

«НАУЧНОЕ ОБЕСПЕЧЕНИЕ СБАЛАНСИРОВАННОГО ПЛАНИРОВАНИЯ ХОЗЯЙ-
СТВЕННОЙ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ НА УНИКАЛЬНЫХ МОРСКИХ БЕРЕГОВЫХ ЛАНД-
ШАФТАХ И ПРЕДЛОЖЕНИЯ ПО ЕГО ИСПОЛЬЗОВАНИЮ НА ПРИМЕРЕ АЗОВО-
ЧЕРНОМОРСКОГО ПОБЕРЕЖЬЯ»

ТОМ 6. КАСПИЙСКОЕ МОРЕ

СОДЕРЖАНИЕ

Введение к Тому 6	940
6.1 Оценка текущего состояния и проблем уникальных береговых ландшафтов российского побережья Каспийского моря, степени их уязвимости к воздействию внешних факторов природного характера	942
6.1.1 Географическое положение и границы	942
6.1.2 Климат Прикаспийского региона	942
6.1.3 Реки и наносы	945
6.1.4 Гидрология прибрежной акватории	952
6.1.4.1 Ветро-волновой режим	952
6.1.4.2 Трансформация волн и особенности волнового режима	953
6.1.4.3 Течения и сгонно-нагонные явления	957
6.1.4.4 Ледовый режим	962
6.1.5 Анализ уровенного режима Каспийского моря	963
6.1.5.1 Колебания уровня Каспийского моря в голоцене	963
6.1.5.2 Прогноз положения уровня Каспийского моря	973
6.1.6 Геологическое строение побережья	977
6.1.7 Рельеф побережья	983
6.1.7.1 Дельта р Волги	985
6.1.7.2 Терско-Кумская низменная аллювиально-морская равнина	987
6.1.7.3 Террасированная равнина Приморского Дагестана	990
6.1.8 Характеристика подводного рельефа Северного и Западного Каспия	995
6.1.8.1 Морфология подводного рельефа	996
6.1.8.2 Донные осадки	1001
6.1.8.3 Подводный склон западного Каспия	1004
6.1.8.4 Хемогенное осадкообразование	1007
6.1.9 Характеристика берегов	1008
6.1.9.1 Дельта Волги	1010
6.1.9.2 Терско-Кумская низменная аллювиально-морская равнина	1014
6.1.9.3 Террасированная равнина Приморского Дагестана	1021
6.1.9.4 Литодинамические процессы и автономные литодинамические системы береговой зоны моря	1037
6.1.10 Ландшафты и животный мир прибрежной зоны	1040
6.1.10.1 Сезонная динамика прибрежных ландшафтов	1040
6.1.10.2 Бентосные организмы	1045
6.1.11 Памятники природы и уникальные природные объекты побережья	1046

6.2 Оценка текущего состояния и проблем уникальных береговых ландшафтов российского побережья Каспийского моря, степени их уязвимости к воздействию внешних факторов техногенного характера	1051
6.2.1 История хозяйственного освоения побережья	1051
6.2.2 Гидротехническое строительство и защита берегов	1055
6.2.3 Промышленное и хозяйственное использование прибрежной зоны	1061
6.2.4 Перспективы антропогенного воздействия на берега и шельф	1065
6.2.5 Особо охраняемые территории. Проблемы сохранения биоразнообразия экосистем Прикаспия	1066
6.2.5.1 Астраханский биосферный государственный заповедник	1067
6.2.5.2 Государственный природный заповедник "Дагестанский"	1069
6.2.5.3 Водно-болотные угодья	1071
6.2.5.4 Дагестанское Прикаспийское побережье и реликтовые дельтовые экосистемы.	1072
6.3 Оценка факторов, лимитирующих хозяйственное освоение уникальных береговых ландшафтов российского побережья Каспийского моря, накладываемых формирующими их природными процессами и воздействием планируемых видов хозяйственной деятельности	1073
6.3.1 Оценка изменчивости природных процессов под влиянием разных видов хозяйственной деятельности	1073
6.3.2 Роль техногенного фактора в современном и перспективном развитии побережья	1074
6.4 Оценка емкости морского курортного потенциала кос, пляжей, дюнных комплексов, лиманов российского побережья Каспийского моря	1076
6.4.1 Величина существующего рекреационного использования: количество площадей или длины береговой линии, занятых рекреационными объектами, сезонность	1076
6.4.2 Прогноз перспектив рекреационного использования берегов	1077
6.5 Оценка ограничений, накладываемых на виды и степень хозяйственного освоения уникальных береговых ландшафтов российского побережья Каспийского моря с точки зрения безопасности хозяйственной деятельности в связи с особой уязвимостью этих природных объектов к экстремальным природным явлениям	1080
6.6 Обзор антропогенных воздействий на биоразнообразие	1087
6.7 Рекомендации по перспективному экономическому освоению уникальных береговых ландшафтов российского побережья Каспийского моря с определением допустимых видов хозяйственной деятельности	1089
6.7.1 Перспективы экономического развития прибрежной территории	1089
6.7.2 Допустимые виды хозяйственной деятельности	1090
6.8 Предложения по механизму урегулирования межотраслевых противоречий при использовании береговых природных комплексов	1096
Заключение к Тому 6	1099

ВВЕДЕНИЕ к Тому 6

Регион Каспийского моря уникален по своим природным, этнокультурным и политическим особенностям. Бассейн Каспия – одна из крупнейших бессточных областей планеты – расположен в пределах различных ландшафтных зон, а само "море" является крупнейшим солоноводным озером. Каспийское море обладает уникальными мировыми запасами осетровых рыб. Акватория Каспия активно используется как для разведения и добычи осетровых и других биоресурсов, так и для разведки и эксплуатации месторождений углеводородов. Степень антропогенного загрязнения моря достигает угрожающих величин. В настоящее время особое беспокойство вызывают проблемы Прикаспийского региона, связанные с начавшимся в 1978 г. интенсивным подъемом уровня моря (средняя скорость около 15 см/год) и продолжающимся его высоким стоянием (около отметки –27,5 м).

Однако современный подъем уровня моря не является экстраординарным событием в эволюции Каспийского бассейна. Исторические и палеогеографические данные свидетельствуют о том, что изменения уровня Каспия квазипериодического характера с амплитудой порядка 15–25 м являются его характерной чертой. На протяжении плейстоцена Каспийское море испытало несколько крупных трансгрессий: бакинскую (ранний плейстоцен), хазарские (средний плейстоцен), хвалынские (верхний плейстоцен), новокаспийские (голоцен).

Преобладающая точка зрения связывает колебания уровня озера-моря с последствиями изменений в климатических процессах, определяющих водный баланс водоема. Взаимосвязь между процессом подъема уровня и климатическими изменениями представляется весьма сложной и плохо предсказуемой: и региональный, и глобальный прогнозы климата недостоверны, данные о составляющих водного баланса Каспия (особенно об испарении и подземном стоке) недостаточны, неясен вклад неотектонических процессов и связанных с ними явлений в осцилляции уровня. Кроме того, при определении причин и тенденций современного подъема уровня совершенно необходимым представляется учет антропогенного фактора, формирования и проявлений процессов, связанных с техногенной дестабилизацией недр региона [768]. Не исключено, что современный подъем уровня моря может смениться его стабилизацией или даже падением.

Серьезность ситуации в регионе связана также с тем, что в исторической ретроспективе длительным периодам подъема и относительно высокого стояния уровня Каспия соответствовали периоды аридизации степной зоны, включая его побережье. Перед государствами Прикаспия стоит серьезная и актуальная проблема выбора оптимальной стратегии природопользования в регионе, решение которой может быть достигнуто лишь при условии скоординированных действий этих стран.

Настоящая работа посвящена описанию природных процессов прибрежных территорий Каспийского моря в пределах Российской Федерации и содержит современные научные сведения о колебаниях уровня Каспия и возможном его поведении в обозримом будущем. Приведены данные о современных геоморфологических процессах, происходящих в береговой зоне моря, о ландшафтно-экологических последствиях изменений уровня в прибрежной зоне и в речных дельтах, дан анализ экологических изменений на прикаспийской территории, описаны факторы возникновения основных геоэкологических проблем, основные источники загрязнения Каспия и возникающие медико-экологические проблемы, Проанализированы социально-экономические и демографические последствия поднятия уровня моря для прибрежных территорий, дана оценка хозяйственного использования природных ресурсов Каспия, выявлены наиболее уязвимые природные участки Каспийского побережья и охарактеризованы основные проблемы, требующие первоочередного изучения, сделаны представления по реальному разрешению геоэкологических проблем региона.

6.1 ОЦЕНКА ТЕКУЩЕГО СОСТОЯНИЯ И ПРОБЛЕМ УНИКАЛЬНЫХ БЕРЕГОВЫХ ЛАНДШАФТОВ РОССИЙСКОГО ПОБЕРЕЖЬЯ КАСПИЙСКОГО МОРЯ, СТЕПЕНИ ИХ УЯЗВИМОСТИ К ВОЗДЕЙСТВИЮ ВНЕШНИХ ФАКТОРОВ ПРИРОДНОГО ХАРАКТЕРА

6.1.1 ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ И ГРАНИЦЫ

Каспийское море расположено во внутреннем регионе Евразии между 47°07' и 36°33' с.ш., 46°43' и 54°50' в.д. Впадина моря вытянута меридионально почти на 1200 км при ширине 200 – 450 км. Длина береговой линии моря около 7 тыс. км, площадь водной поверхности – 380 тыс.км.

Каспийское море – замкнутый бассейн, отчлененный от океанической системы. Полная обособленность моря привела к тому положению, что его уровень установился ниже абсолютной отметки уровня Мирового океана. В народнохозяйственной практике и, прежде всего, в навигации все расчеты производятся от условной отметки, за которую принят средний уровень Каспийского моря за период 1940-55 гг., находившийся ниже нуля Кронштадтского футштока на 28 м.

К Каспийскому морю территориально примыкают границы нескольких государств: России, Азербайджана, Казахстана, Туркменистана и Исламской Республики Иран. Российское побережье занимает северо-западную часть региона. К морю выходят территории Астраханской области, Республики Калмыкия – Хальмг Тангч и Республики Дагестан. Общая длина береговой линии в пределах российской территории – 695 км, из них 490 км – береговая линия Дагестана, 110 – Калмыкии и 95 – Астраханской области.

6.1.2 КЛИМАТ ПРИКАСПИЙСКОГО РЕГИОНА

Климат можно охарактеризовать как умеренно континентальный, на юге переходный к субтропическому, засушливый, с жарким летом и сравнительно мягкой зимой. Каспийское море расположено в сравнительно низких широтах, что обуславливает большой приток солнечной энергии. Годовая сумма радиационного баланса составляет 3500–3900 МДж/м²год. В системе разнообразных воздушных масс постоянно трансформируется и преобладает воздух с континентальными свойствами – относительная влажность до 60–70% летом и 70–80% зимой, как показано в таблице 6.1. При этом равнинно-полупустынные ландшафты Прикаспийской низменности являются стабилизирующими. Барический фон и поле ветровых потоков у поверхности земли формируется Азиатским антициклоном с гребнем над Казахстаном и депрессией над

Черным морем. Зимой и осенью этот барический фон выражен наиболее ярко, в это время отмечается рост барических градиентов, которые, в свою очередь, являются причиной более высоких скоростей ветра зимой.

Климатическая роль предгорья Кавказского хребта сводится к блокированию прохода воздушных масс из более южных районов Передней Азии и Средиземноморья и обострению фронтальных процессов с севера. Кроме того, его наличие приводит к формированию на побережье у поверхности земли (примерно южнее Изберга) преобладающих северо-западных потоков, кардинально противоположных, восточным и юго-восточным - на Калмыцком и Астраханском побережье.

Таблица 6.1 – Интегральные оценки климата (годовой период) по метеостанциям на Российском побережье Каспия [769]

Элементы климата		Астрахань	Лагань	Сулак	Махачкала	Дербент
Индекс континентальности (К),%		210,0	196,0	171,0	168,0	166,0
Индекс относительной увлажненности (K _v) (осадки, испаряемость), %		25,0	27,0	40,0	52,0	50,0
Индекс засушливости (K _з) (осадки; дефицит влажн. воздуха)		0,07	0,09	0,013	0,16	0,16
Температура воздуха, °С		9,0	9,6	11,6	11,8	12,5
Относительная влажность, %		69,0	71,0	79,0	75,0	77,0
Осадки, мм, в том числе:	всего	208,0	215,	333,0	431,0	393,0
	теплый сезон, мм	186,0	182,0	187,0	246,0	214,0
	холодный сезон, мм	82	73	136	185	179

Антициклональная циркуляция определяется не только приходящими, но и местными антициклонами. В становлении последних, особенно в летний период, немалая роль принадлежит холодному Каспию. В холодный период циркуляционная роль Каспия состоит в усилении циклонической деятельности, чем объясняется осенне-зимний максимум осадков в их годовом ходе.

Для северной части Каспийского моря январь – самый холодный месяц, самый теплый – июнь. Средняя месячная температура января от -6,8 до 1,4°С, как показано в таблице 6.2. Продолжительность морозного периода уменьшается с севера на юг и с востока на запад. Наибольший годовой размах температуры воздуха наблюдается над северо-западной частью моря (25–25°С). Наибольшая продолжительность периода, когда средняя суточная температура воздуха ниже нуля, составляет 113 суток для Астрахани и 100 суток для о. Искусственный.

Таблица 6.2 – Характеристики температурного режима

Метеостанция	I	IV	VII	X	год
среднемесячная температура воздуха					
Астрахань	-6,8	9,6	25,3	9,3	9,0
Каспийский	-5,0	8,9	24,4	10,3	9,6
Сулак	-0,5	8,9	24,3	13,6	11,6
Махачкала	-0,4	9,2	24,7	14,0	11,8
Изберг	0,6	8,4	24,1	14,2	11,9
Дербент	1,4	9,1	24,6	14,5	12,5
Низовая	1,2	8,8	23,4	13,6	11,9

Абсолютный минимум/максимум температуры воздуха за месяц, год

Астрахань	-35/13	-9/32	11/40	-8/30	-34/40
Каспийский	-30/13	-9/28	9/41	-13/30	-33/39
Сулак	-29/-15	-5/25	10/37	-7/28	-29/38
Махачкала	-25У16	-5/26	11/36	-4/27	-26/37
Изберг	-22/16	-5/24	11/37	-3/37	-23/37
Дербент	-21/18	-2/24	11/37	-2/30	-21/38
Низовая	-19/18	-4/27	9/38	-5/29	-19/38

Даты наступления среднесуточных температур воздуха выше и ниже определенных пределов и число дней с температурой, превышающей эти пределы

Метеостанция	-5°C	0°C	5°C	10°C	15°C	20°C	25°C
Астрахань	21/II	15/III	3/IV	16/IV	1/V	27/VI	7/VII
	27.XII	23.XI	3.XI	14.X	26.IX	3.IX	7.VIII
	308	252	213	180	147	98	30
Махачкала		14.II	25.III	19.IV	9.V	4.VI	
		8.I	25.XI	2.XI	7.XI	12.IX	
		327	244	126	150	99	

Северный Каспий зимой покрывается льдом, который увеличивает охлаждение воздуха над ним. В суровые зимы льдом покрывается вся акватория Северного Каспия, который сохраняется иногда с ноября по март. В умеренные зимы толщина припая составляет 35-40 см, в суровые – 70–90 см. В южных районах припай не образуется, но, например, в районе Махачкалы, в суровые зимы при продолжительных и сильных юго-восточных ветрах битый лед может образовать плотную массу толщиной до 5–6 м. Большой торосистостью отличается Астраханский рейд и район островов Чечень, Тюлений, где могут наблюдаться ледяные нагромождения до 3-6 м.

Интенсивность ветров в северо-западных и западных районах Каспийского моря различна. К наиболее штормовому относится район Махачкалы. Это объясняется в значительной степени орографическим влиянием гористого рельефа при сложном очертании берега. Взаимодействие местных барических систем (над теплой сушей и холодным морем) создает условия для муссонного характера ветрового потока на побережье: летом здесь преобладают юго-восточные и восточные ветры, в холодный период – западные и северо-западные. В зимние месяцы муссонный характер циркуляции отмечается меньше, чем в летние. Средние годовые скорости ветра 5–6 м/с, наибольшие среднемесячные – 7,6-8,7 м/с. Штормовые ветры со скоростями более 15 м/с могут

наблюдаться на всем участке побережья. На Калмыцко-Астраханском участке они наиболее часты в апреле, на Дагестанском – в марте.

Для пространственного распределения осадков с севера на юг вдоль побережья от Астрахани до Дербента характерно явление "широтной инверсии" осадков, то есть их рост с уменьшением широты. Годовое количество осадков в районе Астрахани (208 мм) примерно в 2 раза меньше, чем в Махачкале и Дербенте. Явление "широтной инверсии" прослеживается, как показано в таблице 6.2 и в индексах засушливости. На Каспийском побережье отмечаются два максимума годовых осадков; в сентябре-ноябре и июне.

Выпадение в течение зимы осадков в виде снега может образовывать снежный покров. Среднее число дней с устойчивым снежным покровом в городах северного и южного участков побережья колеблется в пределах 43-18 дней. На Дагестанском побережье более 50% зим снежный покров не образуется.

6.1.3 РЕКИ И НАНОСЫ

В условиях дагестанского побережья Каспийского моря прибрежные территории дренируются многочисленными реками с постоянным питанием, получаемым ими в предгорьях. Эти водотоки формируют долины, которые заканчиваясь у моря, образуют своеобразные корытообразные прораны в береговом уступе. К устьям рек, как правило, приурочены небольшие бухты, оконтуренные довольно широкой полосой аккумулятивных образований, в большей части сложенных аллювием.

Твердый сток рек, впадающих в Каспийское море в пределах его Российского побережья является одним из важных источников терригенного материала. Наиболее значительная роль в питании берегов наносами принадлежит четырем крупным поставщикам осадочного материала – рекам Волга, Терек, Сулак и Самур. Более мелкие реки, пересекающие равнину предгорного Дагестана (рр. Манас, Ачи-су, Количи, Гюльгеричай, Уллучай, Рубас, Гамриозень и др.) поставляют сравнительно небольшое количество наносов и их роль в этом процессе невелика.

Наибольшую площадь в пределах дельты Волги занимает пойменно-дельтовая равнина, пересеченная сложной сетью речных рукавов. Для них характерно наличие резких изломов в очертаниях, крутых поворотов направления течения (русла Бахтемира, старой Волги, рукавов Коклюх, Бирюля. Иванчуга). Ветвление рукавов и протоков возрастает к морскому краю дельты: если нижнюю часть дельты пересекает 233 водотока, то на ее морском крае насчитывается до 900 устьев.

Пойменная равнина постепенно переходит в так называемую култучную зону - взморье, шириной до 40 км. Она представлена множеством низких песчаных островов, разделенных мелководными заливами – култуками, осушек, мелей и банок с полями тростниковой растительности. Сток Волги играет основную роль в водном балансе Каспийского моря, изолированного от Мирового океана, составляя 78% от всего материкового стока в него [770]. Более половины годового стока реки проходит за период май-июнь, с пиком в первой декаде июня. Среднегодовой естественный сток за период 1881-1955 гг. составил 245 куб. км, причем, начиная с 1930 г. до 70-х годов за исключением отдельных лет он был значительно ниже среднего многолетнего. Это определило существенное понижение уровня воды и в реке, и в море (на 2,5 м к 1977 г.). Морской край дельты только за десятилетие (1930-1940 гг.) выдвинулся в море на 5-13 км. В конце XX века (наблюдения 1978-1990 гг.) сток Волги возрос до - 266,2 куб. м, что в значительной степени обеспечило стремительный рост уровня моря в эти же годы. Средний сток взвешенных наносов, поступающих в дельту, составляет 8,3 млн. т.

Сток, поступающий в дельту Волги, складывается из трех составляющих: собственно стока Волги, стока р. Ахтубы и Волго-Ахтубинской поймы. За период наблюдений за стоком р. Волги он несколько раз перераспределялся по его рукавам. Во время высокого стояния уровня в XIX веке основная доля стока поступала в западную часть дельты. Синхронно с понижением уровня моря значительная часть стока переместилась в ее восточную часть. В настоящее время в связи с современным подъемом уровня снова наблюдается тенденция смещения части стока к западным рукавам (особенно к Бахтемиру).

Сама дельта, ее рельеф пока не очень реагируют на современный подъем уровня Каспия. В западной части, в отдельных районах, она отступила на 0,5-1 км, но в средней части оставалась стабильной. По некоторым предположениям "обвальное" разрушение дельты начнется наиболее интенсивно тогда, когда уровень Каспия достигнет -26,5--25,0 м абс. Сейчас наиболее интенсивно меняется взморье, где исчезают баровые острова и подводные банки.

Южнее располагаются устьевые области рек Терека и Сулака – важнейшие объекты приморской равнины и прибрежной зоны Каспийского моря. Это уникальные природные комплексы, имеющие сложную естественную историю, богатые природные ресурсы и важное хозяйственное значение. Главными элементами устьевых областей Терека и Сулака служат их дельты, сформированные в зоне взаимодействия этих рек и Каспийского моря, с постоянно изменяющимся положением уровня. Именно эти масштабные вековые и многолетние колебания уровня моря оказали наиболее сильное влияние на развитие дельт

Терека и Сулака. В периоды регрессий морской край дельт смещался далеко в сторону моря, а в периоды трансгрессий линия берега отступала и дельта затоплялась. В современном рельефе приморской равнины и дна прибрежной зоны моря сохранились следы морского края регрессивных и трансгрессивных дельт.

Дельта Терека, одна из крупнейших в России (ее площадь 8900 км²), представляет собой сложный комплекс разновозрастных наложенных дельт, фиксирующих циклы ее формирования. Только за последние 500 лет (т.е. за последнюю пятую стадию новокаспийской трансгрессии) прослеживается семь таких циклов [771], характеризующихся новым прорывом и новым магистральным рукавом. После 1914 года таким магистральным руслом стал Каргалинский прорыв. В настоящее время сток в старые рукава дельты поддерживается искусственным путем. Средний многолетний объем стока в вершине Терека (за период 1930-1985 гг.) составлял 8,4 куб. км [771]. В многоводные годы сток возрастает до 13,1, а в маловодные уменьшается до 5,6 куб. км. Продолжительность половодья достигает 50 дней. Сток взвешенных наносов в вершине дельты Терека равен 16,3 млн. т/год [772], и влекомых 0,73 млн. т/год. Средний расход воды и сток наносов в приустьевой части дельты (г/п Аликазган) уменьшается вдвое, по сравнению с ее вершиной, что связано с большими объемами водозабора для целей орошения сельскохозяйственных угодий в пределах дельты.

Густая гидрографическая сеть, характерная для современной Терской дельтовой равнины, претерпела существенные изменения после 1971 г., когда большая часть жидкого стока Терека была зарегулирована. Эти изменения стали еще ощутимее с 1973 г. после того, как основной сток Терека был выведен на морской край Аграханской косы. Усилился процесс отмирания речных протоков. В настоящее время лишь наиболее крупные речные рукава доносят свои воды до Каспийского моря. У выхода устья прорези на берег моря началось формирование «новой» дельты выдвигания. К концу 80-х началу 90-х годов длина ее достигла 1,5 км, а площадь 3,2 кв.км. Северная и южная косы покрылись растительностью, глубина лагун достигла 1,5 м. Таким образом, в условиях повышающегося уровня моря новая дельта заметно выдвинулась в море. Активной аккумуляцией был полностью компенсирован интенсивный размыв, происходивший в устьевой части прорези в 1977-1978 гг., во время наиболее стремительного подъема уровня моря.

