввести поправку на величину вертикального поднятия побережья за время, истекшее с преддревнеаральской до древнеаральской трансгрессии. Нам представляется, что указанный промежуток времени соответствует длительности многовекового ритма изменчивости общей увлажненности климата. Согласно А. В. Шнитникову, он длился несколько менее 2000 лет. Такое представление мотивируется тем, что на побережье Арала нет следов каких-либо древних береговых линий, которые располагались бы между преддревнеаральской и древнеаральской террасами.

Теперь следует выяснить средний годовой темп тектонического поднятия побережья. Если исходить примерно из четырехтысячелетнего возраста древнеаральской террасы (по Яншину, 1953), то этот темп выражается приблизительно 0,5 мм.³ Следовательно, поправка на величину поднятия побережья в Кассарме за время, истекшее между трансгрессиями, может составлять приблизи-

¹ М. И. Епифанов (1961) обнаружил ее на ряде участков Юго-Западного Приаралья и п-ова Муйнак, где эта терраса находится на высоте 8-10 м над современным уровнем Арала.

² Это поднятие структурно связано с вертикальными тектоническими движениями (Кассарминская антиклиналь).

³ Если допустить, что темп поднятия побережья в Кассарме в последревнеаральское время унаследовал прежнюю величину.

тельно 1 м. С учетом такой поправки получается, что уровень Аральского моря в эпоху формирования преддревнеаральской террасы стоял на 6—7 м выше современного его положения, т. е. на абсолютной высоте +59—60 м. Преддревнеаральскую трансгрессию мы предлагаем назвать послехвалынской. Из сказанного следует, что она происходила 6000—6500 лет тому назад (в V тысячелетии до н. э.).

Согласно схеме А. В. Шнитникова, время послехвалынской трансгрессии Арала соответствует эпохе маловодья. Она приходится на теплое атлантическое время. По последним данным О. К. Леонтьева (1959), в эту эпоху послехвалынской регрессии уровень Каспия был наиболее низким за послеледниковое время (на 12—13 м ниже современного уровня).

Обращает на себя внимание противоположный знак изменений уровня Каспия и Арала. Впервые этот противоположный ход уровней обоих водоемов по материалам XVIII и XIX вв. подметил Л. С. Берг (1938). Следует согласиться с О. К. Леонтьевым и П. В. Федоровым (1953), которые объяснили резкое понижение уровня Каспия и осолонение его вод усиленным испарением с акватории послехвалынского водоема. В Аральском бассейне повышение температуры воздуха в это же время привело к интенсивному таянию горных ледников Средней Азии и в конечном счете — к подъему (до наиболее высокого) уровня Аральского моря.

Низкая (последдревнеаральская) терраса в Кассарме, как отмечалось выше, находится на высоте 2—2.5 м (56—57 м абс. высоты). Для нее характерны раковины *Cardium edule* L., как и для упомянутой ранее аральской террасы Юго-Восточного Приаралья, высота которой над современным уровнем Арала составляет 3.5—4 м (56—57 м абс. высоты). Низкая терраса, как самая молодая в кассарминском комплексе, если исходить из приведенных расчетов среднего годового темпа поднятия побережья, испытала вертикальное поднятие, вероятно, менее чем на 1 м.

Таким образом, получается, что в то время, когда формировалась эта терраса, уровень Арала был приблизительно на 1.5—2 м выше современного (54—55 м абс. высоты). Как можно видеть, высоты рассматриваемых двух террас сначала еще более разнились, чем в настоящее время. Отсюда вытекает, что низкая терраса Кассармы сформировалась позднее известной в Юго-Восточном Приаралье аральской террасы. Доказательством этому служит соразмерность по высоте низкой террасы Кассармы с террасой Юго-Восточного Приаралья, располагающейся ниже аральской террасы на 1.5—2 м. На наш взгляд, они образовались в связи с трансгрессией, обусловленной сменой фаз в многовековом ритме изменчивости увлажнения материков (по А. В. Шнитникову). Эта трансгрессия наступила уже в I тыс. н. э. В дальнейшем мы будем называть эту трансгрессию новоаральской.

На западном побережье Аральского моря следы аральской трансгрессии не обнаружены. Мы не нашли их и в Северном Приаралье. Тем самым подтверждается справедливость вывода А. С. Кесь (1958, стр. 98) в отношении двух высоких стояний Арала, достигавших уровней, близких максимальному, в III и начале I тыс. до н. э. Этот важный вывод позднее был подтвержден расчетами В. П. Львова (1959), показавшими почти полное совпадение уровней древнеаральской и аральской трансгрессий.

Теперь следует уточнить время формирования новоаральской террасы. Прежде всего отметим довольно широкое распространение этой террасы на северном побережье Арала. Обычно она приурочена к участкам берега в глубине заливов, где терраса лучше защищена от морских волн. Здесь песчано-ракушечные отложения новоаральской террасы прислонены к осадкам древнеаральской террасы. К древнеаральской террасе в свою очередь кое-где примыкает песчаная или песчано-ракушечная современная терраса высотой от 0.5 до 1 м. Очень мало сохранилось следов новоаральской террасы в Западном Приаралье, где вследствие слабой изрезанности береговой линии побережье подвержено сильной абразии (Лымарев, 1959б).

Значительное развитие новоаральской террасы, а также сравнительно одинаковую ее высоту в разных местах можно объяснить отнести ее образование к концу I или началу текущего тысячелетия нашей эры, когда уровень Аральского моря был наиболее высоким. Для доказательства привлечем исторические данные, которые сообщил В. В. Бартольд (1902). Их прокомментировал Л. С. Берг (1908). В этих трудах приводятся свидетельства римских, греческих, китайских и арабских авторов, которые характеризуют Арал в I—XII вв. как крупный водоем. Особую ценность представляют сведения об Аральском море, содержащиеся в трудах арабских ученых IX и X вв. — Ибн-Хордадбега, Ибн-Русте, Масуди, Истархи, Ибн-Хаукаля. Из этих трудов можно получить представление о размерах Арала и характере его берегов в то время.

Очень важным представляется свидетельство Ибн-Хаукаля о том, что Новое Селение (Джанкент) находится на расстоянии фарсаха (около 6 верст) от берега реки, в двух переходах от впадения реки в Хорезмийское озеро и в десяти переходах от Хорезма. Л. С. Берг заключает: «Эти данные показывают, что и в X веке Аральское море имело те же размеры и очертания, что и теперь, ибо и ныне развалины Джанкента находятся приблизительно в 50 верстах от берега моря по прямому направлению и в 70—80 верстах от устья Сыр-Дарьи» (1908, стр. 10).

В начале XIII в. арабский автор Бекран привел новые данные, которые, по мнению Л. С. Берга (1908, стр. 13), показывают, что в X—XII вв. устья Сыр- и Аму-Дарьи примерно соответствовали

их нынешнему положению, а очертания моря приблизительно совпадают с конфигурацией его в настоящее время.

Приведенные сведения из области истории в сочетании с нашим геоморфологическим материалом позволяют утверждать, что на рубеже I и II тыс. н. э. (700—800 лет назад) уровень Аральского моря был выше современного по крайней мере на 1,5 м. Следовательно, размеры его были несколько больше, чем предполагал Л. С. Берг.

По А. В. Шнитникову (1959), I и началу II тыс. н. э. соответствовала длительная сухо-теплая фаза 1850-летнего ритма, когда сток аму-дарьинских вод в Сарыкамыш прекратился, что привело к усыханию последнего. Засушливые климатические условия, господствовавшие в Средней Азии в то время, вызвали наступление пустынь на земли орошения Хорезма в IV—V вв., а затем в VIII—IX вв. (Толстов, 1948). В этот период уровень Каспия был низким (Берг, 1934; Аполлов и Федорова, 1956, и др.).

Новая трансгрессия на Арале наступила во второй половине XVII в. Ее можно назвать современной.¹ Эта трансгрессия сменила эпоху XIII—XVI вв., когда Аму-Дарья в основном отдавала свои воды Сарыкамышу, о чем более подробно сказано несколько ниже.

По-видимому, после поворота Аму-Дарьи в конце XVI в. (1573 г.) в сторону Арала уровень моря в XVII в. достиг максимальной высоты — порядка +54 м абс. выс. Это доказывается соответственной высотной отметкой современной морской террасы на побережьях Арала (главным образом в вогнутостях береговой линии).

Взаимоотношения современной террасы с другими террасами лучше всего прослеживаются в Северном Приаралье, где на закрытых от волнения берегах заливов представлен комплекс из трех морских террас. Особенно четко такой комплекс выражен на северо-западном побережье зал. Тушибас. На этом участке, как отмечалось ранее, располагаются одна над другой террасы: древнеаральская (до 3 м), новоаральская (1,5—2 м) и современная (1 м).

Отнесение образования современной террасы с ее абс. отметкой +54 м к более позднему времени, чем XVII в., вряд ли может быть оправдано. Как теперь стало известно благодаря геоботаническим исследованиям С. В. Викторова (1955), в XVIII в. в течение довольно длительного времени Сарыкамыш был обводнен. С конца же XVIII в. и до настоящего времени, когда наука стала располагать более или менее точными сведениями о ходе уровня Арала, отметки его никогда не достигали +54 м (Берг, 1908; Львов, 1959).

¹ Н. З. Хусанова (1959), не располагая данными о более раннем высоком стоянии Арала, предложила назвать эту трансгрессию новоаральской.

Итак, на основании сравнительного анализа комплекса террас на западном (урочище Кассарма), северном (северо-западный угол зал. Тушибас) и восточном (низовья Джаны-Дарьи) побережьях Аральского моря мы приходим к выводу, что за послехвалынской и современную эпоху уровень его претерпевал заметные колебания. Пять раз он поднимался в результате трансгрессий: послехвалынской (до 6—7 м), древнеаральской и аральской (до 3,5—4 м), новоаральской (до 1,5—2 м) и современной (до 1 м). В промежуточные фазы уровень Арала понижался, т. е. регрессировал: на грани V и IV тысячелетий до н. э. (неолитовая), в конце III и начале II тысячелетия до н. э. (бронзовая), во второй половине I тысячелетия до н. э. (античная) и первой половине II тысячелетия н. э. (средневековая).

В трансгрессивные эпохи акватория Аральского моря была много больше современных, а береговая линия его отличалась сильной изрезанностью. Особенно интенсивного развития достигал аральский тип бухтового берега, широко представленный на юго-востоке моря, где отложения аральской террасы найдены в русле Джаны-Дарьи, на расстоянии 100 км от современных юго-восточных заливов Аральского моря (Кесь, 1958).

Глубоко в сушу проникли воды трансгрессировавшего Арала и на юге, о чем свидетельствуют отложения с *Cardium edule* L., обнаруженные на востоке дельты Аму-Дарьи, в 40—50 км от современной береговой линии. По-видимому, здесь существовал огромный залив, располагавшийся на месте юго-западной части нынешней Амударьинской дельты (Самойлов, 1952). Крупный залив был также и в Северо-Восточном Приаралье, где теперь находится сравнительно небольшое соленое оз. Жаксыкылыш (Яншин, 1953). Судя по распространению отложений с *Cardium edule* L., большой расчлененностью характеризовалась береговая линия на севере Арала: в углах современных заливов были сформированы довольно глубокие бухты, а некоторые полуострова были превращены в острова. Мелкобухтовый тип берега получил развитие даже в Западном Приаралье, где в настоящее время осадки с *Cardium edule* L. заполняют кутовые части бывших бухт (Лымарев, 1959д).

В это время уровень Каспия был низким (Леонтьев, 1959). Сарыкамышская котловина и Узбой подвергались частичному обводнению в результате периодических прорывов по протокам Присарыкамышской дельты. Значительные массы аму-дарьинских вод поступали преимущественно в Арал. Сток Сыр-Дарьи в основном осуществлялся по Джаны-Дарье и Куван-Дарье (Кесь, 1957). Климат был сухим и теплым. Кратковременные сбросы воды по Узбою, вероятно, имели место во влажно-прохладные циклы внутривековых ритмов изменения общей увлажненности.

О древних регрессиях Арала известно пока очень мало. Только по новейшей регрессивной стадии развития моря имеются данные,

собранные главным образом в последнее время. Можно лишь предполагать большую глубину трех ранних регрессий — преддревнеаральской и предновоаральской, древнеаральской, последнеаральской и находить подтверждение. Среди них особо выделялась первая, что находит подтверждение в переселении в это время в Арал солоноводного моллюска *Cardium edule* L.¹ для которого благоприятной жизненной обстановкой, как известно (Хусаинова, 1957), является повышенная соленость водоема, связанная с сильным сокращением его размеров.

Мы не можем привести данных об амплитуде этих регрессий, так как не располагаем материалом о древних подводных береговых линиях. По всей вероятности, Аральское море сократилось до размеров небольшого озера вследствие питания преимущественно водами одной Сыр-Дарьи. В этих условиях воды Арала, вероятно, сосредоточились в глубоководной западной впадине (Кесь, 1955), а на большей части Аральской котловины преобладали золотые процессы.

В указанные эпохи уровень Каспия был более повышенным, чем в разделяющие их промежутки времени (Леонтьев, 1959). Узбой и Сарыкамыш были обводнены основной частью стока Аму-Дарьи. Преддревнеаральская регрессия в начале II тысячелетия до н. э. ознаменовалась периодическими прорывами вод по Акча-Дарье в Арал (Кесь, 1957). Климат являлся влажным и прохладным, так как на это время приходились эпохи многоводья А. В. Шнитникова.

Для выяснения вопроса о роли регрессий в эволюции Аральского моря воспользуемся известным материалом по последней (средневековой) регрессии, предшествовавшей современной трансгрессии Арала. Мы относим ее к эпохе XIII—XVI вв., когда Аму-Дарья, повернув в 1221 г. в сторону Сарыкамыша, текла в этом направлении в течение трех веков и более. В результате Арал заметно сократился и осолонился.

Регрессивный характер указанной эпохи не вызвал сомнений у большинства исследователей (Бартольд, 1902; Берг, 1908; Бродская, 1952; Федорович, 1954; Кесь, 1955; Хусаинова, 1959). Некоторые авторы высказывались даже за полное высыхание Аральского моря в ту эпоху (например, Ковалевский, 1939). С противоположным мнением выступил А. В. Шнитников (1949, 1957а), утверждавший, что на Арале это была эпоха трансгрессии, которую он связывает с очередной прохладно-влажной фазой большого ритма колебаний климата.

В более поздней работе А. В. Шнитников (1959) особенно подробно рассматривает данные археологических и геоморфологических исследований Хорезмской экспедиции, свидетельствующие

¹ По представлению Б. А. Федоровича (1952), проникновение этого моллюска в Арал связано с водоплавающими птицами.

об обводнении Сарыкамыша и Узбоя в XIV—XVI вв. (Толстов и Кесь, 1955, 1956; Толстов, Кесь и Жданко, 1954). На этом основании он приходит к твердому убеждению, что Сарыкамыш запоялся и сток по Узбою возобновлялся не только в средневековую эпоху, но и ранее были две подобные эпохи, связанные с прохладно-влажными фазами больших ритмов общей увлажнения. А. В. Шнитников вполне справедливо считает установленным, что всем трем прохладно-влажным фазам больших ритмов общей увлажнения материков Северного полушария отвечает повышенное многоводье в Аральском бассейне. В связи с увеличением общего стока в эти эпохи возникает сток по Узбою (Шнитников, 1959). Наши выводы в отношении времени обводнения Сарыкамыша и Узбоя в послехвалынский период истории развития Арала вполне соответствуют выводам А. В. Шнитникова.

В своей монографии (1957а, стр. 119—125) А. В. Шнитников совершенно определенно говорит о высоком стоянии Арала в XIV—XV вв., считая его наиболее высоким за весь известный исторический период.

Для обоснования этого утверждения А. В. Шнитников привлек косвенные данные, относящиеся к истории столицы государства огузов Джанкента (Янгикента) и некоторых городов болотистого низовья Куван-Дарьи. Согласно историко-археологическим исследованиям (Левшин, 1832; Лерх, 1867; Толстов, 1947, 1948), Джанкент существовал по крайней мере до конца XIV в., после чего он был покинут жителями, причем оставался неразрушенным. Согласно преданию, население было вынуждено покинуть город из-за «нашествия» змей.

А. В. Шнитников считает, что переселение из Джанкента и других городищ (Куюк-Кала, Кескен-Куюк-Кала и др.) могло быть вызвано затоплением участка низменной суши, где были расположены города, вследствие поднятия уровня моря. На стенах более низко лежащего городища Кескен-Куюк-Кала заметны следы размыва, чего не обнаружено на стенах Джанкента. По мнению А. В. Шнитникова, в этих условиях змеи заболоченных низин стали собираться на более возвышенных участках, занятых городами.

Для затопления низменности у Джанкента уровень Арала, по расчетам А. В. Шнитникова, должен был находиться на высоте около 6—8 м, а для затопления Кескен-Куюк-Кала — около 5—6 м над современным уровнем моря. В связи с этим он пишет: «Нет никакого сомнения в том, что результатом многоводья XVI—XV вв. явился длительный и сильнейший подъем уровня Арала» (1957, стр. 121).

В заключение А. В. Шнитников привел интересные расчеты, которые помогают выяснить примерное время, необходимое для того, чтобы поднять уровень Арала на высоту около 6 м. Исходя

из современных данных по морфометрии Аральского моря (Зайков, 1946), он устанавливает сначала среднюю расчетную площадь моря (около 75 тыс. км²), а затем дополнительный объем водной массы, которая требуется для повышения Арала до указанного уровня (около 380 км³). В условиях увлажнения климата XIV—XV вв. сток Аму-Дарьи и Сыр-Дарьи предположительно был больше современного на 25 %, т. е. на 14 км³. Следовательно, для достижения расчетного уровня понадобится 25—30 лет, а возможно, и меньше, если учесть вероятное увеличение осадков и уменьшение испарения на акватории Арала при условии соответствия остальных элементов водного баланса современной величины.

Новейшие геологические и геоморфолого-археологические литературные данные, а также материалы наших собственных геоморфологических исследований, проанализированные применительно все к той же средневековой эпохе повышенного многоводья в Аральском бассейне, позволяют представить несколько иную картину развития Арала.

Геологические работы Н. Г. Бродской (1952, 1954) по изучению донных отложений Аральского моря дали ей возможность выяснить, во-первых, примерный возраст последней регрессии Арала и, во-вторых, приблизительную высоту стояния уровня моря в это время.

Н. Г. Бродская обратила внимание на то, что взятые ею колонки донных осадков по профилю, пересекающему Арал почти посередине с запада на восток, имеют две характерные прослойки — гипсоносный горизонт и горизонт с *Cardium edule* L. Мощность последних примерно одинаковая и составляет 5—7 см; они залегают почти на одном уровне от поверхности осадка — на глубине 25—30 см. В западной глубоководной впадине найден гипсоносный горизонт, который в центральной части моря сменяется горизонтом с *Cardium edule* L., залегающим на той же глубине от поверхности и примерно с такой же мощностью. Оба горизонта синхронны, так как в гипсоносном горизонте ряда пунктов обнаружены экземпляры *Cardium edule* L.

Образование гипсоносного горизонта Н. Г. Бродская связывает с повышенной соленостью тогдашнего Аральского моря, которая была в 2.5 раза больше нынешней и составляла около 30‰, что удалось доказать экспериментами по осаждению сульфата кальция. Основываясь на данных Б. В. Перфильева (1927), А. Л. Бенинга (1935), В. П. Шостаковича (1941), В. Н. Зенковича (1947а) и на собственных материалах, Н. Г. Бродская установила скорость осадкообразования на Арале, которая позволила определить время падения и осолонения моря. Оказалось, что эти события имели место 400—500 лет назад, т. е. в XV—XVI вв., когда, согласно историческим сведениям, часть стока Аму-Дарьи направилась в Сарыкамышскую котловину.

К указанному периоду относится широкое расселение на Арале карликовых форм *Cardium edule* L.¹ свидетельствующих о повышенной солености моря, вызванной, очевидно, его обмелением. Как известно (Хусаинова, 1958 и др.), этот моллюск мало распространен в современном Аральском море и приурочен к песчаной прибрежной зоне с глубинами порядка 10—15 м. Учитывая данное обстоятельство, Н. Г. Бродская высказала предположение, что в момент образования горизонта с *Cardium edule* L. центральная часть моря была мелководна и в ней накапливались грубо-зернистые песчаные и алевроитовые осадки. На этом основании она сделала вывод о вероятном падении уровня тогдашнего моря на 10—13 м. Н. Г. Бродская подкрепила его дополнительным фактором — взятием колонки осадков в западной глубоководной зоне, характеризующейся отсутствием слоистости в нижней (большой) части. Она пишет: «Связано это обстоятельство, вероятно, с тем, что этот участок моря в результате падения уровня попал в зону некоторого волнения и слоистость в таких условиях не сохранилась» (1952, стр. 42).

Некоторые геоморфологические признаки существования низкого стояния уровня Арала были описаны еще А. В. Каульбарсом (1881), который в 1873 г. обнаружил в море следы древних русел Янысу. Затопленные морем русла Джаны-Дарьи наблюдал Н. А. Северцов (1875). Оба исследователя правильно рассматривали эти явления как следы былой деятельности устьев указанных рек в условиях более пониженного уровня Аральского моря.

В недавнее время с новыми геоморфологическими данными, подтверждающими факт регрессии Аральского моря, выступила Р. С. Деньгина (1956, 1959). Параллельно с гидробиологическими исследованиями в Юго-Восточном Приаралье (архипелаг Карабайли) ею были проведены и батиметрические измерения. В результате было установлено, что дно подводных русел лежит местами на глубине до 12 м, причем ложбина углублена по отношению к мелководью до 9—10 м.

Рассмотренные геологические и геоморфологические материалы согласованно указывают на факт весьма низкого стояния уровня Аральского моря в средневековую эпоху. Они позволяют считать, что в XV—XVI вв. уровень Арала был ниже современного примерно на 12—13 м (+40—41 м. абс. высоты). Следовательно, есть все основания утверждать о существовании в новейшей истории Аральского моря регрессивной эпохи.

В настоящее время имеется возможность, используя геоморфологические данные автора по подводным береговым линиям, попытаться выяснить стадии средневековой регрессии Арала и

¹ Подобные формы были недавно найдены Н. З. Хусаиновой (1958) в восточных заливах Арала с соленостью воды до 32.3‰.

представить развитие подобных природных явлений в более отдаленном прошлом и в недалеком будущем.

Работами Аральской береговой экспедиции были выявлены довольно постоянные по глубине перегибы в профилях подводного берегового склона на западном, северном и восточном побережьях моря: ¹ такие перегибы приурочены к глубинам примерно 2, 5, 7 и 9 м (Лымарев, 1958а, 1959а).

Эпохи регрессии Арала оставили следы береговых линий в виде перегибов в профилях подводного склона на глубинах порядка 5, 7, 9, 13 м (соответственно абсолютной отметке 48, 46, 44, 40 м). Перелом подводного берегового склона в самой верхней его части (на глубине около 2 м) относится, как было показано выше, к началу современной трансгрессии. Следовательно, формирование остальных нижележащих перегибов в профиле подводного берегового склона, должно быть, соответствовало отдельным фазам колебаний уровня моря в средневековую регрессию.

Упомянутые фазы средневековой регрессии Аральского моря должны были сказаться и в ходе колебаний уровня Сарыкамышского озера. Для подтверждения этого снова обратимся к археолого-геоморфологическим материалам Хорезмской экспедиции (Толстов, Кесь, 1956; Толстов, Кесь и Жданко, 1954; Кесь, 1957а). Из них, судя по размещению песчано-галечных береговых валов и пригационных систем, которые имеют высотную привязку к склонам Сарыкамыша, следует, что уровень Сарыкамышского озера в XIV—XVI вв. в течение некоторого времени задерживался на абсолютных отметках около 50, 30, 20, 10 (15) м.

Самым кратковременным было стояние уровня озера на отметке около 50—52 м. В это время (конец XIV—начало XV в.), по-видимому, был сток по Узбою. К середине XV в. уровень озера сравнительно быстро снизился, приблизительно до отметки 30 м, а затем вскоре и до 10—15 м, так как в это время значительная часть аму-дарьинских вод стекала в Арал. В конце XV в. снова приток аму-дарьинской воды в Сарыкамышское озеро увеличился, благодаря чему уровень озера опять поднялся (сначала до абсолютной высоты около 20 м, а затем и до 30 м). Об этом свидетельствует лучшая сохранность береговых валов, расположенных выше последней отметки. С середины XVI в. уровень озера постепенно снижался с непродолжительными задержками на отметках примерно 20 и 10—15 м. В конце XVI в., когда все аму-дарьинские воды стали стекать в Арал, уровень Сарыкамыша резко упал.

Таким образом, в средневековье уровень Сарыкамышского озера (в XV и XVI вв.) дважды задерживался на отметках при-

¹ На подводном склоне южного побережья, относящемся к авандельте Аму-Дарьи, нет четко выраженных перегибов, так как он непрерывно наращивается наносами, т. е. все время переформируется.

близительно 30, 20 и 10 (15) м. На отметке около 50 м уровень задержался лишь один раз и то ненадолго. В связи с этим А. С. Кесь (1957а, стр. 197) пришла к заключению, что сток Аму-Дарьи в Сарыкамыш в средние века был неравномерным и поворот Аму-Дарьи в сторону Сарыкамыша был кратковременным. Это сопровождалось колебаниями в расходах воды, сбрасывавшейся в Сарыкамышскую впадину.

Из сказанного следует, что колебания в стоке аму-дарьинской воды в Сарыкамышское озеро должны были в той же мере ска-

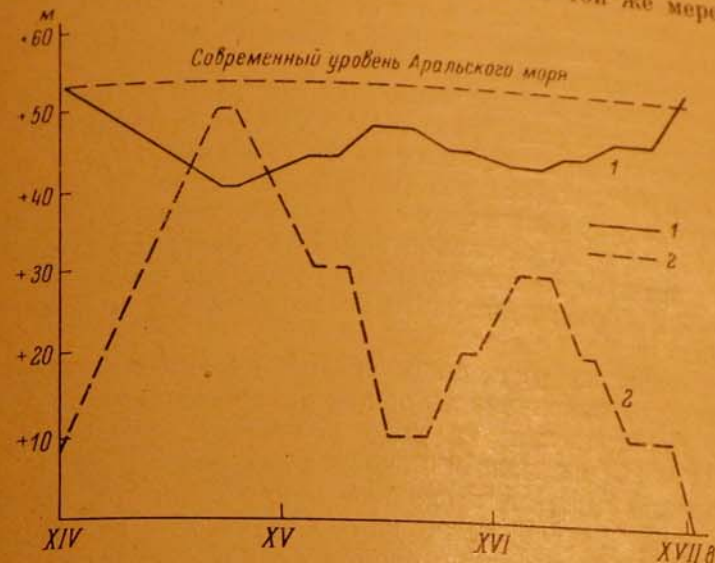


Рис. 40. Ход уровней Арала (1) и Сарыкамышского озера (2) в средневековье.

заться на стоке этой воды в Аральское море и тем самым отразиться на колебаниях уровня (но меньшего масштаба) Арала (рис. 40).

Самое низкое положение — около 40—41 м — уровень Арала занимал, по-видимому, на рубеже XIV—XV вв. Ко второй половине XV в. уровень моря поднялся до отметки 44 м, а затем вскоре и до 48 м. В конце XV в. уровень упал сначала до отметки 46 м, а затем до 44 м. Со второй половины XV в. уровень стал снова повышаться с задержками на отметках около 46 и 48 м. С конца XVI в., когда начался резкий подъем уровня, он скоро (вероятно, в начале XVII в.) достиг отметки 54 м, соответствующей максимальной в современную трансгрессию.

Характерно, что в средние века стояния уровня Арала, соответствующие его временным поднятиям и спадам, как и в Сарыкамышском озере, по два раза были зафиксированы на отметках около 48, 46 и 44 м и один раз — на отметке 40—41 м.

Высотным отметкам 48 и 44 м, судя по профилям подводного берегового склона Аральского моря, соответствуют подводные террасы с максимальной шириной примерно 600 и 800 м (у урочища Каратамак и о. Уялы). Такая ширина их объясняется сравнительно большой длительностью их формирования, что подтверждают приведенные данные о ходе последней регрессии Арала. К отметке 46 м на профилях берегового склона приурочена подводная терраса с максимальной шириной не более 200 м (у п-ова Куланды). На этом уровне море задержалось также непродолжительно, как и на отметке около 40—41 м, привязанной к днищу затопленных русел Джаны-Дарьи (в районе Акпеткинского архипелага).

Основываясь на вышеприведенных данных, можно выделить в новейшей истории Арала XIV—XVI вв. четыре основные стадии стояния: акпеткинскую (максимальную, около 40—41 м), каратамакскую (минимальную, около 48 м), куландинскую и уялинскую (промежуточные, соответственно около 46—44 м). Как можно заметить, названия стадий стояния Арала даны нами по наименованию участков побережья, где отвечающие им формы подводного рельефа получили наилучшее выражение.

Существование указанных стадий несомненно было обязано внутривековой изменчивости общей увлажненности по А. В. Шнитникову. Действительно, в ходе колебаний уровня Аральского моря XIV—XVI вв. явно намечается два полных цикла с продолжительностью каждого несколько менее столетия, подобно тому как это указывалось нами для XVIII—XX вв. Здесь также в каждом цикле выделяются периоды спада и подъема. Последние и определяются соответствующими фазами (прохладно-влажными и сухо-теплыми) внутривекового ритма.

Так, ранний цикл, начавшийся в конце XIV в. (с 1388 г.) и закончившийся во второй половине XV в., разделяется на короткий период спада (с минимумом на рубеже XIV—XV вв.) и длительный период подъема (между началом и концом XV в.). Поздний цикл с продолжительностью от конца XV в. и почти до конца XVI в. также делится на период спада (с минимумом в середине XVI в.) и период подъема (до начала современной трансгрессии). Перед средневековой регрессией уровень Арала, вероятно, был близок к современному; амплитуда колебаний в регрессивную эпоху составляла не более 12—13 м (наибольшая из известных в историческое время). Интересно, что уровень Каспия, как указывалось выше, в максимальную для него регрессию в послехвалынское время находился также на 12—13 м ниже современного.

В XIV—XVI вв. (особенно в XV) уровень Каспийского моря был весьма высоким (Берг, 1934; Шнитников, 1956, и др.). По мнению О. К. Леонтьева и П. В. Федорова (1953), он все же

несколько уступал последующему стоянию уровня в 1800—1805 гг. Б. И. Кошечкин (1959) на основании новых материалов показал, что максимальный уровень новокаспийской трансгрессии следует приурочивать не к началу XIX в., а к XIV—XV вв. Он считает, что этот максимальный уровень (11 м) по времени совпадает с обводнением Узоя, обусловленным изменениями климата Евразии.