Современная дельта Сулака начала формироваться на открытом побережье Каспийского моря около 200 лет назад. В 1957 г. был осуществлен прокоп, спрямивший нижнее течение реки. Дельта, сформированная до этого события, называется «старой», а образовавшаяся в устье прокопа - «новой» дельтой. К середине прошлого века старая

дельта Сулака выдвигалась на север (по центральному руслу) примерно на 9 км. Искусственный вывод Сулака по новому руслу на восток сократил длину нижнего течения реки на 7 км. Быстро отмерла старая гидрографическая сеть. Восточный берег старой дельты подвергся интенсивному размыву, продукты которого перемещались на север, где формировалась морская коса, ориентированная на северо-запад и перегораживающая акваторию Сулакского залива. К 1982 году она практически полностью перегородила вход в бухту.

«Новая» клювовидная дельта, ориентированная в основном на восток, состоит из устьевых кос, бара и морских кос, ориентированных вдоль берега моря. Непременным элементом новой дельты являются также лагуны, расположенные с тыловой стороны морских кос. В процессе развития новой дельты Сулака интенсивное выдвижение ее в море неоднократно сменялось преобладанием распластывания дельты вдоль береговой линии. Это изменение морфометрических характеристик дельты было обусловлено рядом факторов, среди которых основными являются сток воды и наносов, колебания уровня Каспия, антропогенные воздействия в бассейне реки, влияющие на количество выносимого материала. Так, после сооружения Чиркейской ГЭС сток взвешенных наносов сократился в 7,4 раза, по сравнению с предыдущими годами. Подъем уровня моря после 1977 г. вызвал деградацию, что сократило темпы выдвижения ее в море. Повышение уровня привело к расширению площади лагун, а также к затоплению значительных участков приморских низменных частей старой дельты, особенно в ее северо-западной части, прилегающей к Сулакской бухте. Современный сток р. Сулак составляет 4 куб. км /год, взвешенных наносов - 1,64 млн. т/год.

Возможное дальнейшее повышение уровня моря значительно преобразит дельты Терека и Сулака. Если уровень достигнет отметки -26 м абс., то практически будет затоплена вся дельта Терека. При этом не исключена вероятность оттока части вод реки в северную часть Аграханского залива. В дельте Сулака произойдет дальнейшее замедление выдвижения дельты в море, будет продолжаться расширение лагун новой дельты и подтопление берегов Сулакской бухты. Активизируется размыв морского края обеих дельт.

По границе Дагестана с Азербайджаном протекает р. Самур, берущая начало в горах Большого Кавказа. 80% бассейна Самура лежит выше отметки 1500 м, а примерно половина из этой территории находится выше 2500 м. В нижнем течении, где река выходит на приморскую равнину, ее долина расширяется, русло разбивается на несколько рукавов. При впадении в Каспийское море они образуют два мощных потока Большого и Малого Самура, которые формируют обширную дельту. Питание Самура смешанное, хотя преобладает дождевое. Половодье растянуто во времени и отмечается с конца марта по

август, межень – зимой. Возможны также летние и осенние дождевые паводки. Средний многолетний сток воды, измеренный в 20 км от устья, составляет 2 куб. км. Самурская вода характеризуется очень высокой мутностью, составляющей 1950 г/куб.м. Самур имеет высокое хозяйственное значение, прежде всего для снабжения питьевой водой больших районов Азербайджана и Дагестана, а также при сельскохозяйственном использовании на орошаемых территориях этих республик. От нижнего участка Самура отведены два канала - на север (Самуро-Дагестанский) и на юг (Самуро-Апшеронский).

Малые реки описываемого побережья Каспия берут начало во Внутригорном и Предгорном Дагестане, пересекают низкогорье и выходят на приморскую равнину. Их гидрологический режим зависит от многих факторов: высоты бассейна, экспозиции склонов, направления хребтов, геологического и морфологического строения водосборов, долин и русел, а также от человеческой деятельности. Питание рек Дагестана формируется за счет талых сезонных и вечных снегов и ледников, осадков и подземных вод. Территория Дагестана делится на четыре гидрологических района: высокогорный, внутригорный, предгорный, низменный. Наиболее увлажненным из всех районов является высокогорный, что обусловлено особенностями высокогорного климата, открытостью западным воздушным массам. В зависимости от высоты водосборов изменяется соотношение видов питания рек: с увеличением высоты водосбора возрастает доля талых вод, а выше снеговой линии (3000–3500 м н.у.м.) – доля вечных снегов и ледников. С понижением высоты водосбора в питании рек преобладает подземное питание. Таким образом, питание рек Дагестана смешанное с преобладанием подземного, ледникового и дождевого.

Довольно густая речная сеть Дагестана способствует интенсивному развитию эрозионных процессов, благодаря чему реки выносят большое количество твердого материала. Формирование стока наносов зависит от уклона поверхности, подстилающих пород, почвенно-растительного покрова. Дагестан делится на два литологических района: Сланцевый и Известняковый, имеющих разнокачественную устойчивость к размыву. Площадь Сланцевого Дагестана около 8000 км², а Известнякового – 1200 км². Согласно наблюдениям в горной части дефляция незначительная и другие агенты денудации существенной роли не играют, поэтому в основном денудация происходит за счет стока наносов рек. Сланцевый Дагестан – высокогорная область, осадков здесь выпадает больше, чем в среднегорном известняковом. Поэтому в пределах Сланцевого Дагестана модуль стока наносов составляет от 500 до 2000 т/км², а в Известняковом – 1100 до 3600 т/км² (на реке Самур у с. Усух-чай).

На долю подземных вод в питании рек Сланцевого Дагестана приходится от 20 до 40% от всего расхода. Многочисленные источники здесь имеют незначительные дебиты – от 0,1 до 0,5 л/с. Для Известнякового Дагестана характерно наличие карстовых бассейнов в различных по возрасту известняковых толщах, залегающих в синклинальных прогибах. Кроме структурно-геологических условий, благоприятных для фильтрации и накопления подземных вод в Известняковом Дагестане, этому способствует довольно большое количество выпадающих осадков (в среднем 600–700 мм). Зона свободного водообмена, дренируемая глубокими долинами, в среднем имеет глубину 500–800 м, а местами до 2000 м. Для этой богатой подземными водами области характерно большое количество источников с дебитом от 0,5 до 50 л/с. Модуль подземного стока в питании рек составляет 0,7–7,0 л/с/км². Доля рек Известнякового Дагестана составляет 20–30%.

По особенностям питания и водному режиму малые реки Дагестана делятся на 2 типа: с паводковым режимом; с половодьем и паводками.

Реки с паводковым режимом имеют высоту водосборов до 1500 м. Сюда же можно отнести и временные потоки, выходящие на Прикаспийскую низменность. Питание этих рек, в основном, дождевое и подземное. Режим рек этого типа характеризуется высокими и кратковременными дождевыми паводками весной, летом и осенью. Паводки могут превышать средний годовой расход в 3–4 раза. И таких паводков может быть 10–15 раз в год. Отдельные паводки могут превышать средний годовой расход от 20 до 100 раз. Летняя межень искажается из-за разбора воды на орошение. Зимняя межень приходится на январь, февраль и может составлять только 10–20% от годового расхода.

Реки второго типа с половодьем и паводками характерны для высокогорных водосборов, имеющих устойчивый снежный покров. Половодье может проходить весной, в весенне-летний период или летом. На гидрографах этих типов пики соответственно приходятся на май, май – июнь июль – август.

Почти все реки Дагестана резко увеличивают свой сток с марта по июнь, когда происходит таяние основных запасов сезонных снегов, а в низкогорьях выпадают осадки. С июня по ноябрь водность начинает сокращаться, но случаются паводки, связанные с выпадением осадков. У рек с ледниковым питанием более длителен период высокой водности.

Сезонное распределение стока рек Дагестана мало зависит от водности года. Весной проходит от 30 до 60% годового объема стока на всех реках. Только в высокогорье весна продлевается до июня. В зимний период сток всех рек сокращается. Минимальный сток наблюдается в феврале, когда исчерпываются ресурсы подземных вод.

В целом, среднегодовая температура воды в реках приближается к температуре воздуха. С увеличением высоты местности температура воды рек снижается. Градиент изменения температуры с высотой меняется: до высоты 600 м на каждые 100 м высоты составляет $0,7^{\circ}$, а выше 600 м – $0,3^{\circ}\text{C}$. Самая низкая годовая температура наблюдается у истоков, затем вниз по течению температура воды поднимается.

Суточное колебание температуры воды происходит значительно медленнее, чем воздуха. Максимальная температура воды наблюдается между 14 и 16 часами.

Геохимическая характеристика рек Дагестана определяется как средняя степень минерализации – от 200 до 500 мг/л. Реки высокогорной части имеют меньшую степень минерализации за счет питания талыми водами. Реки Внутригорного Дагестана имеют степень минерализации до 300–400 мг/л и еще ниже, а во внешне-горной области – от 500 до 1000 мг/л. Такое распределение степени минерализации связано с изменением климата в сторону аридности на равнинных территориях и пересечением области Известнякового Дагестана, где подстилающие карбонатные породы легко растворимы. Минерализация летом уменьшается, за счет увеличения доли снегового питания, а зимой минерализация возрастает за счет роста доли подземного питания.

Донные или влекомые наносы формируются за счет галечно-валунного материала. 70% влекомых наносов на горных реках состоят из частиц диаметром от 6 мм, а в паводки происходит перемещение валунов диаметром более 0,5 м. Вниз по течению крупность влекомых частиц уменьшается. Но если некоторые притоки выносят в главную реку более крупные частицы, то на отдельных участках вниз по течению крупность их возрастает. Для многих установлена закономерность увеличения количества частиц диаметром более 0,05 мм с расходом реки.

На реках Дагестана из-за их высоких скоростей не образуется сплошной ледостав, за исключением суровых зим и на отдельных участках с замедленным течением. Зимой почти на всех реках образуются забереги разной толщины и ширины, донный лед и шуга. Эти явления наблюдаются после установления устойчивых заморозков. В отдельные годы на реке Сулак у с. Чирюрт наблюдались забереги до 9 м ширины и 12 см толщины. Шугоход на разных реках в разные годы может наблюдаться от 10–20 до 50–70 дней. Малые реки могут промерзнуть до дна.

6.1.4 Гидрология ПРИБРЕЖНОЙ АКВАТОРИИ

6.1.4.1 Ветро-волновой режим

Ветровой режим дагестанского побережья Каспия характеризуется преобладанием ветров юго-восточных и северо-западных направлений, как показано в таблице 6.3. Наибольшая повторяемость штормов отмечается осенью, зимой и весной, причем штормы примерно в равной степени распределяются между господствующими направлениями.

Таблица 6.3 –Средняя многолетняя повторяемость ветров за год,%

Пункт	С	СВ	В	ЮВ	Ю	ЮЗ	З	СЗ
Главный Сулак	3	5	28	25	1	1	18	19
Махачкала	3	4	8	38	4	1	15	27
Каспийск	7	10	29	6	2	17	24	5
Избербаш	13	3	8	22	11	6	10	27
Дербент	11	3	6	23	11	2	9	35

Каспийское море принято относить к беспокойным морям. При сильных ветрах волнение развивается очень быстро и носит неправильный характер. В средней части Каспия, к которой относится характеризуемое побережье, большую роль в режиме волнения имеют волны зыби. Наиболее беспокойное время – с ноября по март. На период с мая по июль приходится основная доля случаев штиля. Дагестанские берега подвержены интенсивному воздействию северо-западных и юго-восточных волнений, ориентированных субпараллельно генеральному направлению береговой линии. Нетрудно при этом заметить, что повторяемость господствующих волнений связана с повторяемостью ветров, как показано в таблице 6.3, хотя прямой зависимости не установлено. Одной из причин этого является довольно высокий процент повторяемости волн зыби, которые часто распространяются в направлении, существенно отличающимся от ветровых. Максимальные высоты волн (8 м и более) отмечаются при юго-восточных штормах, но наибольшая повторяемость волн меньших размеров присуща северо-западным волнениям, как показано в таблице 6.4. Характерной особенностью является увеличение размеров волн в направлении с севера на юг. Так, если в районе Сулака средняя высота волн открытого моря при юго-восточном волнении составляет 4,5 м, то у Каспийска она достигает значения 5,3 м.

Отмеченные выше основные черты ветро-волнового режима дагестанского побережья Каспия должны способствовать формированию там интенсивного однонаправленного потока водных масс с юга на север. Однако результаты расчетов

потока волновой энергии, проведенных Г.А. Сафьяновым [772] для участка побережья от устья р. Самур до устья р. Сулак, доказывают его дискретность, обусловленную рельефом побережья. Причем зоны разрывов и дивергенций потока, как и на Балтике, относятся к мысам или к участкам с резким изменением экспозиции берега.

Таблица 6.4 – Среднеголетняя повторяемость волнения (%) участка Махачкала – Дербент

Высота волн, м	С	СВ	В	ЮВ	Ю	ЮЗ	З	СЗ	Всего
Штиль	-	-	-	-	-	-	-	-	-
0,0-0,4	-	-	-	-	-	-	-	-	-
0,5-0,9	2,9	1,9	4,1	7,4	1,5	0,7	1,1	7,5	27,1
1,0-2,9	3,7	2,0	3,9	9,5	0,5	0,4	0,5	11,5	32,0
3,0-7,9	0,4	0,1	0,6	2,8	-	-	-	2,2	6,1
8,0	-	-	-	0,08	-	-	-	-	0,08

Связанные с ветро-волновым режимом сгонно-нагонные колебания уровня моря в пределах дагестанского побережья наблюдаются при господствующих здесь СЗ и ЮВ ветрах. По многолетним данным повторяемость сгонов в Махачкале составляет 48%, а нагонов – 46%. При этом максимальные отметки уровня составляют – 100 и 220 см соответственно. В Избербаше нагоны возникают при северных, северо-восточных и юго-восточных ветрах, а сгоны – при южных и северо-западных. Амплитуда колебаний уровня от 70 до – 120 см. В Дербенте отмечается то же соотношение сгонных и нагонных ветров, а пределы колебаний уровня составляют от 60 до – 110 см.

Как уже отмечалось, волны являются основными поставщиками энергии в береговую зону. Они же, реализуя эту энергию при соприкосновении с подводным береговым склоном, пляжем и береговым уступом, проводят огромную работу по формированию берегового рельефа. Эффективность этой работы прямо пропорциональна количеству энергии, доставляемой волнами к внешней границе береговой зоны.

6.1.4.2 Трансформация волн и особенности волнового режима

Протяженность российского участка побережья составляет более 500 км. Отдельные участки его находятся под влиянием различных циркуляционных процессов атмосферы, поэтому характер волнения и, связанных с ним непериодических колебаний уровня, имеет исключительную пространственную изменчивость. Различия усиливаются и за счет морфологических особенностей отдельных участков береговой зоны (глубины, уклонов, рельефа и характера донных отложений). По условиям волнообразования и, следовательно, по особенностям волнового режима побережье можно разделить на три района.

Первый район – береговая зона в районе г. Дербент и к северу от него. Для него характерны грядовый бенч, образующийся в результате препарировки коренных пород, местами перекрытый песчано-ракушечными отложениями, относительно крутые уклоны, большие разгоны, достигающие 300 км и большие (до 700 м) глубины в открытом море.

Второй район – от г. Махачкалы до о. Тюлений. Для этого района характерны песчаные грунты, малые уклоны дна, наличие подводных валов, мелководность первой зоны, так как глубины в открытом море не превышают 50 метров.

Третий район – предустьевое взморье Волги. Главной особенностью этой части моря является практически горизонтальное дно и очень малые глубины на всей акватории, наличие стоковых течений Волги и обилие аккумулятивных форм типа банок и мелких островов, широкое развитие водной растительности и, как следствие влияния этих факторов, – отсутствие больших волн даже при штормовых скоростях ветра, как показано в таблице 6.5.

Таблица 6.5 – Уклоны дна по нормали к берегу для некоторых пунктов западного побережья

Пункты	до изобаты 10 м	до изобаты 30 м	до изобаты 50 м
Дербент	0,004	0,0033	0,0016
Махачкала	0,003	0,0015	0,0006
Сулак	0,0015	0,001	0,004
Лагань	П.Г.Д.*	п.г.д.	П.Г.Д.

*П.Г.Д. - практически горизонтальное дно

Большая часть рассматриваемой территории расположена в северной мелководной части моря, и только район Дербента находится в средней глубоководной части Каспия. Замкнутость и изолированность бассейна приводят к тому, что зыбь здесь сравнительно редка, а в тех нечастых случаях, когда она приходит от юго-восточных штормов, на большей части побережья она гасится обширными прибрежными мелководьями.

Основными волнообразующими факторами для глубоководных районов являются скорость и продолжительность действия ветра, а для мелководных – разгоны волн, глубина моря в первой зоне, а вблизи берега – рельеф и уклоны дна, а также конфигурация береговой черты.

Существует несколько справочных пособий для Каспийского моря [773, 774], но приведенные в них данные частично устарели. В более поздних изданиях [775] предлагаются уточненные режимные характеристики волнения по сезонам года, полученные за счет более надежных результатов типизации полей ветра над морем. Но эти расчетные характеристики (h , τ , λ) разной обеспеченности вычислены для нескольких точек моря, находящихся на глубинах более 30 метров. Поэтому для характеристики режима волнения в береговой зоне использовался метод расчета, в основу которого

положена зависимость высоты от скорости ветра и разгона волн [776].

Стандартные методы расчетов волн в прибрежной зоне [776, 777] разработаны на основе законов геометрической оптики с учетом линейной спектральной модели процесса ветрового волнения. Метод базируется на предположении, что каждая составляющая спектра волн, распространяющаяся к берегу, изменяется по законам теории волновых движений без каких-либо потерь волновой энергии, что сужает границы применимости метода расчета, так как в природных условиях составляющие исходного спектра волнения изменяются в первом приближении без потерь энергии только тогда, когда зона трансформации волн, которая располагается между глубокой водой и глубиной, где начинается обрушение волн, сравнительно узкая, с уклонами дна примерно 0,1–0,02. В этом случае изменение параметров волн при уменьшении глубин происходит за счет перераспределения энергии волн вдоль волнового профиля. При этом средний период практически не изменяется, а изменение средних высот составляет, при нормальном подходе волн Γ к берегу, не более 10%. Таким образом, существующий метод позволяет определить параметры волн в зоне их трансформации с указанными уклонами дна и в условиях, когда мористой границей этой зоны является глубокая вода. Деформация волн на участке прибрежной зоны отмелого берега, начиная с глубин, где происходит первое обрушение волн и до глубины, где волны становятся одиночными, практически не учитывается расчетами.

На отмельных участках береговой зоны происходят особенно существенные изменения параметров волн. В результате многократных обрушений уменьшается высота волн и их период, изменяется профиль волны – он становится асимметричным, отношение возвышения гребня над средним уровнем к возвышению подошвы увеличивается, а длина и скорость распространения волн, как правило, уменьшаются. Несмотря на все эти изменения, волны, наблюдаемые в природе на отмельных берегах, в отличие от одиночных волн, сохраняют свою колебательную природу. Анализ данных натуральных экспериментов показал, что область прибрежного мелководья следует разделить по морфометрическим характеристикам на две зоны. Первая – область мелководья, с уклонами менее 0,001, подходит к берегу до изобаты 3 м (H_0), Вторая – непосредственно приурезовая зона, как правило, расчленена подводными валами и ложбинами. Сравнение измеренных величин высот волн (h_0) в первой мелководной зоне на глубинах $H_0 = 3$ м, по данным измерений на Аграханском полуострове и вблизи о. Тюлений, с расчетными значениями по Руководству [776] показывает достаточно удовлетворительную связь между ними [778].

Высоты волн непосредственно вблизи берега в зоне подводных валов изменяются сложным образом. Отчетливо прослеживается общая тенденция роста высот волн до момента обрушения на безразмерной глубине $H/H_0 = 0,5$, а затем – падения высот волн с приближением к берегу. При этом величина h/H непрерывно растет от значений 0,1 до 0,5 вблизи уреза. Здесь h и H – средняя высота волн и глубина в точке измерения. Обрушение волн начинается при относительной высоте волн h/H равной 0,25–0,30 [779,780].

Для береговой зоны в районе Дербента, как и всего западного побережья, волноопасными будут штормы северо-восточного, восточного и юго-восточного направлений. Волны, подходящие к берегу от В и СВ, формируются в условиях больших глубин и больших разгонов, присущих акватории Среднего Каспия. Наибольшее воздействие на берег оказывают волнения восточного направления. Волнения северо-восточной четверти приносят меньше энергии, так как от 30 до 50% волнений (северо-северо-западного направления) зарождаются и развиваются над мелководной акваторией Северного Каспия и, несмотря на большие разгоны, имеют меньшие параметры, чем волны, сформировавшиеся на глубокой воде. Волнения юго-восточного направления менее всего влияют на берег, так как юго-восточные ветры слабее, и, кроме того, с юга разгоны ограничены выступом дельты р.Самур. По этой причине расчеты режимных значений основных параметров волнения были произведены для восточных и северо-восточных штормов. В таблице 6.6 приводятся характеристики ветра и волнения по волноопасным румбам 0.1% и для других значений обеспеченности.

Таблица 6.6 – Режимные характеристики ветра и волнения по основным волноопасным румбам обеспеченностью 0,1%, 1% и 5% для некоторых пунктов на глубинах максимальных волновых воздействий

Дербент									
Румбы	F=0.1%			F=1%			F=5%		
	V, м/с	H _{кр} , м	h _{кр} , м	V, м/с	H _{кр} , м	h _{кр} , м	V, м/с	H _{кр} , м	h _{кр} , м
СВ	15,2	4,6	2,2	10,2	2,6	1,3	6,9	1,6	0,8
В	20,3	6,2	3,1	14,1	4,0	2,0	9,9	2,0	1,2
Махачкала									
СВ	8,0	1,2	0,3	7,2	1,2	0,3	6,0	0,8	0,2
В	22,2	2,8	0,7	1,0	2,4	0,6	16,5	2,0	0,5
ЮВ	26,0	3,2	0,8	2,0	2,8	0,7	18,0	2,4	0,6
Сулак									
СВ	14,0	2,8	0,5	11,0	1,6	0,4	8,2	1,2	0,3
В	18,0	2,4	0,6	14,8	2,0	0,5	14,0	1,6	0,4
ЮВ	22,2	2,8	0,7	17,8	2,4	0,6	2,0	2,0	0,5
Каспийский (Лагань)									
СВ	21,0	2,8	0,7	10,8	1,6	0,4	12,5	1,6	0,4
В	22,6	2,8	0,7	17,0	2,4	0,6	13,2	1,6	0,4
ЮВ	20,6	2,8	0,7	16,5	2,0	0,5	12,0	1,6	0,4

Более чем на 80% площади Северного Каспия развитие волнения лимитируется глубиной. Оно достигает предельного развития уже при скоростях ветра 15–20 м/с.

Для махачкалинского участка волноопасными будут ветры СВ, В и ЮВ. В районе Махачкалы проходит граница, разделяющая районы моря с разными условиями волнообразования. В отличие от района Дербента, где волнообразование идет по законам глубокого моря, здесь процессы лимитируются малыми глубинами, как в береговой зоне, так и в открытом море. Поэтому при возникновении ветра волнение быстро достигает предельного развития и при дальнейшем увеличении скорости ветра больше не изменяется. Из-за отмелости берега на участке Махачкала-Каспийск положение зоны обрушения волн зависит от нагонного повышения уровня. Непериодические кратковременные повышения уровня в районе Махачкалы составляют 65 см (максимальные значения), а сгоны – 102 см. Нагоны происходят при юго-восточных и восточных ветрах, 3 сгоны – при северо-западном ветре [775].

Расчет удельной энергии [781] для западного берега Каспия от Дербента до предустьевого взморья Волги показал, что величина ее заметно снижается по мере того, как уменьшаются глубины в первой зоне и в прибрежной полосе. Удельная энергия волнения распределялась вдоль побережья следующим образом; Дербент – 32,0; Махачкала – 4,4; Сулак – 1,8; Лагань – 0,001, Видно, что по мере обмеления акватории воздействие ветровых волн на берег в несколько раз снижается с юга на север. Вместе с тем, характер подводного рельефа говорит об активности лито- и морфодинамических процессов в Северном Каспии, приоритетная роль в которых принадлежит низкочастотным волновым движениям [782].