Обращает на себя внимание, что указанная величина подъема очень близка к тем 12—13 м, на которые на рубеже XIV—XV вв. упал уровень Арала. Таким образом, мы еще раз убеждаемся в соразмерности масштабов многовековых колебаний уровня Каспийского и Аральского морей — крупнейших внутренних бессточных водоемов. Это обстоятельство в свою очередь косвенно подтверждает справедливость высказывания Б. И. Кошечкина.

Таким образом, мы приходим к заключению, что на протяжении всей послехвалынской истории Арала его трансгрессии соответствовали эпохам маловодья, а регрессии — эпохам многоводья (по А. В. Шнитникову) на Каспии и других внутренних водоемах. При этом длительность трансгрессий Арала примерно в два раза превышает таковую на Каспии и, наоборот, длительность регрессий на Арале во столько же раз меньше, чем на Каспии.

Указанная закономерность противоположного хода колебаний уровня на Арале и Каспии хорошо отражается в кривых изменения уровня обоих водоемов за XIX и XX вв. (рис. 41). Впервые эту закономерность подметил Л. С. Берг (1938). Он показал, что заметному падению уровня Каспия, которое наблюдается с конца прошлого века, соответствует повышенное стояние уровня Арала. Характерно, что за 1880—1945 гг. уровень Каспия понизился примерно на 3 м, а уровень Арала, наоборот, на эту величину повысился (Львов, 1959). Следовательно, мы убеждаемся в соразмерности масштабов не только многовековых, но и вековых колебаний уровня обоих водоемов.

По мнению Л. С. Берга (1938), противоположный ход этих явлений на Арале и Каспии определяется тем, что они получают свое питание из разных климатических областей. Л. С. Берг считал, что в засушливые периоды Каспий понижает свой уровень, а Арал повышает вследствие усиления процессов таяния ледников в горах Тянь-Шаня и Памира. Противоположная обстановка создается во влажные периоды, когда уровень Каспия повышается, а Арала падает.

Другой точки зрения, как было показано выше, придерживается А. В. Шнитников (1949, 1957а, 1959), который не видит особых различий в ходе колебаний уровня данных водоемов. Он утверждает, что каждая прохладно-влажная и сухо-теплая фазы вызывают соответствующие физико-географические явления, одинаковые как для бассейна Каспия, так и для бассейна

Арала. Эпохам многоводья в обоих бассейнах будет отвечать повышенное стояние уровней этих водоемов, а эпохам маловодья — пониженное.

На наш взгляд, утверждения А. В. Шнитникова, как отмечалось ранее, являются совершенно правильными в отношении применимости схемы изменчивости общей увлажненности Евразии для установления прошлого и будущего Арала. Поэтому не может

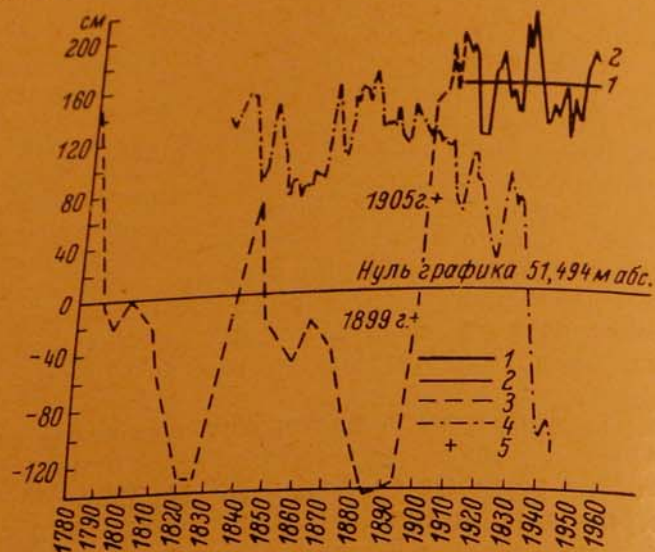


Рис. 41. Колебания уровня Арала с 1780 по 1957 г. и Каспия с 1830 по 1945 г. (по Львову, 1959).

1 — среднемноголетний уровень Арала за период 1911–1957 гг.; 2 — среднегодовой уровень Арала по наблюдениям; 3 — среднегодовой уровень Каспия; 4 — высота среднегодовых уровней Арала в 1899 г.; 5 — высота среднегодовых уровней Арала в 1905 г.

быть никаких различий во многовековом и внутривековом ритме климата между бассейнами Каспия и Арала. Логично рассуждая, мы должны прийти к заключению, которое и сделал А. В. Шнитников, о прямой связи между многовековой и внутривековой изменчивостью и ходом колебаний уровня в Аральском море, если отвлечемся от местных особенностей Аральского бассейна — наличия Сарыкамыш и Узоя и их роли в эволюции этого своеобразного внутреннего водоема.

Проанализированный нами разнообразный литературный и полевой материал привел нас к выводу, что в отношении Арала следует строго различать область питания и акваторию Аральского моря, так как они связаны не только между собой, но, не в пример другим бессточным бассейнам, и с Сарыкамышем и Узбоем,

благодаря которым направление развития самого Арала противоположно изменениям общей увлажненности области его питания.

Приведенные данные по геологии, геоморфологии и археологии достаточно убедительно подтверждают регрессии на Арале в XIV–XVI вв., которым соответствует широко известная эпоха многоводья в его бассейне. Не менее убедительны материалы, относящиеся к XVII–XX вв., которые характеризуют эпоху современного маловодья (по А. В. Шнитникову). Эти же положения подтверждают данные об остальных, более ранних трансгрессиях и регрессиях Арала послехвалынского времени. Нам остается рассмотреть вопрос о причинах своеобразной эволюции Аральского моря.

Согласно нашей трактовке, в эпохи многоводья в водосборном бассейне Аральского моря уровень самого Арала падал потому, что Аму-Дарья — основной источник питания моря — в начале этих эпох меняла свое направление на западное, впадая в Сарыкамыш и отдавая последнему значительную часть своего стока по протокам Присарыкамышской дельты. С наступлением эпох маловодья Аму-Дарья снова направлялась на север, в Арал, причем это обычно происходило не сразу, а постепенно, в результате чего уровень Аральского моря столь же постепенно повышался.

Следовательно, необходимо прежде всего выяснить причины периодических поворотов главного русла Аму-Дарьи то в сторону Сарыкамыша, то в сторону Аральского моря. Вопрос этот не новый и имеет свою историю.

Пользуется признанием мнение, что перераспределение стока Аму-Дарьи связано с переменным увеличением общей увлажненности климата. Также этим миграциям русла реки в какой-то степени способствовала деятельность человека (Берг, 1908; Самойлов, 1952; Лопатин, 1957а). Большое значение хозяйственной деятельности населения в этом отношении, по мнению Г. В. Лопатина, нашло отражение в сооружении ирригационных систем. Он считает, что одной из причин перемещений главного русла Аму-Дарьи в средние века послужило нашествие монголов, разрушивших ирригационные системы Хорезма. Это нашествие, по мнению Г. В. Лопатина, совпало по времени с циклом увеличения увлажненности климата Евразии, когда аму-дарьинские воды прорывались в Сарыкамыш; период же мирной жизни Хорезма пришелся на цикл уменьшения этой увлажненности, когда сток Аму-Дарьи возобновлялся в прежнем северном направлении.

Преобразующая деятельность человека, конечно, оказывает влияние на перемещения русла Аму-Дарьи; значение ее в этом отношении особенно возросло в средневековье. Однако на значительном протяжении послехвалынского времени она не играла существенной роли.

Наряду с учетом изменений общей водности Аму-Дарьи среди фактов, обуславливающих повороты русла Аму-Дарьи, некоторые исследователи обращали внимание также на положение уровня Аральского моря в ту или иную эпоху (Берг, 1908; Герасимов и Марков, 1939).

По нашему мнению, периодические миграции Аму-Дарьи в послехвалынское время, перераспределение ее стока, направленного то в Сарыкамышскую впадину, то в Аральское море, происходили главным образом под влиянием изменений: 1) водности Аму-Дарьи, определяющейся условиями общей увлажненности Евразии; 2) положения уровня Арала, связанного с водностью Аму-Дарьи и отчасти Сыр-Дарьи; 3) аккумуляции наносов в дельтах в зависимости от изменения уровня Аральского моря. Только при определенном сочетании этих основных факторов могут быть закономерными рассматриваемые смены уровней Аральского моря.

При очередном многоводье (например, эпоха XIV—XVI вв.), когда воды Аму-Дарьи стекают в Аральское море, уровень его, согласно приведенным расчетам А. В. Шнитникова, за какие-нибудь 25—30 лет (вероятно, даже за 20—25 лет) поднимался до 6 м. Вследствие создавшегося подпора речных вод и повышения базиса эрозии резко усиливается аккумуляция наносов, тем более что твердый сток Аму-Дарьи, величиной которого она выделяется среди многих рек мира, в эпоху многоводья также возрастает. Эти положения опровергают возражения И. В. Самойлова (1952) относительно невозможности оттока вод Аму-Дарьи в Сарыкамыш, так как при подъеме уровня Арала на несколько метров значительные уклоны в ее низовьях возникнуть не могут.

В результате значительная часть аму-дарьинских вод прорывается на запад и по мере заполнения Сарыкамыша стекает далее в Узбой. В рассматриваемом случае известное значение в миграции стока Аму-Дарьи имели разрушительные войны в Хорезме, о чем говорилось ранее.

При стоке аму-дарьинских вод в Сарыкамыш уровень Аральского моря, подвергаясь колебаниям, падает, достигая минимума — на 12—13 м ниже современного. Стояния его на промежуточных отметках в течение довольно длительных периодов оставляют следы в виде древних береговых линий.

При кратковременном (2—3 десятка лет) высоком стоянии уровня Арала, которое, по нашему мнению, приходится на начало эпохи многоводья, морфологические следы этого уровня на берегах не остаются.

Вековыми колебаниями климата, совершающимися на фоне многовекового ритма, определяется то большая, то меньшая водность Аму-Дарьи. В соответствии с этим последняя имеет сток то в Арал, то в Сарыкамыш. Сток аму-дарьинской воды в Сарыкамыш увеличивался в прохладно-влажные фазы и уменьшался

Таблица 4
Трансгрессии и регрессии Арала в послехвалынское время
(по В. И. Лымареву, с использованием данных А. С. Кеся, А. В. Шнитникова, А. Л. Яншина)

Трансгрессии	Регрессии	Уровень моря, абс. выс. в м	Время	Число лет до наших дней	Эпохи, по А. В. Шнитникову
Послехвалынская.	Неолитовой эпохи.	+59—60 ?	V тыс. лет до н. э. IV тыс. лет до н. э. (в начале).	6—6,5 тыс.	Маловодье. Многоводье.
Древнеаральская.	Бронзовой эпохи.	+56—57 ?	III тыс. лет до н. э. II тыс. лет до н. э. (в начале).	4—4,5 тыс.	Маловодье. Многоводье.
Аральская.	Античной эпохи.	+56—57 ?	I тыс. лет до н. э. (в начале). I тыс. до н. э. (вторая половина).	2,5—3 тыс.	Маловодье. Многоводье.
Новоаральская.	Средневековой эпохи. Акиетинская стадия. Уалинская стадия. Куландинская стадия. Каратамакская стадия.	+54,5—55 +40—48 +40 +44 +46 +48 +54	I тыс. н. э. (в конце). XIV—XVI вв. н. э. — — — — С XVII в. н. э.	1 тыс. 400—500 300	Маловодье. Многоводье.
Современная.					Маловодье.

в сухо-теплые фазы; при этом уровень Арала, наоборот, соответственно поднимался и опускался.

В маловодье (например, в современную эпоху) при малой водоносности Аму-Дарьи протоки Присарыкамышской дельты постепенно отмирают. Низкий базис эрозии, свойственный началу эпохи, благоприятствует стоку аму-дарьинских вод в сторону Арала. Постепенно прекратилось сначала обводнение Узбоя, а затем и Сарыкамыша.

В условиях эпохи длительного маловодья Аральская впадина постепенно наполняется, что означает начало высокого стояния моря, очередной трансгрессии.

Вековые колебания общей увлажненности климата выражаются в чередовании прохладно-влажных фаз с сухо-теплыми. В прохладно-влажные фазы воды Аму-Дарьи прорываются в Сарыкамыш, а в сухо-теплые уровень Арала несколько повышается за счет усиленного таяния ледников в горах. Следовательно, в длительную стадию трансгрессии Аралу свойственны в общем незначительные колебания высокого уровня, соответствующие сравнительно равномерному поступлению вод в его котловину (табл. 4).

Глава VII

ЭВОЛЮЦИЯ БЕРЕГОВ АРАЛА ЗА ПОСЛЕДНИЕ СТО ЛЕТ И ОЖИДАЕМАЯ В БЛИЖАЙШЕМ БУДУЩЕМ

Согласно А. В. Шнитникову, интересующие нас последние сто лет (вторая половина XIX в.—50-е годы XX в.) приходятся на переходную фазу большого ритма климата. Указанная переходная эпоха является результатом закономерной смены прохладно-влажной фазы VIII послежурмского многовекового ритма его сухой фазой. По мнению А. В. Шнитникова (1959), в наступающей сухо-теплой фазе должно наблюдаться постепенное уменьшение стока в бассейне Арала, а следовательно, и сокращение размеров озера. «Общая направленность будет также осложняться самим характером питания рек Аму-Дарьи и Сыр-Дарьи. Значительное участие в нем высокогорных ледников, являющихся своего рода *многовековыми резервами питания этих рек*, в известной мере еще способствует выравниванию условий стока» (там же, стр. 56; курсив мой, — В. Л.).

По новейшим данным А. В. Шнитникова (1961а), интенсивный распад ледников Тянь-Шаня и Памира начался с середины XIX в. в связи с наступлением здесь вышеуказанной сухой и теплой фазы. По его мнению, такое регрессивное состояние ледников будет сохраняться в течение ближайших столетий. Благодаря тому что описываемая фаза только началась, ныне наблюдается повышенный сток Аму-Дарьи и Сыр-Дарьи, обеспечивающий сравнительно высокое стояние уровня Арала (1961б).

Из представлений А. В. Шнитникова относительно эпохи распада ледников, начавшейся примерно 100 лет тому назад, необходимо выделить два основных момента.

1. Современная трансгрессия Аральского озера-моря представляет собой климатическое явление с вековым ритмом, определяемым прежде всего особенностями горного питания, которое в свою очередь обусловлено общим отступлением ледников Тянь-Шаня и Памира, начавшимся около середины прошлого века.

2. Характеризуемая трансгрессия Арала относится к природным явлениям, связанным как с общей увлажненностью, так и

особенно с нынешней эпохой распада ледников. Поэтому вековая трансгрессия в целом принадлежит к многовековому ритму изменчивости климата. В этих условиях внутривековая изменчивость должна рассматриваться на фоне вековой и ею определяться.

Приведенные положения, на наш взгляд, должны служить основой при выяснении эволюции Арала и его берегов за последние 100 лет (начиная с середины XIX в.), а также при установлении возможной динамики берегов этого водоема в будущем (до конца XX в.).

ЭВОЛЮЦИЯ БЕРЕГОВ В РЕГРЕССИВНУЮ ЭПОХУ ВТОРОЙ ПОЛОВИНЫ XIX В.

Для названного периода истории Арала основным документом, позволяющим судить об эволюции этого водоема, служит кривая хода его уровня за 1780—1903 гг., выполненная Л. С. Бергом (1908) на основе тщательного изучения разнообразного исторического материала (рис. 42). Не менее важна и гидрографическая карта Аральского моря съемки А. И. Бутакова (1850).

Согласно графику Л. С. Берга, экспедиция А. И. Бутакова 1848—1849 гг. вела гидрографические работы в период начавшегося падения уровня Арала, которое продолжалось до середины 80-х годов XIX в. (уровень упал примерно до отметки 50 м абс. высоты, т. е. на 3 м ниже современного уровня). Небольшой подъем имел место в 60-е годы. В целом же низкий уровень Арала сохранялся почти до середины 90-х годов XIX в., т. е. довольно продолжительное время. Неудивительно, что многие авторы прошлого века (например, И. В. Мушкетов, 1886; Н. М. Ядринцев, 1886; М. И. Венюков, 1890) утверждали, что в Средней Азии и Западной Сибири продолжается прогрессивное усыхание, начавшееся с ледникового периода.¹

О характере эволюции Арала в начале регрессивной фазы, относящейся к самой середине XIX в., можно получить довольно ясное представление по географическим и картографическим материалам, собранным на Арале экспедицией А. И. Бутакова. Как известно (Лымарев, 1957а), данные материалы имели огромную научную ценность, в том числе и для исследования развития берегов Аральского моря.

Судя по этим материалам, уровень Арала находился на 51 м абс. высоты. В самом же начале 40-х годов он был выше примерно на 1 м (Берг, 1908). В указанных условиях в 1848—1849 гг.

¹ Мы будем здесь мало касаться выделенной Л. С. Бергом внутривековой трансгрессии 60-х годов XIX в. (до 1865 г.), так как эта трансгрессивная фаза вследствие своей кратковременности и малой выразительности не оказала заметного влияния на общий регрессивный ход, свойственный эволюции Арала во второй половине XIX столетия.

довольно значительного развития достигли процессы абразии коренных берегов, размыва и затопления наносных. Последние на северо-востоке моря характеризовались большой изрезанностью. Так, оа. Шомышкель было соединено протоком с морем, отчетливо были выражены заливы Большой и Малый Каратуп, Акбике и др. Сходным очертанием обладало и восточное побережье Арала, где также были распространены заливы. Кроме того, здесь, вдоль берега, располагались цепочкой острова — Узынкаир, Уялы, Кендырли, Толмачева и др. В пределах юго-восточного побережья Арала наблюдалась сравнительно небольшая глубина врезания

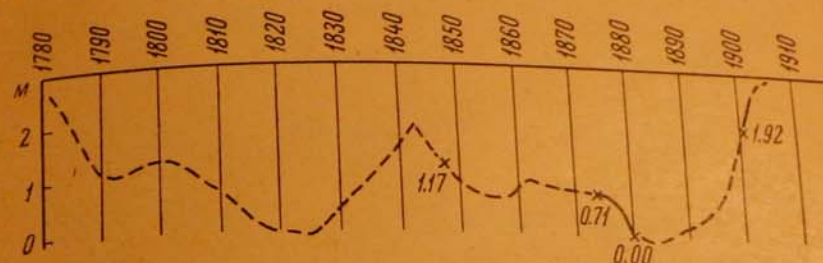


Рис. 42. Кривая хода уровня Арала в 1780—1903 гг. (Берг, 1908).

моря в сушу (в среднем 15—20 км). Здесь было всего несколько крупных островов и немного мелких.

О состоянии дельтовых областей Арала в описываемое время можно получить довольно ясное представление по съемкам топографов Голого и Акишева, которые в 1847 г. впервые произвели съемку дельты Сыр-Дарьи. Устье Сыр-Дарьи, согласно их съемке, в плане представляло собой воронку с глубинами более 2 м. Со стороны открытого моря она ограничивалась о. Косарал с косой Узун-Кайран-Тумсук длиной более 9 км (рис. 43). С севера воронку окаймлял п-ов Унадым — такой же массив коренной суши, как и о. Косарал. Юго-западную часть полуострова занимало урочище Таур. Между п-овами Унадым и Узун-Кайран-Тумсук располагались довольно крупные наносные о-ва Сурунго и Кукуш. К югу от о. Косарал находилось заболоченное и поросшее тростником водное пространство, где, по данным А. И. Бутакова, в 1825—1830 гг. находился главный рукав Сыр-Дарьи. Важно отметить, что передний край дельты тогда еще не выступал за общую линию восточного берега Арала.

Таким образом, дельта Сыр-Дарьи в конце 40-х годов являлась типичной «дельтой выполнения» (Щукин, 1938). Как и свойственно такому типу дельт, она ограничивалась баром, в данном случае полуостровом — косой Узун-Кайран-Тумсук. Справедливость этого утверждения основывается на том, что для создания типичной косы не было соответствующего вдольберегового потока

наносов, так как для его образования нужен был гораздо более протяженный коренной берег, чем о. Косарал. В условиях авандельтового мелководья редкие, но сильные западные и юго-западные ветры обусловили поперечное перемещение наносов, которое

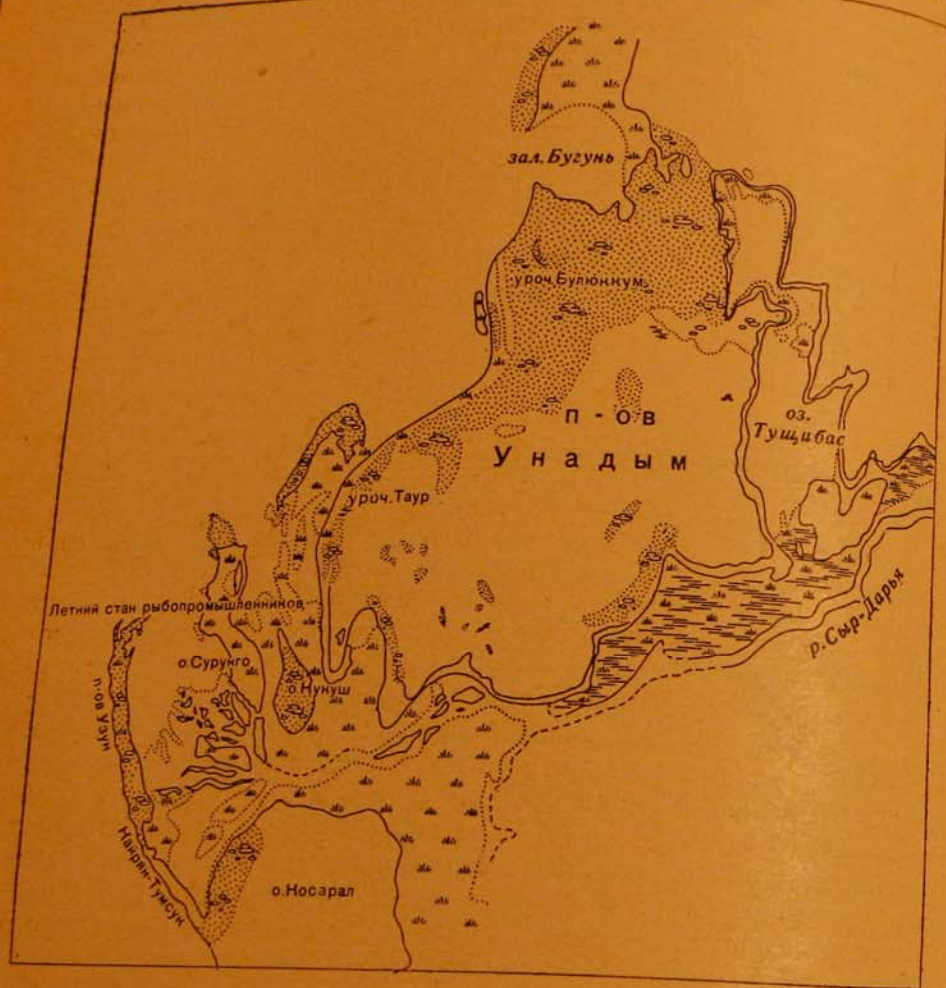


Рис. 43. Дельта Сыр-Дарьи по съемке 1847 г. (Берг, 1908).

и привело к возникновению бара, примкнувшего своим южным концом к о. Косарал.

В начале 40-х годов XIX в. в дельте Аму-Дарьи сток ее вод был сосредоточен преимущественно в центральной части, где и образовались крупные размывы (рис. 44). Некоторое значение имели скопления вод на востоке дельты (в районе Даукаринских озер). Главными дельтовыми рукавами являлись Талдык и

Улькун-Дарья, причем последняя впадала в море двумя устьевыми протоками. В связи со значительным усилением водоносности Улькун-Дарьи, вызванным развитием центральнодельтовых разливов в этот период, в устье каждого протока сформировались мысы (Аккала и Аббас). Несколько увеличались размеры

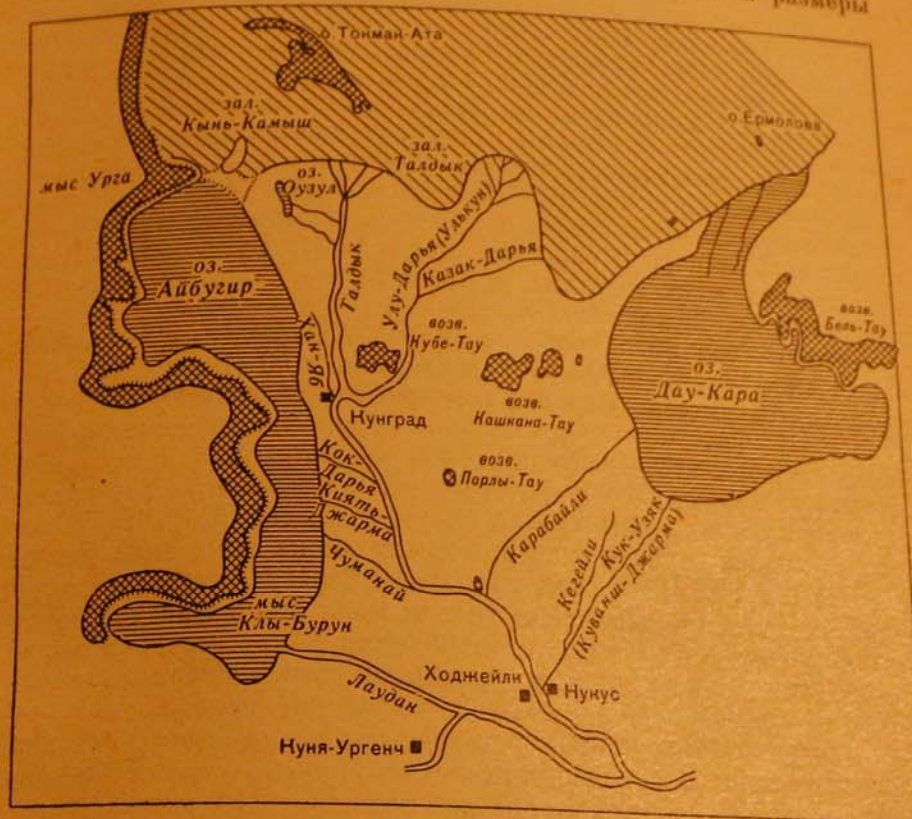


Рис. 44. Дельта Аму-Дарьи по съемке 1842 г. (Ловатин, 1957а).

мыса Талдык в устье одноименного рукава. Однако темп выдвижения дельтовых лопастей был низким, так как в море поступали воды, достаточно осветленные в центральных разливах. Другой важной причиной являлся сравнительно еще высокий уровень Арала в описываемый период. Это привело в свою очередь на западе дельты к некоторому затоплению низкого тростникового берега, а на востоке — к развитию ингрессионного бухтового берега. Побережье о. Токмак-Ата подвергалось энергичным процессам размыва.

Коренные берега Западного и Северного Приаралья отличались значительной стабильностью их контуров, несмотря на срав-

нительно высокий в то время уровень Арала. Особенно устойчивыми были западные берега, где благодаря приглубости почти всегда преобладает абразия, деятельность которой направлена в общем на слабо выраженное выравнивание береговой линии. Гораздо более заметное влияние оказал еще довольно высокий уровень моря на эволюцию северного берега Арала. При взгляде на морскую карту Аральского моря А. И. Бутакова бросается в глаза островное положение Кокараала, который, как мы увидим далее, в регрессивные фазы являлся полуостровом. Интересно отметить, что в это время о. Изендыарал,¹ лежащий близ юго-восточной оконечности п-ва Куланды, уже был соединен с сушей узким наносным перешейком шириной всего 3—4 м при длине более 0,5 км, образовав мыс (Макшеев, 1851). Указанный факт лишний раз свидетельствует о заметном падении уровня Арала, начавшемся в период описания моря А. И. Бутаковым. В результате на ряде участков и произошла замена абразионных процессов аккумулятивными.

Регрессивная фаза наиболее сильно проявилась в эволюции Арала и его берегов в 70—80-е (и частично в 50-е) годы XIX столетия. Здесь уместно еще раз подчеркнуть, что благодаря изданию в 1850 г. карты Аральского моря, снятой экспедицией А. И. Бутакова, исследователи второй половины XIX в. получили уже «возможность давать фактические, а не расспросные сведения о состоянии уровня Арала» (Берг, 1908, стр. 379). Исключительно большое научное значение имеет также заложение репера А. А. Тилло (1877) на северо-западном берегу Аральского моря в 1874 г. С тех пор изменения уровня моря стали фиксироваться определенными отметками, т. е. получили количественное выражение. Правда, по-прежнему сохраняли свое значение и качественные (косвенные) показатели колебаний уровня, дающие общее представление, например, о ходе так называемого усыхания Аральского моря. В отношении последнего приобретают особый интерес данные, относящиеся ко второй половине XIX в. для северо-восточного побережья Арала. Последнее довольно часто посещалось путешественниками в связи с тем, что через него проходил один из путей в Хиву и Бухару. Путешествовавший здесь в 1857—1858 гг. Н. А. Северцев (1873) обратил внимание на то, что береговая линия зал. Сарышиганак заметно упростилась в сравнении с 1847 г.: прибрежные острова присоединились к суше, многие бухточки превратились в озера-лагуны, уменьшились размеры самого залива. Подобные признаки продолжающегося усыхания водоема он подметил также в 1865 и 1866 гг. Описываемая регрессия доказывается и террасовидным переломом в профиле подводного

берегового склона, обнаруженным на глубине порядка 2—3 м (Дымарев, 1958а). Формирование этой террасы относится именно к 70—80-м годам прошлого века, когда уровень Арала на соответствующую величину был ниже современного. В то время аккумуляция отложений была довольно значительной, вследствие чего подводный склон стал менее крутым, а это привело к поперечному перемещению наносов. В этих условиях в ряде мест образовались бары, способствовавшие обособлению заливов Малый Каратун и Акбике. В результате этого побережье Северо-Восточного Приаралья и приобрело выровненный характер аккумулятивного типа. Формирование баров в этом месте приурочивается к описываемой регрессивной фазе Арала на основании сравнения карты А. И. Бутакова (1950), где бары не обозначены, с картой Л. С. Берга (1908), на которой они уже изображены.