6.1.4.3 Течения и сгонно-нагонные явления

На водные массы Каспия одновременно оказывают воздействие многие факторы – ветер, рельеф дна, конфигурация береговой линии, различие температур отдельных частей акватории, сток рек. Детальные работы предыдущих исследователей [783; 784; 785] показали, течения в Каспии имеют четко выраженное двухслойное строение, которые в зависимости от сезонов года меняют направления вплоть до противоположного. В зимне-весенний период один циклонический круговорот охватывает Средний Каспий, а два антициклонических круговорота наблюдаются в Южном Каспии. Летом в Среднем Каспии течения прямо противоположны. Приведенная часть схемы поверхностных течений на акваторию Северного и Среднего Каспия, что показана на рисунке 6.1, дает только общее представление.

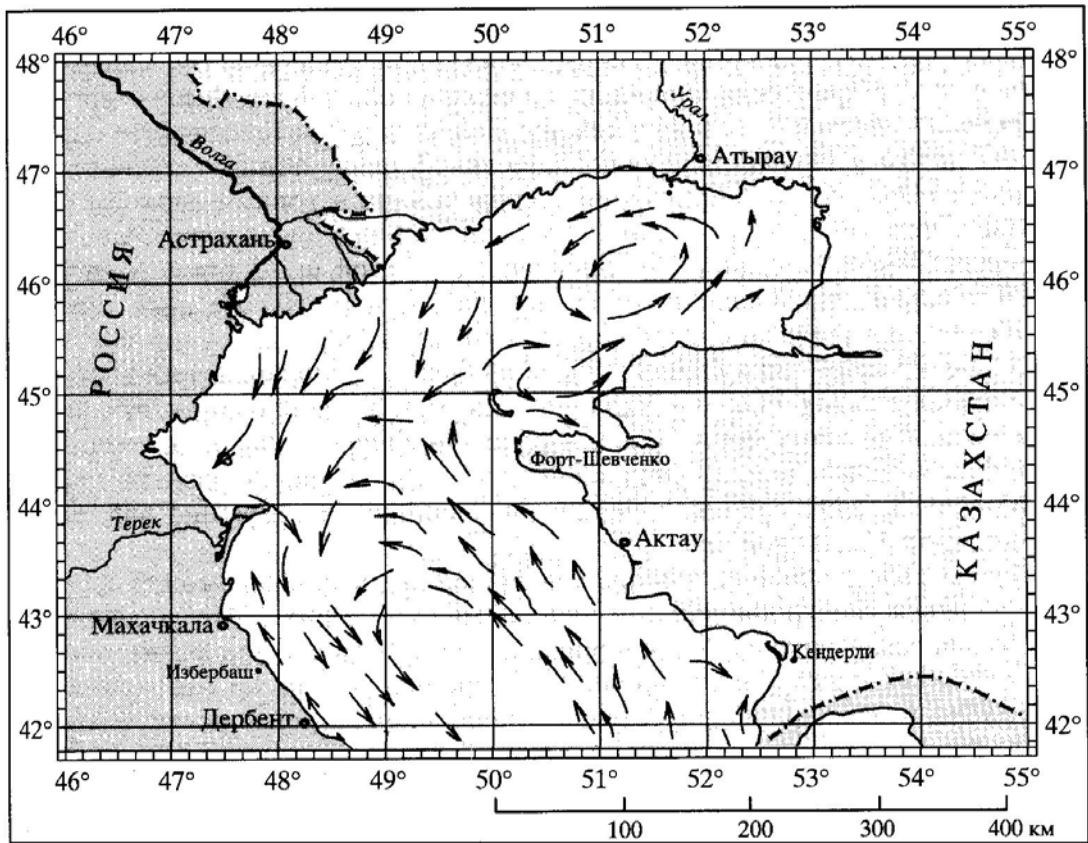


Рисунок 6.1 – Схема обобщенных поверхностных течений Северного и Среднего Каспия по данным инструментальных наблюдений [787]

Приведенные ниже карты распределения скоростей течений выполнены на основании различных численных моделей, в которых поле скорости течения в значительной степени определяется направлением и силой ветра, но и рельеф дна и конфигурация берега также учитываются, так как они играют важную роль. Как видно из рисунка 6.2, при воздействии ветров СЗ и СВ направлений возникает система вдольбереговых течений, скорость которых возрастает на мелководных участках.

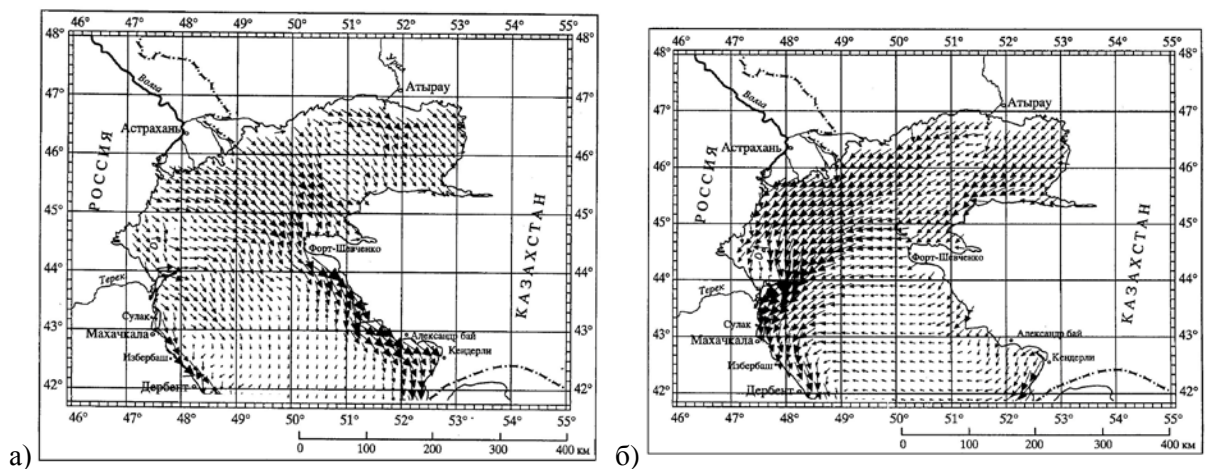


Рисунок 6.2 – Распределение скорости дрейфового течения на поверхности моря при СЗ (а) и СВ (б) ветрах со скоростью 10 м/с [787]

В Северном Каспии преобладают ветра ЮВ румбов, судя по расчетам, максимальная скорость его может достигать раз в 100 лет 35-40 м/с. Продолжительные и сильные ЮВ ветры вызывают нагон воды в Северном Каспии и на участке Махачкала – остров Чечень, что приводит к возникновению градиентного течения, направленного навстречу ветру.

Помимо нагонов, на западном участке устьевого взморья Волги существует устойчивое стоковое течение вод со скоростями до 5–8 см/с. Второй выраженный поток (2–4 см/век) отмечается на крайнем востоке Северного Каспия [785].

Детальный анализ течений [786] показывает, что при ЮВ ветре со скоростью 10 м/с преобладающим течением будет СЗ, достигающее в поверхностном слое 10–15 см/с. С глубиной течение ослабевает и меняет направление на СВ. При З ветре в 10 м/с преобладающим течением будет ЮВ, со скоростью в поверхностном слое 10–15 м/с. С глубиной течение также ослабевает и его направление меняется на Ю. При СВ ветре с такой же скоростью преобладающим течением будет ЮЗ, скорость 10-15 м/с. С глубиной течение ослабевает и меняет направление на З [787]. Таким образом, высокая устойчивость ЮВ течений у западного побережья связана с ветрами. На участке между Махачкалой и Апшеронским полуостровом течение направлено на ЮВ, т.е. вдоль берега, стрезень его следует вдоль изобаты 50–70 м со скоростями 30–40 см/с, максимальные скорости по натурным наблюдениям могут достигать 80–100 см/с. Анализ детальных полевых исследований позволяет утверждать, что ветру принадлежит решающая роль в формировании течений и волнений.

За последние 120 лет наблюдался ряд крупных (более 1,5-3,0 м) нагонов. Особенно крупный нагон с катастрофическими последствиями на западном побережье Северного Каспия и в дельте Волги отмечен 10-13 ноября 1952 г. при штормовых восточных и юго-восточных ветрах, вызванных влиянием мощного антициклона и циклона над Северным Кавказом. Нагон 1952 г. нанес огромный ущерб, общая площадь затопления суши составила 17 тыс. км². Полоса суши шириной 25-50 км была затоплена морской водой. Уровень повышался на отдельных участках на 3-4,5 м, как показано в таблице 6.7, рисунке 6.3. В вершине Кизлярского залива нивелировкой после нагона были зафиксированы отметки уровня минус 24,5 м (нормальный уровень в том году был минус 28,2 м). Следует отметить, правда, что наряду с отрицательным эффектом ветро-волновые нагоны имеют положительное значение. Распресненные каспийские воды (минерализация воды в прибрежной зоне в вегетационный период изменяется от 0,5 до 3,4 г/л) на побережье Калмыкии в определенной степени улучшают почвенно-водный режим и как следствие – продуктивность пастбищных угодий.

Таблица 6.7 – Влияние ветро-волновых нагонов на побережье

Характеристика нагонов				Краткое описание зоны затопления
Дата нагона	Максимальная высота нагона, м над нулем поста (-28,0 м)	Направление и скорость ветра, м/с	Среднегодовой уровень моря, м	
13.1 1.52	4,5	ю-в 24-28	-28,2	Ширина зоны затопления – от 30 до 50 км, а ее площадь – 5,5 тыс. кв.км. Железная дорога Астрахань-Кизляр размыта в трех местах, затоплены многие поселки, зимовки, фермы. Сумма ущерба составила более 500 тыс. руб.
01.01.69	1,3	в-ю-в 12-13	-28,5	Ширина зоны затопления – 5-10, а в отдельных местах – 15-20 км
09.01.82	1,84	в-ю-в 18-20	-28,2	Начало затопления – у Бирючьей Косы. Г.Каспийский окружен водой с трех сторон, некоторые дома оказались в воде, ширина зоны затопления – 25-30, а в районе Артезиана – 40 км. По долине Кумы нагон дошел до железнодорожной линии, прошел под мостом и распространился еще на 3-5 км. Сумма ущерба составила более 500 тыс. руб.
25-28.01.84	1,16	в-ю-в 15-19	-28,0	На участке от г.Каспийский до Джилькиты ширина зоны затопления достигала 5-10 км. Джилькитинский банк был затоплен на расстояние до 40 км. В районе Ку-тан-Кочубей вода не дошла до железнодорожного полотна всего на 1-5 км. Острова Иван Караул, Чапуренок, Нордовый, Чистая Банка затоплены полностью. Общая площадь затопления превысила 20 тыс. га. Сумма ущерба составила около 100 тыс. руб.
20-25.04.86	1,56	н-ю-в 12-18	-27,9	Ширина зоны затопления от пос. Вышка до г. Каспийский достигала 10-12, от Каспийского до Чапуры – 10-15, далее до Кутана – 15-25, местами до 30 км
17.10.87	1,10	ю-в 12-15	-27,7	На участке пос.Вышка – г.Каспийский ширина зоны затопления достигала 3-5 км, к югу она резко увеличивалась до 15-20, а на участке Чапуренок – Кума до 25-30 км. Острова Иван Караул, Чапуренок, Чистая Банка затоплены полностью кроме обвалованных участков
22.01.88	1,05	ю-в 15-17	-27,7	Начало затопления – от г.Каспийский. Далее до Чапуренка ширина зоны затопления составляла 5-10 км, а на участке Чапуренок–Нордовый – 15-20 км. По старым руслам и проранам Кумы вода проникала до 30-35 км. Прибрежные острова затапливались полностью

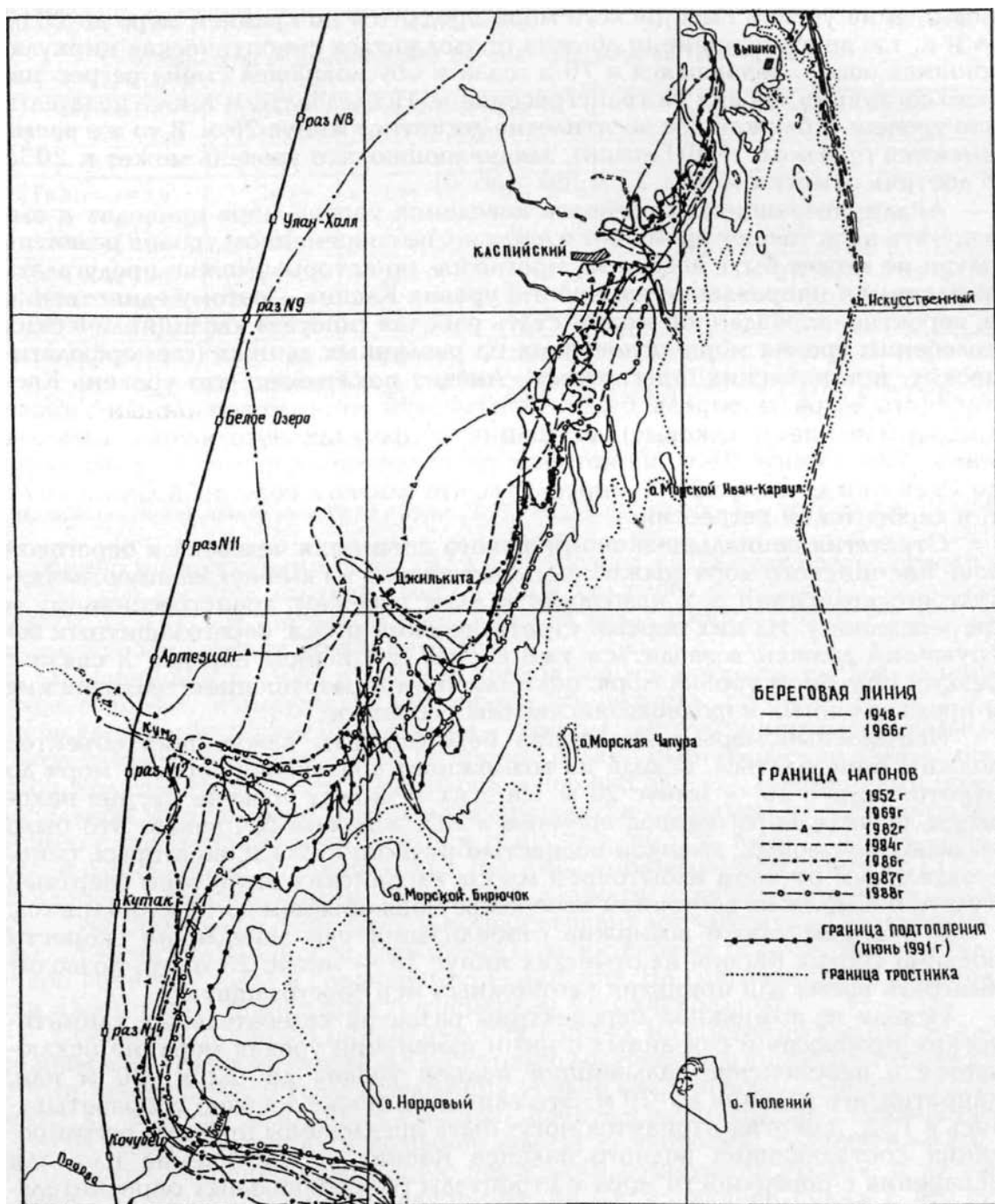


Рисунок 6.3 – Затопление северо-западного побережья Каспия морскими нагонами (составитель И.Е.Курбатова)

На дагестанском побережье сгонно-нагонные колебания уровня моря наблюдаются при господствующих здесь северо-западных и юго-восточных ветрах. По многолетним данным повторяемость сгонов в Махачкале составляет 48%, а нагонов - 46%. При этом максимальные отметки уровня составляют -100 и 220 см соответственно. В Избербаше нагоны возникают при северных, северо-восточных и юго-восточных ветрах, а сгоны - при южных и северо-западных. Амплитуда колебаний уровня от 70 до -120 см. В Дербенте отмечается то же соотношение сгонных и нагонных ветров, а пределы колебаний уровня составляют от 60 до -110 см. В результате сгонно-нагонных колебаний уровня моря

происходит изменение глубин в береговой зоне, что, в свою очередь, приводит к перестройке профиля подводного берегового склона со всеми вытекающими отсюда последствиями. Меняется также степень воздействия волн на пляж, береговой уступ и берегозащитные сооружения.

Повышение уровня моря привело к значительному перемещению линии уреза вглубь суши и подтоплению побережья за счет подъема грунтовых вод. С повышением уровня непосредственно связаны возросшая интенсивность штормовых нагонов и увеличение размеров зон затопления. Участки побережья, затапливающиеся лишь при редких, опасных нагонах, теперь оказываются под водой несколько раз в году.

6.1.4.4 Ледовый режим

Каспийское море относится к частично замерзающим морям, Северный Каспий замерзает ежегодно, ледовый период продолжается с ноября по март. Максимальная толщина льда не превышает 60-70 см, однако толщина наслоенного льда может достигать 3м. В пределах дагестанского побережья Каспийского моря ледовый покров формируется не каждый год. В мягкие зимы лед, как правило, не образуется. В умеренно холодные первое появление льда в море происходит в январе. Часто молодой лед тает в первую же оттепель, и вновь образуется. Этот процесс может повторяться неоднократно. Полное очищение моря от ледяных проявлений происходит в начале марта. В суровые зимы признаки льдообразования проявляются в начале декабря, и лед сохраняется до начала апреля. Толщина его достигает 30–40 см. В районе Махачкалы при продолжительных и сильных юго-восточных ветрах битый лед образует плотную массу толщиной до 5–6 м, способную производить разрушительную работу на мелководье.

Трудов, посвященных количественной оценке влияния прибрежных льдов на динамику берегов, чрезвычайно мало. В связи с этим большое значение имеет работа [788], выполненная на основе анализов аэрофотоснимков рельефа дна Каспийского моря, где автор обнаружил систему закономерно расположенных борозд и шрамов светлого тона на фоне более темной поверхности. Длина таких борозд может составлять 2–3 км. Указанные формы рельефа автор связывает с выпаивающей деятельностью дрейфующих торосистых льдов, которые, цепляясь за дно в пределах распространения глубин от 3 до 1 м, сдирают поверхностный слой и обнажают залегающие внизу более светлые отложения. Попадая на глубины 2–2,5 м, дрейфующие ледяные поля прекращают свое движение и превращаются в "стамухи" – неподвижно сидящие на мели глыбы льда, которые становятся своего рода волноломами, защищающими берег от воздействия волнения.

Таким образом, берегоформирующая деятельность льдов в береговой зоне ограничена их влиянием в основном на подводную ее часть. И лишь в случае образования припая, который превращается в торосы после штормов, возможно непосредственное деструктивное воздействие льда на пляж и береговой уступ. Этот вывод полностью совпадает с ранее сделанными заключениями о морфодинамической роли льдов на берегах северных морей.

На Северном Каспии впервые документально зафиксированы формы ледовой эскарации на глубинах от 3 до 12м, что показано на рисунке 6.4. Борозды, образованные дрейфующими торосистыми образованиями, по протяженности превышают первые км, ширина достигает 5 м, судя по данным ГБО и эхограммам, глубина не превышает 1 м. Также были обнаружены локальные ямы, оставшиеся от стамух, сидящих на дне [789].

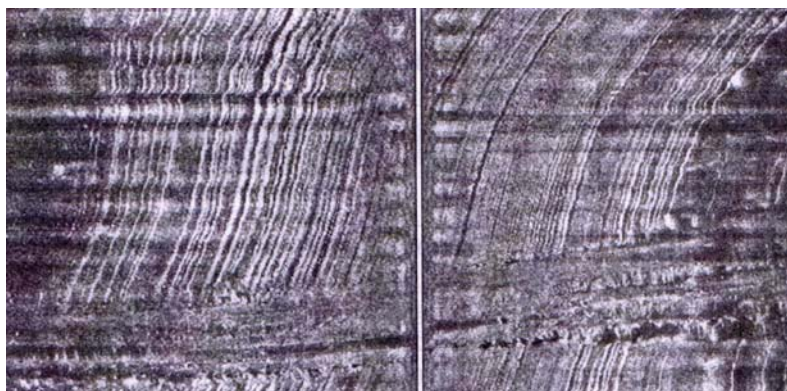


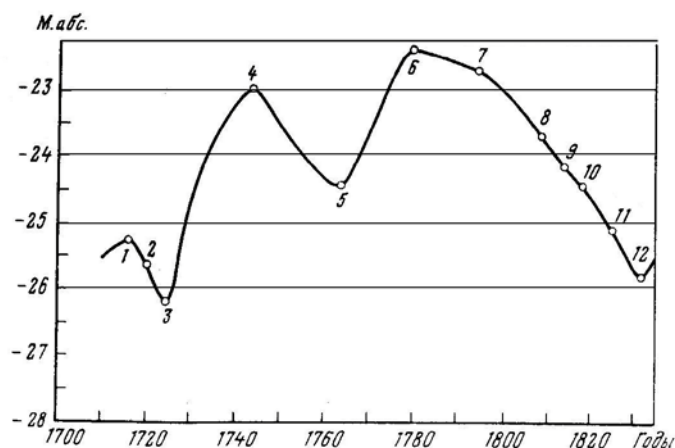
Рисунок 6.4 – Борозды выпаживания на дне Северного Каспия [789]

6.1.5. АНАЛИЗ УРОВЕННОГО РЕЖИМА КАСПИЙСКОГО МОРЯ

6.1.5.1 Колебания уровня Каспийского моря в голоцене

Уровень Каспия колебался неоднократно в последней истории. За последние 8000 тыс. лет он колебался с амплитудой, по крайней мере, до 15 м – опускался, вероятно, до -113 м в раннем голоцене и поднимался до -20 -18 м в конце голоцена [790; 791 и др.]. Инструментальные наблюдения за уровнем моря начались только в 1837 году, поэтому данные о возрасте более ранних уровней фрагментарны и часто противоречивы. На основании исторических карт и архивных материалов по юго-восточному побережью Каспия Н.Г.Комарова [792]приводит кривую колебаний за период 1700-1830 гг., показана на рисунке 6.5. Уровень все это время превышал современный максимум на 5 м (около -22м).

Рисунок 6.5 – Кривая колебаний уровня Каспия по историческим данным [792]



Для целей изучения рельефа дна Северного Каспия бóльший интерес представляют колебания, происходившие в последнее тысячелетие и даже в более поздние годы, так как именно они играли основную роль в преобразовании современного рельефа дна. Между 1929-1977 гг. уровень Каспия упал на 3 метра – от -26 до -29 м, и затем вновь поднялся до отметки – 26 м менее, чем за 20 лет. Подъем уровня был со средней скоростью 13 см в год, т.е. в сотни раз быстрее, чем поднимается уровень океана в настоящее время.

Наибольшую известность приобрели кривые, приведенные в работах [790; 791; 792; 793]. Сравнение кривых показывает большие различия, в частности в среднем голоцене по разным данным уровень Каспия был на отметках -15 м [790] и -20 м [791]. Еще больший размах значений приурочен к 8000 л.н., когда уровень был по одним данным -32 м, а по другим -20 м. Что касается кривой уровня, предложенной Р. К.Клиге [793], то она еще более резко расходится с двумя предыдущими, что показано на рисунке 6.6. Столь существенные разногласия, возникшие, несмотря на детальные полевые исследования и большой массив датировок, способствовали дальнейшим исследованиям проблемы колебаний уровня Каспия. В последние годы появились новые данные и новые методы определения возраста отложений, позволяющие уточнить имеющиеся кривые, особенно для позднего голоцена. Однако не всегда привлечение датировок, выполненных 14С методом ускоренной масс-спектрометрии (AMS), способствовало выяснению истории развития региона, так как получались несопоставимые результаты [794]. Вероятно, это определялось некорректными датировками, полученными ранее из переотложенных раковин. Переотложение особенно значительно в фазу подъема уровня моря, когда происходит размыв прибрежного подводного склона с последующим поступлением материала размыва на пляж. В дальнейшем на фоне подъема уровня моря береговой вал продвигается вглубь суши на прибрежную регрессивную террасу, сформированную ранее при регрессии моря. В результате часто возможна ситуация, когда по разрезу более молодые раковины залегают ниже.

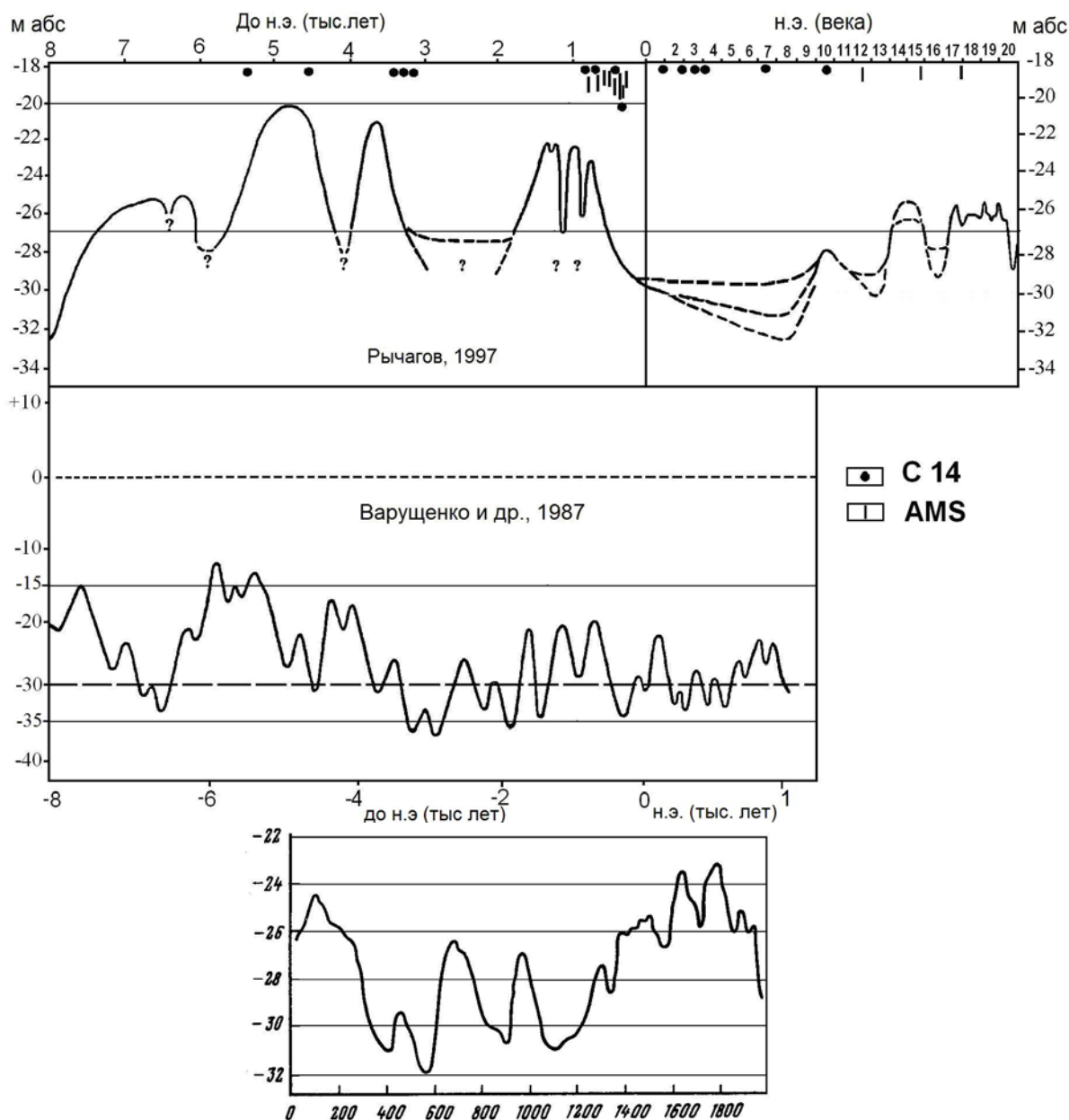
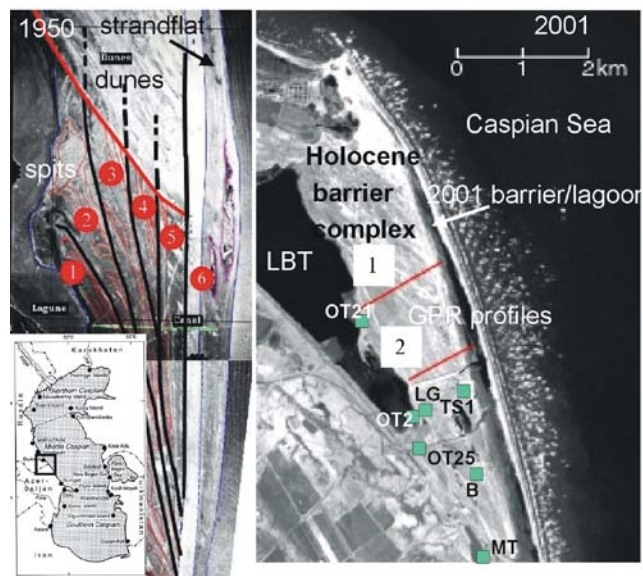


Рисунок 6.6 – Кривая уровня Каспия за 2000лет [793]

Продолжающееся детальное изучение одного из участков дагестанского побережья Каспия, где до этого многие годы проводился мониторинг береговой зоны [795], позволило получить новые материалы о колебании уровня Каспия. Для датирования были отобраны *in situ* раковины моллюсков в парных створках со дна лагуны, сформированной за барьерным комплексом, что показано на рисунке 6.7 [796]. Возраст раковин определялся по содержанию ^{14}C методом ускоренной масс-спектрометрии (AMS) в лаборатории Утрехтского университета (Нидерланды).

Рисунок 6.7 – Справа: голоценовый барьерный комплекс, лагуна в 2001 году. ОТ – обнажения, В – буровые; ЛБТ – озеро Большие Турали; МТ – мыс Турали [796]. Слева: данный участок в 1950 г [791]



Анализ 14 датировок показал, что последние значительные высокие стояния уровня моря были ~2600 BP and ~300 BP. В первом случае уровень достигал -24 м, во втором – также был около -24 м. После 2600 л.н. началась регрессия, на фоне которой в ее завершающую стадию (около 2500 л.н.) зафиксирован очередной незначительный подъем уровня моря [797; 798].

Однако доминирующим процессом между датами 2600 л.н. и 300 л.н. было опускание уровня моря, доказательством чему явились геофизические данные, полученные в другом районе Каспия – в Азербайджане в дельте Куры [799].

Геофизические данные и радиоуглеродные датировки AMS раковин моллюсков из пробуренных скважин показали, что низкий уровень (до -48 м абс.) был около 900 лет назад. Геофизические профили на авандельте Куры, показаны на рисунке 6.8, сопровождаемые бурением, показывают эрозионное несогласие на глубине около 21 м от современного уровня. Ниже в скважинах на глубине 16-17 м вскрывались дельтовые отложения с прослоями раковин.

Принимая скорость осадконакопления в 1.2 см в год, вычисленную по двум датированным образцам из разных слоев дельтовых отложений, можно сделать вывод, что возраст эрозионной поверхности составляет около 900 лет. Морские виды фауны моллюсков указывают на отложение их на глубине 10-20 м ниже уровня моря (т.е. -34 и -44 м абс.). Хотя некоторые из этих моллюсков могут быть не *in situ*, C14 датировки более глубоких образцов вполне согласуются с позицией низкого стояния уровня моря между 2600 л.н. и ~300 л.н.

Высокие уровни моря совпадают с глобальными периодами более влажного и холодного климата, маркирующих начало субатлантики и Малого ледникового периода соответственно [800]. Со средневековым теплым периодом совпадает низкий уровень

Каспия около 900 л.н. Исторические свидетельства по Каспийскому морю подтверждают низкое стояние его уровня. По данным многих исследователей примерно в это время была дербентская регрессия, правда ее уровень принимался не столь глубоким - -34 м [790; 791]. Оба похолодания совпадают с хорошо известными минимумами солнечной активности. Начиная с 1837 года, уровень Каспия четко зависит от солнечной активности – ее понижение приводит к повышению уровня моря и наоборот.

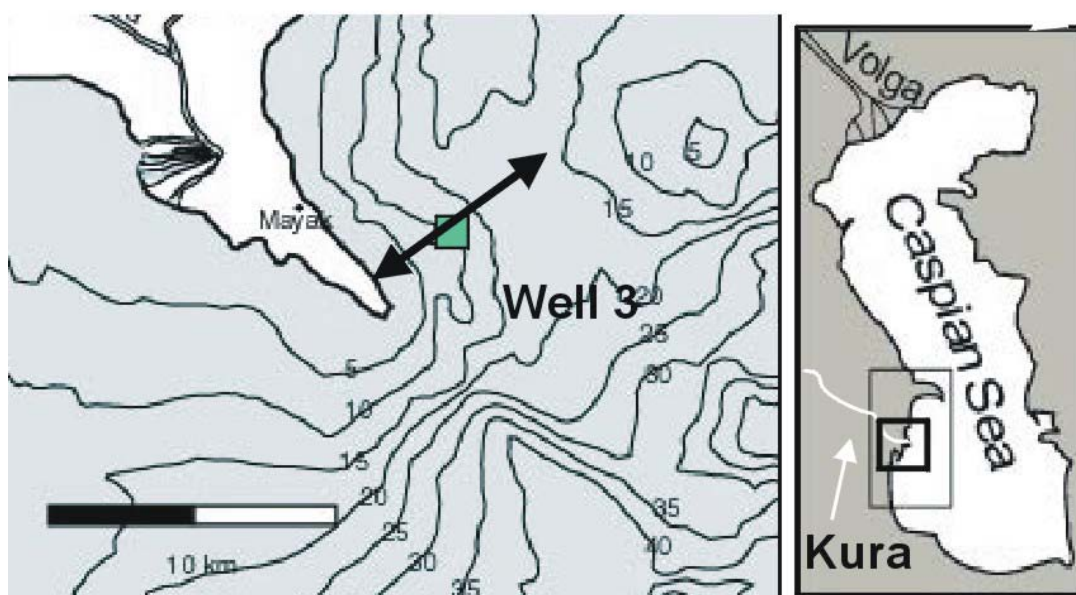
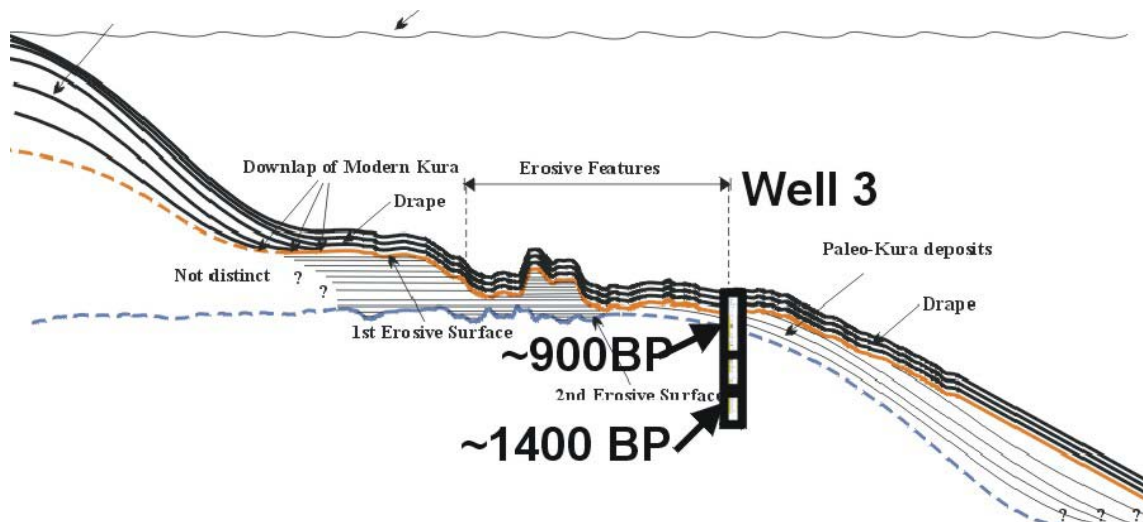


Рисунок 6.8 – Профиль через авандельту Куры. Голубая пунктирная линия указывает на эрозионное несогласие, возраст ~900 BP. Ниже залегают дельтовые отложения с горизонтом раковин, возраст которых ~1400BP [799]

Наряду с двумя районами исследований, детальные работы были проведены в дельте Волги, включающие геофизические исследования и бурение на ключевых участках, выбранных по полученным профилям [796]. Большой массив AMS датировок позволил уточнить ранее известную кривую Рычагова, что показано на рисунке 6.9.

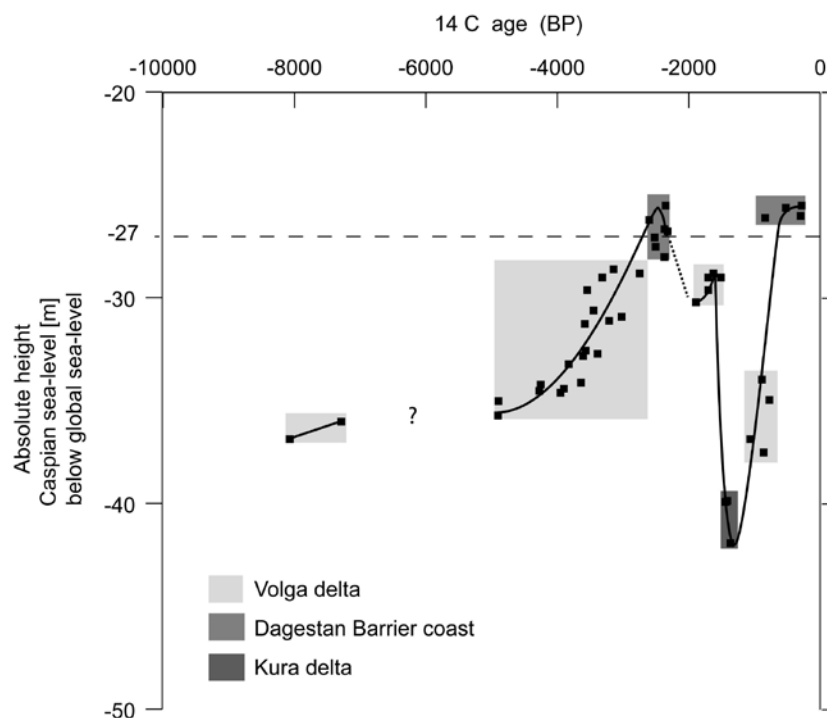


Рисунок 6.9 – Обобщенная кривая по трем участкам – дельта Волги, дагестанское побережье, палеodelьта Куры [796]

Наиболее ранние датировки (около 8000 лет), полученные из раковин с парными створками в нескольких буровых колонках, подтверждают регрессивную фазу Каспия, что совпадает с данными Рычагова. В интервале 8000-5000 л.н. датировок получено не было. Начиная с 5000 л.н. и вплоть до 3000 л.н. уровень моря, судя по большому количеству полученных данных, постепенно и почти без значительных осцилляций поднимался. Далее на кривой приведена обобщающая кривая, полученная на основе данных по двум участкам – дагестанском берегу и палеodelьте Куры. Около 2600 л.н. он превышал современный на 2 м, затем было понижение до -44 м, которое, судя по датировкам из дельты Волги и на дагестанском берегу, прерывалось незначительным подъемом.

Дербентскую регрессию сменил очередной подъем Каспия, который был с осцилляциями, что отразилось в геоморфологическом строении дагестанского участка побережья, так как каждое изменение уровня приводило к изменению типа берега. За последние две тысячи лет он неоднократно менялся, был аккумулятивным с широкими песчаными пляжами, лагунным, аккумулятивным с пляжем, сложенным галечным материалом, абразионным и вновь лагунным [801].

С середины 19 века, благодаря открытию метеостанций в Махачкале и Баку, начались инструментальные наблюдения за уровнем Каспия, что в дальнейшем позволило построить кривую колебаний уровня [35, 26, 28], показанную на рисунке 6.10. Размах колебаний уровня за этот период времени составил около 4 м.

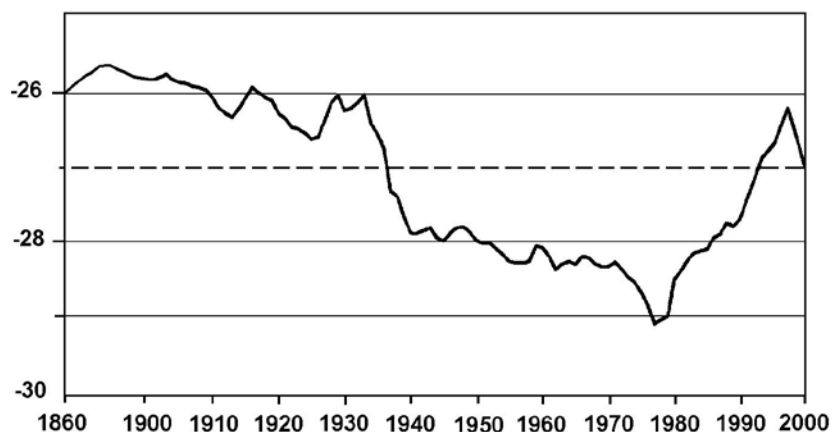


Рисунок 6.10 – Кривая уровня Каспия за период инструментальных наблюдений[802]

Подробную кривую уровня Каспия приводит И.В. Иванов [803]. В значительной степени она повторяет кривую Варущенко и др. [790]. Принимая во внимание, что глубина падения уровня моря большинства регрессивных стадий вызывает споры, автор счел возможным показать на кривой только трансгрессивные этапы, обозначив лишь местоположение регрессивных. Трансгрессия 5 и регрессии 4, 6 выделены дополнительно по данным палеогеографии и палеопочвоведения в Северном Прикаспии, как показано на рисунке 6.11.

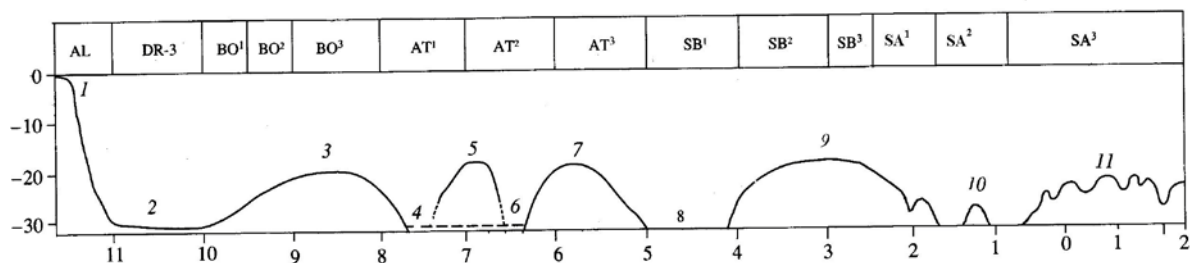


Рисунок 6.11 – Трансгрессии: 1 – позднехвалынский бассейн; 3 – дагестанская; 5 - ?; 7 – гоусанская; 9 – туралинская; 11 – позднердербентская. Регрессии: 2 – мангышлакская; 4, 6 -?; 8 – махачкалинская; 10 – дербентская [803]

Детальную кривую колебаний уровня моря представил Ю.А. Карпычев, где он свел данные по различным берегам Каспия. Построенная кривая имеет циклический характер с периодом повторяемости 230-280 лет. В некоторых циклах наблюдаются осцилляции уровня моря. По данным автора до максимальной отметки (около -22 м) уровень повышался в середине XVIII века. До -32...-33 м абс., но не больше, он опускался во время дербентской регрессии в X-XIII вв., что показано на рисунке 6.12. Средняя продолжительность цикла 253 года хорошо совпадает с 260-летним периодом колебаний увлажненности, фиксируемым повсеместно.

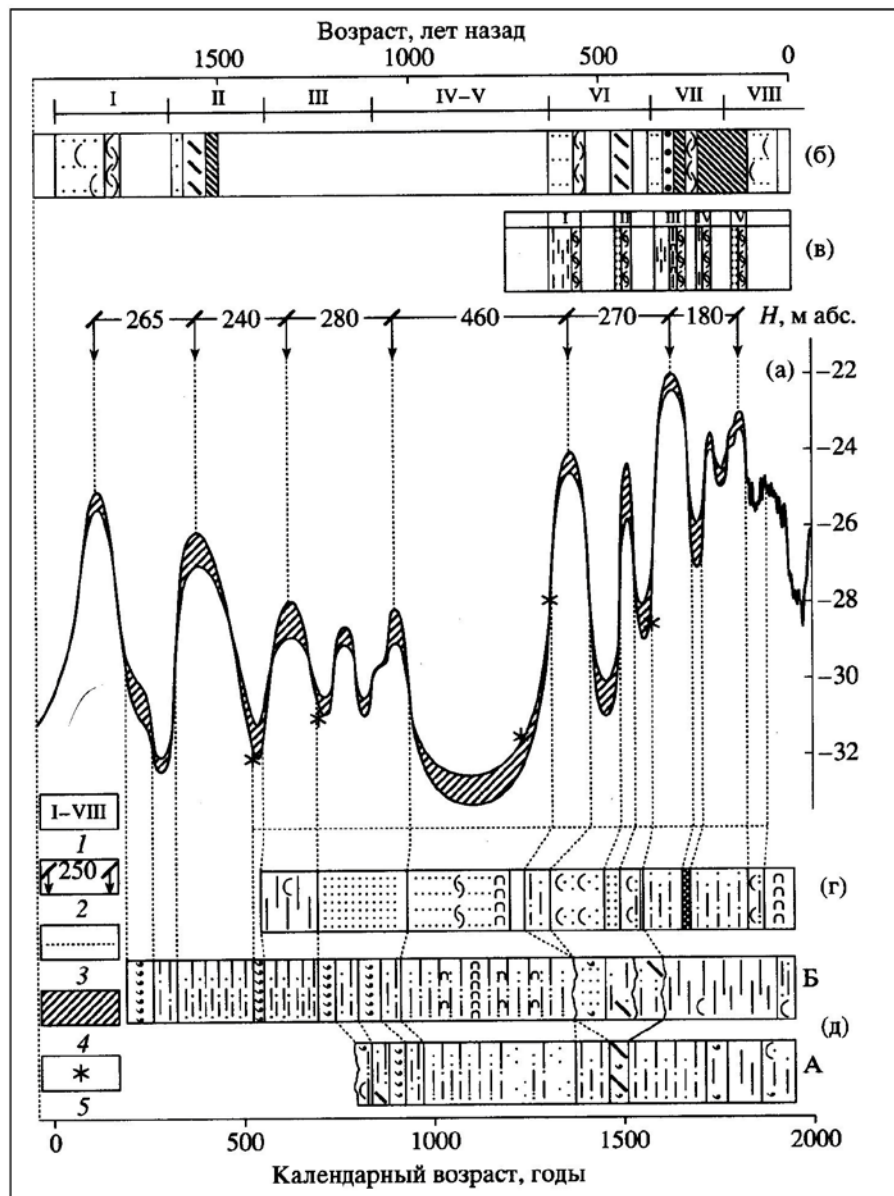


Рисунок 6.12 – Наиболее вероятный ход уровня моря в исторический период на основании состава и возраста отложений Аграханской косы, юго-восточного полбережья Каспия, впадины Ащи-Сор, Красноводского залива [804]

Как видно из приведенной кривой, уровень был около -25 м 300 л.н., что согласуется с приведенными выше данными [796].

В дальнейшем геолого-геоморфологические исследования на участке дагестанского побережья с привлечением новых аналитических методов и сопровождавшиеся мониторингом непосредственно в береговой зоне, позволили уточнить имеющуюся кривую и построить более детальную на отрезок времени с 1930 по 2000 гг. [805]. На сегодняшний день эта кривая является наиболее репрезентативной для этого отрезка времени, что показано на рисунке 6.13.