Выдвижение береговой линии в сторону моря в восточной части Аральского бассейна в 50-х и 70-х годах подметил Н. А. Северцев (1873, 1874). В районе устья Кувана и о-вов Узынкаир и Уялы он обратил внимание на то, что многие заливы высохли, а прибрежные острова соединились с материком. На причленение к суше о-вов Узынкаир и Уялы указывает и И. Г. Борщов (Borszczow, 1860), который приурочивает это событие к 1847—1857 гг. Частью суши являлся в 1889 г. и о. Кузджитнес (Берг, 1908). Широкое развитие получили наносные береговые формы, особенно косы. Берега в Юго-Восточном Приаралье оставались сравнительно слабо расчлененными.

Как можно видеть, в 70—80-е годы берега восточной части Аральского бассейна формировались преимущественно за счет аккумулятивных процессов. Все это было обусловлено большим снижением уровня Аральского моря (порядка 3 м по сравнению с нынешним).

Описываемая внутривековая регрессия Арала наиболее заметно проявилась в динамике дельтовых областей моря. Это особенно бросается в глаза при анализе картографического материала по дельте Сырь-Дарьи, полученного в результате съемок 1859 и 1889 гг. В сравнении с состоянием дельты в 1847 г. она значительно изменилась в 1859 г.: воронка была уже почти выполнена наносами, о-ва Сурунго и Кукуш стали частью дельты, перед бывшими устьями возникла обширная отмель треугольной формы (рис. 46). По Л. С. Бергу (1908), за прошедшие 12 лет дельта продвинулась в сторону моря на 5 верст, что составляет 540 м в год. Интересно отметить, что еще в 1852 г. А. И. Бутаков обратил внимание на благоприятствующее влияние низкого уровня Арала, наблюдавшегося с середины XIX в., на большую скорость роста дельты. Таким образом, дельта Сырь-Дарьи конца 50-х годов XIX столетия продолжала оставаться «дельтой выполнения».

¹ В самом названии вторая часть — «Арал» — означает в переводе с казахского «остров», чем, по-видимому, подчеркивается преимущественно островное положение этой природной береговой формы.

Она еще полностью не наполнила наносами мелководный залив, отделенный баром от моря, хотя процесс выполнения уже был близок к завершению. Наряду с низким уровнем Арала такому быстрому выдвиганию дельты способствовало также существование бара. В результате была создана застойная зона в устье бара.



Рис. 45. Дельта Сыр-Дарьи по съемке 1859 г. (Берг, 1908).

Сыр-Дарьи, где аллювиальные наносы имели наиболее благоприятную природную обстановку для осаждения.

В 1889 г., через 30 лет после предыдущей съемки, дельта Сыр-Дарьи резко изменила свои очертания (рис. 45). Воронка прекратила свое существование, так как была заполнена аллювием. Там, где на карте Аральского моря А. И. Бутакова съемки 1849 г. были глубины в 7,5 м, оказались дельтовые острова. Главный рукав Сыр-Дарьи уже получил западное направление,

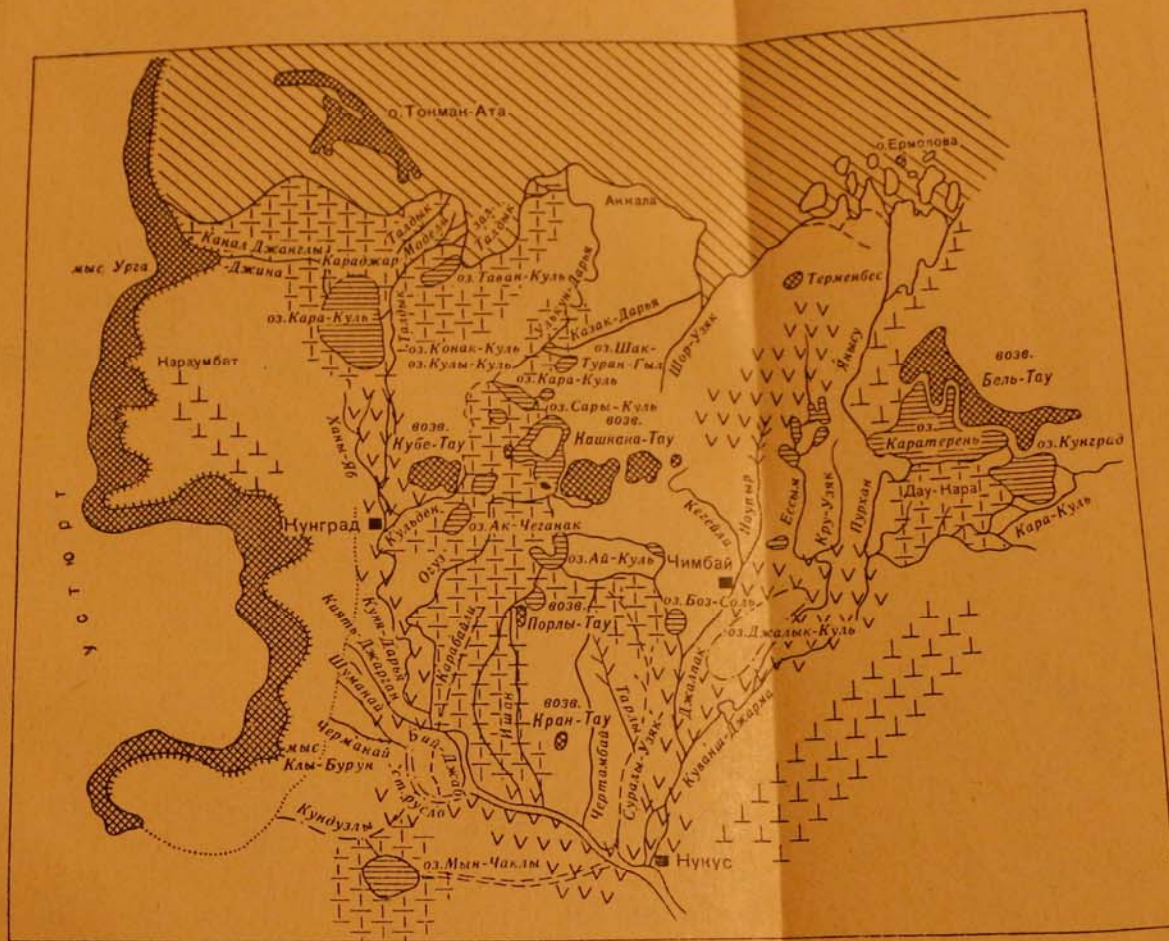


Рис. 47. Дельта Аму-Дарьи по съемке 1873 г. (Допатин, 1957а).



Рис. 48. Дельта Аму-Дарьи по съемке 1873 г. (Лопатина, 1957а).

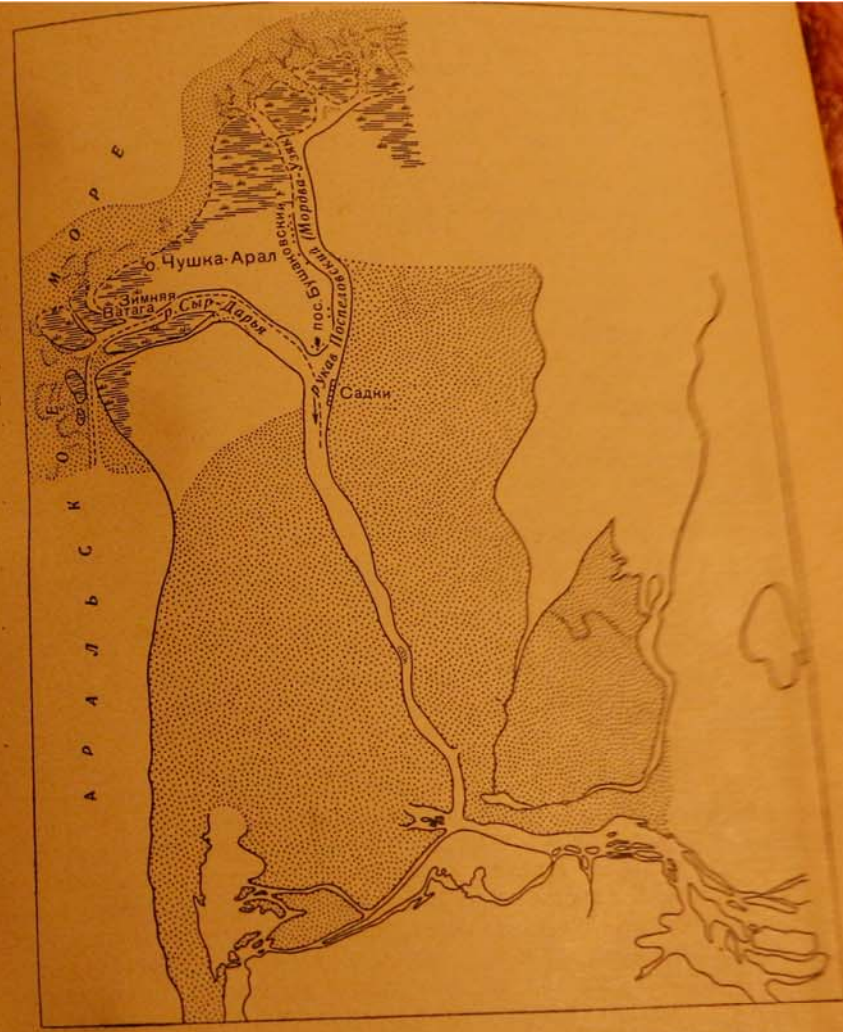


Рис. 46. Дельта Сыр-Дарьи по съемке 1889 г. (Берг, 1908).

а другой крупный рукав — Мордва-Узяк — северное. Бар вошел как составная часть в тело дельты. В результате дельта вышла за линию восточного берега Арала, приобретая клювовидную форму. По Л. С. Бергу (1908), дельта продвинулась в море за 1847—1889 гг. на 6,5 верст (164 м в год). Этот автор обратил внимание на значительно меньшую среднюю величину линейного возрастания дельты, чем в период 1847—1859 гг. Он правильно объяснил этот факт тем, что «по выполнении воронки рост дельты в открытом море пошел гораздо медленнее» (1908, стр. 218). Следовательно, дельта Сыр-Дарьи конца 80-х годов XIX в. (рис. 46) перешла в тип «выдвинутой дельты», что было отмечено еще Л. С. Бергом (1908). В силу большой мелководности предустьевой части взморья большое развитие получили подводные валы, в совокупности составляющие приустьевые бары, особенно в ее крайней северной части. Здесь под воздействием волн господствующих северных ветров приустьевые косы протоков, на которые разделялся рукав Мордва-Узяк, постепенно поворачивались в западном направлении (т. е. под углом, большим прямого) к результирующей ветра. Аналогичные явления имели место и в главном устье Сыр-Дарьи, где образовавшийся дельтовый выступ приобрел сугубо западную ориентировку.

В процессе эволюции дельты Аму-Дарьи в регрессивную фазу Арала 70—80-х годов XIX в. также произошли значительные изменения. Некоторое представление об этом можно получить путем сопоставления карт дельты, отображающих ее состояние на 1873 г. (Каульбарс, 1881) и на 1890 г. (Гиршфельд и Галкин, 1902) (рис. 47, 48). В указанный период происходило смещение стока в центральной продольной оси дельты (Рогов, 1957). Наблюдалось заметное уменьшение разливов в результате заполнения наносами, особенно на востоке дельтовой равнины. Сток аму-дарьинских вод осуществлялся только по нескольким крупным рукавам (в основном по Улькун-Дарье); некоторые из рукавов обмелели (например, крупный рукав Талдык). В условиях низкого стояния уровня Арала берега дельты приобрели иные очертания. При резко возросшем темпе выдвижения дельты в устье Улькун-Дарьи окончательно обособился крупный Талдыкский залив. В конце 80-х годов на морском крае дельты, особенно в низменной западной части, сформировалась пустыня Пески Кум-Атау. К этому времени и относится образование берегового бара, который протянулся вдоль западного внешнего края дельты. Остров Токмак-Ата превратился в полуостров. Согласно Н. П. Барбот де Марни (1889), указанное событие относится к 1874 г. Действительно, на карте А. В. Каульбарса 1873 г. Токмак-Ата еще соответствовал своему названию острова. Значительно упростились береговая линия и в крайней восточной части дельты. Отмеченные изменения в конфигурации дельты в основном были связаны с возросшей аккумуляцией отложений аллювия. Ей обя-

зано значительное укрупнение аккумулятивных форм, в частности косы Тигровый Хвост.

Регрессивная фаза 70—80-х годов наложила свой отпечаток на эволюцию и коренных берегов Арала, особенно в Северном Приаралье, где участки приглубого абразионного берега благодаря лопастному расчленению сочетаются с участками отмелого аккумулятивного берега. Аккумулятивные процессы обусловили образование наносного перешейка, соединяющего о. Изендыарал с п-овом Куланды. Весьма характерно, что уже в 70-е годы ширина перешейка достигала приблизительно 200 м. (Аленицын, 1877). К этому времени относится превращение о. Кокарал в полуостров, а также присоединение к нему о. Сороча, расположенного к востоку от Кокарала (Берг, 1908). Усыхание моря стало еще более заметным в начале 80-х годов. По данным К. К. Шульца (1882), залив Камыслыколь (на северо-западе зал. Тушибас) превратился в сор, а небольшие заливы (в северо-восточном и северо-западном углах зал. Шевченко) совершенно высохли. Та же участь постигла и лагуну на южном побережье п-ова Куланды. Сильно сократился и залив Шубартарауз (на северо-западе зал. Бутакова). Повторная (через 6 лет) нивелировочная привязка уровня моря к известному уже нам реперу А. А. Тилло показала, что за это время уровень упал на 64 см, достигнув самого низкого стояния в XIX в.; по уточненным данным В. П. Львова (1959), уровень того времени был примерно на 3 м ниже современного.

Столь низкое стояние уровня Арала не могло не сказаться на некотором изменении береговой линии даже приглубого побережья Западного Приаралья. К сожалению, в исследованиях того времени не содержатся сведения о морфологических признаках усыхания моря. Современными изысканиями морфологические следы низкого стояния Арала обнаруживаются в виде подводной террасы, сохранившейся в прибрежье (на глубине 2—3 м) не только Западного, но и Северного Приаралья. Напомним, что аналогичный террасоподобный перегиб подводного берегового склона широко распространен в Восточном Приаралье. По нашим данным, край затопленной террасы отстоит от современной береговой линии Западного Приаралья в среднем на 50—100 м; лишь в южной части характеризуемого побережья, омываемого мелководным Аджибайским заливом, бывшая надводная береговая зона имела ширину несколько более 1,5 км. Следовательно, регрессивная фаза XIX в. в целом не оказала заметного влияния на переформирование побережья в Западном Приаралье. В указанном районе по-прежнему преобладала абразия. Аккумуляция выражена только на более отмелых участках этого побережья — на крайнем юге и частично на севере. Для сравнения еще раз укажем, что в это время аккумуляция господствовала и на остальных берегах Арала, особенно в Восточном и Южном Приаралье.

ЭВОЛЮЦИЯ БЕРЕГОВ АРАЛА В СОВРЕМЕННУЮ ТРАНСГРЕССИВНУЮ ЭПОХУ

Начало современной трансгрессивной эпохи относится к середине 80-х годов XIX в. (Берг, 1908; Львов, 1959; Шинтников, 1961б). В эти годы уровень Арала повысился еще совсем незначительно; затоплялись лишь самые низменные островки, такие как Чушка-Арал в устье Сыр-Дарьи. Это произошло в 1888 г., а возможно, даже в 1886—1887 гг. (Берг, 1908). Затопление таких же низменных островков в дельте Аму-Дарьи наблюдалось только в 1892 г. (Гиршфельд и Галкин, 1902). По-видимому, прав В. П. Львов (1959, стр. 89), который считает наиболее вероятным падение уровня Аральского моря в начале и его стабильность или незначительное повышение в начале 90-х годов.

Согласно довольно многочисленным фактам, собранным различными исследователями, уровень Арала стал заметно повышаться с 1895 г. (на 20—30 см ежегодно). Так, именно в 1895 г. начал затопляться наносный перешеек, соединявший Коккарал с материком (Берг, 1908). В 1896 г. такое же событие произошло на п-ове Токмак-Ата (ныне п-ов Муйнак), в результате чего он стал постепенно отделяться от дельты Аму-Дарьи (Гиршфельд и Галкин, 1902). Первые признаки затопления низменной суши, прилегающей Кушджитпес к матерiku, проявились также в 1896 г., а в 1898 г. п-ов Узынкаир (зал. Сарышиганак) снова превратился в остров (Берг, 1908). Л. С. Берг также много данных собрал о продолжающейся трансгрессии Арала в 1899—1902 гг. Из его данных, подробно рассмотренных В. П. Львовым (1959), приведем следующие самые существенные сведения.

1. Уже в 1899 г., через 50 лет после съемки Арала А. И. Бутаковым, уровень моря снова почти точно соответствовал положению его во время указанной съемки, что подтверждается полным подобием очертаний берегов Арала того и другого времени (Берг и Игнатов, 1900).

2. Привязка уровня моря к реперу А. А. Тилло, выполненная в 1901 г. Л. С. Бергом, показала повышение уровня в сравнении с 1880 г. на 1.85 см. Согласно привязке Л. С. Берга (1908), определенный им уровень моря занимал примерно такое же высотное положение в начале 40-х годов XIX в. в трансгрессивную фазу.

Дальнейшими наблюдениями констатировалось быстрое повышение уровня моря, продолжавшееся до 1910 г. С тех пор уровень Арала колеблется в пределах современных высотных отметок. С 1911 г. на Аральском море были начаты систематические футшточные наблюдения. По этим данным В. П. Львов (1959) составил кривую колебаний уровня с 1874 по 1957 г. (рис. 49), на основании которой заключил, что современное повышение уровня Аральского моря началось с 1906—1907 гг.

На общем трансгрессивном фоне кривой хода уровня Арала с 90-х годов XIX в. и до 60-х годов XX в. можно выделить внутри-вековые регрессивные и трансгрессивные фазы. Они приурочены к 1890—1910, 1930 и 1950 гг. Особенно выделяются 30-е годы, когда (1935 г.) уровень моря находился на абс. отметке 53.56 м. Несколько меньше был уровень в 1959 г. (53.55 м). Регрессивные фазы приходится на конец 10-х—начало 20-х, а также на конец 30-х—40-е годы XX в.¹ Низкий уровень — 52.56 м — наблюдался

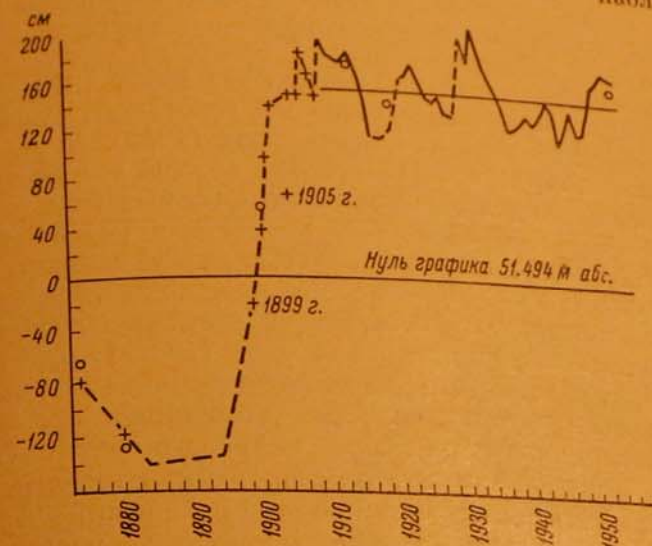


Рис. 49. Кривая хода уровня Арала за 1874—1957 гг. (Львов, 1959).

в 1919 г. Обращает на себя внимание большая длительность отдельных внутривековых трансгрессий (до 30 лет) в сравнении с регрессиями (не более 15 лет).

Из сказанного следует, что современная трансгрессивная эпоха на Арале началась не с середины 80-х годов, а с начала или даже середины 90-х годов, т. е. почти на рубеже XIX и XX вв. Поэтому, как отметил В. П. Львов (1959), за какие-нибудь 10—15 лет уровень Аральского моря повысился на 3 м. Ежегодно он поднимается на 20—30 см. Налицо все признаки вековой трансгрессии моря в XX в., противоположной рассматриваемой выше регрессии Арала в XIX в.

Перейдем к обзору геоморфологических признаков современной трансгрессии. Рассмотрим ее по всем трем фазам — 10-е, 30-е

¹ Критерием выделения внутривековых трансгрессивных и регрессивных фаз с 1907 г. служит средний многолетний уровень Арала, равный 53.024 м.

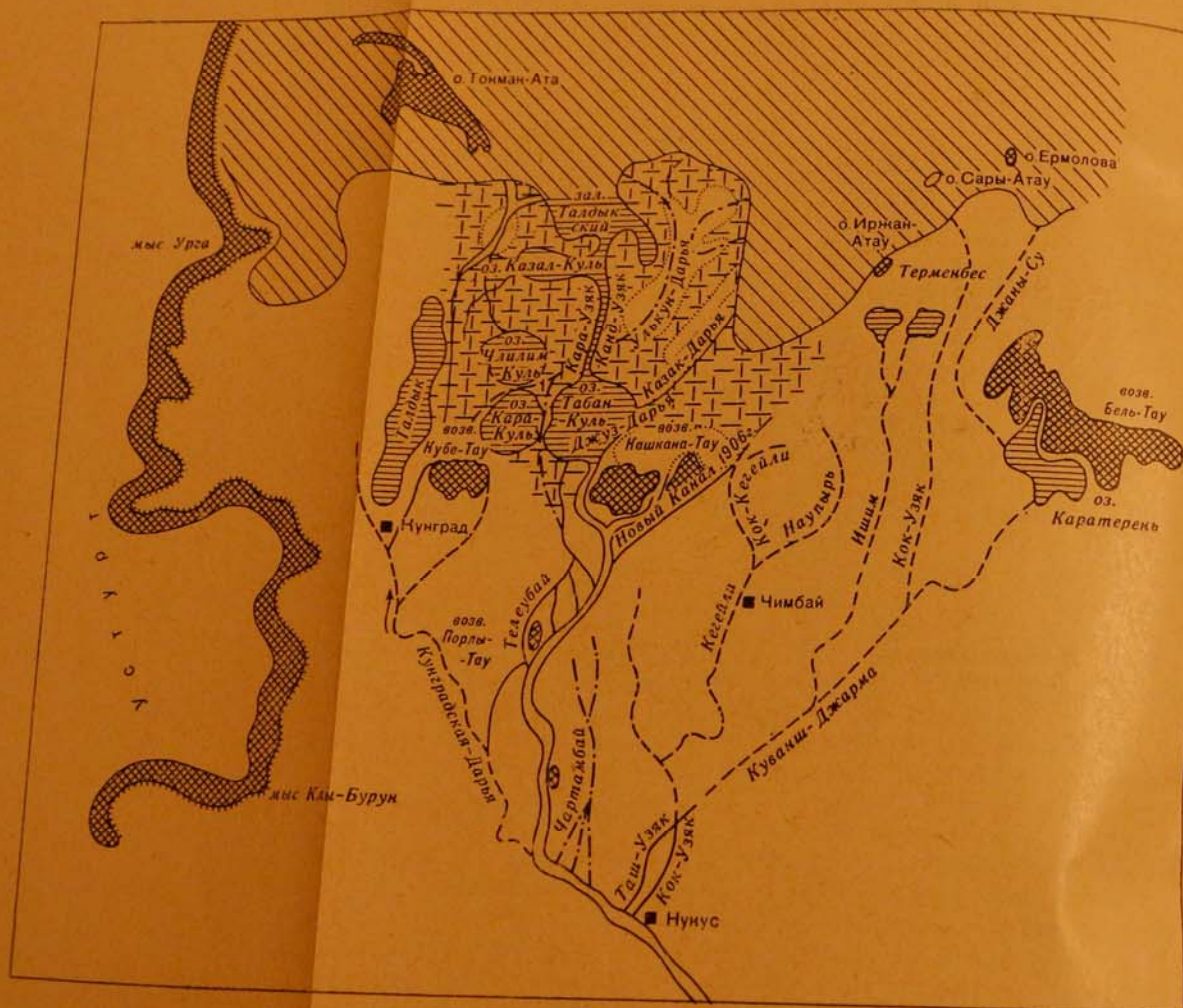


Рис. 51. Делта Аму-Дарьи по съемке 1907 г. (Лопатин, 1957а).

регового профиля с аккумулятивным типом на абразионный (Лямырев, 1959в). С увеличением глубин в прибрежье значение эоловых отложений несколько унало. Повышение уровня Арала сказалось и на дельтовых областях. Правда, карта дельты Сыр-Дарьи, снятая К. А. Молчановым в 1900 г. (рис. 50), не отражает заметных изменений в размерах дельты по сравнению со съемкой 1889 г., хотя уровень моря с того времени несколько поднялся (менее 1 м). По-прежнему о. Чушка-Арал омывался главным рукавом Сыр-Дарьи и рукавом Мордва-Узьяк, однако последний стал маловоднее, а о. Чушка-Арал заболотился, как, впрочем, и почти вся дельта. Перед главным устьем Сыр-Дарьи Л. С. Берг обнаружил (1902 г.) бар на глубине менее 1 м. На востоке от устьевых рукавов Сыр-Дарьи окончательно сформировался крупный залив Карашаланды, широко открытый к северу. Наконец, на внешнем (морском) крае выровненного берега, который являлся отмершим баром (коса Узун-Кайран-Тумсук), образовались небольшие лагуны.

Итак, дельта Сыр-Дарьи к 1900 г. претерпела некоторые морфолого-динамические изменения, хотя размеры ее остались прежними. Последнее обстоятельство Л. С. Берг объяснил так: «Количество несомых рекой осадков столь велико, что они, отлагаясь по периферии дельты, увеличивают каждодогдно ее площадь примерно на ту же величину, на какую она покрывается прибывающим морем» (1908, стр. 218). Повышение уровня моря явилось главным фактором, определившим в самом начале XX в. эволюцию берегов дельты Сыр-Дарьи. Благодаря этому припутьевые косы под воздействием ветров северной четверти горизонта стали еще больше заворачиваться к западу. В результате устье северного рукава Мордва-Узяк несколько обмелело и сузилось. Все это привело к еще большему сосредоточению вод Сыр-Дарьи в главном устье, а следовательно, и к некоторому увеличению темпа роста клювовидного выступа в западном направлении. Повышение уровня Арала обусловило и затопление морского края выровненного аккумулятивного берега на юге дельты. При этом были заполнены морскими водами понижения между береговыми валами. Кроме того, во время штормов здесь местами берег размывался, вследствие чего море прорывалось в лагуны.

Значительные изменения в начале XX в. претерпела дельта Аму-Дарьи (рис. 51). В 900-х годах возникли огромные разливы в центральной части дельты (Владимиров, 1910). Сток речных вод направлялся по междуречью Талдыка и Улькун-Дарьи. Последняя потеряла свое значение и стала быстро заиляться. Обращает на себя внимание островное положение бывшего п-ова Токмак-Ата. В результате все продолжающегося подъема уровня Арала в 10-е годы море вторглось в западную часть дельты на 50 км. В результате на Айбугирской низменности образовался

большой морской залив, а в районе устья Янысу в бугристых песках морские воды образовали типичный бухтовый берег аральского типа (Молчанов, 1911). Таким образом, береговая линия дельты Аму-Дарьи значительно расчленилась.

Не менее интенсивному воздействию в трансгрессивную фазу 1900—1910 гг. подверглись и коренные берега Арала. Но здесь повышение уровня моря в основном способствовало усилению абразии и выравниванию побережий. Отдельные участки аккумулятивных берегов также подвергались затоплению и размыву, но роль этих процессов была не так значительна, как роль абразии. По данным Л. С. Берга (1902а, 1908), относительно часто аккумулятивные участки встречаются в Северном Приаралье, где они приурочены главным образом к берегам заливов. Совсем редко аккумулятивные участки в Западном Приаралье (преимущественно в его южной части).

Повышением уровня моря и обусловилось прежде всего восстановление лагун-бухт в низменных углах северных заливов Арала, особенно в заливах Бутакова, Шевченко и Тушибас. В последнем в 1880 г. располагался сор, а в 1903 г. здесь уже образовалась лагуна-бухта глубиной порядка 4 м (Берг, 1908). О затоплении низменных участков свидетельствовали обнаруженные в 1900 г. Л. С. Бергом прибрежного типа кустарники, такие как джидда, например в прибрежье у п-ова Куланды. Затопление увеличилось в 10-е годы, когда уровень Арала в 1915 г., согласно привязке к реперу А. А. Тилло (Букинич, 1915), превышал уровень 1901 г. почти на 1,2 м.

В этих условиях обрывистые коренные берега, которые в Северном Приаралье свойственны главным образом полуостровам (например, Коктырнак, Каратуп, Чубар), подвергались усиленной абразии. По свидетельству Л. С. Берга (1908), абразия этих глинисто-песчаных берегов за год выражается метрами. В результате коренные участки берега выравниваются, возникают оползни и обвалы. Особенно хорошо эти явления выражены, как отметил Л. С. Берг, на берегах Западного Приаралья, где формируется в общем довольно ровная береговая линия с едва заметными, широко открытыми бухтами. По его мнению, при дальнейшем повышении уровня Арала «нельзя ожидать больших перемен в конфигурации береговой линии, так как берег весьма мало расчленен: абразия будет вырабатывать приблизительно те же формы, какие мы видим теперь» (1908, стр. 194). Как показано ниже, этот вывод вполне подтверждается. Что касается Северного Приаралья, то при своеобразном сочетании там наносных и коренных участков в описываемую трансгрессивную фазу береговой контур расчленяется еще больше, чем в предыдущую регрессивную фазу.

В середине внутривековой трансгрессивной фазы 30-х годов уровень Арала достиг самой высокой за последние сто лет от-

метки — 53,5 м, т. е. на 0,5 м выше среднего многолетнего уровня. К сожалению, геоморфологические изменения, вызванные этим наиболее высоким стоянием Арала, не получили должного освещения в литературе. Поэтому особый интерес представляют работы Б. А. Федоровича (1942), М. А. Фортунатова и В. Д. Сергиенко (1950), в которых содержится и картографический материал.

Б. А. Федорович рассматривает частный, но важный вопрос о развитии бухтовых берегов аральского типа. Сличая карты юго-восточного побережья Арала съемок 1849 и 1937 гг., он установил, что ингрессия морских вод в песчаную пустынную сушу за 88 лет достигла 33—40 км. Наибольшего распространения ингрессия достигла в 10-е и особенно в 30-е годы. Доказательством служит сравнение карт съемок 1908 г. (Л. С. Берг) и 1937 г. (Б. А. Федорович), показывающее, как незначительное развитие бухтовых берегов на юго-востоке Арала в начале XX в. сменилось интенсивным формированием бухтового побережья с бесчисленными островами, проливами, заливами в 30-е годы.