Рисунок 6.13 – Кривая хода уровня моря на 1930-2000 гг. [38]



Из всех проблем, связанных с Каспийским морем, на первое место следует поставить проблему изменения его уровня и разработку методов прогноза этих изменений, т.к. уровенный режим обуславливает правильный выбор мероприятий при решении всех остальных задач, связанных с Каспийским регионом.

Анализ колебаний уровня бассейна за последние 10 тыс. лет показывает, что амплитуда его колебаний достигала 15 м от минус 20 м до минус 35 м. За период инструментальных наблюдений (с 1837 г.) амплитуда колебаний уровня составила 4 м, от минус 25,3 м в восьмидесятых годах прошлого столетия до минус 29 м в 1977 г., что показано на рисунке 6.13. За время инструментальных наблюдений положительные годовые приращения уровня превышали 30 см трижды (в 1867 г. – 38 см, в 1979 г. – 32 см, в 1991 г. – 39 см), а отрицательные – дважды (в 1851 г. – 32 см, в 1937 г. – 31 см). Среднее положительное приращение годового уровня за 1978–1991 гг. составило 14,3 см, среднее отрицательное годовое приращение за 1930–1941 гг. – 16 см.

Среднегодовое значение сезонного хода уровня по Северному Каспию составляет 40 см. Максимальный подъем уровня – 72 см. и максимальный спад – 64 см (относительно среднемесячного значения) отмечен для о.Тюлений.

Главным фактором, влиявшим на уровенный режим Каспийского моря в голоцене и в последние десятилетия, является изменение климата в пределах его бассейна и акватории. Об этом говорит четкая связь, существующая между положением уровня Каспия и составляющими водного баланса. Так, резкое падение уровня в 1933–1940 гг. (почти на 1,72 м) было вызвано уменьшением приходных составляющих водного баланса, в особенности речного притока, средняя величина которого за этот период составила 223,7 км /год (на 72,3 км /год меньше нормы, оцениваемой за 1880–1990 гг. величиной 296 км /год). Испарение (видимое) при этом было больше нормы – 773 мм/год (норма – 750 мм/год). Одновременно происходило постепенное нарастание антропогенного воздействия на водный режим.

Основными факторами хозяйственной деятельности, оказывающими наибольшее влияние на поступление в море речных вод, являются: орошение, сооружение водохранилищ, осушение болот и заболоченных земель, агролесомелиоративные мероприятия, промышленно-коммунальное водопотребление. В 1990 г. уменьшение притока в Каспий за счет хозяйственной деятельности составило 41 км³ в год. Расчеты показывают, что если бы не активное развитие деятельности человека, то уровень Каспийского моря в настоящее время был бы на 1,2–1,3 м выше современного.

Современное повышение уровня Каспия (1978–1991 гг.) также объясняется соответствующим изменением составляющих водного баланса, как показано в таблице 6.8. Речной приток за этот период оценивается средней величиной 305 км /год. В частности, приток Волги при этом был на 17 км /год выше нормы.

Таблица 6.8 – Элементы водного баланса Каспийского моря за 1880–1990 гг.

Периоды	Приращение уровня	Среднегодовой приток к морю*		Сток в залив Кара-Богаз-Гол		Видимое испарение
	см	км ³	см	км ³	см	
1880–1913	-92	306	75,5	24,7	6,7	71,5
1914–1932	16	321	80,4	19,7	4,9	74,7
1933–1940	-172	229	58,5	10,5	2,7	77,3
1941–1956	-61	292	77,5	11,6	3,1	78,2
1957–1970	-4	281	75,5	9,5	2,6	73,2
1971 – 1977	-61	236	65,2	6,9	1,9	72,0
1978–1990	-166	305	81,9	1,8	0,5	68,4
1880–1990* Включая подземный приток 5 км ³ /год	-206	293	75,3	16,6	4,2	73,5

Особенно многоводными были 1979 и 1990 годы, когда сток Волги составил 297 и 310 км /год соответственно. Слой видимого испарения был ниже нормы на 5–7 см. По некоторым оценкам вклад собственно испарений в подъем уровня может превышать 30%.

Начавшийся в 1978 г. подъем уровня явился результатом изменения климатического режима. С 1972 г. происходит смена эпох циркуляции, с ростом частоты широтной формы и сокращением меридиональной. Особенно резкие климатические изменения происходят с 1976 г. Это выразилось в изменении циклональной деятельности, которая увеличивается в среднем на 12% по сравнению с предыдущим десятилетием (в августе на 31%, в сентябре на 38%). Увеличилось число Атлантических (на 48%) и Западно-Европейских (31%) циклонов с ростом их водности соответственно на 35 и 18%. Это привело к росту облачности, увеличению атмосферных осадков (и как следствие речного стока) и сокращению испарения. На сокращении испарения сказалось также понижение температуры каспийской воды.

Совместный анализ синоптических данных по бассейну Каспия и материалов по его уровню показал достаточно достоверную корреляцию между этими процессами. В годы повышения уровня моря преобладали процессы, когда количество дождливых сезонов значительно превышало количество сухих сезонов (особенно в холодное время) и, напротив, уменьшение «дождливости» уверенно совпадает с периодами понижения уровня. В то же время всесторонний анализ тектонической составляющей показал, что ее вклад в процессы изменения уровня не может быть очень существенным.

В последнее десятилетие наблюдается сочетание таких составляющих водного баланса, при сохранении которых на длительную перспективу уровень может достичь минус 24 м. В самом деле, средний сток рек в 1978–1990 гг. составил 305 км³/год, т.е. с учетом безвозвратных потерь (41 км³/год в 1990г.) превысил на 12 км сток рек в 1900–1929 гг., когда уровень моря находился на абс. высоте около -26 м. По некоторым данным количество осадков за последнее десятилетие увеличилось почти на 5 см по сравнению с началом нашего столетия (с 17,3 см до 22,2 см), а испарение уменьшилось на 4 см.

6.1.5.2 Прогноз положения уровня Каспийского моря

Вообще в прогнозах большинство исследователей сходятся на том, что повышение уровня Каспийского моря продлится, по крайней мере, до 2010 (+3) г., т.к. до этого времени должна продолжаться синоптическая циркуляционная эпоха, начавшаяся в 70-х годах и обусловившая смену регрессивного состояния Каспия на трансгрессивное. Исследователи также полагают, что уровень в ближайшее десятилетие достигнет минус 25 м. В то же время имеются прогнозы (И.Ф.Гетман), заключающие, что уровень может к 2035 г. достичь отметки минус 21 м, что показано на рисунке 6.14.

Анализ имеющихся прогнозов поведения уровня моря приводит к выводу, что в настоящее время нет и, видимо, на современном уровне развития науки не может быть надежных прогнозов, по которым можно предугадать амплитуду и направление изменений уровня Каспия. Поэтому оправданной может стать рабочая гипотеза квазициклических колебаний уровня моря, основанная на различных данных (геоморфологических, исторических, прогнозных). Анализ показывает, что уровень Каспийского моря и впредь будет испытывать многолетние (в том числе тридцатилетние и вековые) колебания в пределах абсолютных отметок минус 20 – минус 26 м (на которых располагались береговые линии моря до 1929 г.) и до минус 29 – минус 33 м, что близко к береговой линии 1977 г. и дербентской регрессии, что показано на рисунке 6.15.

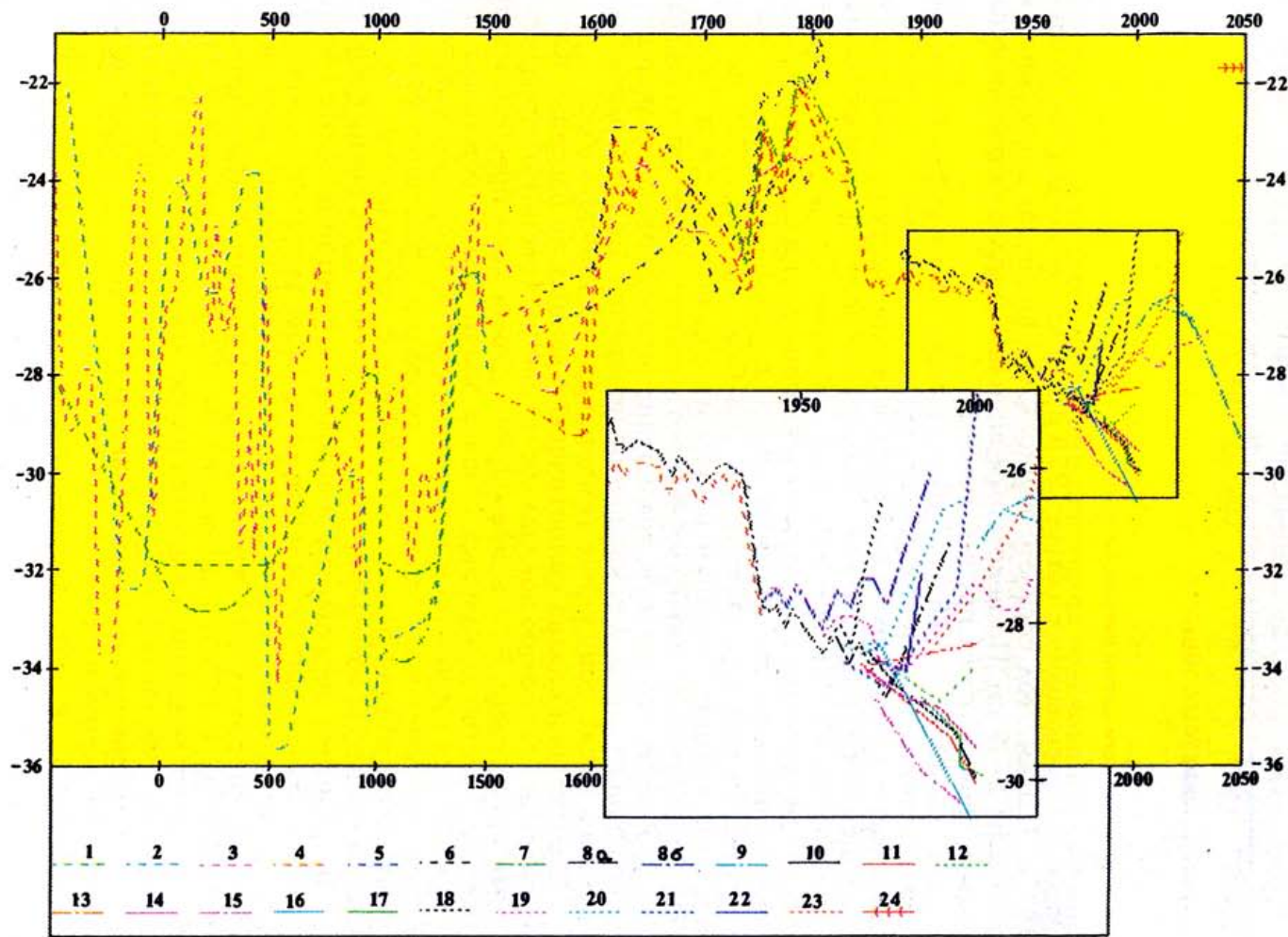


Рис. 6. Изменение уровня Каспийского моря за 2500 лет (по материалам ТЭДА).

Составитель А.Н.Варущенко.

- 1 — положение уровня по Г.И.Рычагову (ТЭД);
- 2 — положение уровня по А.Н.Варущенко (ТЭД);
- 3 — по Р.К.Клиге (1987);
- 4 — по И.Ф.Гетману (ТЭД);
- 5 — по А.С.Бергу (1934);
- 6 — по Р.В.Николаевой, С.О.Хан-Магомедову (1962);
- 7 — по Н.Г.Комаровой (1980);
- 8 — по А.В.Фролову (ТЭД);
- а) наблюдаемый уровень,
- б) восстановленный уровень,
- 9 — прогноз уровня Каспийского моря по Р.К.Клиге.

ПРОГНОЗЫ УРОВНЯ КАСПИЯ НА ВЕРОЯТНОСТНОЙ ОСНОВЕ

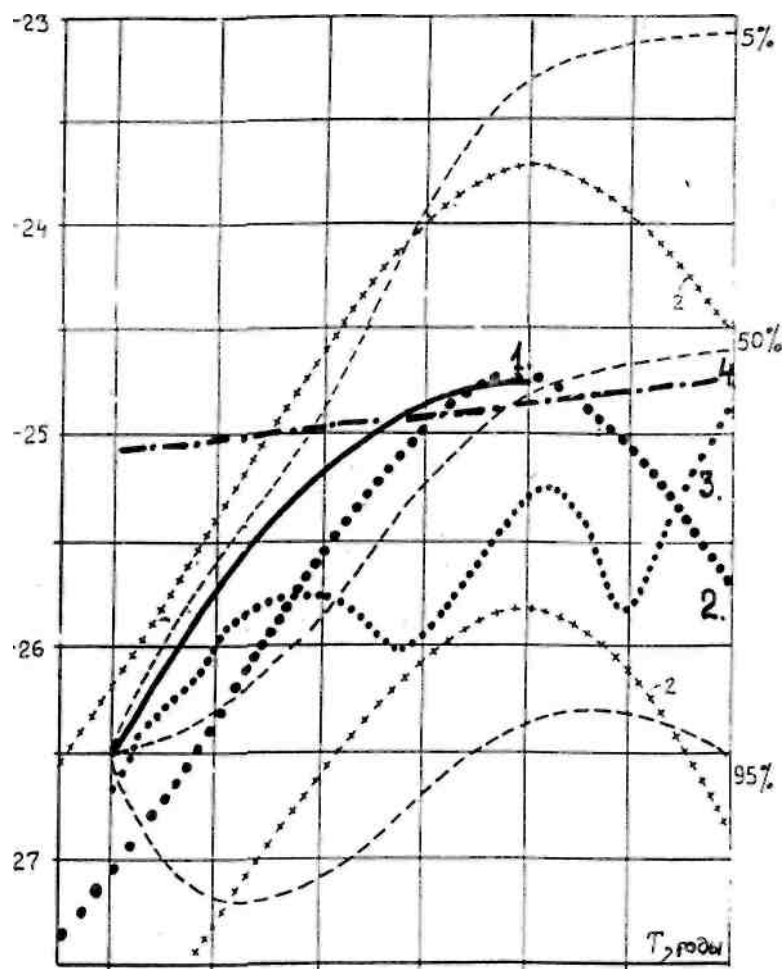
- 10 — по Д.Я.Ратковичу и др. (1973);
- 11 — по Д.Я.Ратковичу (1975);
- 12 — по В.Е.Привальскому (1973);
- 13 — по В.Е.Привальскому (1976);
- 14 — по К.И.Смирновой (1972);
- 15 — по Г.П.Калинину (1968, 1972);
- 16 — по Е.Г.Архиповой и др. (1972);
- 17 — по И.С.Шикломанову (1976);

ПРОГНОЗЫ УРОВНЯ КАСПИЯ С УЧЕТОМ СОЛНЕЧНОЙ АКТИВНОСТИ

- 18 — по И.М.Соскину (1960);
- 19 — по Б.А.Шлямину (1962);
- 20 — по В.С.Антонову (1963);
- 21 — по А.Н.Афанасьеву (1967);
- 22 — по К.И.Смирновой (1972);
- 23 — по Р.К.Клиге (1987);
- 24 — по И.Ф.Гетману (ТЭД).

Рисунок 6.14 – Изменение уровня каспийского моря за 2500 лет

Рисунок 6.15 – Прогноз изменения уровня Каспийского моря на основе возможного изменения климата и водного баланса (1), солнечной активности (2), скрытой периодичности (3), сверхвекового тренда (4) и его вероятностная оценка (5, 50, 95% обеспеченности) [793]



Стратегия социально-экономического поведения человека в береговой зоне Каспийского моря должна быть рассчитана на вышеуказанную амплитуду его колебаний и к адаптации к двум рубежам: трансгрессивному и регрессивному. Меры инженерной берегозащиты важнейших объектов должны определяться, исходя из возможного повышения зеркала моря до отметок минус 26 – минус 25 м. На этих отметках уровень Каспия находился значительный период времени в XIX и начале XX веков. В будущем также возможна стабилизация или замедление скорости подъема уровня Каспия на отметках минус 26 – минус 25 м. Не исключается в перспективе дальнейший подъем уровня до -22 и -20 м или, напротив, его падение до -29 м. Эти варианты эскизно прорабатывались в ТЭД [769]. Для этих вариантов могут быть предложены проекты регулирования составляющих водного баланса Каспия – увеличение площади испарения с поверхности моря. Не исключается также возможность зарегулирования части речного стока, особенно Волги, и переброски каспийских и волжских вод в бассейны Аральского или Азовского морей. Однако последние меры потребуют тщательной экологической экспертизы и значительных материальных и финансовых затрат. Кроме того, все меры по регулированию уровня должны осуществляться с согласия и при участии всех прикаспийских государств.

Разработка различных сценарных подходов к оценке колебаний уровня и водного баланса Каспийского бассейна позволяет сделать для них ряд прогнозных оценок при возможных глобальных изменениях климата в будущем, как при развитии его потепления, так и при похолодании. При развитии увлажненности Каспийского бассейна с наибольшим преобладанием западного переноса воздушных масс, развитием облачности, с максимальным увеличением количества циклонов над северной частью бассейна и их высокой водности, ослаблении процесса испарения возникает возможность повышения уровня моря до максимальных отметок, которые могут значительно превысить -25 м абс. В то же время установление экстремальных теплых климатических условий с высокой степенью засушливости при глобальном потеплении на 3-4° может привести к значительному снижению поступления пресных вод в море при увеличении испаряемости. В результате уровень может снижаться (вероятно, после 2025-2050 гг.) и опуститься даже ниже зафиксированной наблюдениями отметки -29 м абс.

Следует отметить, что, поскольку колебания уровня моря зависят от изменений водного баланса, а последний определяется колебаниями климата, как в бассейне Каспийского моря, так и глобальном масштабе, прогнозы уровня моря имеют достаточно большую степень неопределенности, это подтверждают и вероятностные методы, что показано на рисунке 6.16.

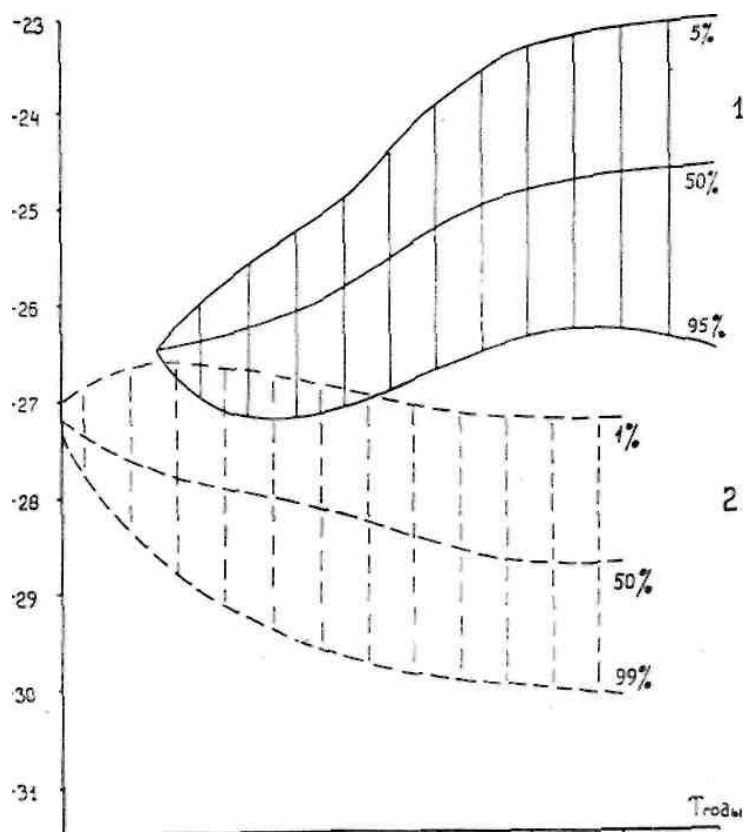


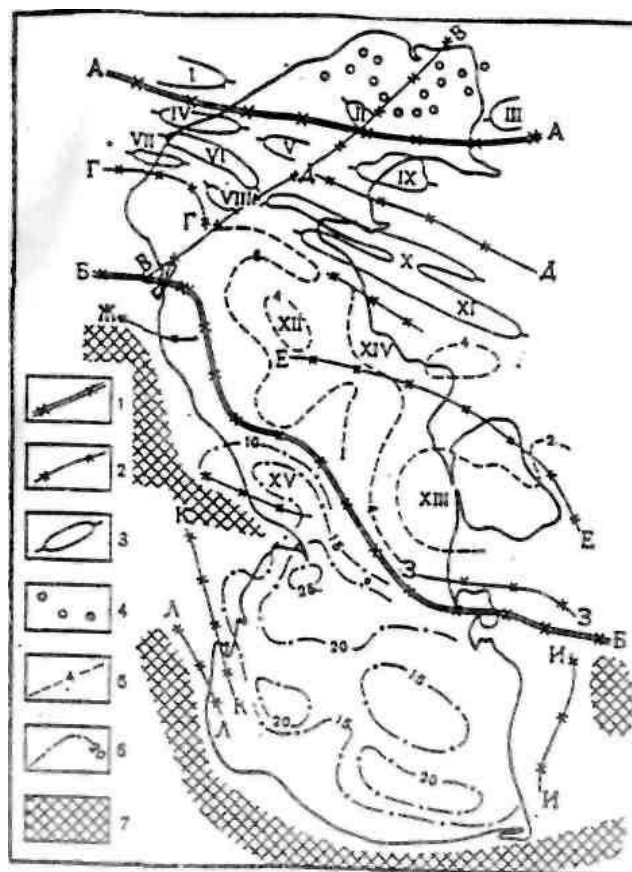
Рисунок 6.16 – Вероятностный прогноз изменений уровня Каспийского моря на основе: 1 - 2500-летнего ряда [793] и 2 - 160-летнего ряда [806]

6.1.6 ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ПОБЕРЕЖЬЯ

Геологическое строение Российского побережья Каспия изучалось целым рядом исследователей, начиная с Н.И.Андроусова, и Н.П.Барбот-де-Марни. Большой вклад в дело изучения этого района был сделан И.О.Бродом, Д.В. Голубятниковым, Д.В.Несмеяновым, О.К.Леонтьевым, П.Н.Куприным, П.В.Фёдоровым, Г.И.Рычаговым, Л.Г.Никифоровым и многими другими.

В геологическом отношении рассматриваемое побережье неоднородно и характеризуется разнообразными структурными условиями, своеобразием палеогеографического развития. Все северное побережье и смежное с ним мелководье Северного Каспия находится в пределах Прикаспийской синеклизы Русской платформы – территории устойчивого длительного прогибания, соляно-купольной тектоники и мощной толщи новейших плиоцен-четвертичных образований. Как видно на рисунке 6.17, южнее ограничивающего впадину глубинного разлома располагаются валообразные структуры эпигерцинской Терско-Туранской платформы, осадочный чехол которой, представлен покровом мезозойско-кайнозойских пород. Дагестанское побережье и западная часть Среднего Каспия находятся в зоне Северо-Кавказского передового прогиба каспийской складчатости, выполненного 8–10-км толщиной дислоцированных в *складки* и разбитых разрывными нарушениями мезо-кайнозойских образований.

В структурном отношении большая часть дагестанского побережья располагается в пределах так называемой Восточной антиклинальной зоны, которая относится к северо-восточному крылу мегантиклинория Большого Кавказа. Эта зона в пределах побережья начинается Кукуртаусской антиклиналью, восточное крыло которой осложнено Махачкалинской брахиантиклиналью. Южнее последней с севера на юг прослеживаются Ачисинская, Избербашская, Инчхе-море, Каякентская, Берикейская, Дузлакская, Огнинская, Рукельская и Хошмензильская складки. Некоторые из них осложнены структурными террасами: Таркинской, Манасской и Дербентской. Часть северо-восточного крыла Восточной антиклинальной зоны затоплена водами Каспия. Имеется мнение о существовании и третьей антиклинальной зоны Дагестана, целиком находящейся под водами моря. Структурный план дагестанского побережья является основным природным условием, контролирующим его первичный рельеф и через него влияющим на ход береговых процессов. Поэтому следует подробнее охарактеризовать его основные черты.