По мнению Б. А. Федоровича, бухтовые берега аральского типа при дальнейшей трансгрессии будут интенсивно развиваться из-за мелководности прибрежья и не подвергнутся морской переработке. Как будет показано ниже, приведенный взгляд оказывается не совсем точным.

В 1950 г. М. А. Фортунатов и В. Д. Сергиенко получили морфометрические характеристики берегов Аральского моря по карте Казахской ССР, составленной по съемкам середины 30-х годов. Ими были использованы также литературные и неопубликованные данные преимущественно 30-х годов, собранные сотрудниками Аральской научной рыбохозяйственной станции ВНИРО (Бенинг, 1934, 1935; Никольский, 1940, и др.). По дельтовым областям были использованы новые материалы 1947—1948 гг. (Фортунатов и Эслингер, 1949). Результирующие картометрические данные свидетельствуют о значительных изменениях, происшедших со времени исследований Л. С. Берга в очертаниях низменных берегов. Эти изменения явились следствием повышения уровня моря, а также выдвигания в море дельт Аму- и Сыр-Дарьи. В результате береговая линия Арала в общем стала более изрезанной.

Особенно изменились очертания берегов Юго-Восточного Приаралья, где М. А. Фортунатов и В. Д. Сергиенко уже насчитали 230 островов, образующих архипелаг, названный ими Акпеткинским. Эти авторы приводят данные об изменениях в конфигурации некоторых участков коренных берегов Северного и Западного Приаралья. Так, по их данным, в западной части зал. Шевченко обращают на себя внимание различия в очертаниях берегов на карте Л. С. Берга и карте Казахской ССР. Таким образом, в эволюции берегов Арала в 30-е годы преобладали процессы расчле-

нения низменных берегов, что было обусловлено главным образом довольно резким повышением уровня моря.

Внутривековая трансгрессивная фаза 50-х годов, по амплитуде уровня несколько уступающая трансгрессии 30-х годов, все же заслуживает упоминания о ней.

По данным Аральской гидрометеорологической обсерватории, подъем уровня моря в рассматриваемую фазу начался после 1952 г., когда он имел отметку 52.65 м, а в 1959 г. достиг 53.35 м, т. е. поднялся почти на 0.7 м. Если же отсчитывать от самой низкой отметки стояния уровня в предшествовавшую регрессивную фазу (в 1948 г. уровень достигал высоты 52.54 м), то амплитуда увеличится до 0.8 м. При таком повышении уровня геоморфологические признаки его можно увидеть почти всюду. К таким признакам следует отнести усиление процессов затопления и размыва наносных берегов, абразию коренных берегов и более дробную общую расчлененность береговой линии (Лымарев, 1959в, 1960б).

Затопление особенно сильно сказалось на изменении очертаний побережий наносного типа. Одновременно интенсифицировался размыв берегов, которые в ряде мест, открытых для штормовых волн, оказались значительно срезанными. Вследствие размыва началась перестройка профиля подводного склона — из вогнутого (аккумулятивного) в выпуклый (абразионный). Процессы затопления и размыва хорошо выражены на северо-восточном, а также восточном и юго-восточном побережьях Арала, где обусловили большую расчлененность береговой линии. В конфигурации берегов Юго-Восточного Приаралья особенно выделяются образовавшиеся тут многочисленные новые острова, полуострова, проливы, заливы и бухты. Сильно изменилась конфигурация островов-баров, многие из них разбились на части и сократились. Оказались затопленными мелкие острова в приматериковой зоне Восточного Приаралья. Здесь особенно широко распространились заросли тростника. Глубины в межостровном водном пространстве увеличились в среднем до 3—5 м. Вследствие этого многие приморские острова, в частности Акпеткинского архипелага, стали подвергаться волновому выравниванию. Лишь приматериковые острова этого архипелага при исключительной отмелости их берегов не испытывают морской переработки. Этому способствует также ингрессия, еще более усложняющая береговую линию (Лымарев, 1958а).

Для выяснения эволюции берегов дельтовых областей в 50-е годы мы располагаем незначительным картографическим материалом — только данными Аму-Дарьинской промерной партии Среднеазиатского пароходства съемки 1955 г. в центральной части авандельты. При таких обстоятельствах мы вынуждены привлечь материалы по дельтам, относящиеся к 1947 и 1948 гг. (Фортунатов и Эслингер, 1949). Хотя указанные годы и приходятся на регрессивную фазу Арала, однако в сравнении с 1900 го-

дом — годом предпоследней съемки дельты Сыр-Дарьи — уровень моря в конце 40-х годов был выше более чем на 1 м. Поэтому данные по эволюции дельт конца 40-х годов можно рассматривать применительно к трансгрессивным условиям, свойственным Аралу в целом на всем протяжении XX столетия.

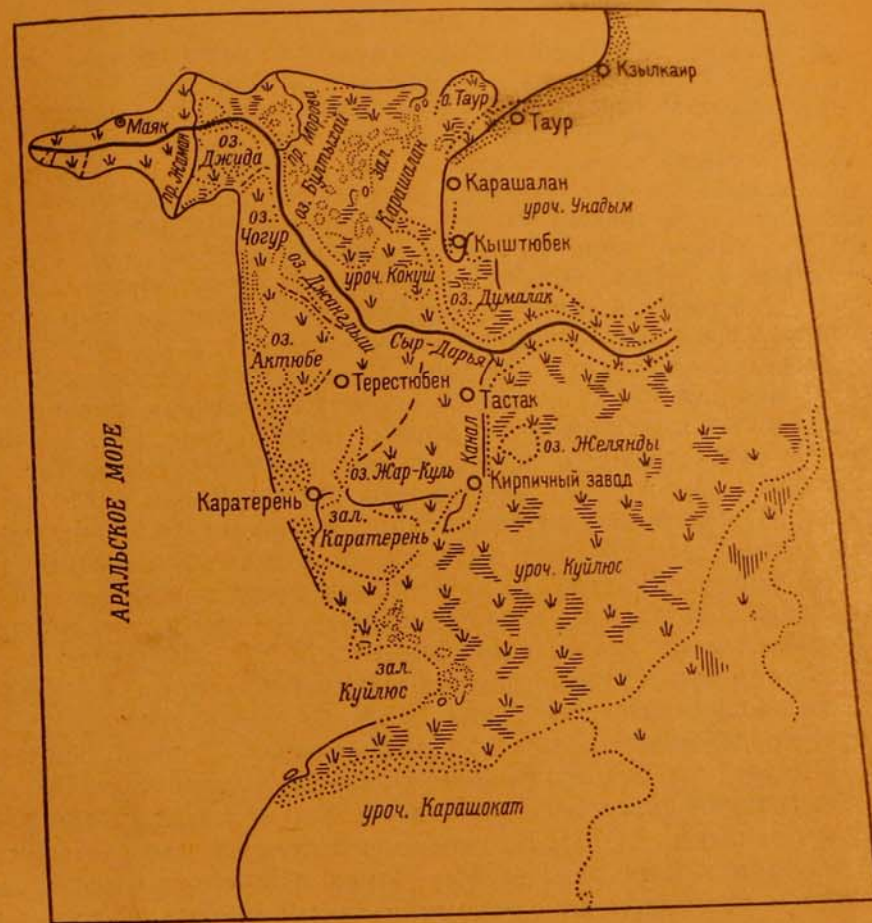


Рис. 52. Дельта Сыр-Дарьи по съемке 1948 г. (Фортунатов и Эслингер, 1949).

Согласно съемке Аралрыбвода 1948 г. (рис. 52), за полвека (почти со времен картирования К. Д. Молчановым) дельта Сыр-Дарьи значительно видоизменилась — еще более выделилось ее главное русло — основная магистраль стока, а дельтовый выступ в связи с этим за 48 лет удлинился в западном направлении на 5.2 км, т. е. нарастал по 108 м ежегодно. Заливы Карачалан и Каратерень соединялись с морем лишь узким проходом,

а зал. Куйлос (ныне Аккозь) большей частью зарос тростником. По нашим наблюдениям, в дельте Сыр-Дарьи (1955 г.), перед ее главным устьем, образовался устьевой бар, состоявший из 6 песчаных валов (в среднем на глубине 0,5 м).

Таким образом, в конце 40-х годов Сыр-Дарынская дельта развивалась в общем под влиянием высокого стояния уровня моря и усилившейся стабилизации главного ее русла. Эти процессы и усиление роста выступа дельты обусловилось, с одной стороны, замедление роста выступа дельты в местах ее сращения, а с другой — заплывание к 1940 г. всех протоков дельты, интересующих перестовые заливы Каратерень, Куй-Аяк и Карачадаг (Фортунатов и Зелингер, 1949). Большое значение в эволюции этих заливов имело зарастание их тростником и в меньшей мере — морской аккумуляцией. Обращает на себя внимание интенсивный разрыв южного участка дельты. С 1847 по 1948 г. отмерший бар, составляющий этот участок, сузился примерно с 500 до 100 м. Темп размыва, таким образом, выражается в среднем 4 м в год. По всей вероятности, размыв происходил в современную трансгрессивную эпоху, т. е. с конца XIX в.

Дельта Аму-Дарья к середине XX в. характеризовалась ста-
бильностью основных русел, заполнением наносами разливов и
значительным выдвиганием в Аральское море (рис. 53). К этому
времени окончательно отмерли некогда главные рукава Талды
и Улькун-Дарья, а также оформились Кипчак-Дарья и Ак-Дарья
вместе с Иккенерузоком (Рогов, 1957). В результате центральная
часть дельты стала быстро выдвигаться в море, приобретая вы-
пуклую форму. Сначала в 1943 г. заполнился наносами весь
Талдыкский залив, а вскоре произошло и присоединение
о. Токмак-Ата к дельте. По данным М. А. Фортунатова и
Ю. В. Эсингера (1949), центральная часть дельты за 1943—
1947 гг. продвинулась почти на 8 км. В последующие 1948—
1955 гг. продвижение дельты здесь составило 7,5 км (Лымарев,
1958б), подводное же продолжение дельты выдвинулось до па-
раллели, которая пересекает приблизительно середину п-ова Ток-
мак-Ата (Лопатин, 1957б). Из сказанного следует, что темп роста
и выдвигания в море дельты Аму-Дарьи в 50-е годы несколько
уменьшился благодаря небольшому подъему уровня Арала в те
годы по сравнению с 40-ми. Однако некоторые изменения берегов
дельты произошли. Аналогичным образом, вероятно, эволюциони-
ровала и дельта Сыр-Дарьи.

Эволюция коренных берегов Западного Припаралья в трансгрессивные 50-е годы почти всецело определяется абразией и связанными с ней обвальными и оползевыми явлениями. Указанные процессы особенно заметны в средней части этого побережья с наибольшими на всем Аrale прибрежными глубинами. Участки берега с надводными террасами по мере срезания защищающих их абразийных выступов усиленно размываются. Абразии подвергаются и коренные породы прибрежного дна — преимуще-

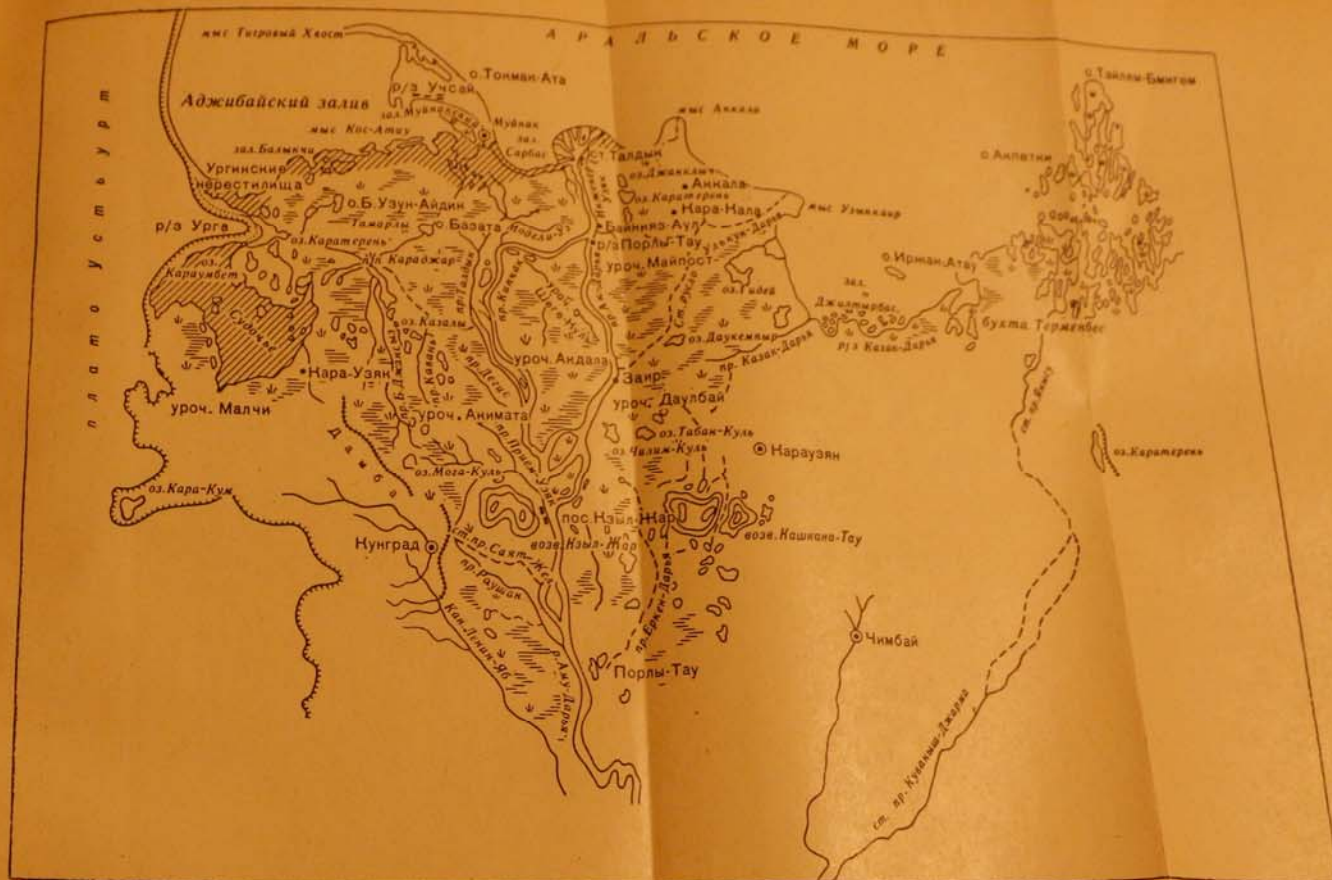


Рис. 53. Дельта Аму-Дарьи по съемке 1947 г. (Фортунатов и Эслингер, 1949).

ственно у выступающих участков, где образуются довольно широкие бенчи с оползевыми грядами. Глинистые продукты абразии откладываются у основания подводного берегового склона, а в случае большей его крутизны сюда сбрасывается крупнозернистый песок и галька. Глибовый материал образует навалы вдоль подножия клифа и в верхней части подводного склона.

Для приглубой средней части побережья Западного Приаралья характерна слабая изрезанность береговой линии, образующей мелкие бухточки. Участки аккумулятивных берегов встречаются лишь на крайнем севере и юге, где глубины в прибрежьях небольшие. Здесь крупнозернистый материал (в незначительном количестве) перемещается наряду с другими наносами, образуя преимущественно надводные аккумулятивные террасы сравнительно малых размеров. На юге аккумуляция более развита благодаря участию аллювиального и фитогенного материалов, принос которых обусловлен близостью дельты Аму-Дарьи. В общем западные берега Арала в условиях трансгрессии выравниваются, но некоторая изрезанность очертаний береговой линии вследствие оползней сохраняется.

При подъеме уровня в 50-е годы эволюция берегов Северного Приаралья стала более дифференцированной вследствие лопастного их расчленения, при котором абразионные (коренные) берега закономерно сочетаются с аккумулятивными (наносными). Коренные берега, приуроченные главным образом к выступающим участкам, усиленно абрадируются. Так, береговой обрыв на юго-западе п-ова Коктырмак, сложенный песчано-глинистыми осадками с мощными прослоями песчаника, за время современной трансгрессии, примерно за 60 лет, отступил почти на 120 м. Эти цифры получены на том основании, что в прибрежье п-ова Коктырмак бенч образован глыбами песчаника, которые залегают на глубине порядка 2 м, т. е. приблизительно там, где предполагался уровень моря в начале современной трансгрессивной фазы.

Весьма сильно срезаются морем участки берега с древними террасами. В зал. Кумсуат, несколько прикрытом от морского волнения, такой берег абрадируется со средней скоростью около 1 м в год (Лымарев, 1955б). Продукты абразии преимущественно заполняют вогнутости береговой линии, образуя здесь различные аккумулятивные формы. Но все же процессы затопления морем понижений в рельефе прибрежной суши превалируют над процессами выравнивания, и в итоге здесь формируется более изрезанная береговая линия. Так оказались затопленными ранее высохшие лагуны (например, на аккумулятивном выступе Ушшоки), довольно широкие низменные берега (например, на северо-востоке зал. Бутакова), прибрежные острова (на северо-западе зал. Шевченко). Таким образом, эволюция берегов Северного Приаралья соединяет в себе черты эволюции как наносных

берегов (Восточное и Южное Приаралье), так и абразионных (Западное Приаралье).

Что касается эволюции берегов Арала во внутривековые регрессивные фазы XX в., то из-за отсутствия материалов мы вынуждены ограничиться высказываниями самого общего характера. Как уже упоминалось, внутривековые регрессивные фазы наступали дважды. Первая регрессия длилась всего 5 лет (1917—1921 гг.), и ее самый низкий уровень, да и вообще самый низкий уровень в эпохи регрессий XX в. — 52.56 м — отмечался в 1919 г. По отношению к наивысшему уровню моря (1935 г.) амплитуда колебаний уровня в нынешнем столетии составляет лишь 1 м. Понятно, что при такой амплитуде и еще при столь малой длительности регрессивной фазы колебания уровня не могли оставить много морфологических следов. И все же можно отметить следующее. В условиях низкого стояния Арала в 1920 г. водное пространство между о. Муйнак и дельтой Аму-Дарьи густо заросло камышом (Малинин, 1921), в это же время в дельте Сыр-Дарьи Косарал превратился из острова в полуостров, а западный выступ дельты выдвинулся за 1900—1920 гг. примерно на 3 км (Спичаков, 1923).

Вторая внутривековая регрессия была более продолжительной; она длилась около 15 лет (1938—1952 гг.). Зато амплитуда колебаний уровня в эти годы не превышала 0.8 м при наинизшей отметке 52.64 м (1948 г.). Геоморфологические следы этой регрессии незначительны. В этот период происходит, как уже указывалось выше, интенсивное наращивание дельты Аму-Дарьи (в 1943—1947 гг.), т. е. усиливаются процессы аккумуляции. В целом как та, так и другая регрессивные фазы XX в. вследствие явного господства в нынешнем столетии трансгрессивных условий в эволюции берегов Арала морфологически выразились слабо.

В заключение отметим, что обрисованные выше черты новейшей эволюции Арала и его берегов, охватывающей XIX и XX вв., являются лишь наброском сложной картины одного из этапов истории этого своеобразного замкнутого водоема аридной зоны. Несомненно, что по мере дальнейшего его изучения наши представления о нем в рассматриваемом аспекте значительно расширятся. В результате история Арала будет изучена с той же детальностью, как и история Каспия.

ВОЗМОЖНАЯ ЭВОЛЮЦИЯ БЕРЕГОВ В БЛИЖАЙШЕМ БУДУЩЕМ

Вопрос о будущем Арала и его берегов тесно связан не только с изменениями климата, которые в этом отношении являются определяющим фактором, но и со все более возрастающей ролью деятельности человека. Действительно, создание водохранилищ на Сыр-Дарье, ирригационных сооружений и подпорной

плотины в Ташкент-Таше на Аму-Дарье со временем должно привести к заметному уменьшению речного стока в Арал. В результате уровень Аральского моря начнет снижаться, пока не установится на отметке, соответствующей изменившейся величине стока. В первой половине 60-х годов в предопределении уровня Арала еще должна сохраниться ведущая роль климатического фактора, так как упомянутые гидротехнические сооружения на Сыр- и Аму-Дарье еще некоторое время только будут вступать в строй. В последующее время на передний план выступит, по всей вероятности, антропогенный фактор, но и при его господстве на ход уровня Аральского моря будут накладывать свой отпечаток и внутривековые ритмы увлажнения климата.

Рассмотрим период 60-х годов. Как отмечалось выше (Шнитников, 1961б), будущее Арала в ближайшие несколько веков будет определяться продолжающимся с 1860—1870 гг. общим отступлением горных ледников Памира и Тянь-Шаня, таянием которых обуславливается в целом повышенное стояние уровня Аральского моря. По прогнозу А. В. Шнитникова, в предстоящие (одно-два) десятилетия продолжится очередная внутривековая фаза отступления ледников. Исходя из этого, следует ожидать, что в 60-е годы уровень Арала будет оставаться довольно высоким, что и наблюдалось в общем до 1965 г.

Начиная со второй половины 60-х годов на ходе уровня моря начал сказываться антропогенный фактор, приведший к некоторому понижению уровня Арала. Очевидно, что роль этого фактора еще более усилится в 70-е годы, особенно в 80-е годы, когда с вводом в эксплуатацию гидротехнических сооружений сток речных вод в море, должно быть, заметно сократится. В результате уровень Арала начнет падать, пока не уравнивается приход и расход воды.

К сожалению, мы не располагаем сведениями о части речного стока, которая по проекту будет изыматься на орошение. Поэтому воспользуемся расчетами, приведенными Л. К. Блиновым (1956) по двум вероятным вариантам ежегодного изъятия речных вод на орошение. По первому варианту, предусматривающему изъятие по 10 км³ воды в год при уровне Арала, лежащем ниже исходного почти на 4.5 м, новое равновесие наступит через 60 лет. По второму варианту, при изъятии за год до 20 км³ воды равновесие между приходом и расходом ее в море установится только через 100 лет, когда уровень моря снизится относительно первоначального на 12 м. Даже, согласно первому варианту изъятия воды, через 10 лет уровень Арала упадет на 1.3 м, а через 20 лет — почти на 2.2 м. Особенно заметным падение уровня Арала будет при изъятии 20 км³; в таком случае через 10 лет он снизится на 2.75 м, а через 20 лет — почти на 5 м. Приведенные цифры имеют, конечно, сугубо ориентировочный характер, так как при этих расчетах не учитывалось влияние чере-

дующихся внутривековых циклов общей увлажненности климата и связанных с ними соответствующих фаз наступления и отступления горных ледников. По всей вероятности, в 70—80-е годы при очередном наступлении ледников падение уровня Арала несколько ослабится. И все же данные цифры позволяют предположить, что в течение ближайших двух-трех десятков лет падение уровня Арала составит не менее чем 3 м. В таком случае отметка его будет близка к уровню моря в регрессивную эпоху XIX в. в фазе 70—80-х годов.

В этих случаях эволюция берегов Арала будет идти уже в обратном направлении по сравнению с предшествующей эпохой господства абразионных процессов. Снова на первый план выступят аккумулятивные процессы. Особенно возрастет роль поперечных перемещений рыхлого материала у наносных берегов, что обусловит их обмеление. Значительно возрастут аллювиальные отложения в устьях Аму-Дарьи и Сыр-Дарьи. Абразия сохранит свою роль лишь у приглубых берегов преимущественно средней части Западного Приаралья и Северного Приаралья (южная часть п-ова Коктырмак). Береговая линия будет характеризоваться более плавными очертаниями. На северо-востоке и востоке эта линия пройдет по морскому краю островов-баров, а на юго-востоке осушенные мели превратятся в острова.

В устьевых областях, вероятно, резко ускорится рост дельт, как это было во второй половине XIX в. По мере выдвижения в море клиновидной дельты Сыр-Дарьи создадутся условия для дробления рукавов и нарастания приустьевых кос на нижних участках вновь возникших рукавов (Леонтьев, 1955). В дельте Аму-Дарьи ускорится выдвижение самой дельты и рост косы Тигровый Хвост, которая, по предположению И. В. Самойлова (1952), может отшнуровать Аджибайский и Муйнакский заливы и со временем превратить их в изолированный солоноводный водоем. Правда, это крупное событие несколько задержится, так как в ближайшем будущем еще предстоит перестройка гидрографической сети в сторону перемещения основного стока аму-дарьинских вод в восточную часть дельты по протоке Казак-Дарья (Рогов, 1957). Это приведет к тому, что зал. Джилтырбас заполнится аллювием. По мере нарастания дельты п-ов Муйнак в конце концов постепенно будет поглощен ею, как это недавно случилось с о. Косарал в дельте Сыр-Дарьи.

Коренные берега Западного Приаралья, во всяком случае в средней части, сохраняют абразионный облик. На окраинах этой области верхняя часть современного прибрежного дна превратится в надводную террасу. Регрессия моря оставит заметный морфологический след в виде террасовидного перегиба подводного берегового склона. В Северном Приаралье побережье (за исключением южной части п-ова Коктырмак и северного побережья зал. Чернышева) почти всюду будет представлять собой

надводную аккумулятивную террасу. Все бухты в углах крупных заливов осушатся. Остров Кутарал превратится в полуостров. Береговая линия приглубых участков приобретет некоторую иззубренность, обусловленную оползневыми грядами на подводном склоне.

Возобновление интенсивных процессов затопления, абразии и выравнивания берегов на Аральском озере-море, по-видимому, будет возможным лишь при радикальном решении вопроса по полнению вод Арала за счет сибирских рек, но это задача будущего.

Глава VIII

КЛАССИФИКАЦИЯ БЕРЕГОВ АРАЛЬСКОГО ОЗЕРА-МОРЯ

Классификация берегов водоемов, как и всякая другая классификация, имеет определенное научно-теоретическое и практическое значение. В отношении побережий морских и внутренних водоемов подтверждением сказанному служит появление лишь за последнее десятилетие нескольких работ, в которых вопросам классификации уделяется много внимания (Шипард, 1951; Valentin, 1952; Зенкович, Леонтьев и Бугоркова, 1953; Зенкович, 1954; Леонтьев, 1956б; Piasecki, 1956; McGill, 1958, 1959, и др.).

Однако ландшафтно-зональный подход не используется как в этих, так и в недавно опубликованных общих классификациях берегов (Леонтьев, 1961; Ионин, Каплин и Медведев, 1961), а также в классификациях берегов отдельных морей (Ионин, 1958; Мамыкина, 1961), берегов озер-морей (Лымарев, 1957б; Ширинов и Мехтиев, 1960) и водохранилищ (Панов, 1956; Валпская, 1958; Ланге, 1960; Колбутов, 1961, и др.). Указанное обстоятельство и побудило нас выступить со схемой классификации типов берегов Аральского озера-моря, основанной на ландшафтно-зональном принципе.

ТИПЫ БЕРЕГОВ АРАЛЬСКОГО МОРЯ

Как известно, в формировании рельефа этих берегов участвуют многие факторы (см. табл. 1). Напомним, что в условиях Арала — внутреннего водоема аридной зоны — из азональных факторов на первый план выдвигается характер первоначального расчленения побережий, обусловленный геологической структурой и морфологическими особенностями прилегающей суши. Важнейшее значение здесь приобретают и такие факторы, как волнение и твердый речной сток. Среди зональных факторов большое влияние на берега здесь оказывают аридная денудация и заросли тростника, формирующие черты своеобразного морфологического типа — тростникового берега. В то же время аридная

денудация обуславливает пустынный облик берегов Арала. Тектонические, антропогенные и другие береговые процессы и факторы тут имеют второстепенное значение. Все эти основные и второстепенные факторы и процессы должны рассматриваться в настоящее время на фоне новейшего повышения уровня Аральского моря. Ниже представлена классификация берегов Арала внутреннего водоема аридной зоны (табл. 5).

Данная классификация отражает большое разнообразие берегов Арала — 11 типов. В ранее опубликованной работе мы выделяли на Арале 9 генетических типов (Лымарев, 1957б). В ней еще не обособлялись абразионно-аккумулятивные бухтовые (вторично расчлененные) берега и не уделялось внимания такому зональному типу (подтипу), как аридно-денудационный. По «Геоморфологической карте СССР» (1960) на Аральском море¹ можно выделить всего 6 типов берегов. По всей вероятности, такая генерализация типов берегов в легенде была вызвана мелким масштабом карты (1:4 000 000). В результате на ней не отражены широко распространенные на Арале абразионно-обвальные и абразионно-оползневые типы, зато ошибочно выделен абразионно-бухтовый тип, которого здесь нет. Совершенно выпали из поля зрения выровненные абразионно-аккумулятивные берега, а также тростниковый тип.

В предлагаемую классификацию берегов Арала не включены типы, обусловленные преимущественно азональными факторами. Как нетипичные здесь не выделены тектонические берега, хотя первоначально берега Северного Приаралья приобрели лопастной характер благодаря унаследованной древней складчатости, но современное их развитие здесь определяется преимущественно абразионными и аккумулятивными процессами. Развитие их в таком направлении зашло настолько далеко, что по мере своего преобразования они приобрели уже характер берегов промежуточного типа с отпечатком зональных особенностей.

Формирующиеся в этих условиях разнообразные берега группируются по 9 промежуточным типам с 8 подтипами. Среди них абразионные берега наиболее характерны для Западного, Северного и отчасти Южного Приаралья (п-ов Муйнак). Почти все они сложены третичными коренными породами известково-мергелистого или песчано-глинистого состава. Береговые склоны в общем обрывисты. Максимальная высота их над уровнем Арала достигает 200 м. В подножиях клифа вырабатываются волноприбойные ниши. Окаймляющий его узкий пляж (до 5 м) сложен главным образом кварцевым песком, реже известковой или песчаниковой галькой. Выпуклый профиль подводного склона у абразионных берегов характеризуется крутизной от 0.033

¹ Автор А. В. Живаго.