Условные обозначения:

1 - глубинные разломы, разделяющие главные геотектонические области (А - краевой шов на границе допалеозойской и эпигерцинской платформ; Б - Туркменско-Предкавказский глубинный разлом); 2 - глубинные разломы, разделяющие основные тектонические зоны (В - Аграханско-Гурьевский, Г - Манычский, Д - Южно-бузачинский, Е - Туаркырский, Ж - Махачкалинский, З - Кубадагский, Л - Талышинский); 3 - локальные структуры; 4 - соляные купола; 5 - стратоизогипсы подошвы осадочного чехла на эпигерцинской платформе; 6 - стратоизогипсы подошвы осадочного комплекса в южнокаспийской мегавпадине; 7 - альпийские горные сооружения. I-III – краевые валообразные поднятия (Астраханское, Северокаспийское, Южно-Эмбенское); IV-IX – валообразные структуры субширотной зоны Вала Карпинского-Северные Бузачи (Полдневский вал, Северокулалинский, Промысловско-Ракушечный, поднятия Каспийское, Жемчужное, Северобузачинское); X - XI зона мангышлакских валов (Каратауский, Беке-Башкудукский); XII - Центральнo-Каспийский свод; XIII - Карабогазский свод; XIV – Песчаномыско-ракушечный блок; XV - Североапшеронский прогиб.

Рисунок 6.17 – Структурно-тектоническая схема Каспийского моря [807]

Махачкалинская брахиантиклиналь ориентирована субпараллельно береговой линии. Она имеет пологий свод, осложненный сбросом. Южная часть юго-восточного крыла и юго-восточная периклиналь Кукуртаусской антиклинали осложнены Таркинской и Манасской структурными террасами, которые в море переходят в моноклиналь с увеличением угла падения пластов до 15-18°.

Ачисинская складка отделена от Манасской структурной террасы поперечным прогибом и имеет асимметричное строение с более пологим северо-восточным крылом. У берега на крыле складки отмечается уменьшение углов падения пород.

Избербашская антиклиналь является крупной сложнопостроенной структурой, вытянутой с северо-запада на юго-восток и за исключением северо-западной периклинали и юго-западного крыла целиком располагающейся в море. Складка имеет коробчатую форму с более крутым северо-восточным крылом. По данным В.В.Шаркова [808], юго-западное крыло и центральная часть нарушены разрывом типа взброса.

Антиклиналь Инчхе-море почти целиком, за исключением юго-западного крыла, располагается в море на продолжении Избербашской структуры и имеет дугообразную форму, выпуклую на северо-восток.

Южнее находятся Каякентская и Берикейская складки, вытянутые параллельно берегу и разделенные небольшим поперечным прогибом. Северо-восточные крылья этих антиклиналей уходят в море и хорошо оконтуриваются грядами сарматских известняков.

Дузлакская и Огнинская структуры, развитые в Южном Дагестане, располагаются целиком в пределах суши и имеют форму асимметричных куполов с крутыми северо-восточными крыльями. Отдаленные восточные крылья этих антиклиналей отражаются в подводном рельефе в виде грядообразных и серповидных банок.

К югу от них прослеживается Рукельское брахиантиклинальное поднятие, восточный склон которого в районе г. Дербента резко выволаживается и переходит в Дербентскую структурную террасу, полого погружающуюся под уровень моря. Расположенное еще южнее Хошмензильское поднятие, последнее в ряду структур, образующих Восточную антиклинальную зону, в южной своей части сильно размыто и скрыто под толщей аллювиальных отложений р. Самур.

В строении рельефа дагестанского побережья принимают участие породы третичного возраста и четвертичные отложения. В низах третичного разреза залегает майкопская свита (олигоцен - нижний миоцен), представленная толщей серых и зеленоватых глин, мергелей и песков (при резком преобладании глин) мощностью от 1600 м на севере района до 300 м - на крайнем юге. Майкопские отложения выходят на поверхность в сводах Кукуртаусской, Берекейской, Дузлакской и Огнинской складок.

Средний миоцен (тортонский ярус) представлен тарханским, чокракским, караганским и конкским горизонтами. Тархан сложен мергелями и глинами. Обычно он объединяется с более мощным чокракским горизонтом, представленным чередованием глинистых и песчаниковых свит с редкими маломощными прослоями доломитизированных известняков и мергелей. Общая мощность чокрака уменьшается от 1000 м у Махачкалы до 500 м - в Хошмензиле. В этом же направлении отмечается сокращение мощности песчаников и увеличение глин. Выходы чокрака образуют широкую полосу вдоль северо-восточного крыла Кукуртаусской складки, на своде

Ачисинской, а также образуют сплошную полосу в сводовой зоне антиклиналей Южного Дагестана (от Каякента до Хошмензила включительно).

Караганский комплекс и конкские слои представлены глинами и песчаниками, нередко кварцевыми песками, обнаруживая в ряде случаев большое сходство с чокракскими отложениями. Общая мощность караган-конка довольно постоянна и составляет 320-400 м. Распространение их тесно связано с распространением чокрака. В районе Каякента выходы караган-конкских песчаников встречены на подводном береговом склоне.

Верхний миоцен представлен исключительно сарматским ярусом, который делится на три подъяруса. Нижний выражен пачкой чередующихся глин и мергелей, перекрываемой однообразной толщей серых глин. Общая мощность нижнего сармата 230-270 м. В районе Каякента они обнажаются вблизи берега и на дне моря, образуя местами низкие грядки из плотных мергелей. В среднесарматском подъярусе выделяют две свиты: нижнюю, состоящую из однообразных синевато-серых глин с *Cryptomactra caspia*, получившую наименование криптомактровой, и верхнюю - грозненскую, представленную листоватыми тонкими темно-серыми глинами. В южной части побережья разделение на свиты не производится и здесь весь средний сармат выражен песчанистыми глинами, песками и рыхлыми ракушечными известняками общей мощностью до 800 м. Среднесарматские отложения слагают поверхность равнины в районе свода Избербашской складки, а также морское дно у Избербаша, Инчхе-море и Каякента.

Особенно широко распространены в прибрежном Дагестане отложения верхнесарматского подъяруса, характеризующиеся обильной фауной *Mactra bulgarica*, *M. caspia*. Нижняя часть разреза этого подъяруса представлена песчанистыми глинами, а в верхней половине отмечается чередование глинистых и известковых пачек. Отложения верхнего сармата делятся на четыре толщи: нижнюю глинистую, нижнюю известняковую, верхнюю глинистую и верхнюю известняково-глинистую.

Глинистая нижняя толща состоит из чередующихся глин серого и желтовато-серого цвета. В верхней части этой толщи имеется пласт плотного детритусового известняка, прекрасно выраженного в рельефе равнины в виде четкого гребня, оконтуривающего присводовую часть Махачкалинской складки. В районе Избербаша глинистая нижняя толща характеризуется значительным числом известняковых прослоев.

Нижняя известняковая толща мощностью 250 м состоит из ряда пластов ракушечного и детритусового известняка, чередующихся с песчано-глинистыми прослоями. Глинистая верхняя толща сложена серыми, иногда однородными голубоватыми глинами мощностью до 500 м.

Известняково-глинистая верхняя толща состоит из ракушечных известняков, чередующихся с пластами глин. Мощность этой свиты более 300 м. Отложения известняково-глинистой верхней толщи выходят преимущественно на морском дне. Все неровности рельефа подводного берегового склона дагестанского побережья связаны именно с ними.

Плиоценовые отложения в пределах побережья Дагестана распространены менее широко, чем миоценовые. При этом в естественных обнажениях встречаются только породы верхнеплиоценового возраста, представленные акчагыльским и апшеронским ярусами. Акчагыльские отложения фрагментарно встречаются в южной части района на восточных крыльях Рукельского и Хошмензильского поднятий, а также на Дербентской структурной террасе. Небольшие выходы акчагыла в районе Дербента известны и на дне моря, в непосредственной близости от берега. Кроме того, к северу от мыса Буйнак в море обнаружена изолированная банка, сложенная рыхлым ракушечником акчагыльского возраста с характерной фауной. Максимальная мощность акчагыла 450 м.

Апшеронские отложения представлены рыхлыми галечниками и конгломератами, ближе к морю переходящие в суглинки, пески и прослой ракушечника. На подводном склоне полоса апшеронских известняков-ракушечников с *Apsheronia propinqua*, *Dreissena rostriformis*, *D. polymorpha* была обнаружена у Манаса и Ачису. Они образуют здесь своеобразные "нашлётки" на грядах, сложенных верхнесарматскими известняками.

Даже из краткой характеристики геологического строения приморских равнин восточного Дагестана прослеживается влияние их структурного плана и литологии пород на формирование рельефа, как всего дагестанского побережья, так и его береговой зоны.

Обширный водоем Каспийского моря имеет длительное палеогеографическое развитие, включающее стадии открытого (мэотический), полуизолированного (понтический, акчагыльский, апшеронский, бакинский, хазарский, раннехвалынский) и изолированного (балаханский, тюрканско-сыртовый, позднехвалынский, новокаспийский) бассейнов. Его новейшая геологическая история характеризуется резким чередованием трансгрессивных и регрессивных эпох, определявших основную тенденцию развития побережья и шельфа. Несомненно, что современная ситуация на берегах Каспия имеет свои палеогеографические аналоги, зафиксированные стратиграфическим литолого-генетическим строением четвертичных отложений побережья.

Современный берег Каспия почти нацело сложен рыхлыми четвертичными образованиями. Выходы коренных пород - сарматских известняков и верхнехазарских литифицированных конгломератов, отмечаются только в пределах побережья Приморского Дагестана.

Геологический разрез новейших отложений Российского побережья Каспия предельно полный и включает все основные подразделения четвертичной системы. Среди них маркирующими горизонтами являются осадки древнекаспийских трансгрессий: хазарской, хвалынской и новокаспийской, охарактеризованных руководящими комплексами солоноватоводных моллюсков. По площади наибольшее распространение имеют позднехвалынские, новокаспийские и современные морские отложения, а также массивы эоловых песков. Суммарная мощность четвертичных отложений, в среднем, составляет несколько десятков метров, максимальная - превышает 300 м

Четвертичные отложения имеют разнообразный генетический состав с преобладанием осадков морского происхождения. Значительную часть разреза составляют различные наземноводные образования - лагунные, лиманные, дельтовые и аллювиальные. Из сугубо континентальных отложений заметное распространение имеют эоловые осадки, а в предгорном Дагестане делювиально-аллювиальные шлейфы. Положение территории в зоне постоянной миграции границы суша-море и наличие на побережье устьев крупных речных долин предопределили широкое развитие осадков смешанного и сложного генезиса: аллювиально-морских (дельтовых) и озерно-морских (ильменных, лиманно-лагунных).

Литологический состав новейших осадков также неоднороден: от глин и илов до грубых галечников с преобладанием в разрезе рыхлых песков, в разной степени илистых и алевритистых. За исключением верхнехазарских известняков и конгломератов, все четвертичные отложения являются нелитифицированными, быстро разрушаемыми и размываемыми образованиями. В пределах современного берега Каспия на дневную поверхность выходят преимущественно молодые литогенетические комплексы отложений - верхнехвалынские - слагающие ядра бэровских бугров Калмыцкого и Астраханского Поволжья, ранне- и поздненовокаспийские - образующие низкие морские террасы побережья Дагестана-Калмыкии, дельтовые, ильменные и култучные отложения волжской дельты, массивы закрепленных и полужакрепленных эоловых песков, различные аллювиальные осадки дельт Самура, Сулака и Терека.

Большинство современных абразионных уступов сложено рыхлыми породами песчаного и суглинисто-супесчаного состава, что усиливает неустойчивость клифов и их уязвимость к воздействию штормового волнения.

6.1.7 РЕЛЬЕФ ПОБЕРЕЖЬЯ

Российское побережье входит в состав трех административных единиц: Астраханской области, Калмыкии и Дагестана. Особенности рельефа этой полосы побережья обобщены на геоморфологических картах, показанных на рисунках 6.18 и 6.19.

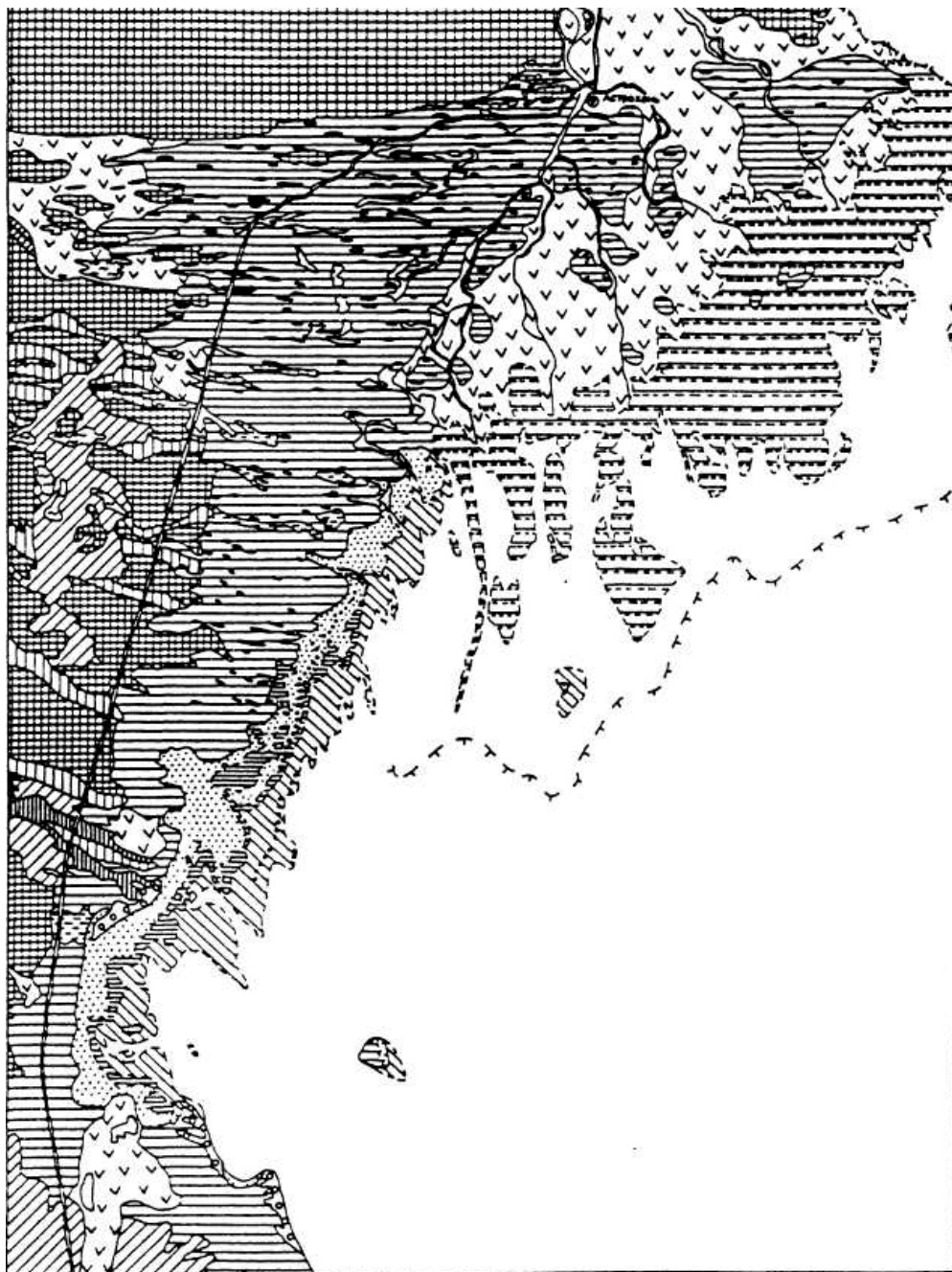
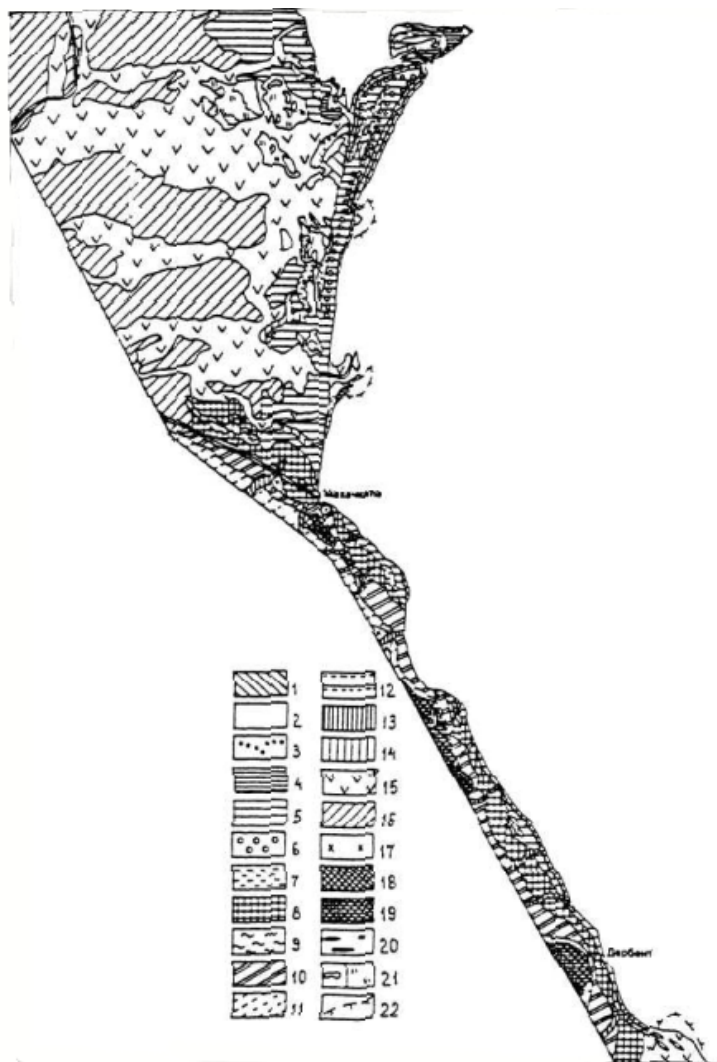


Рисунок 6.18 – Упрощенный вариант геоморфологической карты северной половины российского побережья Каспия. Условные обозначения см. Рисунок 6.19.



Условные обозначения:

ТАЛАССОГЕННЫЙ РЕЛЬЕФ: 1- современная ветровая осушка (в т.ч. полоса сезонного затопления края дельт); 2 - полоса современной береговой аккумуляции (пляж, фрагменты террас 1929 и 1941 гг.) 3 - современные крупные морские аккумулятивные формы (бары, косы); 4 - современные лагуны (обводненные и обсохшие); 5 - новокаспийская абразионно-аккумулятивная терраса, частично переработанная эоловыми процессами; 6 - новокаспийские крупные аккумулятивные формы; 7 - реликты лагун новокаспийского возраста; 8 - комплекс абразионно-аккумулятивных террас; 9 - днища лагун верхнехвалынского возраста; 10 - комплекс абразионно-аккумулятивных нижнехвалынских террас; 11 - комплекс хазарских абразионно-аккумулятивных террас, местами в значительной степени переработанных аллювиально-пролювиальными процессами.

ФЛЮВИАЛЬНЫЙ РЕЛЬЕФ: 12 - култучная зона дельты р.Волги; 13 - современные речные долины местами с нерасчлененным комплексом плейстоценовых аккумулятивных террас; 14 - днища крупных сухих долин (в т.ч. реликтовых - голоценовых, верхнеплейстоценовых), местами переработанных эоловыми процессами; 15 - современные и новокаспийские (голоценовые) пойменно-дельтовые равнины; 16 – верхнехвалынские дельтовые равнины нерасчлененные.

СКЛОНОВЫЙ РЕЛЬЕФ: 17 - делювиально-пролювиальные равнины и делювиальные склоны, нерасчлененные (плейстоценовые); 18 - денудационные склоны.

СТРУКТУРНО-ДЕНУДАЦИОННЫЙ РЕЛЬЕФ: 19 – структурно-денудационный рельеф предгорий, осложненный фрагментами высоких террасовых поверхностей хазарского и бакинского возраста.

ОТДЕЛЬНЫЕ ФОРМЫ РЕЛЬЕФА: 20 - бэровские бугры; 21 - соленые и пресные водоемы (в т.ч. искусственные).

ПРОЧИЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ: 22 -авандельты крупных рек.

Рисунок 6.19 – Упрощенный вариант геоморфологической карты южной половины российского побережья Каспия

На карте показаны разновозрастные элементы морского и флювиального рельефа, отражены отдельные формы рельефа разного происхождения. Сделана попытка проследить динамику берегового рельефа во времени, для чего на карту нанесены типы современных берегов и типы берегов стадияльных этапов новокаспийской трансгрессии (особенно на отметках -25 м, которые, по имеющимся прогнозам, могут наследоваться береговой линией современного наступающего моря). Анализ этой карты, литературный материал и многолетние полевые исследования послужили основой для краткой характеристики рельефа российской части побережья Каспия.

По геоморфологическим особенностям и характеру древних и современных процессов, формировавших рельеф побережья, в пределах откартированной территории выделяются три крупных региона: дельта Волги, Терско-Кумская низменная аплювиально-морская равнина и террасированная равнина Приморского Дагестана. Регионы подразделяются на ряд более мелких прибрежных районов и подрайонов. Подробное описание рельефа побережья по выделенным геоморфологическим регионам представлено ниже.

6.1.7.1 Дельта р. Волги

Основную часть Северокаспийской низменности на участке нижнего течения Волги занимают морские равнины хвалынского возраста. Нижнехвалынская морская равнина достигает отметки 50 м абс. выс. Морские отложения, слагающие ее поверхность, представлены в основном глинами и суглинками, нередко переслаивающимися песками. Наиболее распространенными формами мезорельефа являются многочисленные бессточные впадины самых разнообразных очертаний и величины. Поверхность равнины зачастую осложнена системой плоских ложбин, пересекающих ее на десятки километров. Они местами концентрируются в виде пучков, веерообразно расходящихся по направлению к Каспию. Ложбины не достигают моря, теряются в песках. Их система представляет собой древние генерации волжской дельты, приуроченные к древним стадияльным береговым линиям хвалынских трансгрессий, маркируя их [807].

Строение рельефа верхнехвалынской морской равнины, ограниченной на севере нулевой изогипсой, отличается от описанной выше равнины. Слагающие ее супесчаные и песчаные отложения интенсивно перевеваются, образуя несколько довольно крупных массивов эоловых песков. В междуречье Волги и Урала, а также в северо-западной части Прикаспия песчано –глинистая пустынная поверхность верхнехвалынской морской равнины расчленена древними эрозионными ложбинами, занятыми солончаками, сорами,

лиманами, протягивающимися на десятки километров и соединенные в сложную сеть. Эти отрицательные формы рельефа чередуются с вытянутыми увалами, являющимися, по мнению многих исследователей этого района, останцами размыва прибрежной равнины.

Наиболее важной и интересной особенностью рельефа верхнехвалынской морской равнины являются бэровские бугры, развитые в пределах широкой полосы, протягивающейся вдоль побережья Каспия от р. Эмбы до устья р.Кумы. Неоднократно изученные и описанные эти своеобразные формы рельефа до сих пор не обрели окончательной концепции их генезиса.

Новокаспийская морская равнина протягивается узкой полосой вдоль берега моря. Сложена песчаными и песчано-глинистыми отложениями пепельно-серого цвета. В ее рельефе четко выделяются несколько разновозрастных ступеней, фиксирующих определенные стадии трансгрессии.