Таблица 3
Схема классификации берегов Аральского моря

Группы берегов	Классы берегов	Типы берегов	Подтипы берегов	Районы распространения
А. Азональные	—	Отсутствуют.	—	Северный и западный берега.
	Абразионные.	Абразионно-обвальные.	—	Там же (обычно выпуклые участки).
		Абразионно-оползневые.	Собственно абразионно-оползневые.	Там же (обычно вогнутые участки).
		Абразионно-оползневые с фрагментами террас.	Абразионно-оползневые с фрагментами террас.	Там же (обычно вогнутые участки).
Б. Переходные	Собственно абразионные.	Собственно абразионные.	Выровненные (в коренных породах).	Преимущественно на выступающих участках северного и западного берегов.
		Собственно абразионные.	Выровненные (в рыхлых террасовых отложениях).	Преимущественно на вогнутых участках северного берега.
		Собственно абразионные.	Выровненные (в рыхлых террасовых отложениях).	Преимущественно на вогнутых участках северного берега.
	Абразионно-аккумулятивные.	Абразионно-аккумулятивные бухтовые (ингрессионные).	—	Преимущественно в заливах северного берега.
		Абразионно-аккумулятивные бухтовые (вторично расчлененные построенными формами).	—	Средняя часть западного берега, приморские острова Акпеткинского архипелага.
	Абразионно-аккумулятивные, выровненные.	Абразионно-аккумулятивные, выровненные.	—	Восточный берег п-ова Куланды.
Аккумулятивные.	Аккумулятивные.	Аккумулятивные изрезанные (ингрессионные с построенными формами).	—	Приматериковая часть Акпеткинского архипелага, район о. Уялы.
		Аккумулятивные выровненные.	а. Выровненные с примкнувшей террасой. б. Выровненный, окаймленный баром.	Западный берег п-ова Коктырнак. Восточное побережье зал. Сарышиганак.

Таблица 5 (продолжение)

Группы берегов	Классы берегов	Типы берегов	Подтипы берегов	Районы распространения
В. Зональные.	Денудационные.	Аккумулятивные лопастные (дельтовые).	Клювовидные дельтовые. Мелколопастные дельтовые.	Дельта Сыр-Дарьи. Дельта Аму-Дарьи.
		Аридно-денудационные.	Собственно аридно-денудационные. Аридно-денудационно-абразионные.	Преимущественно на северном берегу. Преимущественно на западном берегу.
	Органогенные.	Тростниковые.	Бухтовые тростниковые. Выровненные тростниковые.	Северо-восточный берег. Восточный берег.
		Тростниковые.	Бухтовые тростниковые. Выровненные тростниковые.	Северо-восточный берег. Восточный берег.

до 0.006. Местами развит бенч с глыбами скальных пород. С глубины 10—15, а местами с 7 м начинается зона аккумуляции черного ила.

В условиях пустынного климата абразией при участии эрозии и гравитации (осыпание, обвалы) формируется своеобразный тип абразионно-обвального берега.¹ Последний обладает относительно пологим береговым уступом, окаймленным скоплением осыпанного и обвального материала. Береговой обрыв местами расчленен глубокими оврагами с висячими устьями. Сравнительно небольшая крутизна подводного склона в среднем составляет 0.011.

Для коренных побережий наиболее характерны абразионно-оползневые берега. На западном побережье известны оползни, охватывающие береговую полосу шириной около 2 км. Обычно такие берега в зависимости от геологического строения территории характеризуются несколькими оползневыми террасами. У этих берегов нередко неширокие пляжи, обычно с навалами глыб. Крутизна подводного склона у таких берегов равна в среднем 0.01. Эти усиленно абрадируемые оползневые берега, обычно свойственные выпуклым участкам побережья, составляют распространенный здесь подтип собственно абразионно-оползневого берега. Реже встречается подтип абразионно-оползневых берегов с фрагментами террас (преимущественно древнеаральской), свойственный главным образом вогнутым участкам. В настоящее время абразии подвергаются участки кое-где сохранив-

¹ Такой тип берега выделяет также Д. Г. Панов (1956), В. А. Мамыкина (1961), А. Д. Колбутов (1961).

шихся террас. Поэтому оползни здесь мало подвижны. В этих условиях формируются подводные склоны крутизной в среднем 0.005.

Усиление абразии, вызванное повейшим поднятием уровня Арала, привело к срезанию выступов коренного берега и размыву рыхлых террасовых отложений на участках пологого берега. В результате на месте многих недавних выступов суши сформировался тип собственно абразионного берега с почти отвесным клифом, преимущественно без пляжа и довольно крутым подводным склоном (средний уклон около 0.14). Участки



Рис. 54. Выровненный абразионный берег в коренных породах (северное побережье Арала).

берега такого типа встречаются на северном побережье (рис. 54). Собственно абразионный тип особенно четко выражен у берегов, выработанных в третичных породах. Такие мы выделяем в особый подтип выровненного берега, выработанного в коренных породах.

Абразия фрагментов преимущественно древнеаральской террасы привела к формированию другого подтипа — выровненного берега, выработанного в рыхлых отложениях. Последний характеризуется обрывистым клифом высотой от 1 до 4 м с волноприбойной нишей у его основания (без пляжа) и крутизной подводного склона обычно не более 0.06 (рис. 55).

Общая тенденция выработки абразионных берегов рассмотренных типов в общем выражается в выравнивании (спрямлении) береговой линии.

Абразионно-аккумулятивные берега, относящиеся к образованиям переходной стадии, в условиях продолжающейся трансгрессии Аральского моря и, следовательно, усиленной абразии более близки к абразионным типам, чем к аккумулятивным.

Берега бухтового (ингрессионного) типа приурочены к углам заливов (бухтам) Северного Приаралья. Их относительная вы-

сота достигает нескольких десятков метров. Сложены они песчано-глинистыми породами третичного возраста. В условиях волнового воздействия, усиленного вследствие в общем повышенного стояния уровня моря, во многих бухтах уже сформировались аккумулятивные формы. Климфы здесь отмершие; они шириной от нескольких до десятков метров. Мысы между бухтами подвержены абразии и являются источниками местных по-

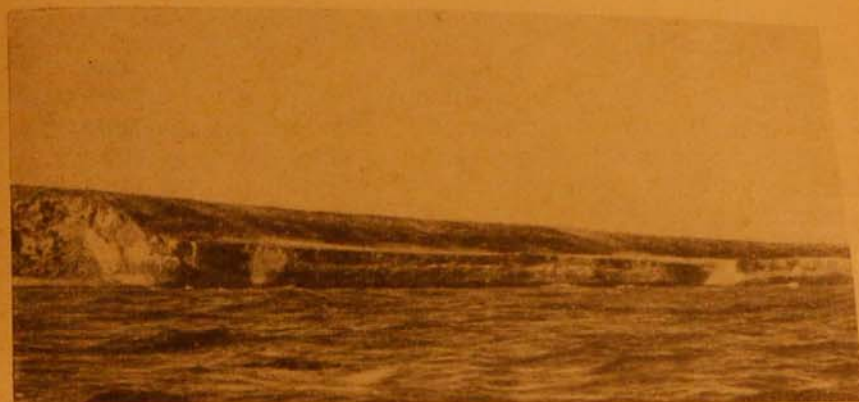


Рис. 55. Выровненный абразионный берег в рыхлых отложениях (северное побережье Арала).

токов наносов, образующих в устьях бухт косы и аккумулятивные выступы, между которыми остается узкий проход в бухту (шириной 100—200 м и глубиной 1.5—2 м). Эти аккумулятивные формы длиной не более 3 км и высотой 0.5—3 м представляют собой серии береговых валов; подводный склон их довольно пологий — менее 0.006. В верхней части подводного склона располагается до 5—6 подводных песчаных валов. Аккумуляция черного ила начинается с глубины 7 м. Указанные особенности строения позволяют отнести данные берега к типу бухтовых (вторично расчлененных, с построенными формами).

Таковы берега на юго-востоке Арала, во внутренней (закрытой) зоне приморских островов Акпеткинского архипелага. Аналогичные образования имеются и в Северном Приаралье. Во внешней (открытой) зоне архипелага формируется уже выровненный берег сложного абразионно-аккумулятивного типа. Этот тип берега можно видеть в Северном Приаралье, где местами он приурочен к открытым участкам полуостровов (например, восточное побережье п-ова Куланды). Более подробно оба последних типа абразионно-аккумулятивных берегов рассматриваются в описании эволюции бухтовых берегов аральского типа.

Аккумулятивные берега на Аральском море распространены очень широко. Наиболее типичны они для южного и восточного побережий, на северном же побережье они приурочены главным образом к вогнутым участкам. Отдельные аккумулятивные формы встречаются также на западном побережье.

При значительном разнообразии типов аккумулятивных берегов в их облике отмечаются и некоторые общие черты. Высота аккумулятивных берегов над уровнем Аральского моря составляет в среднем 1—2,5 м. Они сложены четвертичными наносами морского и речного происхождения: кварцевыми песками с примесью ракушки, супесью и суглинками. Пески слагают серию береговых валов, большей частью задернованных, а местами переувлажненных. Нередко здесь можно встретить дюны высотой до 5—6 м. Во многих местах низменные берега окаймлены зарослями тростника. В результате современной трансгрессии пониженные участки аккумулятивного побережья затоплены и превратились в заливы и проливы, чередующиеся с низменными мысами и островами. Размыв отмечается лишь на сравнительно приглублых участках наносного побережья. Здесь кое-где можно наблюдать невысокий обрыв (1—2 м), окаймленный узким песчаным пляжем. На подводном склоне вблизи берега нередко обнаруживаются остатки наземной растительности.

В результате продольного и поперечного перемещений наносов на описываемых берегах формируются самые различные береговые аккумулятивные образования: примкнувшие (надводные террасы, аккумулятивные выступы), свободные (косы), замыкающие (пересыпи, томболо, бары), отчлененные (бары и аккумулятивные острова). Обычно это все небольшие образования длиной от нескольких сотен метров до нескольких километров. Подводный склон аккумулятивных берегов чаще всего вогнутый, а местами слабо выпуклый. В прибрежной полосе подводного склона насчитывается до трех и более песчаных валов. Соответственно и крутизна подводного склона весьма различная — от 0,011 до 0,002. Уже на глубине 3—4 м дно выстлано черным илом.

Среди аккумулятивных берегов различных типов выделяются изрезанные (ингрессионные и с построенными формами). Они возникли в результате затопления пониженных участков Кызылкумов с эоловым рельефом и характеризуются отмелостью и большой расчлененностью. Эти берега свойственны приматериковым островам Акпеткинского архипелага. Их эволюция рассматривается ниже (бухтовые берега аральского типа).

Выровненный аккумулятивный берег образуется на тех участках, где наносы мигрируют, или там, где происходит массовый выброс отложений со дна. В зависимости от характера берегового контура образуются два подтипа таких берегов. В вершинах крупных заливов формируются аккумулятивные террасы, в связи с чем этот подтип может быть отнесен к выровненным аккумуля-

тивным берегам с примкнувшей террасой (таков, например, западный берег зал. Бутакова). Такая терраса длиной в несколько километров (ширина несколько сот метров) представляет собой серию невысоких песчано-галечных береговых валов; крутизна подводного берегового склона тут весьма мала — до 0,008. В верхней части насчитывается от 3 до 6 песчано-ракушечных валов, что, по-видимому, указывает на поперечное перемещение наносов. У более открытых и отмелых побережий формируется подтип выровненного берега, окаймленного баром. Песчано-ракушечные бары, вытянувшись вдоль материкового побережья, образуют довольно длинные и узкие острова, наиболее типичные для Восточного Приаралья (о-ва Акбасты, Кузджитпес и др.). Крутизна подводного склона материкового берега весьма невелика — до 0,005, на морской же стороне баров она больше — в среднем 0,01.

Эволюция побережья указанных подтипов в условиях повышения уровня Арала протекает в следующем направлении: 1) выровненные берега с примкнувшей террасой превращаются в тип аккумулятивного берега с формами затопления (как более низменные и закрытые от волнения); 2) выровненный берег, окаймленный баром, становится аккумулятивным берегом с формами размыва (как более высокий и открытый действию волнения).

Аккумулятивные лопастные (дельтовые) берега образованы в результате отложения речного аллювия Аму- и Сыр-Дарьи. Они характеризуются отмелым взморьем (авандельтой) и низменной наземной дельтой. Береговая линия дельты изрезанная. По сторонам главного речного устья, как правило, располагаются морские заливы. Поверхность взморья в наиболее мелководной (0,5—1 м) приурезовой части осложнена многочисленными подводными береговыми валами. Крутизна подводного берегового склона варьирует от 0,0025 до 0,008. Грунты преимущественно песчаные и илистые. Илы отлагаются начиная с глубины 4 м. Эти берега развиты на юге и северо-востоке Аральского моря. Среди них различаются подтипы берегов клювовидной и мелколопастной дельт. Первый из них характерен для устьевой области Сыр-Дарьи, через главное русло которой выносятся основная масса аллювия; в боковых рукавах твердый сток незначительный. Вследствие этого у устья главного русла образуется клювообразный аккумулятивный выступ, который нарастает с большой скоростью. На устьевом баре, уклон которого в среднем равен 0,003—0,005, в прибрежной полосе отмечено шесть песчаных подводных валов, причем ближний к берегу вал местами выступает над уровнем моря.

Подтип мелколопастного дельтового берега характерен для устьевой области Аму-Дарьи. Здесь твердый сток реки распределяется более или менее равномерно по многим рукавам дельты.

Приустьевые выступы образуют низменные аккумулятивные мысы, которые зарастают тростником. Между этими выступами располагаются довольно обширные, сравнительно открытые заливы. Берега заливов, также заросшие тростником, изрезаны култуками. Крутизна подводного склона против главного русла около 0.0025. По-видимому, в дальнейшем по мере разветвления рукавов клювовидная дельта Сыр-Дарьи также превратится в бо-



Рис. 56. Бухтовый тростниковый берег на северо-востоке Арала.

лее сложную, мелколопастную. Заметим, что в ходе выдвижения клювовидной дельты в море создаются условия для прорыва главного русла в новом месте и формирования здесь нового аккумулятивного выступа.

Особый интерес представляют те участки берега Арала, характер которых связан с положением этого водоема в аридной зоне. Это берега аридно-денудационного типа. В формировании его основная роль принадлежит денудации. В ряде случаев в его образовании принимает участие и абразия, в связи с чем мы различаем аридно-денудационный и аридно-денудационно-абразионный подтипы берегов. Об особенностях развития выделенных подтипов сказано несколько ниже.

Органогенные берега представлены тростниковым (фитогенным) типом, который распространен преимущественно в Северо-Восточном и Восточном Приаралье. Большое значение зарослей тростника в формировании берегов отмечается также и в отношении таких водоемов аридной зоны, как Каспий и Балхаш (Шукин, 1938; Леонтьев, 19566). Роль тростников в гумидной зоне освещена в работе Е. Берда (Bird, 1961), изучавшего Джипслэндские озера в юго-восточной Австралии.

В условиях отмелости сильно изрезанных берегов на северо-востоке и востоке Арала сколько-нибудь значительное воздействие на них почти исключается. Такие условия благоприятствуют зарастанию берега тростником и другими гидрофильными расте-

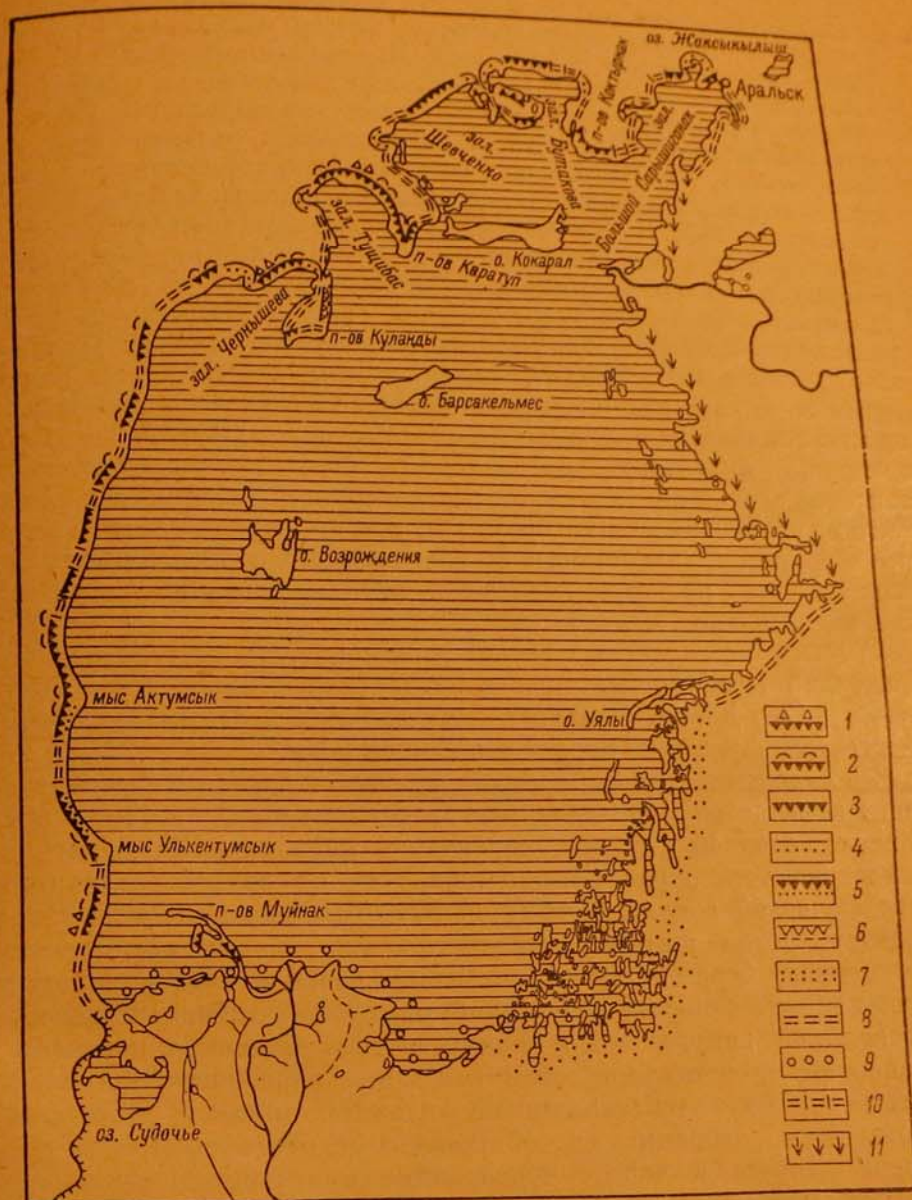


Рис. 57. Схема классификации берегов Арала.

1 — абразионно-обвальные; 2 — абразионно-оползневые; 3 — собственно абразионные; 4 — бухтовые (ингрессионные); 5 — бухтовые (вторично расчлененный с построенными формами); 6 — выровненные сложные; 7 — аккумулятивные изрезанные; 8 — аккумулятивные выровненные; 9 — аккумулятивные лопастные; 10 — денудационно-дефляционные (аридно-денудационные); 11 — тростниковые.

ниями. Тростниковые заросли тут образуют кайму шириной от одного десятка до двухсот и более метров при высоте порослей 2,5—3 м. В зарослях оседает песчано-илистый материал, накопление которого способствует дальнейшему обмелению и нарастанию берега. Повышение уровня моря влияет на расслоение грунтов, слагающих побережье, и тем самым ускоряет развитие фитогенного берега. Среднегодовой темп нарастания аккумулятивной суши в отдельных случаях составляет полтора десятка метров (Лымарев, 1958г). На первых этапах нарастания вогнутостей берега формируется бухтовый тростниковый подтип (преимущественно на северо-восточном побережье Арала). В результате дальнейшей эволюции этого подтипа (рис. 56) обмеление ускоряется, что приводит к заметному сокращению, а затем заполнению заливов наносами, т. е. к выравниванию берега. Таким путем возникает подтип выровненного тростникового берега, распространенного преимущественно в Восточном Приаралье. Превращение бухтового тростникового берега в выровненный является следствием аккумуляции материала в тростниковых зарослях, интенсивность которой, как это ни парадоксально, находится в прямой зависимости от современного повышения уровня моря, так как при этом морские воды в мелководной береговой зоне значительно опресняются.

Тростником зарастают также вершины бухт Юго-Восточного Приаралья и обширные пространства современных дельт Аму-Дарьи и Сыр-Дарьи. Однако в этих случаях в данных условиях фитогенный фактор не играет решающей роли.

Сопоставление типов берегов показывает, что в их распределении замечается определенная закономерность, которая обусловлена, с одной стороны, характером первоначального расчленения берегов Аральского моря, а с другой — влиянием географической зональности (рис. 57). Так, западное побережье характеризуется широким распространением преимущественно абразионных берегов, что обусловлено слабым первоначальным расчленением, относительно малой прочностью пород, интенсивной аридной денудацией и приглубостью. Северное побережье в основном представляет собой сочетания абразионно-аккумулятивных пар со значительным проявлением аридной денудации. Такому их образованию способствовало исходное лопастное расчленение берега и частое чередование приглубых и отмелых участков. Восточное и юго-восточное побережья характеризуются преимущественными аккумулятивными и органогенными типами, что связано с их отмелостью и расчленением на бухты. Северо-восточный берег, также относящийся к аккумулятивным и органогенным, обязан этим исключительно малой крутизне исходного профиля. Приуроченность аллювиальных (дельтовых) берегов к южному побережью и к северной части восточного побережья понятна без дополнительных объяснений.

Глава IX

ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ БЕРЕГОВ АРИДНЫХ ВНУТРИКОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ВОДОЕМОВ НА ПРИМЕРЕ АРАЛЬСКОГО ОЗЕРА-МОРЯ

Морфологический анализ побережий Арала позволяет видеть, насколько хорошо в их характере проявляется географическая зональность. Благодаря положению Аральского озера-моря в зоне пустынь умеренного пояса побережья его приобрели ряд специфических черт, которыми они отличаются от бережий водоемов, находящихся в других природных зонах.

ФОРМИРОВАНИЕ БЕРЕГОВ АРИДНО-ДЕНУДАЦИОННОГО ТИПА

Благодаря тому что процессы денудации протекают на Арале в аридных условиях (Герасимов, 1959), на его коренных побережьях особенно распространены дефляционные и эрозионные формы рельефа. В тех местах, где наряду с аридной денудацией известное участие принимает и абразия, образуется аридно-денудационно-абразионный берег. Такие берега широко представлены на востоке Каспия и на севере Балхаша, где нам удалось побывать в 1963 г., однако наиболее типичны в этом отношении коренные берега Арала.

На северных побережьях заливов Сарышиганак и Бутакова море близко подходит к краю столово-останцового плато Северного Приаралья. Под обрывом этого плато располагается довольно широкая (в несколько сотен метров) полоса побережья с эрозионными и дефляционными останцами из глинистого материала: конусами, столбами, холмами и т. п. Их расчленяет сравнительно густая овражно-балочная сеть (рис. 58). Эта останцовая зона побережья, как правило, снизу ограничена неширокой полосой, которую образуют древнеаральская и современная

террасы. Крутизна подводного склона здесь очень мала — до 0.0027. Охарактеризованный берег является типично аридно-денудационным. Местами, где крутизна подводного склона достигает 0.013, сказывается уже срезающая деятельность абразии. Такой берег имеет все признаки аридно-денудационно-абразионного. Он обычно встречается на отдельных участках западного побережья Арала, открытых для воздействия волнения.

Обращает на себя внимание некоторое сходство аридно-денудационно-абразионного и абразионно-обвального берегов,

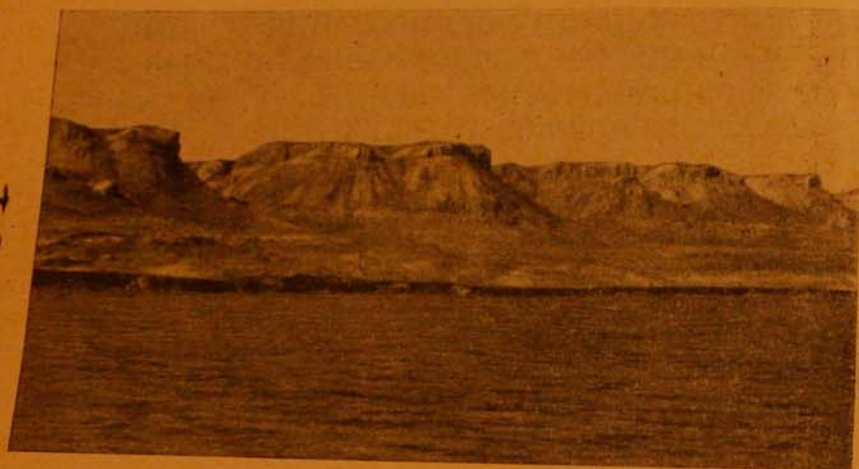


Рис. 58. Аридно-денудационный абразионный берег на юго-востоке п-ова Коктырмак.

хотя первый, как известно, является зональным типом, а второй — промежуточным. Это сходство определяется тем, что в обоих случаях в формировании берега принимают участие и денудация, и абразия. Однако в формировании аридно-денудационно-абразионного берега решающую роль играет аридная денудация, т. е. зональный фактор, абразия же имеет второстепенное значение. Наоборот, формирование абразионно-обвального типа обуславливается преимущественно абразией, а потом уже денудацией. Со временем аридная денудация как зональный фактор, все более проявляясь, возьмет верх над абразией и абразионно-обвальный тип закономерно сменится аридно-денудационным. Следовательно, рассматриваемый промежуточный тип берега будет уже соответствовать аридной природной среде, т. е., согласно В. Г. Зольникову (1959), достигнет высшей стадии развития.

ФОРМИРОВАНИЕ БУХТОВЫХ БЕРЕГОВ АРАЛЬСКОГО ТИПА

Подметив своеобразие бухтовых берегов аральского типа, Л. С. Берг (1908) писал, что развитие весьма многочисленных мелких бухт в совершенно измененной пустынной стране является их отличительным свойством. Образование такого берега на Арале он связывал с затоплением прибрежных дюн, сложенных морскими наносами, подчеркивая при этом, что перед затоплением пустынная страна была эродирована ветром. Следовательно, в данном определении бухтового берега особо отмечается влияние на формирование описываемого типа аридных природных условий.

Аральскому типу бухтовых берегов большое внимание уделил Б. А. Федорович, который изучал такие берега у трех внутренних водоемов — Каспия, Арала и Балхаша. В результате его исследований выяснилось, что «в каждом из этих районов затоплялись иные типы эолового континентального рельефа (курсив мой, — В. Л.), в связи с чем при едином генезисе аральский тип бухтовых берегов обладает в разных районах иными морфологическими особенностями» (1942, стр. 69).

В противоположность юго-восточному побережью Арала, где бухтовые берега отличаются дробным и сложным расчленением, подобные берега Каспия характеризуются более простым строением при значительной крупности бухт.

Особенно крупными бухтами аральский тип берега характеризуется на юго-восточном побережье Каспия (к югу от Красноводска), где затоплена пустынная суша с формами эолово-аккумулятивного рельефа, близкими к барханам и барханным цепям. Более сходным строением с бухтовыми берегами юго-восточного Арала обладают южные и восточные берега Балхаша; последние также дробно расчленены, хотя по сложности строения они заметно уступают бухтовым берегам Арала.

Решающее значение в формировании таких берегов Б. А. Федорович придает не приморским дюнам (как Л. С. Берг), а эоловому континентальному рельефу прилегающих пустынь. Существенно также, что он выяснил морфологическое разнообразие аральского типа бухтовых берегов, определяемого различиями в геоморфологическом облике затопленного рельефа песчаной пустыни. Весьма важен вывод Б. А. Федоровича, что такого типа берег может образоваться лишь на мелководьях изолированных водоемов, которые характеризуются обычно слабым волнением, не способствующим размыву и выравниванию.

Наши береговые исследования на Аральском озере-море (Лымарев, 1958б) позволяют несколько по-другому осветить некоторые особенности образования бухтовых берегов аральского типа. Такого типа берег широко распространен в районе Акпेत-

кинского архипелага, для которого характерна чрезвычайно большая изрезанность береговой линии, образующей множество бухт, проливов, полуостровов и островов. Здесь формирование берегов всецело определяется затоплением, размывом и выравниванием, тесно связанными друг с другом.

Результатом внедрения моря в пониженные участки золотого рельефа прибрежной полосы Кызылкумов и явилось образование бухтового аккумулятивного (изрезанного ингрессионного) берега, который отличается наибольшей отменостью (глубины 1—1.5 м) и расчлененностью. В настоящее время он свойствен



Рис. 59. Бухтовый ингрессионный берег в приматериковой части Акпеткинского архипелага.

приматериковой части архипелага (рис. 59). Многочисленные бухты и острова тут вытянуты примерно в меридиональном направлении, что объясняется ориентировкой ячеисто-грядовых песков, подвергающихся затоплению. Берега и островки изобилуют многочисленными озерами, которые, по-видимому, возникли вследствие фильтрации воды сквозь пески и скопления ее в межгрядовых понижениях и дефляционных выемках. В связи с исключительной отменостью современная эволюция этих берегов обуславливается неволновыми процессами — ветровыми течениями и стонно-нагонными явлениями.

Размыв и выравнивание бухтовых берегов присущи приморской части Акпеткинского архипелага (Лымарев, 1957б). Здесь в условиях некоторой приглубости (до 4—6 м) побережья волнение бывает довольно значительным, способным срезать выступы берега и отлагать продукты абразии в береговых вогнутостях островов. Потому-то на внешней (морской) стороне

архипелага берега островов имеют сравнительно выровненные контуры; внутренний же контур образуют перемежающиеся выступы и вогнутости, которые отгородились от моря пересыпями или косами, превратившись в лагуны-бухты. Таким образом, эти берега стали уже бухтовыми абразионно-аккумулятивными (вторично расчлененными с построенными формами); они достигли стадии поздней юности абразионно-аккумулятивного берега.

Замыкающие аккумулятивные формы, свойственные внешней (открытой) зоне приморских островов, определяют выровненный характер сложного берега, который соответствует уже более поздней стадии эволюции абразионно-аккумулятивного побережья. Следовательно, процессы выравнивания здесь весьма интенсивны. Известно, что эти берега, сформировавшиеся (как бухтовые ингрессионные) каких-нибудь 60—70 лет назад, теперь уже заметно преобразовались в выровненные сложные. Это можно объяснить их сравнительной приглубостью, а также рыхлостью золотых песков, которыми сложены острова.

Может создаться впечатление, что приведенные сведения о размыве и выравнивании бухтовых берегов приморской части Акпеткинского архипелага противоречат выводам Б. А. Федоровича о том, что эти процессы здесь не могут проявиться вследствие мелководности побережья. Но этот вывод все же справедлив в отношении исключительно мелководного побережья бухтового аккумулятивного берега, островов и бухт приматериковой части Акпеткинского архипелага.