Крупнейшим элементом рельефа описываемого побережья является дельта Волги. Наибольшую площадь в пределах дельты Волги занимает пойменно-дельтовая равнина, пересеченная сложной сетью речных рукавов. Она сформирована, в основном, в результате боковой эрозии блуждающих речных потоков и уничтожения в пределах этой зоны морских верхнехвалынской и новокаспийской равнин с последующим перекрытием выровненной поверхности пойменными и русловыми отложениями. О формировании дельтовой равнины на месте новокаспийских морских террас свидетельствуют, в частности, выходы новокаспийских отложений в руслах ряда протоков [809], а также многочисленные полуразмытые останцы новокаспийских террас в приморской части дельты (особенно в ее западной половине). Эти останцы, зажатые между речными рукавами, имеют очень неровные, изрезанные очертания и выделяются среди пойменно-дельтовой равнины более возвышенной сухой поверхностью. Именно в пределах этих останцев сохранилась основная часть хвалынского рельефа бэровских бугров, в большинстве своем разрушенных речной эрозией на территории приморской полосы дельты. Бэровские бугры в дельте Волги имеют большое практическое значение: возвышаясь над низменным пространством, они издавна используются населением для обустройства поселков.

Характерной особенностью современной пойменно-дельтовой равнины является чрезвычайно густая сеть речных рукавов и протоков, причем ветвление их возрастает к морскому краю дельты. Между рукавами располагаются обширные плоские дельтовые острова, сложенные преимущественно современными аллювиальными песчано-глинистыми отложениями. Высота их над меженным уровнем закономерно снижается от 3–4 м в верхней части дельты до нескольких десятков сантиметров у ее морского края.

Наиболее общей чертой строения этих островов является приподнятость их краев (за счет образования здесь прирусловых валов с относительной высотой 0,2-2 м) и более низкое гипсометрическое положение центральных участков. На поверхности островов можно наблюдать также многочисленные ложбины, сохранившиеся на месте отмерших протоков-ериков, старичные озера, округлые понижения, являющиеся следами обсохших или заросших култучных и ильменных озер, которые оказались включенными в пределы дельты в ходе выдвигания ее внешнего края.

По приближенным оценкам [810] скорость ежегодного вертикального прироста поверхности дельты составила, в среднем, за последние 1,5 века 3 мм/год (4 мм/год на востоке и 2 мм/год на западе дельты).

6.1.7.2 Терско-Кумская низменная аллювиально-морская равнина

Чрезвычайно низменное северо-западное побережье Каспия, отличающееся пологими уклонами и неустойчивой границей суши и моря, по геоморфологическим особенностям подразделяется на две части Затеречную, в основном, морскую равнину с прилегающей к ней с севера южной частью Черных Земель, и мощный дельтовый комплекс Терека и Сулака. Затеречная аккумулятивная равнина и генетически продолжающая ее к северу прибрежная равнина Черных Земель обязаны своим происхождением воздействию моря. Морской тип рельефа имеет здесь преимущественное развитие и представлен серией морских аккумулятивных террас разных уровней и возраста: от нижне- и верхнехвалынских до современных. Наибольшее распространение имеет новокаспийская морская равнина, сформированная в течение нескольких стадий голоценовой трансгрессии моря.

Общие малые уклоны морских равнин побережья, широкое развитие эоловых процессов значительно затрудняют выявление границ между верхнехвалынскими и примыкающими к ним с востока более молодыми новокаспийскими террасами. Это особенно справедливо в отношении северной части побережья (Черные Земли), где береговая линия максимальной стадии новокаспийской террасы (абсолютные отметки -20 –22 м) имеет очень изрезанные очертания. Вблизи дельты Волги морской край верхнехвалынской террасы буквально "изъеден" водами новокаспийских бассейнов, так что поверхность голоценовых террас осложнена здесь многочисленными причудливо очерченными останцами верхнехвалынской морской равнины. Сложность рельефа новокаспийской террасы этого района значительно усиливается широким развитием бэровских бугров и современных или обсохших лиманов в межбугровых ложбинах.

Последние способствовали глубокому проникновению в сторону суши морских вод не только в максимальную, но и во время более низких стадий новокаспийской трансгрессии, что обеспечивало значительное воздействие моря на морской край верхнехвалынской равнины и останцовый бугристо-ложбинный рельеф. Еще в прошлом веке межбугровые понижения были заполнены водой и имели постоянную связь с морем.

Бэровские бугры имеют линейно-кулисное расположение, простираясь строго в широтном направлении. Они следуют довольно тесными рядами, параллельно друг другу. Их относительная высота колеблется от 3-4 до 10-12 м, иногда больше, в среднем 6-8 м; ширина бугров 150-400 м, длина 1-5 км, реже 7-8 км [811]. Восточные "торцы" бугров часто подрезаны абразией. На их бортах нередко прослеживаются две узкие ступени новокаспийских террас на относительных высотах 1-1,3 и 2-2,5 м, которые свидетельствуют о значительной обработке новокаспийским морем.

Межбугровые понижения в настоящее время заняты солончаками, временными и постоянными озерами, ложбинами стока нагонных вод. Последние образуют здесь сложную систему проток-ериков, соединяющих между собой и с морем внутренние озера. Глубина проток достигает 1,5-2,0 м, ширина 10-50 м. Во время мощных паводков Волги (как, например, в 1991 году) ее воды проникают по этим протокам в восточную часть ложбинно-бугрового рельефа. При трансгрессивном подъеме уровня моря наполняемость проток и обводненность межбугровых понижений будет значительно возрастать. По аналогии с топографической картой 1870-80-х годов, когда межбугровые понижения имели вид сложной системы лиманов, широко открытых в сторону моря, можно предполагать, что их новое заполнение морскими водами произойдет при подъеме уровня моря до отметок -25,5 - -26 м абс. Ширина межбугровых понижений варьирует в значительных пределах и в целом возрастает к югу. В этом же направлении сокращаются четкость, размеры и сохранность бэровских бугров, а на широте примерно Белого Озера и современной железнодорожной станции они полностью исчезают.

Южнее поверхность новокаспийской равнины плоская, в гораздо меньшей степени, чем более древняя верхнехвалынская морская равнина, изменена флювиальными и эоловыми процессами. Она сложена серыми мелкозернистыми, иногда илистыми, песками с фауной *Gardium edule* L. Ширина ее здесь около 10-15 км. Севернее долины Кумы довольно отчетливо прослеживаются фрагменты стадияльных новокаспийских береговых линий. Одна из них располагается на отметках примерно -22 м. В рельефе ей соответствует линейная зона с несколько увеличенными уклонами поверхности, что подчеркивается усилением эрозионной расчлененности и приуроченностью к этой зоне русел многих временных водотоков. Этой стадии новокаспийской трансгрессии

соответствовал здесь ингрессионный берег с глубоким проникновением морских вод в сторону суши. Выступы верхнехвалынской равнины далеко протягивались в море в виде узких и длинных мысов, подвергавшихся абразии. Об этом свидетельствуют реликты уступов размыва, местами сохранившиеся в современном рельефе (например, в районе пос. Черный Рынок).

Ниже, на отметках примерно -25 м прослеживается очень четкая береговая линия другой стадии новокаспийской трансгрессии, выраженная в рельефе серией крупных морских аккумулятивных форм типа баров. Цепочка реликтовых баров, формирующих эту береговую линию, протягивается с небольшими интервалами почти на 750 км от дельты Волги до окрестностей железнодорожной станции Кочубей (Черный Рынок). На всем этом протяжении древний берег имел характер выровненного аккумулятивно-пляжевого, местами с лагунами с тыловой стороны крупных баров. Реликтовые бары имеют высоту до 2-2,5 м, длину от 2-3 до 5-7 км и сложены песчано-ракушечным материалом. Самый крупный бар этого отрезка побережья приурочен к правобережью р.Кумы. Его длина превышает 20 км, ширина 1-2 км. Формирование бара было связано, по-видимому, с обильными выносами осадочного материала рекой в береговую зону, где они активно перерабатывались морским волнением. Бар состоит из серии узких и длинных валов, маркирующих стадии постепенного нарастания всей аккумулятивной формы. Сложное строение имеют также бары в районе г. Каспийский (Лагань) и южнее его. Развитие морских аккумулятивных форм на этом участке проходило в тесном взаимодействии с размывом бэровских бугров. О проявлении процессов абразии свидетельствуют уступы размыва и узкие площадки новокаспийских террас по склонам бэровских бугров. Многие бары вплотную примыкают к восточным окончаниям бэровских бугров. При этом нередки случаи срезания торцовых частей этих бугров с образованием сложных абразионно-аккумулятивных форм типа "крылатых мысов", по своему облику аналогичных широко известному полуострову Челекен.

В условиях современного подъема уровня моря цепочка новокаспийских баров, в виде своеобразных дамб, поднимающихся над окружающим низменным пространством, может служить естественной защитой от вторжения морских вод. Так, например, мощный бар в устье р.Кумы сдержал натиск моря во время весеннего нагона 1992 года, когда морские воды подошли вплотную к его внешнему склону. Однако реликты лиманных заливов между барами и, особенно лагуны за ними, могут быть проводниками нагонных вод вглубь суши.

Для поверхности новокаспийских террас характерны также понижения, глубиной 0,5-1,0 м. занятые пересыхающими солеными озерами или разного рода солончаками. Одни из них расположены параллельно берегу и имеют форму сильно вытянутого эллипса, другие протягиваются перпендикулярно береговой линии и расширяются в сторону моря. Морфологический облик этих понижений, определенная зависимость их форм от ориентировки и положения на местности свидетельствуют о том, что это реликтовые прибрежные образования типа лагун (в случае параллельных берегу форм), ограниченных пересыпями и валами, и лиманов (вытянутых по нормали к берегу) [791].

Ряд песчано-ракушечных, частично перевеянных береговых аккумулятивных форм маркирует среднемноголетнее положение уровня Каспия на отметке -26 м абс. Такими косами-реликтами являются Чепурья, Бирюзья, Брянская, Суюткина и другие более мелкие. Их значительные размеры и морфологическая идентичность новокаспийским барам позволяет предполагать, что это реликтовые голоценовые образования, соответствующие береговой линии одной из низких стадий новокаспийского моря, которая впоследствии наследовалась береговой линией 1929 г. О реликтовой природе этих аккумулятивных форм свидетельствует и тот факт, что молодые террасы 1929 и 1940 гг. огибают их и в виде широких лиманов, вторгаются в промежутки между ними. Такой характер берег 1929 г. имеет южнее г. Лагань. Более выровненные его очертания наблюдаются на отрезке р.Кумы, где, благодаря значительно большим уклонам береговой зоны, современные террасы примыкают непосредственно к новокаспийской стадияльной береговой линии с отметкой -25 м, которая также имеет здесь чрезвычайно выровненный контур.

6.1.7.3 Террасированная равнина Приморского Дагестана

Строение прибрежного рельефа среднего и южного Дагестана (от г. Махачкалы до долины р. Самур) в значительной степени отличается от низменных равнинных северных регионов. Здесь побережье занимает узкую, примыкающую к третичным предгорьям Большого Кавказа Приморскую равнину с комплексом древнекаспийских и современных абразионно-аккумулятивных морских террас и сложно построенный подводный береговой склон до глубин порядка 20 м. Ширина равнины колеблется от 15-20 км (Туралинская, Приизербашская и Терекемейская равнины) до 1-2 км.

Малая мощность четвертичных отложений, сложность структурного плана и неотектоническая подвижность территории обусловили четкую геолого-структурную предопределенность проявления морфоскульптурных факторов формирования рельефа. Основным из них является морское волнение, создавшее рельеф побережья, характеризующийся специфическими чертами – дренированностью наклонных к морю пологих морских равнин, развитием крупных аккумулятивных форм, отделяющих от моря древние и современные лагуны, и наличием абразионных выступов, разделяющих террасы, либо протягивающихся вдоль современного уреза.

По характеру и степени проявления морских процессов в формировании рельефа побережье третичного Дагестана может быть разделено на ряд более мелких береговых отрезков: с севера на юг – Махачкалинский, Туралинский, Манасско-Ачисинский, Каякентский, Дербентский. Характерно последовательное чередование преимущественно абразионных участков (Махачкалинский, Манасский, Дербентский) с областями аккумулятивного заполнения (Туралинская, Каякентская), что создает единую динамическую систему абразионно-аккумулятивных дуг, определяющую режим и устойчивость береговой зоны региона. По-видимому, в эту систему целесообразно включить и береговые районы, прилегающие с севера на юг к побережью третичного Дагестана. Они хоть и относятся к иным тектоническим и орографическим зонам, характеризующимся активным накоплением значительных толщ четвертичных осадков (Терско-Сулакская и Самуро-Дивичинская низменности), но динамически тесно связаны с южно-дагестанским побережьем. Здесь выделяются преимущественно аккумулятивные участки – Аграханский, Сулакский, Караманский на севере и Рубасско-Самурский на юге.

Геоморфологическое описание прибрежного Дагестана приводится во многих статьях и обобщающих монографиях, посвященных этому региону или всему Каспийскому морю [812; 813; 808; 807 и др.]. На основании опубликованных материалов и наших многолетних изысканий, приводится геоморфологическая характеристика региона, освещающая как следы плейстоценовой истории бассейна, так и современное состояние его береговой зоны.

Большая часть приморской равнины Дагестана занята террасами хвалынского возраста, наиболее молодые террасы (современные и новокаспийские) протягиваются узкой полосой вдоль берега и наиболее древние для данного побережья террасы хазарского возраста врезаны в нижнюю часть склонов предгорий. Последние подходят к берегу в районе г. Махачкала синклинальным плато Таркитау (725 м) и протягиваются на юг серией возвышенностей и хребтов (моноклиальный хребет Нарат-Тюбе, антиклинальная возвышенность Ачи-су и др.). В структурно-геологическом отношении

все они входят в область Предгорного Дагестана, относящегося к зоне передового прогиба, выполненного палеогеновыми и в большей степени неогеновыми отложениями, смятыми в брахиантиклинальные складки, осложненные разрывными нарушениями.

Наибольшее распространение в пределах этого отрезка Дагестанского побережья имеют отложения сармата, слагающие не только сами предгорья, но и отдельные возвышенности, осложняющие равнинность Приморской низменности (хр. Анджа-арка, холмы Турали, Синарха).

Морфологические особенности Предгорного Дагестана характеризуются большим разнообразием, связанным со сложностью его структурного плана. Интенсивное чередование брахиантиклиналей и межгорных котловин, участков локальной денудации и аккумуляции создает значительную мозаичность рельефа, которая осложняется неоднозначностью морфологической выраженности одинаковых структурных элементов. Так, синклинальным прогибам соответствуют и четкие отрицательные формы рельефа, и синклинальные плато с бронирующей известняковой поверхностью и обвально-осыпными склонами.

В результате интенсивного размыва сводов некоторых антиклиналей наблюдается обратная выраженность положительных структур в рельефе. В случае же прямого их отражения формируются куполовидные возвышенности часто с бронированным рельефом вершинных поверхностей. Литоморфный эффект характерен также для участков с моноклинальным залеганием пластов, обуславливающим формирование рельефа асимметричных куэстовых гряд (например, в районе г. Избербаш).

Абсолютные высоты этой геоморфологической зоны в пределах описываемого побережья не превышают 1000 м, а облик рельефа в зависимости от геологической приуроченности конкретного участка носит либо моноклинально-грядовой, либо холмисто-останцовый структурно-денудационный характер.

Распространение наиболее древних каспийских террас бакинского возраста в пределах дагестанского побережья проблематично и весьма ограничено. Их возможные фрагменты были обнаружены и описаны В.Д.Голубятниковым южнее Дербента и П.В.Федоровым [812] на склоне горы Избербаш и в окрестностях Каякента. Эти исследователи к осадкам позднебакинского возраста относят галечники и конгломераты, залегающие на абразионной поверхности дислоцированных коренных пород, образующих террасовые ступени с береговой линией на абсолютной высоте 200-220 м. Их фрагменты осложняют структурно-денудационные склоны предгорий на участках между Кумторкалой и Ленинкентом, к югу от р.Черкес-озень, между реками Манас-озень и Ачису, между Уллубий-Аулом и Избербашем.

Морские отложения и террасы хазарского возраста развиты значительно шире. Они встречаются на абсолютных отметках от 75-80 м до 160-170 м. Высоты, к которым приурочено развитие раннехазарских террасовых поверхностей и соответствующих им отложений, колеблются от 140-150 до 160-170 м; раннехазарские морские террасы характеризуются плохой морфологической сохранностью и так же, как и бакинские террасы, осложняют восточные склоны предгорий узкими абразионными ступенями.

Что касается молодых хазарских террас, то их береговые линии располагаются на абсолютных высотах от 75 до 135 м. Именно на этих отметках пролегает граница между низменной прибрежной равниной и низкогорьями Большого Кавказа. Таким образом, если комплекс раннехазарских террас "принадлежит" территориально к структурно-денудационному рельефу, то молодые хазарские террасы слагают приморскую низменность, являясь наиболее высокими из прослеживаемых здесь террас. Как правило, можно выделить три позднехазарские террасы с высотами их береговых линий 125-135 м, 100-110 м и 75-80 м. Они врезаны в нижнюю часть восточного склона передовых предгорий и носят абразионно-аккумулятивный характер. Их цоколи слагаются породами чокракского и караганского горизонтов, на размытой поверхности которых залегает маломощная пачка верхнехазарских конгломератов, иногда замещающихся известняками-ракушечниками.

Позднехазарские террасы отличаются прекрасной сохранностью и свежестью форм. Как правило, они представлены пологонаклонными в сторону моря (уклоны 3-5°) в целом выровненными поверхностями шириной 1-2 км. Равнинность морфологического облика иногда нарушается специфическими деталями рельефа. Так, в районе пересечения рекой Шура-озень поверхности позднехазарской террасы она осложнена нечетко выраженными валами, которые подвергаются воздействию эоловых процессов. К северу и к югу от долины реки развиты крупные песчаные массивы, материалом для которых явились, по-видимому, морские песчаные отложения древних верхнехазарских береговых валов, располагавшихся в приустьевой части р.Шура-озень. Южнее, практически на всем протяжении побережья поверхность верхнехазарских террас осложняется выходами коренных пород и многочисленными эрозионными врезами, зачастую привязанными к абразионному раннехвалынскому уступу, ограничивающему снизу хазарскую террасу.

Для южнодагестанского участка описываемого побережья характерно изменение по простиранию абсолютных высот хазарских береговых линий, что связано с дифференциацией неотектонических движений в этом районе. Так, по данным Г.И.Рычагова [792], высота береговой линии 125-метровой террасы на склонах хребта Ачи-су увеличивается до 140 м, а южнее станции Инчхе – до 145 м. Здесь, а также в

окрестностях Дербента, увеличивается высота 80-метровой террасы до отметок 100–105 м.

Наиболее широко в пределах приморской низменности развиты террасы хвалынского возраста, при этом четко выделяются два комплекса: ранне- и позднехвалынские террасы [812]. Раннехвалынские поверхности гипсометрически занимают интервал высот от +45 – +55 м до 0 м, образуя полосу пологонаклонной к морю равнины шириной в среднем около 1 км, с уклоном в 1,5-3°. Средняя высота террасовой поверхности максимальной стадии равна + 45 м, стадияльные береговые пинии располагаются на отметках 40-42, 33-36, 28-30, 15-17, 10-12 и 5-6 м. Однако при средних вышеназванных высотах террас, значения их сильно варьируют, отражая степень современной тектонической подвижности района. Так, в районе между Махачкалой и Избербашем и у южной окраины Дербента высота береговой пинии максимальной трансгрессии нижнехвалынского времени достигает 55-60 м, а высота наиболее молодой стадияльной террасы между Инчхе и Дербентом колеблется от 5 до 10 м [814].

Ширина раннехвалынской морской равнины также сильно меняется от места к месту. Довольно узкая в районе Махачкалы, она значительно расширяется на Туралинском отрезке побережья. В районе Манаса нижнехвалынская поверхность занимает почти всю низменность предгорий до берега, где она обрывается абразионным уступом к узкой полосе современной аккумуляции. Следующее значительное расширение этой поверхности отмечается южнее Каякента, где развита, в основном, терраса максимальной стадии. Южнее, в пределах так называемой Терекемейской равнины, преимущественное распространение получила стадияльная терраса с высотой береговой линии около 10 м.

Мощность нижнехвалынских отложений варьирует в широких пределах: от нескольких сантиметров до десятков метров. На участках развития террас абразионного генезиса (южнее Избербаша) поверхности последних осложнены грядами моноклинально залегающих сарматских известняков.

Комплекс террас позднехвалынского возраста занимает следующую более низкую гипсометрическую ступень приморской равнины, на абсолютных высотах от 0 до -20 м. Здесь выделяются три верхнехвалынские поверхности с высотами береговых линий 0 – - 2 м, - 12 м и -18 м, соответствующие трем стадиям позднехвалынской трансгрессии: махачкалинской, сартасской и дагестанской [815]. Почти повсеместно верхнехвалынские террасы сложены суглинками, супесями, реже песками с включениями гальки и гравия. Фауна встречается довольно редко. Мощность отложений незначительна и, как правило, не превышает первых метров.

Степень распространения позднехвалынских террас меняется от места к месту. На Махачкалинско-Туралинском отрезке побережья наибольшее развитие получили террасовые поверхности махачкалинской и отчасти дагестанской стадий. В районе м. Бакай-Кичлик позднехвалынская поверхность выклинивается и к югу от него на Манасско-Ачисинском участке, как упоминалось выше. Непосредственно к берегу подступает раннехвалынская терраса. В районе Избербаша вновь появляется позднехвалынская поверхность, при этом верхняя из террас имеет здесь абразионное происхождение. Южнее Каякента отмечаются все три позднехвалынские террасы. Они имеют значительную ширину - 5-6 км и аккумулятивный характер осложненных эоловыми формами рельефа в виде вытянутых параллельно берегу гряд песчаных дюн. Две верхние террасы сложены здесь песчано-глинистыми отложениями, а нижняя - ракушечными песками и рыхлыми ракушечниками [807].

Позднехвалынская поверхность развита также в районе Дербента, где она имеет аккумулятивное строение. К северу от этого пункта преимущественное распространение имеет махачкалинская терраса. Полоса побережья между позднехвалынской равниной и современными береговыми образованиями, расположенная в интервале высот -20 - -26 м, занята новокаспийскими террасами. Аккумулятивные поверхности этого возраста характеризуются присутствием крупных песчаных аккумулятивных форм, история которых имеет тесные связи с динамикой южно-дагестанского участка. Это Аграханская коса и примыкающий к ней с юга дельтовый выступ р. Сулак. Обе формы описаны в главе «Характеристика берегов», т.к. развитие их современных берегов тесно связано с предшествующей новокаспийской историей.

6.1.8 ХАРАКТЕРИСТИКА ПОДВОДНОГО РЕЛЬЕФА СЕВЕРНОГО И ЗАПАДНОГО КАСПИЯ

Наиболее мелководной и выровненной частью Каспийского моря является Северный Каспий. Особенности морфологии и динамики рельефа его дна изучались на протяжении длительного времени многими исследователями. Прибрежная отмель северной части Каспия – это область, протяженностью с севера на юг более 200 миль, глубины возрастают постепенно до 10-15 м и достигают 20 м в ложбинах между банками, расположенными на Мангышлакском пороге.

Выравненность рельефа дна связывается с его структурным положением в зоне молодой и древней платформ и, следовательно, невысокими темпами неотектонических движений, значительным объемом осадочного материала, выносимого реками, и

трансгрессивно-регрессивными изменениями уровня моря в четвертичную эпоху. Это приводило к смене во времени рельефообразующих факторов: выравнивания рельефа при трансгрессии за счет абразии и аккумуляции морских осадков и формирования эрозионного рельефа при отступании моря.