Таким образом, бухтовые берега аральского типа характерны лишь для внутренних аридных водоемов. Выделяются три разновидности таких берегов: 1) бухтовые аккумулятивные (ингрессионные); 2) бухтовые абразионно-аккумулятивные (вторично расчлененные с построенными формами) и 3) выровненные абразионно-аккумулятивные (сложные). Формирование аральского типа бухтовых берегов повсеместно начинается с ингрессии моря в прилегающую пустыню с золотым рельефом. Так первоначально возникает берег бухтового аккумулятивного (ингрессионного) типа. По мере дальнейшего относительного погружения побережья (или подъема уровня моря) вступает в действие размыв, который совместно с аккумулятивными отложениями приводит к формированию бухтового абразионно-аккумулятивного (вторично расчлененного с построенными формами) берега, преобразующегося затем в выровненный (сложный) берег.

ОСОБЕННОСТИ ОБРАЗОВАНИЯ ДОННЫХ ОСАДКОВ В ПРИБРЕЖЬЕ

Общие закономерности осадкообразования во внутренних частях аридных водоемов освещены в работах Н. М. Страхова (1956, 1960, 1962). О характере таких процессов в береговой

зоне водоемов имеются высказывания О. К. Леонтьева (1961), который придает большое значение образованию оолитов. По мнению О. К. Леонтьева, в ряде случаев (например, на восточном берегу Каспия) образование оолитов становится одним из главнейших источников аккумуляции.

Аналогичные условия имеются в прибрежье северной части Западного Приаралья, где благодаря большим глубинам развивается сильное волнение. Поэтому здесь в составе прибрежных отложений и на пляжах довольно широко представлены оолито-вые пески. Местами почти только ими сложены береговые валы. В целом же образование оолитов на Арале уступает подобному процессу на Каспии, отличающемуся большей гидродинамической активностью вод.

Оолитовая аккумуляция в прибрежной зоне аридных водоемов обуславливается приносом терригенного материала из прилегающих песчаных пустынь. Особенно интенсивна эоловая аккумуляция в местах с незначительными прибрежными глубинами. Заметное обмеление их под воздействием эоловой аккумуляции здесь часто связано с обрастанием побережий тростником.

Роль эоловых отложений в образовании донных осадков на Каспии хорошо освещена в исследованиях Б. А. Аполлова (1927), М. В. Федосова (1950), С. В. Бруевича и М. П. Гудкова (1954), И. А. Алексиной (1959) и др. Интересные сведения об эоловой аккумуляции на дне Черного и Азовского морей опубликованы Н. А. Айбулатовым (1961). К сожалению, на Арале подобные исследования не производились. Судя по косвенным данным, можно полагать (подобно В. П. Зенковичу, 1947а), что на Аральском море доля эолового материала должна быть еще более значительной, чем на Каспии. Особенно большим ветровой перенос должен быть в восточной части Аральского моря, где преобладающими северо-восточными ветрами в море сносится песчаный материал с прилегающих пустынь. Однако, если принять эоловую аккумуляцию равной слою отложений в 0.28 мм в год, как на Северном Каспии (Аполлов, 1927), то и тогда, по расчетам Г. В. Лопатина (1950), эти осадки составят только 6.2% от всего количества различных отложений, осаждающихся на дне Арала.

Доля эолового вноса в осадкообразование в северной, южной и особенно западной частях Арала, по-видимому, в несколько раз меньше, чем в его восточной части, к которой непосредственно примыкает песчаная пустыня, какой нет с северной, южной и западной сторон моря (за исключением небольших по площади песков Большие и Малые Барсуки в Северном Приаралье). Природные условия в указанных частях Арала близки к таковым на восточном побережье Каспия.

Согласно последним данным И. А. Алексиной (1959), на восточном побережье Каспия содержится в 13.8 раза меньше эолового осадка, чем на северном. При этом в приносимом материале

здесь преобладают пелитовые частицы. Следовательно, эоловый внос является характерным фактором формирования только аридного песчаного побережья. Им и обусловлены обилие и разнообразие аккумулятивных образований у таких побережий.

СПЕЦИФИКА ЭВОЛЮЦИИ ЛАГУН

О. К. Леонтьев (1960б, стр. 191), справедливо считая, что ход эволюции лагун определяется прежде всего географической обстановкой, различает лагуны областей с аридным климатом и областей с умеренным и гумидным климатом. Для последних характерно обилие пресных вод, стекающих в замкнутые лагуны, а также постепенное заполнение лагун аллювиальным и органическим материалом с превращением их в сушу.

Как отмечает О. К. Леонтьев, в изолированных лагунах аридных областей вследствие исключительно большого испарения соленость воды повышается, уровень падает и они постепенно усыхают. Такому усыханию способствует выпадение в осадок химических солей (из образующихся в лагуне рассолов). С течением времени прежняя лагуна превращается в корковый солончак, который в особо засушливых условиях постепенно развевается эоловой денудацией. В обстановке некоторой увлажненности климата на солончаке поселяются солянки. Благодаря им здесь в конечном счете создается почвенный покров с пустынной или полупустынной растительностью.

Классифицируя лагуны, О. К. Леонтьев уделяет большое внимание стадиям их развития и в соответствии с ними выделяет три типа: 1) лагуна-залив, отчлененная от моря подводным баром; 2) собственно лагуна, неполностью отделенная от основного водоема; 3) лагуна-озеро, совершенно отчленившаяся от моря. На примере Сиваша О. К. и В. К. Леонтьевы (1957) различают и другие образования лагунного генезиса: 4) реликтовую лагуну (пересыхающее озеро); 5) засуху (влажный солончак, затопляющийся водой во время нагонов); 6) корковый солончак (плоское пространство с коркой подсохшего ила и пятнами солей) и 7) солянковый луг (заросли солянок). Все перечисленные формы лагунного происхождения и встречаются на лагунном побережье, в которое объединяются три береговые зоны — внешняя, внутренняя и палеолагунная. Представляется правильным обособление в типы первых четырех членов данного ряда лагунных образований. Последующие же члены относятся не к типам лагун, а к лагунным формам рельефа. Поэтому расположение их в едином классификационном ряду, хотя генетически он верен, практически вряд ли целесообразно.

В условиях Аральского озера-моря, т. е. в аридных условиях, а следовательно, в условиях исключительно большого испарения, недавно возникшие лагуны, проходя ряд промежуточных стадий,

довольно быстро осушаются, превращаясь в солончаки. В соответствии с этим в эволюции таких лагун различаются: 1) лагуны-бухты, 2) лагуны-озера и 3) лагуны-солончаки.

Лагуны-бухты еще не совсем отделены от моря косами или барами. Глубина их обычно несколько метров. Более крупные из них известны в углах заливов на севере Аральского моря, главным же образом они распространены на его восточном побережье. В настоящее время лагуны-бухты широко распространены на берегах Арала, что объясняется нынешним трансгрессивным повышением уровня моря.

Лагуны-озера, образующиеся в результате полного замыкания лагун-бухт пересыпью, по глубине и размерам значительно уступают водоемам предыдущей стадии. Особенно много лагун-озер встречается в Восточном Приаралье. Характерно, что уровень воды в лагунах-озерах не изменяется даже летом, причем осенью вода сильно осолоняется. Со временем здесь происходит химическое выпадение солей, и они образуют осадок. Л. К. Блинов (1956) это явление объясняет фильтрацией морской воды через пересыпи и постепенным ее испарением.

Лагуны-солончаки уже не имеют какой-либо связи с морем. Это неглубокие котловины, дно которых покрыто сухими солями (хлоридами и сульфатами). Соли становятся влажными лишь весной, когда здесь накапливаются талые воды. Особенно много солончаков в Северо-Восточном Приаралье («озеро» Шомышколь и др.), где они являются источником добычи сульфатов.

Охарактеризованные стадии развития лагун протекают наиболее интенсивно в эпохи регрессивного падения уровня Аральского моря. Но и искусственное снижение его вследствие изъятия части речного стока должно привести к усиленному развитию лагун, чего следует ожидать в недалеком будущем в результате гидротехнического строительства в бассейнах Аму- и Сыр-Дарьи.

ЦИКЛИЧНОСТЬ В ФОРМИРОВАНИИ БЕРЕГОВ

Среди ритмических явлений природы циклические колебания в отличие от периодических явлений характеризуются переменной их продолжительностью (Калесник, 1955, 1957). Интересующие нас подъемы и спады уровня озер, особенно бессточных, А. В. Шнитников (1957а) относит к циклическим явлениям. Циклические колебания уровня Арала, рассмотренные в главе, могут быть многовековыми, вековыми и внутривековыми с продолжительностью соответственно 1800—1900, 100 и 30—40 лет и амплитудой порядка 10—13, 3 и 1 м. В циклах выделяются соответствующие трансгрессивные и регрессивные фазы, которые в условиях бессточности и аридности Аральского озера более или менее четко проявляются в морфологических чертах берегов водоема особенно за последние сто лет.

Переформирование берегов Арала в трансгрессивную фазу характеризуется, в частности, долголетним затоплением многих наносных берегов. В результате этого их морфологический облик сильно изменился. Так, например, совершенно исчез островок Обручева у юго-западных берегов Арала, впервые положенный на карту в 1848 г. А. И. Бутаковым. На северо-восточном берегу моря, судя по карте 1942 г., была песчаная коса длиной около 1,5 км при наибольшей ширине 200—250 м, но уже в 1955 г. на

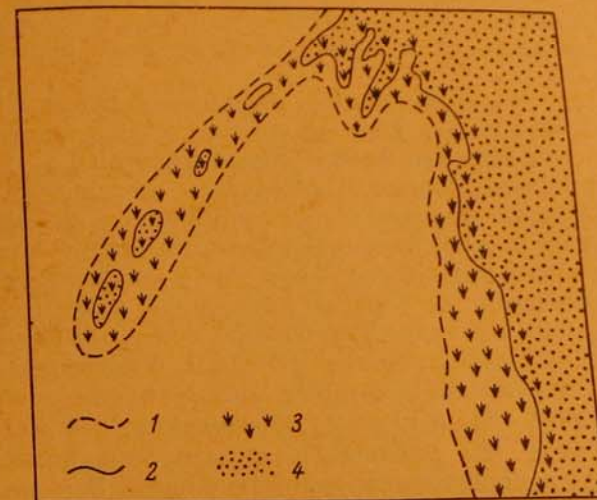


Рис. 60. Схема затопления одной из кос северо-восточного побережья Аральского моря.

1 — до затопления; 2 — современная; 3 — заросли тростника; 4 — аккумулятивная суша.

месте косы образовались четыре заросших тростником островка длиной не более 200 м и шириной порядка 40—50 м (рис. 60). Таким образом, при частичном затоплении косы ее относительно низменные участки превратились в мелководные проливы глубиной всего 0,4—0,5 м.

На низменном северо-восточном побережье зал. Бутакова (современная аккумулятивная терраса) вторгшееся море затопило полосу шириной около 250 м при глубине до 0,5 м. В этой полосе под водой оказалась травянистая наземная растительность, которая у самого уреза воды прикрыта тонким плащом светлого кварцевого песка. Дальше от береговой линии, где такого пляжа нет, корни растительности сильно подмыты. Все это объясняется недавним затоплением.

Затопленными оказались и многие ранее высохшие лагуны, например на южном побережье Арала (коса Тигровый Хвост),

на восточном (коса Большой Каратун), на северном (аккумулятивный выступ Ушшоки). Подъем уровня моря предопределил также преобразование прибрежных баров в подводные валы, в частности у северо-западного берега о. Узынкаир.¹ Крайний из баров (в 125—150 м от современного берега) теперь превратился в подводный вал. Он сложен светлыми кварцевыми песками и порос тростником. По свидетельству местных рыбаков, этот вал стал подводным совсем недавно. Как можно видеть, затопление является тем фактором формирования берегов, который предваряет размыв низменных аккумулятивных побережий, подготавливая условия для дальнейшей переработки профиля подводного берегового склона.

На многих участках аккумулятивных берегов Арала следы размыва образуются в виде обрывистого надводного профиля. В таких местах вырабатывается обрыв высотой 0.5—1.5 м с узким (до 5 м) песчаным пляжем. Показателем продолжающегося размыва служат полувывытые корни кустарников наземного обитания (тамариск и др.), встречающиеся на прибрежном дне до 25—30 м от уреза воды (северо-восточное побережье п-ова Муынак). Для описываемых берегов характерна относительная приглубость, хотя на их подводном склоне обычно обнаруживаются подводные валы, свойственные отмелым берегам.

В результате размыва некоторых аккумулятивных берегов формируются и такие специфические образования, как миниатюрные бухты. Последние мы наблюдали на юго-западном побережье п-ова Куланды в понижениях дюнного берега. Эти мелководные бухточки с поперечником в 10—15 м образуются благодаря вторжению моря в понижения между дюнами — котловины выдувания. Интенсивность размыва дюнного берега и в данном случае зависит от значительной крутизны его приглубого подводного склона (0.015), профиль которого, хотя еще и вогнутый, аккумулятивный, уже переходит в стадию выпуклого, абразионного типа (рис. 61, в).

Подмеченная особенность профиля подводного склона свойственна в большей или меньшей степени всем размываемым аккумулятивным берегам (в частности, и с подводными валами). Так, сравнение профиля аккумулятивного берега западной части о. Узынкаир (рис. 61, б) с профилем абразионного типа (рис. 61, в) выявляет переходный характер последнего между отмелым и приглубым типом берегов, что подтверждается и крутизной его подводного склона — 0.011. Следовательно, здесь профиль аккумулятивного берега перестраивается: 1) в верхней части профиля вырабатывается вогнутость, и приурезовый подводный вал постепенно размывается волнами; 2) крупный песок с примесью гравия и ракушки выбрасывается прибоем на берег и

¹ Он расположен несколько южнее зал. Акколь.

в межваловые понижения, а мелкозернистый песок с примесью серого ила сносится обратными придонными токами воды вниз, образуя подводную аккумулятивную террасу; 3) вследствие такого переноса на песчаные отложения нижней части подводного склона наслаиваются илы.

Усиленной абразии подвержены коренные берега Западного и Северного Приаралья. Для их подводных склонов, в общем выпуклого профиля, характерна довольно большая крутизна — 0.02—0.014. Такого рода профиль подводного склона лучше всего выражен у юго-западного побережья п-ова Коктырнак (рис. 61, а). Его общий выпуклый характер и значительная величина уклона (0.0011) относятся к чертам абразионного типа берегов, а резкий перелом профиля на глубине 1.9 м и два плавных перегиба на 5 и 7 м свидетельствуют о трансгрессивных условиях, в которых волны выработали профиль равновесия.

Одним из показателей относительного поднятия уровня моря служит глыбовый бенч (Зенкович, 1946, 1949). Подобные образования встречаются в прибрежье на расстоянии более 100 м от береговой линии. Бенч из глыб ожелезненного песчаника с поперечником до 1.5—2 м маркирует уступ подводного берегового склона на глубине до 2 м. Так как передвижение столь больших глыб волнами в условиях Арала заведомо невозможно, то, следовательно, расположение этих глыб на значительном расстоянии от уреза воды можно объяснить только тем, что они еще сохранились с тех пор, когда здесь был клиф, который отступил на указанное расстояние. Однако для этого необходимо, чтобы уровень моря относительно поднялся, ибо в противном случае глыбы служили бы естественной защитной стеной, препятствовавшей дальнейшему срезанию клифа. Очевидно, глыбовый бенч на глубине около 2 м тоже свидетельствует о поднятии уровня Арала. Темп абразии по этим данным за последние 50 лет выражается значительной величиной — примерно 2 м в год.

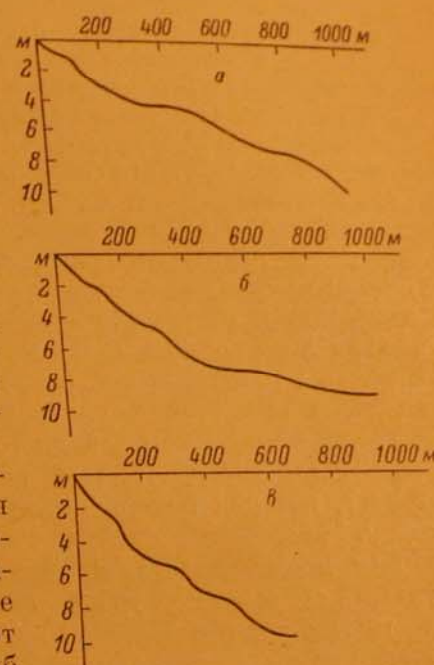


Рис. 61. Типичные профили подводного берегового склона на Арале.

а — северный берег; б — восточный берег; в — западный берег.

Влиянию усиленной абразии и современную трансгрессию Арала подвержены и берега, обнажающие рыхлые отложения древнеаральской террасы, располагающейся под отмершим клифом. В морфологии последнего хорошо сохранились следы былой абразии. Такие клифы, довольно крутые, слабо задернованы и почти совершенно не изменены денудацией, ослабленной в аридных условиях Приаралья. Это, должно быть, тоже свидетельство молодости таких образований. Характерная для них усиленная абразия привела к формированию террасового берега с крутым клифом, а местами и волноприбойными нишами. Темп срезания такого берега неодинаков: на закрытом побережье зал. Кумсуат до 1 м в год. Основные фазы его эволюции иногда удается проследить на отличных друг от друга смежных участках берега. При мером может служить северный берег небольшого залива Джидели (на юго-западе п-ова Чубар). Древняя терраса шириной 30—40 м и высотой 1.5—2 м до недавнего времени окаймляла весь залив. Крутизна подводного берегового склона здесь достигает 0.006. Северный берег залива, открытый с юга, подвергается сильному волнению. В результате абразии древняя терраса на протяжении около 0.5 км срезана. В настоящее время здесь уже абрадируется отмерший клиф высотой около 15 м, который в центре участка тоже совершенно уничтожен. По обе стороны от последнего под прикрытием западного и восточного берегов залива абразия ослабевает, и там еще сохраняется древнеаральская терраса, которая находится лишь в начальной фазе срезания морем.

Как можно видеть, выравнивание берегового контура в результате современной трансгрессии свойственно преимущественно участкам коренных берегов Западного и Северного Приаралья, где абразия наиболее интенсивна.

В противоположность выравниванию коренных берегов в фазу трансгрессии моря протяженность ингрессионных берегов Арала, формирование которых определяется подтоплением пониженных участков побережий, возрастает. Особенно заметно становятся изрезанными очертания береговой линии в углах довольно многочисленных заливов в Северном и отчасти в Юго-Восточном Приаралье.

В регрессивную фазу эволюции Арала во многих местах побережье осушается и наносные участки суши нарастают. Как указывалось выше, особенно это относится к 70—80-м годам XIX в., когда уровень моря был ниже современного примерно на 3 м. В этот период, который приходится на регрессивную фазу внутривекового ритма в колебаниях климатических условий, некоторые крупные острова присоединились к суше, превратившись в полуострова (Кокарал и Муинак). Причленились к суше также многие острова-бары (Уялы, Узынкаир, Кушджитнес и др.). Многие бухты преобразовались в лагуны-озера и даже в лагуны-

солончаки (большинство бухт Северного Приаралья и особенно Восточного Приаралья).

В описываемых условиях стала доминировать аккумуляция отложений, в результате которой низменные побережья расширились и появились новые наносные образования. Особенно заметно выросли косы (например, Тигровый Хвост), сформировались бары в заливах Малый Каратуп и Акбике, значительно продвинулись в море лопасти дельт, особенно Аму-Дарьи. Одновременно перестраивался и подводный береговой профиль — в сторону аккумуляции наносов в верхней части подводного склона и обнажения дна ниже по склону, что О. К. Леонтьев (1949) наблюдал и на Каспийском море. Осушение побережья и наращивание наносных образований привело к сглаживанию береговой линии особенно в мелководных районах на востоке Арала.

За счет выравнивания береговой линии низменных участков до некоторой степени упростились очертания лопастных берегов Северного Приаралья. Вследствие приглубости побережья мало изменились лишь контуры берегов Западного Приаралья.

Вместе с тем лопасти дельт Аму-Дарьи и Сыр-Дарьи в регрессивную фазу значительно выдвигались в море, обуславливая тем самым большую изрезанность побережья.

Сопоставив пути формирования берегов, характерные для каждой из фаз цикла, попытаемся выяснить причины образования островов-баров вдоль отмелей берегов Арала. Распространенность здесь баров, по нашему мнению, можно объяснить большей продолжительностью трансгрессивных фаз по сравнению с регрессивными. Обычно такие бары приурочены к низменным берегам. Согласно высказыванию В. П. Зенковича, именно эвстатическое повышение уровня и его замедление могут служить предпосылкой для широкого распространения береговых баров (Зенкович, 1957а, стр. 24). Вследствие такого замедления нарушается профиль равновесия подводного берегового склона.

Из изложенного вытекает, что в длительные трансгрессивные фазы подводные бары формируются главным образом у отмелей берегов, наиболее распространенных на востоке и юге Арала. Такие бары возникают преимущественно путем поперечного перемещения наносов, что подтверждается песчано-ракушечным составом баров.

Преобразование подводных баров в острова-бары следует отнести, очевидно, к сравнительно коротким регрессивным фазам развития Арала, когда эвстатическое повышение уровня замедляется. Особенно благоприятными в этом отношении должны быть условия, создающиеся в регрессивные фазы многовековых циклов, во время которых уровень моря значительно опускается. Нам представляется, что системы островов-баров в Восточном Приаралье (о. Толмачева—о. Узынкаир) образовались во время последней многовековой регрессии в средневековье. Системы ба-

ров и отчлененных ими лагун, сформировавшиеся в Восточном Приаралье в более ранние многовековые регрессии, по всей вероятности, вошли в состав наносной суши. Подобные морские образования на восточном побережье Каспийского моря описаны О. К. Леонтьевым и др. (1960).

В заключение укажем, что в формировании берегов Арала наряду с хорошо выраженной цикличностью, конечно, должна быть отмечена и их унаследованность; на примере с Каспием она впервые была освещена в упомянутой работе О. К. Леонтьева и др. (1960). Действительно, несмотря на цикличную смену трансгрессий и регрессий Арала, в формировании берегов средней части Западного Приаралья основными были и остаются процессы абразии. Унаследованность свойственна и аккумулятивным образованиям, главенствующим в ту и другую фазу цикла в дельтовых областях Арала.

Глава X

НЕКОТОРЫЕ ПРАКТИЧЕСКИЕ ВЫВОДЫ И ПРЕДЛОЖЕНИЯ

Хозяйственное освоение естественных ресурсов Аральского моря и его побережий вследствие их пустынных природных условий неравномерно. Например, совершенно не осваивается западное побережье, где нет постоянного населения.

Одним из основных экономических центров в районе Аральского моря является г. Аральск, расположенный в северо-восточном углу Арала, в месте единственного подхода к морю железной дороги. К нему экономически тяготеют северные и восточные берега моря.

На прилегающем к Аральску северном побережье располагается несколько рыбачьих колхозов и рыбных промыслов, а также рыбопосольный завод в пос. Авань (на северо-западной оконечности о. Кокарал). Вылавливаемая здесь рыба отправляется для переработки в Аральск на рыбохолодильный комбинат. Поблизости от Аральска, на берегу соленого озера Жаксыкылыш, находится рабочий поселок Аралсульфат — центр добычи сульфатно-хлоридной соли.

Восточное побережье, примыкающее к Аральску, включает наиболее важные в рыбопромысловом отношении участки, такие как дельта Сыр-Дарьи и прибрежные острова до Уялов. На побережье расположены две моторыболовные станции, которые обслуживают рыбачьи колхозы, находящиеся на северном и восточном берегах моря. Здесь же расположились три рыбопосольных завода — в Бугуни, Узункаире, Уялах (о. Уялы), а также ряд рыбоприемных пунктов.

Другой экономический центр Аральского моря — г. Муйнак — находится на п-ове Муйнак, близ устья р. Аму-Дарьи, которая является основной транспортной артерией, связывающей Арал со Средней Азией. В тяготеющей к Муйнаку приморской полосе дельты Аму-Дарьи расположено довольно много поселков. В дельте же размещается ряд рыбопосольных заводов. Местное население занимается главным образом рыболовством, в меньшей степени скотоводством, ондатроводством и овощебахчеводством.

Остальные отрасли хозяйства на Арале имеют подчиненное значение. Соответственно этому и рассмотрим вопросы практического применения данных по морфологии и динамике берегов Аральского моря.

МОРФОЛОГИЯ ПОБЕРЕЖИЙ И РЫБНОЕ ХОЗЯЙСТВО АРАЛА

Работники рыбной промышленности до последнего времени неясно представляли себе, какие требования они могут предъявить к исследованию по морфологии побережий.¹ А между тем, как справедливо указывает О. К. Леонтьев (1955), изучение динамики и морфологии берегов важно и для рационального планирования рыбного хозяйства.

В литературе по Аралу известны всего несколько работ, в которых в той или иной степени рассматриваются вопросы изучения побережий (преимущественно дельтовых) с точки зрения нужд рыбной промышленности (Фортунов и Эслингер, 1949; Добрыхотова, 1954). По мнению Э. А. Бервальда (1950), побережья речных дельт являются одними из главных нерестилищ основных промысловых рыб на Арале.

Изучение берегов Арала может способствовать решению таких практических вопросов рыбного хозяйства, как мелиорация нерестилищ основных промысловых рыб, особенно в дельтах Аму-Дарьи и в мелководных заливах, создание новых рыбопромышленных портов и портов-убежищ, особенно на западном побережье Аральского моря, а также размещения рыбопромысловых предприятий (Лымарев, 1958е).

Воспроизводство рыбных ресурсов Арала (Никольский, 1944; Никольский и Морозова, 1946; Фортунов, Курбатова, Райская, 1950; Ижевский, 1961, и др.) наряду с другими факторами в известной мере обусловлено водностью Аму- и Сыр-Дарьи, изменениями в строении их дельт и колебаниями уровня моря. В годы с большим речным стоком и высоким уровнем Арала в районах дельт и мелководных заливах создаются благоприятные нерестово-нагульные условия. Сложившиеся в 1939—1940 гг. неблагоприятные условия обводненности (особенно в дельтах) сказались на значительном понижении уловов рыбы 1945—1947 гг.

В связи с предстоящим заметным понижением уровня Аральского моря, которое произойдет вследствие возведения гидротехнических сооружений на Аму- и Сыр-Дарье (водохранилища и др.), мелководные заливы и култуки южного, восточного и северного берегов перестанут служить нерестилищами (при падении

¹ Одну из первых попыток такого рода сделало руководство рыбозавода на оз. Алаколь, пригласившее летом 1961 г. лимнологов отдела географии АН КазССР для исследования берегов.

уровня моря на 1 м площадь его сокращается почти на 10%). Понятно, что в этих условиях должна сыграть огромную роль мелиорация нерестилищ, которой ихтиологи придают большое значение (Володкин, 1950; Никольский и Фортунов, 1950). Наши материалы по динамике и морфологии берегов Арала подтверждают целесообразность мелиоративных мероприятий, предложенных Г. В. Никольским и М. А. Фортунатовым (1950). Для устойчивого обводнения западной части дельты, а также опреснения Муйнакского и Аджибайского заливов особенно важным представляется создание северо-западного канала в дельте Аму-Дарьи. Р. С. Деньгина (1954, 1957) подтвердила, что названные части дельты и авандельты Аму-Дарьи в мелиоративном отношении имеют наибольшие перспективы. Для западной части дельты, как указывалось выше, характерна значительная стабильность ее береговой линии. Это связано с тем, что аму-дарьинский аллювий выносится в основном через главное устье; сейчас оно проходит к востоку от п-ова Муйнак, который и ограждает западное побережье дельты от речных наносов. Пропуск основной массы аму-дарьинских вод через западную часть дельты приведет к новым разливам и укрупнению озер, в тростниковых зарослях которых мутная речная вода будет осветляться. Таким образом, может быть сохранена относительная стабильность западного побережья дельты Аму-Дарьи.

В дельте Сыр-Дарьи необходимо углубить Каратеренский канал, а также отвести часть его вод в зал. Акколь для опреснения последнего, а также зал. Каратерень. Кроме того, требуется довести до конца расчистку входа в зал. Карашалан. Землечерпательные работы, начатые здесь в 1956 г., оказались малоэффективными вследствие значительного отложения наносов в создаваемом подводном канале. В данном случае неудача, постигшая мелиораторов, могла быть предотвращена, если бы они располагали данными по динамике и морфологии побережий.

Мелиоративные работы, аналогичные проводимым в зал. Карашалан, по нашему мнению, следует осуществлять и в некоторых заливах-бухтах, особенно на северном побережье Аральского моря. Среди них выделяется залив — лагуна-бухта Шомышколь (на западе п-ова Коктырмак), где находится крупный рыбачий колхоз. Вход в залив был углублен землечерпалкой в 1947 г., и с тех пор в течение более 10 лет не было необходимости в повторном землечерпании, так как уровень моря в эти годы был высоким. С ожидаемым в ближайшие годы понижением уровня Арала подводный канал (узак) более интенсивно заполнится наносами. В таком случае только дноуглубительные работы, притом регулярные, могут сохранить залив в качестве нерестово-нагульного водоема.

До сих пор остается необжитым западное побережье Арала, хотя известно, что этот район богат рыбой. Рыбаки Южного

Арала производит здесь экспедиционный лов ценной рыбы. Имея якорную базу у мыса Актумсык, они промышляют рыбу на нескольких сейнерах. Настало время и для рыбаков Северного Арала пересмотреть вопрос о промысле рыбы в «целинных» водах у якобы неприступных берегов Западного Приаралья (Лымарев, 1958д).

Западное Приаралье ограничено главным образом обрывистыми коренными берегами, но и на этом побережье есть значительные наносные образования — песчаные или песчано-галечные террасы, выступы и даже косы.

По нашему мнению, в северной части Западного Приаралья вполне пригодна для создания рыбопромыслового пункта крупная терраса в урочище Киньяк. Она заросла довольно густым кустарником. Здесь имеется колодец с пресной водой. Напомним, что в свое время Киньяк был достаточно освоен предприимчивыми рыбаками. На этой террасе мы обнаружили сохранившиеся еще развалины хранилища льда. Обитают же здесь теперь только орлы; гнездо их с птенцами мы видели на ветвях кустарника почти у самого уреза воды.

Наиболее пригоден для размещения рыбопромышленных предприятий низменный мыс у урочища Кенгияк, который представляет собой большой аккумулятивный выступ. Здесь действует гидрометеостанция — единственное на западном побережье обитаемое место. Большое практическое значение может иметь здесь южная бухточка, которую легко можно еще более изолировать набросом камня непосредственно к югу от самой выдающейся части выступа. Тогда эта бухточка сможет служить хорошим убежищем для судов, вполне защищенным от преобладающего северо-восточного волнения. Здесь же, почти в середине данного участка на западном побережье, может удобно разместиться и рыбозавод.

Хорошим убежищем может служить и южная бухта у наиболее крупного на побережье западного Приаралья мыса Актумсык, который является естественной преградой от господствующих здесь северо-восточных ветров. Чтобы вполне оградить бухту от штормовых волн, достаточно создать из камня мол длиной 250—300 м, который протянулся бы на юго-запад от южного берега мыса.

Для устройства рыбопромыслового пункта удобным местом является аккумулятивная терраса в урочище Акбулак, несколько прикрытая от ветров северных румбов мысом Улькентумсык. Кроме того, здесь береговой склон гораздо более пологий, чем на других участках западного побережья, что позволяет проложить к крупному рыбозаводу на юге Арала — в Урге — автомобильную трассу. Для усиления защиты вогнутого берега от волн здесь достаточно соорудить из камня мол с северной и восточной сторон.

Таким образом, с устройством хотя бы указанных рыбопромышленных пунктов с двумя портами-убежищами (у ГМС и Актумсыка) рыбный промысел у западного побережья Арала получил бы значительное развитие. Тогда ныне безлюдная часть Приаралья превратилась бы в хозяйственно освоенную территорию.

Освоение этой территории было бы очень полезным и в другом отношении: это дало бы возможность строительным организациям Казахской ССР начать промышленную разработку пространенных в Западном Приаралье сарматских известняков. Как строительный материал известняк можно транспортировать отсюда морем в Аральск, а затем — по железной дороге. В связи с этим потребовалось бы создать на западном побережье порт, который был бы достаточно близок к карьерам известняка. Нам представляется, что лучшими участками для постройки такого порта могли бы служить как раз мысы ГМС и Актумсык.

На более близком расстоянии от Аральска, но зато не ближе 40—50 км от берега, располагаются месторождения известняка в районе небольшого зал. Кумсуат. Залив этот имеет сравнительно большие глубины (до 20 м). Его северный берег защищен от волнения почти всех румбов (за исключением южного). Располагающаяся здесь песчано-ракушечная аккумулятивная терраса с рыбоприемным пунктом Шомышколь-Дальний наиболее удобна для строительства порта. При незначительной отместности берега здесь можно ограничиться сооружением пирса.

В случае принятия приведенных практических рекомендаций, конечно, потребуются детальные, главным образом стационарные, исследования непосредственно на участках строительства.

В последнее время с рыбохозяйственными нуждами связано проектирование дамбы, которая предназначена для защиты от размыва южного берега п-ова Муйнак. Усиленный размыв берега здесь обусловлен высоким стоянием уровня Арала, наблюдающимся в последние годы. Для укрепления берегов здесь следовало бы широко применить насаждение водной растительности, которая хорошо способствует аккумуляции осадков.

Выявляемые закономерности формирования берегов в различных условиях способствуют наиболее рациональному выбору мест установки орудий лова. Для установки ставных неводов особенно неудобны участки прибрежного дна с выходами коренных пород («задевы»). Поэтому рыбаки должны хорошо знать подводный рельеф таких участков. А для этого они должны располагать соответствующими картами, которые могут быть составлены по данным гидрографической съемки при участии специалиста по морфологии побережий.

Каменистые участки побережья на Арале известны лишь у мысов Изенды и Узынкаир (п-ов Куланды), а также

у о-ов Возрождения и Лазарева. Нашими исследованиями, кроме того, выявлены известняковые оползневые гряды в прибрежье Западного Приаралья (особенно в средней его части). Интересно, что такие же гряды располагаются на Среднем Каспии (вдоль западного берега), где по ложбинам между грядами мигрирует сельдь (Леонтьев, 1955). В этих межгрядовых ложбинах каспийские рыбаки стали ставить подвесные глубокие неводы, тем самым значительно повысив вылов рыбы. Возможно, что в подобных местах рыбы мигрируют и у западного побережья Арала, что должно представлять интерес для работников рыбной промышленности.

Малоблагоприятны для рыбной ловли ставными неводами участки, где подводный склон обнажается от наносов или, наоборот, последние интенсивно отлагаются, образуя донные аккумулятивные формы рельефа. На таких участках рельеф дна неровный. Участки с обнаженным подводным склоном известны преимущественно в Северном и Западном Приаралье. Как правило, они приурочены к выступам береговой линии. На севере Арала к подобным участкам относятся южные коренные берега п-вов Коктырмак, Чубар и Каратуп, а в западной части обычно у мысов-массивов — Байгубекмурун, Дуана, Актумсык и др. На указанных участках постановка неводов не представляется рациональной.

Лучшими местами для лова рыбы ставными неводами являются участки, где хорошо выражено перемещение наносов вдоль берегов (особенно на востоке и юге Арала, в частности в дельтах Сыр-Дарьи и Аму-Дарьи). Многие из подобных участков известны на севере моря, где они приурочены к вогнутостям береговой линии — преимущественно к заливам Сарышигнак, Бутакова и Шевченко, а также обнаружены в результате наших исследований и на западе Арала. Это обширные аккумулятивные надводные террасы Кинтыкче, Киньяк, Акбулак и др.

Рекомендуемые удобные рыболовные участки, расположенные к тому же в «целинных» водах на западе Арала, способствовали бы значительному увеличению улова рыбы. Однако рыбохозяйственные организации, несмотря на очевидную экономическую выгоду, которая могла бы быть извлечена при таком выборе новых рыболовных участков, все еще ссылаются на трудность и опасность рыбного промысла в этих местах. А между тем природные условия здесь в общем благоприятствуют развитию рыбного хозяйства.

По нашему мнению, использование в рыбном хозяйстве научных данных по берегам Арала наряду с другими мероприятиями (усиление рыболовного флота, техники добычи рыбы и т. п.) могло бы оказаться достаточно эффективным.

ЗНАЧЕНИЕ БЕРЕГОВЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ ДЛЯ НАВИГАЦИИ НА АРАЛЕ

Гидрографические карты подчас сильно «стареют», так как изображенные на них очертания берегов по мере их переформирования скоро перестают соответствовать действительным (особенно аккумулятивного побережья). В условиях Арала — аридного внутреннего водоема — особенно интенсивным изменением подвержены бухтовые берега (преимущественно наносные, в том числе и аральского типа). Достаточно напомнить, что так называемый Акпеткинский архипелаг, состоящий почти из 300 островов, образовался за каких-нибудь 60—70 последних лет. Значительные изменения произошли также в дельтовых областях Арала: центральная часть дельты Аму-Дарьи только за 1943—1955 гг. выдвинулась в море более чем на 15 км.

Отсюда понятно важное значение для аральских судоводителей научных данных по морфологии и динамике побережий, особенно их подводного склона. Правда, водное сообщение здесь на крупных судах поддерживается в основном между севером и югом моря, т. е. в открытом море. Однако небольшие суда Аральского пароходства, а также рыбопромышленных организаций плавают почти исключительно в прибрежных водах. В системе народного хозяйства Аральского моря судоходство занимает второе место.

Материалы Аральской экспедиции последних лет свидетельствуют о существенных различиях между действительным положением берегов в настоящее время и на навигационной карте Арала (№ 549, изд. 1951 г.), используемой сейчас судоводителями. Об этом можно судить по следующим наиболее ярким примерам (не считая вышеупомянутых сведений по Акпеткинскому архипелагу и дельте Аму-Дарьи).

1. Помеченные на карте косы на юге п-ова Куланды в настоящее время сошлись почти вплотную и образовали пересыпь длиной около 7 км и шириной до 250 м. В результате здесь возникла лагуна примерно такой же длины и около 0.5 км ширины. Обращает на себя внимание сохранность абразионных форм в отмершем клифе. Изображенный на юго-востоке, полуостров мыса Изендыарал (в виде узкого выступа) теперь оказался островом, который отделяется проливом шириной свыше 0.5 км и глубиной более 2 м. Указанные на карте в восточной части полуострова два песчаных островка сейчас преобразовались в косы. Причиной этих изменений является современная трансгрессия Арала. Она привела, с одной стороны, к затоплению наносной перемычки, соединяющей прежде о. Изенды с сушей, а с другой — к усилению абразии, следовательно, и мощности потоков с наносами, которые, образовав пересыпь, отгородили лагуну и превратили острова в косы.

2. Особенно заметные изменения, обусловленные подъемом уровня моря, наблюдаются на низменных восточных берегах.

Здесь одни острова — наиболее низкие — совершенно исчезли под водой, как например песчаный о. Обручева, а другие разделились на две части, как это случилось с о. Акбасты и др. Крупные и узкие заливы длиной до 25 км сформировались в районе о. Уйлы. В целом очертания материкового побережья Восточного Приаралья стали более изрезанными, чем во времена А. И. Бутакова. Глубины в прибрежной части моря, лежащей между цепочкой островов-баров и материковым берегом, в среднем увеличились с 2—3 до 3—5 м. Эту часть моря мы считаем возможным рекомендовать для использования в качестве судоходной трассы. Под прикрытием цепочки островов-баров такой путь представляется удобным для небольших судов в штормовой осенний период, когда в открытой части моря плавание для них невозможно. Использование такого пути способствовало бы увеличению грузооборота, что отвечает задаче хозяйственного освоения Аральского моря.

3. Дельта Сыр-Дарьи лишь за первую половину XX в. (1900—1948 гг.) выдвинулась дальше в море более чем на 5 км. Но за последнее время рост клювовидного дельтового выступа замедлился, что связано с отложением аллювия в более приглубой части моря. В этом сказывается влияние современной трансгрессии Арала.

4. На крайнем юге Западного Приаралья имеется участок (коса Кызылкаир—мыс Урга), который на карте изображен как открытый морской берег. Ныне же, начиная от косы Кызылкаир, протягивается в восточном направлении передняя кромка тростниковых зарослей, где формируется современная дельта Аму-Дарьи. В результате этого ранее открытый по отношению к волнению мыс Урга изолировался от моря, имея соединение с последним по так называемой тропе. Эта тропа представляет собой искусственно вырезанный в зарослях тростника водный проход.

5. В связи с современной трансгрессией Арала изменяются (укорачиваются) оконечности кос (например, коса Тигровый Хвост). В условиях этой трансгрессии стали перемещаться к берегу подводные валы (особенно у островов-баров). В прибрежье произошли изменения также в характере и распределении грунта: нижние части подводного склона теперь попадают в зону аккумуляции илов.

Дополнительный материал, который может быть полезен для различных практических целей, можно почерпнуть из 130 прибрежных профилей дна, составленных по данным Аральской береговой экспедиции. Часть этих разрезов описана в зонально-региональном обзоре побережий Арала. Довольно большой материал, приведенный в монографии, вероятно, будет полезен при составлении новой лоции Аральского моря, необходимость в которой давно назрела.

ПРИМЕНЕНИЕ ДАННЫХ ПО МОРФОЛОГИИ ПОБЕРЕЖИЯ В ПРОЧИХ ОТРАСЛЯХ НАРОДНОГО ХОЗЯЙСТВА АРАЛЬСКОГО МОРЯ

Обобщенные сведения по морфологии аридных побережий Арала могут найти применение также при поисках и разработке залежей солей, а также при выборе участков для основания курортов. Бессточность Арала благоприятствует накоплению солей в прибрежных лагунах-озерах (Дзэнс-Литовский, 1957, 1960). Недаром Приаралье считается одним из крупнейших мировых месторождений хлоридно-сульфатных солей — ценного сырья для химической промышленности. В свете последних правительственных постановлений о развитии химической промышленности аральский сульфат приобретает особо важное значение. Должна быть увеличена добыча сульфатов не только из оз. Жаксыкылыш — бывшего морского залива (в районе г. Аральска), но и непосредственно из аральской воды, в прибрежных лагунах-озерах. В этом отношении, по нашему мнению, наиболее перспективными представляются заливы-бухты Малый Каратуп и Акбике, находящиеся в Северо-Восточном Приаралье, примерно в 50 км к западу от Ташкентской железной дороги. Предстоящее понижение уровня Арала приведет к полному замыканию этих водоемов встречными косами, которые в настоящее время еще разделяются нешироким проходом.

С. Ю. Геллер и Р. А. Соркина (1953) рекомендуют использовать в тех же целях оз. Судочье, расположенное на западе дельты Аму-Дарьи. Однако основное назначение этой части дельты — обводнение пресными аму-дарьинскими водами.

Метод использования озерной чаши как резервуара для сгущения морской воды, впускаемой в нее по протоке, является весьма ценным. Он вполне применим к озеру Шомышколь, находящемуся в Северо-Восточном Приаралье (в 30 км к югу от г. Аральска). С морем оно соединяется сухой протокой, перекрытой дамбой более 50 лет назад в связи с постройкой железной дороги. Дополнительные работы по защите этой дороги от затопления позволят вновь впустить морскую воду в это озеро. Тем самым оно превращается в своеобразный аральский Кара-Богаз-Гол.

При изысканиях месторождений солей необходимо учитывать явления цикличности и унаследованности в развитии лагун, столь характерные для наносных аридных берегов. Исходя из этих закономерностей, можно рекомендовать соответствующие поиски в довольно широкой полосе Восточного Приаралья, где месторождения солей чередуются с отложениями ила, относящимися к отдельным фазам многовековых и внутривековых циклов колебаний увлажненности материков, по А. В. Шнитникову (Дзэнс-Литовский, 1960).

Положением Арала в аридной зоне в известной мере предопределяются возможности создания на его берегах морских курортов. Исключительная интенсивность солнечной радиации в сочетании с охлаждающим влиянием водоема, а также большие запасы рапы с илами могут служить хорошей основой для организации здесь курорта. К тому же на морских берегах широко распространены песчаные пляжи, особенно на востоке и отчасти на севере и юге Аральского моря. Учитывая это и исходя из особенностей распределения пресной воды и транспортных путей, можно рекомендовать создание хотя бы летних домов отдыха в 3 пунктах: близ г. Аральска (Северное Приаралье), пос. Бугуни (Восточное Приаралье) и г. Муйнака (Южное Приаралье). Само собой разумеется, что эти предложения должны быть подкреплены курортологическими исследованиями особенно по выяснению лечебных свойств лагунных илов. К сожалению, научные работники Ташкентского медицинского института, проводившие сравнительно недавно на Аральском море курортологическое обследование, не довели его до завершения.

Пляжам Арала еще не грозит уничтожение, как это произошло на ряде участков Черного моря вследствие изъятия пляжных наносов в качестве строительного материала (Зенкович, 1958). Побережья Аральского моря еще слишком мало населены и очень слабо освоены в хозяйственном отношении. В условиях современной трансгрессии Арала угрожает другое — размыв песчаных пляжей (в частности, в районе г. Муйнака). Поэтому необходимо предусмотреть мероприятия как по защите пляжей, так и по искусственному их созданию, используя для этого данные по геоморфологии берегов.

Приведенные здесь соображения относительно перспектив использования берегов Арала, наметившиеся в процессе изучения морфологии побережий, несомненно будут расширены по мере дальнейшего хозяйственного освоения и вызванного этим геоморфологического изучения.

ЛИТЕРАТУРА

- Айбулатов Н. А. 1961. К вопросу о роли эоловых процессов в динамике отмелого аккумулятивного берега. Тр. Инст. океанол. АН СССР, т. 48.
- Аксенов А. А. 1957. О влиянии стогно-нагонных колебаний на динамику отмелого берега. Тр. Гос. океаногр. инст., вып. 34.
- Акулов В. В. 1957. Некоторые данные о дельте Аму-Дарьи. Изв. Узб. фил. Геогр. общ. СССР, т. III, Ташкент.
- Акулов В. В. 1960. Дельтовые отложения Аму-Дарьи. Изв. Узб. фил. Геогр. общ. СССР, т. IV, Ташкент.
- Акулов В. В. 1962. Принцип геоморфологического районирования дельты Аму-Дарьи. Изв. Узб. фил. Геогр. общ. СССР, т. VI, Ташкент.
- Алексина И. А. 1959. К характеристике эолового материала восточного побережья среднего Каспия. ДАН СССР, т. 127, № 2.
- Аленицын В. Д. 1874. Предварительный отчет об исследованиях на Аральском море летом 1874 г. Тр. СПб. общ. естествоисп., т. V, вып. 2, СПб.
- Аленицын В. Д. 1875. Отчет о результатах исследований на Аральском море. Тр. СПб. общ. естествоисп., т. VI, СПб.
- Аленицын В. Д. 1877. Очерк истории суши континентальных островов Аральского моря. Тр. Арало-Касп. экспед., вып. V, СПб.
- Алисов Б. П. 1956. Климат СССР. Изд. МГУ, М.
- Аполлов Б. А. 1927. Влияние эоловой аккумуляции на обмеление северной части Каспийского моря. Изв. Центр. гидрометбюро, вып. 7.
- Аполлов Б. А. и Е. И. Федорова. 1956. Исследования колебания уровня Каспийского моря. Тр. Инст. океанол. АН СССР, т. XV.
- Архангельский А. Д. 1912. Ископаемая фауна берегов Аральского моря. Изв. Туркест. отд. Русск. геогр. общ., т. VIII, вып. 2.
- Архангельский А. Д. 1931. Геологические исследования в низовьях Аму-Дарьи. Тр. Гл. геолого-развед. упр., вып. 12.
- Бабушкин Л. Н. 1959. Особенности климата низовьев Аму-Дарьи. Матер. по производ. силам Узбекистана, вып. 10, Ташкент.
- Барбот де Марни Н. П. 1889. Через Мангышлак и Устюрт в Туркестан. Тр. Арало-Касп. экспед., вып. VI, СПб.
- Бартольд В. В. 1902. Сведения об Аральском море и низовьях р. Аму-Дарьи с древнейших времен до XVIII в. Изв. Туркест. отд. Русск. геогр. общ., т. IV.
- Бегенджев Б. М. 1960. Динамика и морфология берегов п-ова Челекен. Изд. АН Аз. ССР и Чарджоуск. пед. инст., Баку—Чарджоу.
- Белинский Н. А. и Ю. В. Истошин. 1956. Моря, омывающие берега Советского Союза. Военн. изд. Мин. обороны СССР, М.
- Бенинг А. Л. 1934. Гидрологические и гидробиологические материалы к составлению промысловой карты Аральского моря. Тр. Аральск. отд. Всес. инст. морск. рыбы. хоз., т. III, Аральск.

- Бейнинг А. Л. 1935. Материалы к составлению промышленной карты Аральского моря. Тр. Аральск. отд. Всес. инст. морск. рыбн. хоз., т. IV, Аральск.
- Бервальд Э. А. 1950. Биология размножения основных промысловых рыб Арала. Матер. по ихтиофауне и режиму вод басс. Аральского моря. Изд. МОИП.
- Бервальд Э. А. 1956. Аккумуляция органического вещества в заливах Аральского моря. Природа, № 2.
- Бервальд Э. А. и О. Д. Романючева. 1948. Эффективность мелiorации нерестилищ в низовьях Сыр-Дарьи. Рыбн. хоз., № 10.
- Берг Л. С. 1901. Очерк физической географии Аральского моря. Землеведение, кн. 3—4.
- Берг Л. С. 1902а. К морфологии берегов Аральского моря. Ежегодн. геол. и минерал. России, т. 5, вып. 6—7.
- Берг Л. С. 1902б. Работа ветра и воды на берегах Аральского моря. Дневн. II съезда русск. естествоисп. и врачей, СПб.
- Берг Л. С. 1902в. О некоторых явлениях денудации на берегах Аральского моря. Почвоведение, № 1.
- Берг Л. С. 1908. Аральское море. Опыт физико-географической монографии. Изв. Туркест. отд. Русск. геогр. общ., т. V, СПб.
- Берг Л. С. 1913. Опыт разделения Сибири и Туркестана на ландшафтные и морфологические области. Сб. в честь 70-летия Д. Н. Анучина, М.
- Берг Л. С. 1926. Современное состояние Аральского рыбного хозяйства. Изв. отд. прикладной ихтиологии и научно-промысл. исслед. т. V, вып. 1.
- Берг Л. С. 1934. Уровень Каспийского моря за историческое время. Пробл. физ. геогр., № 1.
- Берг Л. С. 1938. Основы климатологии. Учпедгиз, Л.
- Берг Л. С. и П. Г. Игнатов. 1900. О колебаниях уровня озер Средней Азии и Западной Сибири. Изв. Русск. геогр. общ., т. 36, вып. 1.
- Берлянд Т. Г. 1959. Радиационные особенности климата. В кн.: Климат Казахстана. Гидрометиздат, Л.
- Блинов Л. К. 1956. Гидрохимия Аральского моря. Гидрометиздат, Л.
- Болдырев В. Л. 1957. Обвальное-оползневый тип берега. Тр. Инст. океанол. АН СССР, т. 24.
- Борисов А. А. 1959. Климаты СССР. Учпедгиз, М.
- Боровский В. М. 1953. Ландшафты Сыр-Дарьи. Вопр. геогр., Сб. 33.
- Боровский В. М. 1956. Микрорельеф дельты Сыр-Дарьи. Уч. зап. Каз. гос. ун-ва, сер. биол. и почв., т. XXI.
- Боровский В. М. и М. А. Погребинский. 1958. Древняя дельта Сыр-Дарьи и Северные Кызылкумы, т. 1. Изд. АН КазССР, Алма-Ата.
- Бродская Н. Г. 1952. Донные отложения и процессы осадкообразования в Аральском море. Тр. Инст. геол. наук АН СССР, вып. 115.
- Бродская Н. Г. 1954. Осадкообразование в озерах засушливой зоны СССР. Аральское озеро-море. В кн.: Образование осадков в современных водоемах. Изд. АН СССР, М.
- Бруевич С. В. и М. П. Гудков. 1954. Атмосферная пыль над Каспийским морем. Изв. АН СССР, сер. геогр., № 4.
- Букинич Д. Д. 1915. К вопросу о поднятии уровня Аральского моря. Изв. Туркест. отд. Русск. геогр. общ., т. XI, вып. 2, ч. 2.
- Бутаков А. И. 1857. Краткое описание реки Сыр-Дарьи от форта Петровский до устьев. Морск. сб., т. 28, № 3.
- Бутаков А. И. 1872. Берега Аральского моря. (Геологические заметки). Туркестанские ведомости, №№ 48—50, Ташкент.

- Бутаков А. И. 1953. Дневные записи плавания А. И. Бутакова на шхуне «Константин» для исследования Аральского моря в 1848—1849 гг. Изд. АН УзССР, Ташкент.
- Быдин Ф. И. 1951. Предопределение уровней равновесия воды в Аральском море в связи с изменением притока воды в него. Изв. Всес. геогр. общ., № 3.
- Валинская Н. П. 1958. Основные типы берегов Восточного водохранилища. Уч. зап. Ростов. гос. ун-ва, т. 55.
- Ван Ан-чю. 1961. Бурные пустынно-степные почвы Евразии (их генезис и география). Автореф. канд. дисс., М.
- Вахрамеев В. А. 1949. Континентальные и солончатоводные отложения олигоцена Северного Приаралья и северных чинкиз Устюрта. Изв. АН СССР, сер. геол., № 4.
- Веников М. И. 1890. О высыхании озер Средней Азии. VIII съезд русск. естествоисп. и врачей, т. 1.
- Викторов С. В. 1955. Использование геоботанического метода при геологических и гидрогеологических исследованиях. Изд. АН СССР, М.
- Владимиров К. Н. 1910. Об изменении дельты Аму-Дарьи в течение последнего времени. Изв. Русск. геогр. общ., т. 46.
- Володкин А. В. 1950. Проблема реконструкции рыбного хозяйства Аральского моря и современные задачи рыбохозяйственных исследований. Матер. по ихтиофауне и режиму вод басс. Аральского моря, Изд. МОИП.
- Воскобойников М. Е. 1956. О стратиграфии мезозойских отложений района низовьев р. Сыр-Дарьи. Изв. АН КазССР, сер. геол., вып. 24, Алма-Ата.
- Вялов О. С. 1935. Гидрогеологический очерк Устюрта. Тр. Всес. геолого-развед. объедин., вып. 319.
- Гаель А. Г. 1934. К вопросу о генезисе и эволюции песков СССР, Тр. I Всес. геогр. съезда, вып. 3, Л.
- Гаель А. Г. 1951. Облесение бугристых песков Приаралья. Изд. АН СССР, М.
- Гарецкий Р. Г., В. И. Самодуров, А. Л. Яншин. 1958. Морские альбские отложения на западном берегу Аральского моря. ДАН СССР, т. 119, № 6.
- Геллер С. Ю., Р. А. Сорокина. 1953. К вопросу о последствиях предстоящего понижения уровня Аральского моря. Изв. АН СССР, сер. геогр., № 1.
- Геоморфологическая карта СССР. 1960, М. 1:4 000 000, М.
- Герасимов И. П. 1930. Почвенный очерк восточного Устюрта. Отчет о работе почв.-бот. отряда Казахст. экспед. АН СССР, вып. IV, ч. 1, Л.
- Герасимов И. П. 1937. Основные черты развития современной поверхности Турана. Тр. Инст. геогр. АН СССР, вып. 25.
- Герасимов И. П. 1943. Современные проблемы геоморфологии Казахстана. Изд. Каз. фил. АН СССР, Алма-Ата.
- Герасимов И. П. 1959. Структурные черты рельефа земной поверхности на территории СССР и их происхождение. Изд. АН СССР, М.
- Герасимов И. П., К. К. Марков. 1938. Четвертичная геология. Учпедгиз, М.
- Гидрографическая карта Аральского моря. 1850, СПб.
- Гиршфельд К., М. Н. Галкин. 1902. Военно-статистическое описание Хивинского оазиса, вып. 1. Изд. Штаба Туркест. военн. округа, Ташкент.
- Глуховский А. 1893. Пропуск вод р. Аму-Дарьи по старому руслу в Каспийское море и образование непрерывного водного Аму-Дарьинского пути. СПб.

- Гожев А. Д. 1932. Типы территории северной части Б. Барсуков и северо-западной части Приаральских Каракумов. Изв. Всес. геогр. общ., т. 64, № 6.
- Грамм М. Н. 1958. Об акчагыльских и аншеронских отложениях в низовьях р. Аму-Дарья. ДАН СССР, т. 120, № 4.
- Грамм М. Н., Л. И. Васютинская и др. 1953. Акчагыльские отложения в низовьях Аму-Дарьи. ДАН УзССР, № 12.
- Григорьев А. А. 1946. О географических радиационных рубежах и характеристике радиационных условий горизонтальных физико-географических зон. Пробл. физ. геогр., т. XII.
- Давыдов Л. К. 1955. Гидрография СССР, ч. II. Изд. ЛГУ, Л.
- Давыдова М. И., А. И. Каменский, Н. П. Неклюкова, Г. К. Тушинский. 1960. Физическая география СССР. Учпедгиз, М.
- Денъгина Р. С. 1954. Данные по гидрологии и зообентосу Муйнакского залива Аральского моря. Тр. Лабор. озеровед. АН СССР, т. II.
- Денъгина Р. С. 1956. Архипелаг Карабайли на Аральском море. Изв. Всес. геогр. общ., т. 88, вып. 5.
- Денъгина Р. С. 1957. Материалы гидробиологических исследований озер северо-западной части дельты Аму-Дарьи. Тр. Лабор. озеровед. АН СССР, т. IV.
- Денъгина Р. С. 1959. Бентос архипелага Карабайли Аральского моря. Тр. Лабор. озеровед. АН СССР, т. VIII.
- Дзенс-Литовский А. И. 1957. Методы комплексного исследования и разведки озерных соляных месторождений. Госхимиздат, Л.
- Дзенс-Литовский А. И. 1960. Соляные озера аридной зоны земного шара. Тр. Лабор. озеровед. АН СССР, т. X.
- Димо Н. А., В. В. Никитин, Л. Л. Ножин. 1913. Почвенные исследования в бассейне р. Аму-Дарья, М.
- Доброхотова К. В. 1954. Значение водной растительности в эволюции нерестовых водоемов дельты р. Аму-Дарьи. Тр. Лабор. озеровед. АН СССР, т. III.
- Домрачев П. Ф. 1935. Балхаш и Прибалхашье. Алма-Ата.
- Епифанов М. И. 1961. О террасах Аральского моря. Тр. Союз. геолого-поиск. конторы, вып. 2.
- Жданко С. М. 1940. Течения в Аральском море. Метеорология и гидрология, №№ 1—2.
- Зайков Б. Д. 1946. Современный и будущий водный баланс Аральского моря. Тр. научно-исслед. учрежд. Гл. упр. гидрометслужбы СССР, т. IV.
- Зарудный Н. А. 1915. Поездка по Аральскому морю летом 1914 г. Изв. Туркест. отд. Русск. геогр. общ., т. XI, вып. 1.
- Зенкевич Л. А. 1947. Фауна и биологическая продуктивность моря, т. II. Изд. «Советская наука», Л.
- Зенкевич Л. А. 1955. Моря СССР и их фауна и флора. Учпедгиз, М.
- Зенкович В. П. 1946. Динамика и морфология морских берегов. Волновые процессы. Изд. «Морской транспорт», М.—Л.
- Зенкович В. П. 1947а. Донные отложения Аральского моря. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 22, вып. 1.
- Зенкович В. П. 1947б. Изучение динамики берегов Западного Крыма. Вопр. геогр., сб. 3.
- Зенкович В. П. 1949. Глыбовый бенч как показатель погружения берега. Тр. Инст. океанол. АН СССР, т. IV.
- Зенкович В. П. 1954. Динамическая классификация морских берегов. Тр. Инст. океанол. АН СССР, т. X.
- Зенкович В. П. 1956. Изучение динамики берегов. Вопросы географии. Сб. статей для 18-го Междунар. геогр. конгр. Изд. АН СССР, М.—Л.

- Зенкович В. П. 1957а. О происхождении береговых баров и лагунах берегов. Тр. Инст. океанол. АН СССР, т. 21.
- Зенкович В. П. 1957б. О селекции материала наносов на оконечностях морских кос. Тр. Инст. океанол. АН СССР, т. 21.
- Зенкович В. П. 1958. Морфология и динамика советских берегов Черного моря, т. I. Изд. АН СССР, М.
- Зенкович В. П. 1959. Основные проблемы геоморфологии морских берегов. Матер. 2-го совещ. Геоморфолог. комиссии АН СССР.
- Зенкович В. П. 1960. Морфология и динамика советских берегов Черного моря, т. II. Изд. АН СССР, М.
- Зенкович В. П. 1962. Основы учения о развитии морских берегов. Изд. АН СССР, М.
- Зенкович В. П., О. К. Леонтьев, О. С. Бугоркова. 1953. Карты типов берегов Мирового океана. Морской атлас, т. II.
- Зольников В. Г. 1959. О развитии закона зональности природы. (К шестидесятилетию открытия В. В. Докучаевым закона зональности природы). Науч. докл. высш. школы, биол. науки, № 4.
- Иванов Н. Н. 1941. Зоны увлажнения земного шара. Изв. АН СССР, сер. геогр. и геофиз., № 3.
- Иванов Н. Н. 1956. Климатические области Евразии. Уч. зап. Лен. гос. пед. инст., т. 116.
- Ижевский Г. К. 1961. Океанологические основы формирования промысловой продуктивности морей. Пищепромиздат, М.
- Ионин А. С. 1958. Некоторые особенности динамики и морфологии берегов Берингова моря. Тр. океаногр. комисс., т. III.
- Ионин А. С., П. А. Каплин, В. С. Медведев. 1961. Классификация типов берегов земного шара (применительно к картам физико-географического Атласа мира). Тр. Океаногр. комисс., т. XII.
- Казакова О. Н. 1960. Ландшафты побережий Аральского моря и история их развития. Тр. Лабор. озеровед. АН СССР, т. X.
- Калесник С. В. 1955. Основы общего землеведения. Учпедгиз, М.
- Калесник С. В. 1957. Краткий курс общего землеведения. Географиз, М.
- Карелин Д. Б. 1954. Моря нашей Родины. Детгиз, Л.
- Каульбарс А. В. 1881. Низовья Аму-Дарьи, описанные по собственным исследованиям в 1873 г. Зап. Русск. геогр. общ. по общей географии, т. IX, СПб.
- Кеппен В. 1938. Основы климатологии. Учпедгиз, М.
- Кесь А. С. 1939. Узбой и его генезис. Тр. Инст. геогр. АН СССР, т. 30.
- Кесь А. С. 1955. Замкнутые впадины Устюрта. Природа, № 8.
- Кесь А. С. 1957а. К вопросу о верхнечетвертичной истории системы Аму-Дарья—Сарыкамыш—Узбой. Тр. комисс. по изуч. четверт. периода, т. XIII.
- Кесь А. С. 1957б. Вопросы палеографии низовьев Аму-Дарьи и Сыр-Дарьи. Тезисы докл. Всес. межведомств. совещ. по изуч. четверт. периода 16—27 мая 1957 г., секц. Казахстана и Средней Азии, М.
- Кесь А. С. 1958. О колебаниях уровня Аральского моря. Природа, № 1.
- Кесь А. С. 1960. О древних и современных трансгрессиях Аральского моря. Тр. Инст. геогр. АН СССР, т. 79.
- Кимберг В. Н. 1959. Почвы Кара-калпакской АССР (в пределах современной дельты Аму-Дарьи). Матер. по производ. силам Узбекистана, вып. 10, Ташкент.
- Ковалевский С. А. 1939. Лик Каспия (палеогеография моря в четвертичный период). Тр. геологоразвед. конторы Азнефти, вып. 2, Баку.

- Колбутов А. Д. 1961. Результаты геоморфологических наблюдений на берегах водохранилищ. Тр. океаногр. комисс. АН СССР, т. VIII.
- Колосков П. И. 1947. Агроклиматическое районирование Казахстана. Изд. АН СССР, М.
- Коновалов И. М. 1960. К вопросу геоморфологического районирования берегов и береговых склонов Азербайджанского побережья Каспийского моря. Тр. Инст. геогр. АН АзССР, т. 9.
- Копеевич Л. П. 1956. О тектонике и происхождении Сарыкамышской впадины. Тр. Всес. аэрогеол. треста, вып. 2.
- Котельников Д. 1922. Арало-Балхашская гидрографическая экспедиция 1921 г. Зап. по гидрогр., т. XIV.
- Кошечкин Б. И. 1959. Некоторые вопросы новейшей палеогеографии северной части Каспийского моря. (По материалам аэрогеологических исследований). Тр. Лабор. аэрометодов АН СССР, т. VIII.
- Ланге К. О. 1960. Развитие берегов Цимлянского водохранилища. Тр. Инст. геогр. АН СССР, т. 79.
- Левшин А. 1832. Описание киргиз-кайсацких орд и степей, ч. I, II, III. СПб.
- Леонов Г. Б. 1896. Соляные озера Самаркандской и Сыр-Дарьинской областей. Горн. журн., ч. IV, кн. XII.
- Леонтьев О. Е. 1949. Перестройка профиля аккумулятивного берега при понижении уровня моря. ДАН СССР, т. 66, № 3.
- Леонтьев О. К. 1955. Геоморфология морских берегов и дна. Изд. МГУ, М.
- Леонтьев О. К. 1956а. Берега с ветровой осушкой как особый генетический тип берега. Изв. АН СССР, сер. геогр., № 5.
- Леонтьев О. К. 1956б. К вопросу о классификации и геоморфологическом картографировании морских берегов (применительно к составлению мелкомасштабных геоморфологических карт). Уч. зап. Моск. гос. ун-ва, вып. 182.
- Леонтьев О. К. 1957. Некоторые вопросы динамики и морфологии береговой зоны северо-западного побережья Каспия. Тр. океаногр. комисс. АН СССР, т. II.
- Леонтьев О. К. 1959. К вопросу о масштабах и возрасте повокаспийской трансгрессии. Тр. океаногр. комисс. АН СССР, т. IV.
- Леонтьев О. К. 1960а. Основные черты динамики и морфологии берегов Каспийского моря. Сб. Вопр. океанол., Изд. МГУ, М.
- Леонтьев О. К. 1960б. Типы и образование лагун на современных морских берегах. Межд. геол. конгресс, XXI сессия, проблема 10, М.
- Леонтьев О. К. 1961. Основы геоморфологии морских берегов. Изд. МГУ, М.
- Леонтьев О. К., В. К. Леонтьев. 1957. К вопросу о генезисе и закономерностях развития лагунных побережий. Тр. океаногр. комисс. АН СССР, т. II.
- Леонтьев О. К., В. С. Мякокин, Л. Г. Никифоров. 1960. Унаследованность береговых процессов на восточном побережье Каспийского моря за четвертичное время. Тр. компл. южной геол. экспед., вып. 5, Л.
- Леонтьев О. К., П. В. Федоров. 1953. К истории Каспийского моря в поздние и послехвалынское время. Изв. АН СССР, сер. геогр., № 4.
- Лерх П. 1867. Сообщение об исследованиях развалин г. Джанкент. Изв. Русск. геогр. общ., т. III.
- Лопатин Г. Г. 1950. Роль речных наносов в осадкообразовании Аральского моря. Тр. Лабор. озеровед. АН СССР, т. I.
- Лопатин Г. В. 1957а. Строение дельты Аму-Дарьи и история ее формирования. Тр. Лабор. озеровед. АН СССР, т. IV.

- Лопатин Г. В. 1957б. Материалы по гидрологии дельты Аму-Дарьи. Тр. Лабор. озеровед. АН СССР, т. IV.
- Лопатин Г. В., Р. С. Денюгина, В. В. Егоров. 1958. Дельта Аму-Дарьи. Изд. АН СССР, М.—Л.
- Лушнов Н. П., А. Г. Эберзин. 1945. О присутствии антропогенных отложений в Сарыкамышской и Аральской впадинах. ДАН СССР, т. 50.
- Львов В. П. 1959. Колебания уровня Аральского моря за последние 100 лет. Тр. Гос. океаногр. инст., вып. 46.
- Лымарев В. И. 1955а. К истории исследования морфологии берегов Аральского моря. Сб. реферат. научн. работ Алма-Атинск. пед. инст., вып. 6.
- Лымарев В. И. 1955б. О геоморфологических работах на северном побережье Аральского моря летом 1954 г. Сб. реферат. научн. работ Алма-Атинск. пед. инст., вып. 7.
- Лымарев В. И. 1956. Некоторые вопросы морфологии и динамики берегов Аральского моря в связи с задачами развития рыбного хозяйства. Вестн. АН КазССР, № 11.
- Лымарев В. И. 1957а. Вклад А. И. Бутакова в исследование берегов Аральского моря. Уч. зап. Алма-Атинск. пед. инст., т. 8.
- Лымарев В. И. 1957б. Типы берегов Аральского моря. Тр. океаногр. комисс. АН СССР, т. II, М.
- Лымарев В. И. 1958а. Изучение морфологии и динамики берегов Аральского моря. Уч. зап. Каз. пед. инст., т. 17, ч. 1.
- Лымарев В. И. 1958б. О геоморфологических наблюдениях на восточном и южном берегах Аральского моря летом 1955 года. Сб. реф. научн. работ Каз. пед. инст., вып. 9.
- Лымарев В. И. 1958в. Новые данные об изменении уровня древнеаральской террасы на северном побережье Аральского моря. Уч. зап. Каз. пед. инст., т. 19.
- Лымарев В. И. 1958г. Значение зарослей тростника в развитии аккумулятивного берега в условиях повышения уровня моря. Изв. АН СССР, сер. геогр., № 4.
- Лымарев В. И. 1958д. О возможностях рыбного промысла у западного побережья Арала. Сб. реф. научн. работ Каз. пед. инст., вып. 9.
- Лымарев В. И. 1958е. Возможные пути народнохозяйственного использования берегов Аральского моря. Уч. зап. Каз. пед. инст., т. 17, ч. 1.
- Лымарев В. И. 1959а. Об особенностях развития пустынных берегов (на примере Аральского моря). Тр. Совещ. по динамике берегов морей и водохранилищ, т. 1, Одесса.
- Лымарев В. И. 1959б. Морфолого-динамические исследования западного берега Аральского моря летом 1956 г. Уч. зап. Каз. пед. инст., т. 17, ч. 2.
- Лымарев В. И. 1959в. Опыт классификации геоморфологических процессов и факторов развития побережий (на примере Аральского моря). Уч. зап. Алма-Атинск. пед. инст., т. 10.
- Лымарев В. И. 1959г. Аральское море. Географизм, М.
- Лымарев В. И. 1959д. Геоморфологическое районирование берегов Аральского моря. Уч. зап. Каз. пед. инст., т. 17, ч. 2.
- Лымарев В. И. 1959е. Аэрогеоморфологическая рекогносцировка побережий Аральского моря. Уч. зап. Алма-Атинск. пед. инст., т. 10.
- Лымарев В. И. 1960а. К морфологии и динамике лопастного побережья Северного Приаралья. Вопр. геогр. Казахстана, вып. 6.
- Лымарев В. И. 1960б. Геоморфологические признаки современной трансгрессии Аральского моря. Тр. Лабор. озеровед. АН СССР, т. X.
- Лымарев В. И. 1962. Берега Аральского озера-моря (опыт зонально-регионального исследования). Автореф. докт. дисс., Л.

- Максимов С. Е. 1944. Находка палеолита в районе Аральского моря. Уч. зап. Лен. гос. ун-ва, т. 70.
- Макшеев А. И. 1851. Описание Аральского моря. Зап. Русск. геогр. общ., ч. V.
- Малинин Д. П. 1921. Краткая лоция Аральского моря. Военная мысль, № 1.
- Мамыкина В. А. 1961. Типы берегов северо-восточной части Азовского моря и особенности их динамики. Тр. Океаногр. комисс. АН СССР, т. VIII.
- Мирошниченко В. П., З. А. Сваричевская. 1958. Равнины Средней Азии и Казахстана. Геол. строение СССР, т. 3. Тектоника, М.
- Молчанов Л. А. 1911. О продолжающемся повышении уровня Аральского моря. Метеорол. вестн., т. XXI, № 11.
- Молчанов Л. А. 1929. Озера Средней Азии. Тр. Среднеаз. гос. ун-ва, сер. XII-а, география, вып. 3, Ташкент.
- Мушкетов И. В. 1886. Туркестан. Геологическое и орографическое описание, т. I, ч. 2, СПб.
- Набиев К. А. 1955. Фауны надводной дельты Аму-Дарьи. Автореф. канд. дисс., Ташкент.
- Неуструев С. С. 1911. О геологических и почвенных процессах на равнинах низовьев р. Сыр-Дарьи. Почвоведение, № 2.
- Неуструев С. С. 1912. К вопросу о происхождении Приаральских Каракумов и других бугристых песков Туркестана. Изв. Русск. геогр. общ., т. 48, вып. 6.
- Никитин С. Н. 1893. Отчет экспедиции 1892 г. в зауральские степи Уральской области и Усть-Урт. СПб.
- Никитинский В. Я. 1933. Количественный учет донной фауны открытых частей Аральского моря. Тр. Аральск. научн. рыбохоз. ст., т. 1, Аральск.
- Николаев Н. И. 1949. Новейшая тектоника СССР. Тр. Комисс. по изуч. четверт. периода, т. 8.
- Никольский Г. В. 1940. Рыбы Аральского моря. Матер. к позн. фауны и флоры СССР, вып. 1, Изд. МОИП.
- Никольский Г. В. 1944. О периодических колебаниях численности промысловых рыб Аральского моря и факторах, их определяющих. Зоол. журн., т. XXII, № 1.
- Никольский Г. В., П. Н. Морозова. 1946. О факторах, определяющих величину поголовья стада промысловых рыб Аральского моря. Зоол. журн., т. XXV, № 4.
- Никольский Г. В., М. А. Фортунатов. 1950. Ирригационное строительство и рыбное хозяйство Аральского моря. Матер. по ихтиофауне и режиму вод басс. Аральского моря, Изд. МОИП.
- Орынбеков С. 1958. О нивелировках уровня Аральского моря. Сб. научн. работ студ. Алма-Атинск. пед. инст., т. 2.
- Островский И. М. 1955. О происхождении ингрессии юго-восточного побережья Аральского моря. Сб. памяти Л. С. Берга, Изд. АН СССР, М.—Л.
- Панов Д. Г. 1956. Формы разрушения берегов Цимлянского водохранилища. Природа, № 8.
- Педь Д. А., З. Л. Туркетти. 1961. Распределение суточных амплитуд температур воздуха на территории СССР. Гидрометиздат, Л.
- Пельт Н. Н. 1951. Земли древнего орошения Джана-Дарьинской древнеаллювиальной равнины. Изв. Всес. геогр. общ., т. 83, вып. 3.
- Перфильев Б. В. 1927. К методике исследования иловых отложений. Тр. Бородинск. пресноводн. биол. ст., т. 5.
- Петрушевский Б. А. 1955. Урало-Сибирская эпигерцинская платформа и Тянь-Шань. Изд. АН СССР, М.

- Попов А. В. 1959. Некоторые вопросы рельефообразования в Приаральских Каракумах. Вопр. геогр. Казахстана, вып. 4, Алма-Ата.
- Пославская О. Ю. 1949. Основные черты рельефа Усть-Урта и его развитие. В кн.: Усть-Урт каракалпакский, его природа и хозяйство. Изд. АН УзССР, Ташкент.
- Рогов М. М. 1957. Гидрология дельты Аму-Дарьи. Гидрометиздат, Л.
- Самодуров В. И. 1957. Тектоника северо-восточного Приаралья. Бюлл. МОИП, отд. геол., № 4.
- Самойлов И. В. 1952. Устья рек. Географиз, М.
- Сапожникова С. А. 1952. О климате оазисов и условиях Средней Азии. Метеорология и гидрология, № 3.
- Свешников П. М., М. Н. Грамм. 1953. Находка аншеронских отложений в Кызыл-Кумах. ДАН УзССР, № 5.
- Северцов Н. А. 1873. Путешествия по Туркестанскому краю. СПб.
- Северцов Н. А. 1874. Экскурсия по восточному берегу Аральского моря — наблюдения над высыханием его. Изв. Русск. геогр. общ., т. X, № 7.
- Северцов Н. А. 1875. О результатах физико-географических наблюдений в Арало-Каспийских степях в 1874 г. Изв. Русск. геогр. общ., т. XI, вып. 3.
- Семихатов В. Н. 1915. Краткий геологический очерк северной части дельты р. Аму-Дарьи. В кн.: Геологические, почвенные и ботанико-географические наблюдения и исследования в низовьях рр. Аму-Дарьи и Сыр-Дарьи. М.
- Симонов А. И. 1954. К вопросу о причинах антициклонической циркуляции вод Аральского моря. Метеорология и гидрология, № 2.
- Скворцов Ю. А. 1959. К вопросу об изучении геоморфологии и четвертичных отложений. Матер. по производ. силам Узбекистана, вып. 10.
- Соколов А. А. 1952. Гидрография СССР. Гидрометиздат, Л.
- Соловьева Н. Ф. 1950. К вопросу о динамике солевого баланса Аральского моря. Матер. по ихтиофауне и режиму вод басс. Аральского моря. Изд. МОИП.
- Сорокин Н. Н. 1881. Путешествие в Среднюю Азию и Францию. Казань.
- Спичаков Ф. А. 1923. О работах Аральской экспедиции. В сб.: Рыбное хозяйство, кн. III, М.
- Страхов Н. М. 1956. Типы осадочного процесса и формации осадочных пород. Ст. 1 и 2. Изв. АН СССР, сер. геол., №№ 5, 8.
- Страхов Н. М. 1960. Основы теории литогенеза, т. 1. Изд. АН СССР, М.
- Страхов Н. М. 1962. Основы теории литогенеза, т. 3. Изд. АН СССР, М.
- Суслов С. П. 1954. Физическая география СССР. Азиатская часть. Учпедгиз, М.
- Сырнев И. П. 1962. Узбой и его связь с Каспием. Сб. матер. компл. южной геол. экспед., вып. 7, Гостоптехиздат, Л.
- Тектоническая карта СССР, 1957, М.
- Тилло А. А. 1877. Описание Арало-Каспийской нивелировки, произведенной в 1874 г. СПб.
- Толстов С. П. 1947. Города гузов. Сов. этнография, № 3.
- Толстов С. П. 1948. По следам древнехорезмской цивилизации. Изд. АН СССР, М.—Л.
- Толстов С. П. 1962. По древним дельтам Окса и Яксарты. Изд. вост. лит., М.

- Толстов С. П., А. С. Кесъ. 1955. Проблема древнего течения Аму-Дарьи в свете новейших геоморфологических и археологических данных. Матер. ко второму съезду Геогр. общ. СССР. Изд. АН СССР, М.
- Толстов С. П., А. С. Кесъ. 1956. История первобытных поселений на протоках древних дельт Аму-Дарьи и Сыр-Дарьи. Вопросы географии. Сб. статей для 18-го Междунар. геогр. конгр. Изд. АН СССР, М.—Л. фил.
- Толстов С. П., А. С. Кесъ. 1960. Проблема древнего течения Аму-Дарьи в свете новейших геоморфологических и археологических данных. В кн.: Низовья Аму-Дарьи, Сарыкамыш, Узбой. Матер. Хорезмск. экспед., вып. 3, Изд. АН СССР, М.
- Толстов С. П., А. С. Кесъ, Т. А. Жданко. 1954. История Сарыкамышского озера в средние века. Изв. АН СССР, сер. геогр., № 1.
- Тум П. П. 1960. Аральское море. Навигационно-географический и гидрометеорологический очерк. М.
- Успенский А. П. 1950. К гидрохимии Аральского моря. Изв. Всес. геогр. общ., т. 82, вып. 1.
- Федорович Б. А. 1942. Новые данные об аральском типе бухтовых берегов. Пробл. физ. геогр., т. XI.
- Федорович Б. А. 1946. Вопросы палеографии равнин Средней Азии. Тр. Инст. геогр. АН СССР, вып. 37.
- Федорович Б. А. 1947. Равнины и низкогорья Турана. Тр. Комисс. по естественноисторич. районированию СССР, т. II, Геоморфологическое районирование СССР, Изд. АН СССР, М.—Л.
- Федорович Б. А. 1952. Древние реки в пустынях Турана. Матер. по четверт. периоду СССР, вып. 3.
- Федорович Б. А. 1954. Лик пустыни. М.
- Федосов М. В. 1950а. Новые данные по гидрохимии Аральского моря. Матер. по ихтиофауне и режиму вод басс. Аральского моря, Изд. МОИП.
- Федосов М. В. 1950б. Эоловая аккумуляция на Северном Каспии. ДАН СССР, т. 75, № 6.
- Формозов А. А. 1945. Об открытии кельтаминарской культуры в Казахстане. Вестн. Каз. фил. АН СССР, № 2.
- Формозов А. А. 1949. Кельтаминарская культура в Западном Казахстане. Крат. сообщ. о докл. и полев. исслед. Инст. истор. матер. культуры, вып. XXV.
- Формозова Л. Н. 1951. Косая слоистость и происхождение терригенного материала кутанбулакской свиты Северного Приаралья. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. XXVI, вып. 6.
- Фортунатов М. А., Е. С. Курбатова, А. А. Райская. 1950. К вопросу о динамике стада промысловых рыб Аральского моря. Матер. по ихтиофауне и режиму вод басс. Аральского моря. Изд. МОИП.
- Фортунатов М. А., В. Д. Сергиенко. 1950. Новые данные по морфометрии Аральского моря. Изв. Всес. геогр. общ., т. 82, вып. 1.
- Фортунатов М. А., Ю. В. Эслингер. 1949. Рыбохозяйственная мелиорация и эволюция дельт Аму-Дарьи и Сыр-Дарьи. Рыбн. хоз., № 8.
- Хромов С. П. 1950. Географическое размещение климатологических фронтов. Изв. Всес. геогр. общ., т. 82, вып. 2.
- Хусаинова Н. З. 1954. Зообентос Аральского моря. Тр. Лабор. озеровед. АН СССР, т. III.
- Хусаинова Н. З. 1957. О происхождении съедобной сердцевидки в Аральском море. Уч. зап. Каз. гос. ун-в., биология и почвоведение, т. 29.
- Хусаинова Н. З. 1958. Биологические особенности некоторых массовых донных кормовых беспозвоночных Аральского моря. Изд. Каз. гос. ун-в., Алма-Ата.
- Хусаинова Н. З. 1959. Генезис донной фауны Аральского моря. Сб. работ по ихтиол. и гидробиол. Инст. зоол. АН КазССР, вып. 2.
- Хусаинова Н. З. 1960. Культурный восточный берег Аральского моря и их жизнь. Вестн. АН КазССР, № 6.
- Цинзерлинг В. В. 1927. Орошение на Аму-Дарье. Управл. водн. хоз. Средней Азии, М.
- Чигаркин А. В. 1959. Ландшафты территории Приаральско-Джезказганского района. Вопр. геогр. Казахстана, вып. 5, Алма-Ата.
- Чигаркин А. В. 1960. Опыт ландшафтной характеристики северо-восточного Приаралья и юго-западной окраины Казахской складчатой страны. Вопр. геогр. Казахстана, вып. 6.
- Шипард Ф. 1951. Геология моря. ИЛ, М.
- Ширинов Н. Ш., Н. Н. Мехтиев. 1960. Некоторые вопросы геоморфологии и динамики азербайджанских берегов Каспийского моря. Тр. Азерб. геогр. общ. Изд. АН АзССР, Баку.
- Шнитников А. В. 1949. Общие черты циклических колебаний уровней озер и увлажненности территории Евразии в связи с солнечной активностью. Бюлл. Комисс. по исслед. Солнца, №№ 3—4.
- Шнитников А. В. 1954. Ритм Каспия в постлурье. ДАН СССР, т. 94, № 4.
- Шнитников А. В. 1956. Ритм Каспия в послевалдайское время (эпоха постлурья). Чтения памяти Л. С. Берга, I—III, Изд. АН СССР, М.—Л.
- Шнитников А. В. 1957а. Изменчивость общей увлажненности материков Северного полушария. Зап. Всес. геогр. общ., вып. 16.
- Шнитников А. В. 1957б. Закономерности колебания уровня Каспия в связи с изменчивостью общей увлажненности материков северного полушария. В кн.: Сверхдолгосрочные прогнозы уровня Каспийского моря. Изд. АН СССР, Л.
- Шнитников А. В. 1959. Прошлое и будущее Арала с позиций больших ритмов климата. Тр. III Всес. гидрол. съезда, т. VII.
- Шнитников А. В. 1961а. Современная фаза внутривековой изменчивости горного оледенения северного полушария. Изв. Всес. геогр. общ., т. 93, вып. 1.
- Шнитников А. В. 1961б. Динамика водных ресурсов бассейна Арала в свете его климатических трансгрессий. Тр. Лабор. озеровед. АН СССР, т. XIV.
- Шостакович В. П. 1941. Слоистые иловые отложения и некоторые вопросы геологии. Изв. Всес. геогр. общ., т. 73, вып. 3.
- Шульд В. Л. 1948. Водный баланс дельты Аму-Дарьи. Тр. Узб. фил. Геогр. общ. СССР, т. II.
- Шульд К. К. 1882. Некоторые результаты нивелировки между Оренбургом, Аральским морем и Кара-Тугаем. Зап. Русск. геогр. общ. по общей географии, т. XII, вып. 3.
- Шульд С. С. 1955. Основные черты мезокайнозойской структуры Арало-Каспийского водораздела. Тр. Лабор. аэрометодов, т. IV.
- Шумаков Ю. В. 1961. Доузбойский, узбойский и послеузбойский этапы Сарыкамышского бассейна. Тр. Туркм. геогр. общ., вып. 2.
- Шукин И. С. 1939. Общая морфология суши, т. 2. ГОНТИ, М.—Л.
- Яблонская Е. А. 1960. Современное состояние бентоса Аральского моря. Тр. Всес. научно-исслед. инст. рыбн. хоз. и океаногр., т. 43.
- Ядринцев Н. М. 1886. Уменьшение воды Арало-Каспийской низменности в пределах Западной Сибири по картографическим исследованиям за 100 лет. Изв. Русск. геогр. общ., т. XXII, вып. 1.
- Яковлев. 1881. Заметки о геологическом строении местности по линии кратчайшего направления среднеазиатской железной дороги. Изв. Русск. геогр. общ., т. XVI.
- Яншин А. Л. 1939. Тектоника Северного Приаралья. ДАН СССР, т. 23, № 8.

Яншин А. Л. 1948. Методы изучения погребенной складчатой структуры на примере выяснения соотношений Урала, Тянь-Шаня и Мангышлака. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5.

Яншин А. Л. 1951. Взгляды Архангельского А. Д. на тектонический характер юго-восточного обрамления Русской платформы и современные представления по этому вопросу. В кн.: Памяти акад. А. Д. Архангельского. Изд. АН СССР, М.

Яншин А. Л. 1953. Геология Северного Приаралья. Матер. к познанию геол. строения СССР, издан. Моск. общ. испыт. природы, нов. сер., вып. 15 (19).

Bird E. C. F. 1961. Reed Growth in the Gippsland Lakes. Yiktorian Naturalist, Vol. 77, January.

Borszczow E. 1860. Mittheilungen uber die Natur des Aralo-Caspischen Flachlandes. Würzburger Naturwiss. Zeitschr., I.

Boutakoff A. 1867. The delta and mouths of the Amu-Daria or Oxus (Transl.) Journ. R. Geogr. Soc., XXXVII.

Guilcher A. 1954. Quelques caracteres de la mer d'Aral. Ann. géogr., 63, № 337.

Mc Gill J. T. 1958. Map of coastal labdforms of the world. Geogr. Rev., v. 48, № 3.

Mc Gill J. T. 1959. Coastal classification maps; a review. Sec. Coastal Geogr. Confer., Washington.

Piasecki D. 1956. Proba dynamicznej klasyfikacji wybrzezy. Zesz. nauk. Politechn. Gdansk., N 6.

Valentin H. 1952. Die Küsten der Erde. Ergänzungsheft zu Petermanns Geogr. Mitt., № 246.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	3
Глава I. Из истории исследования берегов Аральского моря	7
Исследования второй половины XIX в.	7
Исследования начала XX в.	10
Советский период исследований	12
Глава II. Особенности природы Арала и основные факторы формирования его берегов	16
Своеобразие Аральского озера-моря	16
Обзор геологического строения и геологической истории	19
Краткая характеристика рельефа	30
Гидрометеорологические данные	35
Обитатели прибрежных вод	44
Ландшафты побережий	45
Основные факторы формирования берегов в аридных условиях	48
Глава III. Районирование берегов	50
Схема районирования берегов Арала	51
Глава IV. Североаральская группа береговых районов	55
Тургайский район	56
Западнотургайский подрайон	58
Восточнотургайский подрайон	78
Приаральско-Каракумский район	95
Сыр-Дарьинский район	105
Глава V. Южноаральская группа береговых районов	109
Кызылкумский район	110
Уялинский подрайон	112
Акпеткинский подрайон	118
Аму-Дарьинский район	121
Собственно Аму-Дарьинский подрайон	124
Муйнакский подрайон	128
Устюртский район	132
Южноустюртский подрайон	135
Центральноустюртский подрайон	139
Североустюртский подрайон	150
Глава VI. Эволюция Арала и его берегов в послехвалыинское время	156
Послехвалыинская эволюция моря и его берегов	158

Глава VII. Эволюция берегов Арала за последние сто лет и ожидаемая в ближайшем будущем	179
Эволюция берегов в регрессивную эпоху второй половины XIX в.	180
Эволюция берегов Арала в современную трансгрессивную эпоху	190
Возможная эволюция берегов в ближайшем будущем	200
Глава VIII. Классификация берегов Аральского озера-моря	204
Типы берегов Аральского моря	204
Глава IX. Особенности формирования берегов аридных внутриконтинентальных водоемов на примере Аральского озера-моря	215
Формирование берегов аридно-денудационного типа	215
Формирование бухтовых берегов аральского типа	217
Особенности образования донных осадков в прибрежье	219
Специфика эволюции лагун	221
Цикличность в формировании берегов	222
Глава X. Некоторые практические выводы и предложения	229
Морфология побережий и рыбное хозяйство Арала	230
Значение береговых исследований для навигации на Арале	235
Применение данных по морфологии побережий в прочих отраслях народного хозяйства Аральского моря	237
Литература	239

Василий Иосифович Лымарев

БЕРЕГА АРАЛЬСКОГО МОРЯ — ВНУТРЕННЕГО ВОДОЕМА АРИДНОЙ ЗОНЫ

Утверждено к печати Географическим обществом СССР

Редактор издательства Г. Л. Кирикова

Художник Д. С. Данилов

Технический редактор Л. А. Любимова

Корректоры Н. П. Кизим и Ф. Я. Петрова

Сдано в набор 8/X 1966 г. Подписано к печати 6/II 1967 г. РИСО АН СССР № 251—67В.
 Формат бумаги $60 \times 90^{1/16}$. Бум. л. $8^{3/8}$. Печ. л. $15^{3/4} + 5$ вкл. (1 печ. л.) = 16,75 усл.
 печ. л. Уч.-изд. л. 16,48. Изд. № 2849. Тип. зак. № 1258. М-22533. Тираж 700. Бумага
 типографская № 1. Цена 1 р. 16 к.

Ленинградское отделение издательства «Наука»

Ленинград, В-164, Менделеевская лин., д. 1

1-я тип. издательства «Наука». Ленинград, В-34, 9 линия, д. 12

1 р. 16 к.

37 П(2)
Л 884



ИЗДАТЕЛЬСТВО
« НАУКА »