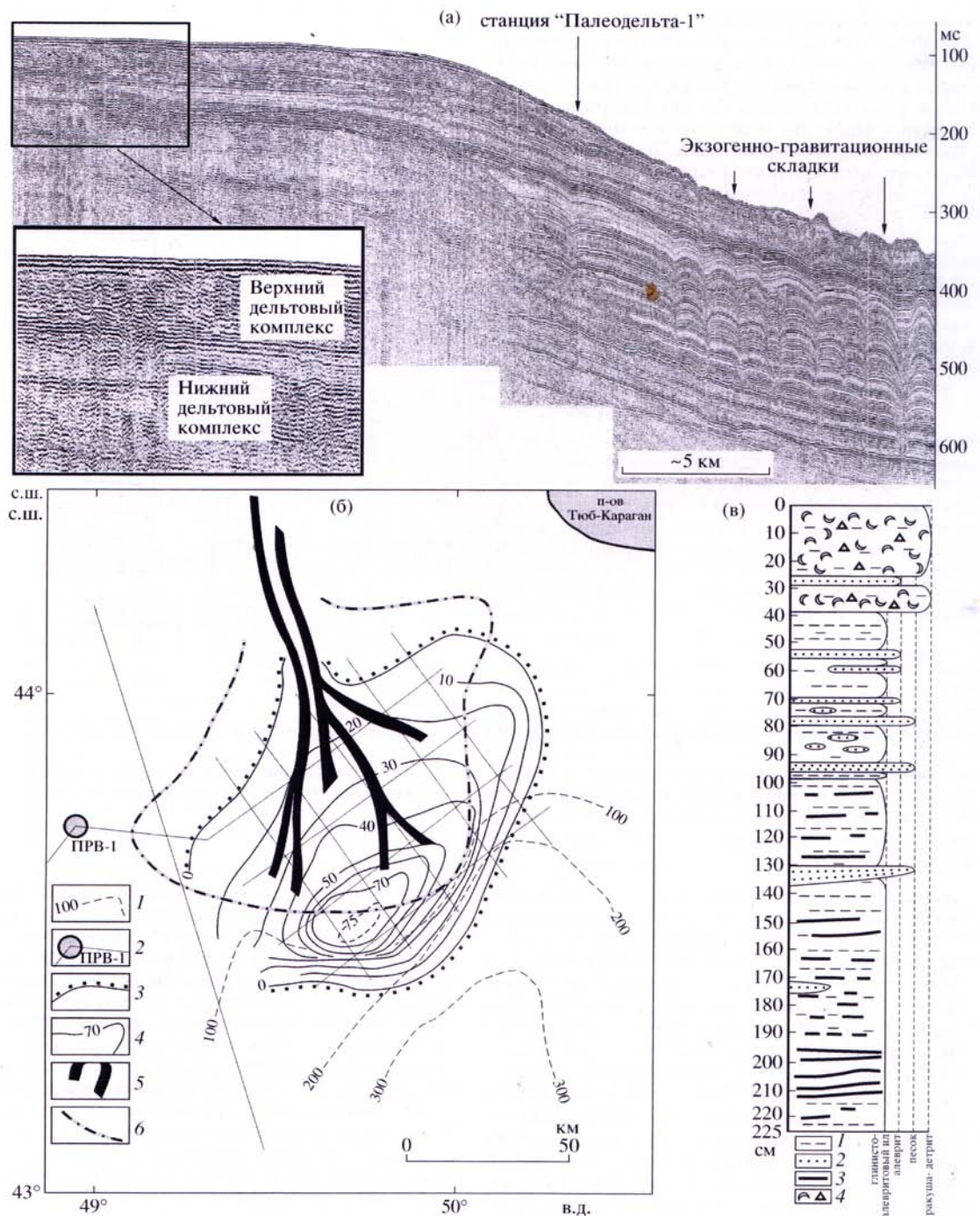
Вследствие мелководности весь этот район неоднократно осушался во время регрессий моря, испытывая в течение довольно длительного времени воздействие субаэральных процессов. Следы деятельности этих процессов сохранились частично в рельефе дна. Это Уральская и Волжская бороздины – палеодолины, существенно переработанные волнами, но до сих пор выделяющиеся в рельефе дна.

6.1.8.1 Морфология подводного рельефа

Одним из основных морфологических элементов, характеризующих рельеф северной части Каспийского моря, является древняя речная сеть, направленная в целом с севера на юг. Речные долины наблюдаются к западу и востоку от банки Большая Жемчужная, следы древних русел палео-Волги выражены также к северо-востоку от о. Чечень и к западу от банки Кулалинской. В восточной и северо-восточной частях Северного Каспия протягиваются Уральская и Мангышлакская бороздины. Своим появлением эти палеоруслу обязаны мангышлакской регрессии. Во время наинизшего стояния уровня моря береговая линия была смещена к северной границе современного Среднего Каспия. Она дугообразно с выпуклостью на СЗ простиралась от района Каспийска в 20-40 км параллельно и мористее современного берега равнинного Дагестана, Аграханского полуострова, острова Чечень и далее приблизительно на таком же расстоянии к юго-востоку от банок Большая Жемчужная и Кулалинская. Затем береговая линия поворачивала на ВЮВ в сторону полуострова Тюб-Караган. Таким образом, это была зона развития преимущественно аккумулятивных прибрежно-морских форм, чему способствовало наличие большого количества рыхлого материала в береговой зоне моря.

Рельеф осушенной территории Северного Каспия во время мангышлакской регрессии характеризовался тем, что к западу от Кулалинской банки все низменные пространства занимали поймы проток в дельте палео-Волги, а также впадающих в Каспий северо-кавказских рек: Сулака, Терека и Кумы. Здесь до настоящего времени в рельефе слабо прослеживается террасовидная поверхность, бывшая в хвалынское время дном Каспия. Тогда глубины составляли около 28 м, т.к. уровень моря достигал отметок примерно 0 м. На геологических профилях фиксируются многочисленные палеоврезы того времени, заполненные впоследствии мелкозернистым аллювиальным материалом.

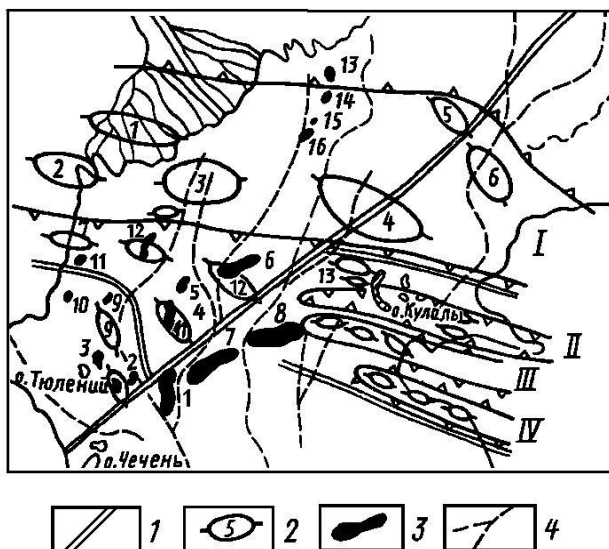
Палеодельта, выраженная и сейчас в рельефе, располагается в зоне сочленения Северного и Среднего Каспия, на склоне Мангышлакского порога, что показано на рисунке 6.20. Дельтовый комплекс представляет собой выпуклую линзу, перекрытую местами слоем осадков не более 2-3 м [816; 817].



Условные обозначения: 1 – изобаты; 2 – сейсмические профили; 3 – граница верхнего дельтового комплекса; 4- изопакхиты верхнего дельтового комплекса; 5 – палеоврезы верхнего дельтового комплекса; 6 – граница нижнего дельтового комплекса.

Рисунок 6.20 – Дельтовый комплекс на склоне Мангышлакского порога [817]

Другой особенностью рельефа дна Северного Каспия являются многочисленные острова и банки. В ряде случаев эти формы рельефа отвечают локальным поднятиям [818], однако последние не имеют однозначного отражения в рельефе дна. Часто наблюдаются разные соотношения рельефа и локальных структур, когда положительные локальные структуры не выражены в рельефе. И наоборот, наблюдается обращенный рельеф, например о. Кулалы расположен в Южно-Бузачинском прогибе, что показано на рисунке 6.21.



I – Промыслово-Бузачинская зона поднятий; II – Южно-Бузачинский прогиб; III – Тюб_Караганский вал; IV – Беке-Башкудукский вал; 1 – разломы; 2 – основные локальные поднятия; 3 – банки; 4 – палеорусл.

Рисунок 6.21 – Структурно-геоморфологическая схема Северного Каспия [819]

В результате мелкого бурения В.Г. Рихтеру [820] удалось обнаружить в море ряд локальных поднятий, которые четко выделяются по данным бурения, но при этом не имеют морфологического выражения в рельефе дна. На всех без исключения поднятиях в колонках отмечается укрупнение материала и сокращение мощностей или выпадение нескольких горизонтов за счет размыва.

Самая южная зона развития аккумулятивных банок простирается выпуклой дугой на северо-запад от Аграханского п-ва до п-ва Тюб-Караган, формируя собственно «Мангышлакский порог», который является структурно обусловленным и связан с Тюб-Караганским валом. Порог отражается в рельефе в виде мелководья, образованного банками Большая Жемчужная, Безымянная и Кулалинская. К этой же зоне относятся острова Чечень и Кулалы.

Следующая зона скопления банок и островов расположена северо-западнее относительно первой, она также протягивается дугообразно, но в отличие от первой зоны аккумулятивные формы здесь тяготеют к западной части дуги и почти не встречаются в восточной. К третьей зоне, приуроченной к отмелям морского края взморья дельт Волги и Урала, относятся многочисленные острова и банки, многие из которых подверглись затоплению во время последнего подъема (1977-1995 гг.) уровня моря более чем на 2 м.

Наиболее крупные банки приурочены к первой зоне, где они имеют протяженность от 30 до 70 км при ширине около 10-15 км. Их относительная высота составляет от 6 до 8 м при средней глубине над вершинами порядка 5 м. Профили банок асимметричны: морские склоны более пологие, обращенные к суше – более крутые. К ним примыкают плоские пологоволнистые неглубокие котловины. Относительная высота пологих валообразных повышений дна в пределах котловины, примыкающей к Кулалинской банке, не превышает 40-60 см при ширине около 1 км [821].

Дно моря, с южной и западной стороны банки, представляет собой равнину, слабо наклоненную к югу, на которой повсеместно распространены подводные валы и бороздины, вытянутые в юго-восточном направлении. Северо-западные окончания этих валов смыкаются с поверхностью склона соседней банки Безымянной. Юго-восточные окончания прослеживаются в сторону открытого моря до глубины 15-16м, где они постепенно распластываются и сливаются с наклонной поверхностью дна.

На южных склонах Кулалинской и Безымянной банок выявлены серии песчаных валов субширотной ориентации. В Восточной части склона банки Безымянной наблюдается четкая система изогнутых валов, напоминающая генерации валов дистальных окончаний кос. Отогнутость валов к югу, по-видимому, объясняется наложением на волновые процессы действия наносодвижущих сточных течений Северного Каспия.

Зональное расположение банок и островов предопределено местоположением древних береговых линий различных стадий новокаспийской трансгрессии [822]. Рассматриваемый район представлял в то время низменную дельтовую равнину. При новокаспийской трансгрессии происходил размыв верхней части подводного склона, с последующим поступлением значительной части продуктов размыва на пляж, т.е. во время выработки профиля равновесия перерабатывался край прибрежной равнины, сложенной рыхлыми отложениями. Одновременно за счет подтопления, заполнялись палеоврезы. Скорость аккумуляции зависела не только от количества и состава рыхлого материала в береговой зоне, но и от динамической обстановки на каждом конкретном участке.

В ходе инженерных изысканий, связанных с добычей нефти и прокладкой трубопроводов, в последние годы в Северном Каспии ритмичные формы сложенные песчано-ракушечными осадками выявлены на обширной площади морского дна. Их высота составляет 2-3 м, но местами превышает 4 м. Ложбины и гребни донных форм ориентированы в направлении СЗ-ЮВ.

Наибольшее распространение они получили в южной части Северного Каспия, где дно характеризуется изменчивым рельефом. Глубины моря в широтном направлении изменяются в пределах от 6 до 16 м. На Безымянной банке рельеф дна, сложенный песчаным и ракушечным грунтом, осложнен пологими ритмичными формами, сформированными в результате воздействия волн и течений. Глубины понижений в пределах банки составляют 2 – 3 м, местами до 4 м. Тальвеги и вершины донных форм ориентированы в направлении СЗ – ЮВ с закономерным постепенным отклонением в западном направлении по мере уменьшения глубины моря на вершине банки.

Уклон дна в среднем составляет приблизительно 0,0003. Максимальный уклон дна на склонах врезов не превышает 0,01. Эти врезы вытянуты под углом 320° , постепенно суживаясь в этом же направлении, и затем переходят в узкие аккумулятивные гряды в виде «охвостьев». Также в результате аккумуляции образовались отдельные песчаные накопления на северных склонах дистальных окончаний эрозионных врезов. В ряде случаев на поверхность морского дна выходят подстилающие консолидированные осадки, представленные так называемыми шоколадными глинами.

На субгоризонтальной эрозионной поверхности банки Безымянная (минимальная глубина 9 м) в рельефе также проявляются кулисообразно расположенные понижения, которые постепенно меняют направление с СЗ-ЮВ на В-З. Расстояния между понижениями 500-700 м, их протяженность составляет 1- 1,5 км, но может достигать и 2 км. Поверхность, осложнена многочисленными замкнутыми эрозионными останцами, высотой менее 1 м. Морское дно между ними выровнено, сложено песчаными осадками, образующими крупные рифели. Рассматриваемые ложбины, вероятно, сравнительно молодые формы подводного рельефа. Однако они сформировались не в настоящее время, а существенно раньше. Известно, что Каспийское море испытывало значительные колебания уровня не только в начале, но и конце голоцена. Так, по историческим данным во II веке до н.э. на картах Эратосфена Северный Каспий почти осушен, т.е. его уровень был -34 – -32 м. В VI веке н.э. во время дербентской регрессии уровень вновь понизился до отметок -34 – -36 [791], а по другим данным - до -45 м [796]. И, наконец, в XI-XIII вв. уровень опускался до отметок -31,7 – -34 м. Таким образом, уровень Каспийского моря неоднократно понижался на 4-8 м [790].

Возможно, этим периодам соответствовало повышение гидродинамической активности в исследуемом районе, что и могло способствовать формированию течений, скорость которых была достаточна для выработки рассматриваемых отрицательных форм рельефа.

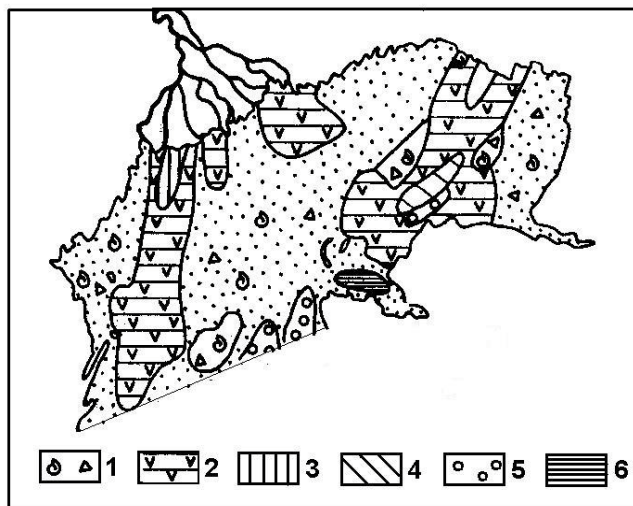
Безымянную и Кулалинскую банки, представляющие собой фрагменты Мангышлакского порога, разделяет ложбина глубиной до 18 м. В отношении происхождения этой ложбины, возраста и происхождения ритмичных форм рельефа морского дна мнения расходятся. Ряд авторов связывают происхождение ложбины с восточной волжской бороздиной – «древним руслом палео-Волги, проходящим к западу от Кулалинской банки [818]. Другие исследователи объясняют происхождение этих донных форм действием ветрового волнения и связанных с волнением течений, влияние которых усилилось в связи с тем, что к западу и востоку от нее сформировались крупные аккумулятивные формы [821].

6.1.8.2 Донные осадки

Дно Северного Каспия лежит в интервале глубин подводного берегового склона (до 10-15 м), поэтому здесь весьма велика роль волнения при перераспределении осадков. Помимо волнения впадение такой крупной реки, как Волга, создает сильное стоковое течение. Оба эти фактора приводят к выносу тонкодисперсного материала, поставляемого рекой, и обогащению донных осадков более грубозернистыми фракциями. На значительной площади доминируют пески с значительной примесью раковин моллюсков и детрита, что показано на рисунке 6.22.

- 1 – раковины и детрит; 2 – ил с ракушей;
- 3 – мелкоалевритовый ил;
- 4 – слабокарбонатный глинистый ил;
- 5 – оолитовый песок; 6 – глинистый ил.

Рисунок 6.22 – Распространение основных типов поверхностных осадков Северного Каспия [56]



В Северном Каспии, в зоне с глубинами 5 м на поверхности дна доминируют пески со значительной примесью ракуши. Это крупно и грубозернистый песок, трудно поддающийся взмучиванию. В зоне приглубого взморья поверхностные грунты также представлены песком с большим количеством ракуши, а также оолитовым песком. Здесь доминируют тяжелые фракции наносов с гидравлической крупностью 8-9 см/с [824].

Центральная часть Северного Каспия, расположенная к югу от мелководного приустьевого взморья между о. Малый Жемчужный и о. Кулалы, покрыта ракушей, иногда с незначительной примесью песка. Это обширная площадь преимущественно биогенной седиментации. Банки Ракушечная, Жемчужные, Кулалинская, Безымянная и все пространство, граничащее со Средним Каспием, покрыто чистой ракушей с песчаным наполнителем.

Гранулометрический анализ донных отложений исследуемого района показал, что за исключением раковин в них преобладает мелкопесчаная фракция. Так в 130 км южнее дельты Волги, около о. Малый Жемчужный в донных осадках доминирует песок (78%), из которых мелкозернистый (0,25-0,1) составляет около 48% [825]. В тяжелой подфракции группа устойчивых минералов наибольшее распространение получила в донных осадках на участке к северу от банок Безымянной и Кулалинской, т.е. в котловинах на глубинах более 10 м.

Возможно, что локализация больших концентраций устойчивых минералов к северу от банок связана с поступлением осадочного материала с севера и северо-востока. Дальнейшему распространению их на юг препятствуют банки. Следовательно, к северу от банок создается затишная зона, где и накапливаются в котловинах устойчивые минералы. Но излишки воды, поступающей с севера должны уходить далее на юг, вполне вероятно, что они используют проходы между банками.

Во время половодий мутность речных вод возрастает, что позволяет проследить на космоснимках мощные струи этих течений, выходящих даже за пределы Северного Каспия. Например, известно, что на западном участке устьевого взморья Волги существует устойчивый юго-восточный перенос поверхностных вод со скоростью 5-8 см/с [826]. Присутствие почти во всех образцах незначительного количества алеврито-пелитового материала может объясняться именно привносом его речными водами.

В настоящее время в рассматриваемом районе Каспия действуют течения разной направленности. Там, где гидродинамическая активность выше и она достаточна для размыва и выноса мелкозернистых песков и алеврито-пелитового материала, он вымывается и на поверхности формируется незначительный по мощности слой более грубозернистых осадков. В результате образуется раковинная отмостка, когда на

поверхности дна происходит заметное погребение состава наносов. Однако на некоторых станциях мощность грубозернистых осадков больше, что не позволяет считать эти участки раковинными отмостками, остается предположить, что такого рода осадки сформировались здесь ранее.

Протяженные ложбины, о которых говорилось выше, прослеживаются в рельефе не только морфологически, но и литологически, по смене различных осадков. Часто фиксируется переход от поверхностей гребней, сложенных песчано-ракушечным или песчаным материалом, к ложбинам. На склонах ложбин фиксируются характерные образования, которые представляют собой песчаные формы, свойственные однонаправленному потоку [827]. Это песчаные полосы, рифели и дюнообразные формы. Характер ложбин говорит о том, что их тальвеги в процессе своего развития не смещались существенно по латерали. В то же время, судя по всему, в настоящее время существуют течения, скорость которых, однако, достаточна для транспорта наносов и перемещения подвижных песчаных донных форм. Присутствие алеврито-пелитового материала почти во всех образцах донных осадков может объясняться именно привносом его речными водами.

Поверхностные осадки на банках представлены в основном среднезернистыми песками, которые на их вершинах сменяются более мелкозернистыми песками, а вниз по склону, как правило, осадками большей крупности, которые протягиваются до глубины 10-13 м. Средне- и крупнозернистые отложения – это оолиты и ракушечно-детритовый материал, главным терригенным компонентом является кварц. Важно отметить, что на всех банках, расположенных на границе Северного и Среднего Каспия, наблюдается повсеместное увеличение крупности отложений с возрастанием глубины, что не соответствует закону механической дифференциации материала на подводном склоне.

Известно, что гидравлическая крупность ракушечных обломков крупнее 0,25 мм, превышает крупность терригенной составляющей осадка того же гранулометрического размера. Так, наибольшие значения гидравлической крупности для зерен терригенной компоненты не превосходит 3 см/с, тогда как изометрические обломки ракуши фракции 0,25-0,5 имеют гидравлическую крупность около 4,5 см/с [828]. Гидравлическая крупность ракуши ($d = 2-4$ см) превосходит эту величину в 2-3 раза. Следовательно, исходя из общих представлений о механической дифференциации наносов на подводном береговом склоне, крупная ракуша и детрит должны двигаться вверх по склону и слагать сводовые части банок. Однако такого распределения осадков не наблюдается ни на Безымянной ни на Кулалинской банке, наоборот, на сводах лежат мелкозернистые осадки. Таким образом, расположение осадков на склонах банок аномально по отношению к

современной береговой зоне и не согласуется с гидродинамическими условиями настоящего времени. Вероятно, эти осадки представляют реликтовые фации, свойственные иным палеогеографическим обстановкам в исследуемом районе. Кроме того, поскольку эти осадки содержат большое количество раковинного детрита на глубинах 15-20 м, то можно утверждать, что это не современные осадки, так как детрит образуется при волновой переработке, т.е. в зоне прибрежного мелководья. Присутствие мелкозернистых песков на глубинах 10-15 м говорит об относительно спокойном осадконакоплении в настоящее время.

В составе донных отложений присутствует большое количество оолитов, образующихся в результате хемогенного осаждения карбонатов из морской воды, перенасыщенной арагонитом. Вероятно, значительная часть оолитовых песков образовались при более теплом климате и более высоких температурах, поэтому они не представляют собой современные отложения, а являются реликтовыми осадками, которые образовались на мелководье в одну из регрессивных стадий Каспия, когда береговая линия располагалась в пределах исследуемого района. К этому же времени относится формирование толщ ракушечно-детритовых и ракушечных осадков, которые накапливались в береговой зоне, не только в Северном Каспии, но и по всему побережью.

Таким образом, Безымянная и Кулалинская банка представляют собой реликтовые формы рельефа. Изначально это была серия береговых и приустьевых баров, оконтуривающих дельты Волги и Урала, морской край которых ранее располагался в районе Мангышлаского порога. Одна из больших палеодолин наблюдается к западу от банки Кулалинской. Глубина одного из палеоврезов заполненного впоследствии илистыми осадками, достигает 10 м.

6.1.8.3 Подводный склон западного Каспия

Прибрежная отмель западной части Среднего Каспия узкой полосой протягивается вблизи дагестанского побережья. На севере внешняя граница проводится достаточно условно, так как она сливается с обширной прибрежной отмелью Северного Каспия. Выделяется узкая прибрежная полоса подводного берегового склона с глубинами до 15 м шириной не более 4 км. Основным экзогенным рельефообразующим фактором на данном побережье является волнение. Подводный береговой склон, как видно на рисунке 6.23, в результате детальных структурно-геоморфологических исследований в 60-70 гг. прошлого столетия является одним из хорошо изученных на Каспии [807]. Здесь выделяются несколько типов абразионных поверхностей, а также участки аккумулятивного рельефа.

Условные обозначения: 1 – грядовый бенч; 2 – погребенный бенч; 3 – ступенчатый бенч; 4 – погребенный ступенчатый бенч; 5 – погребенный выровненный бенч; 6 – подводные валы и межваловые понижения; 7 – аккумулятивная равнина; 8 – равнина неволновой аккумуляции; 9 – реликтовые береговые аккумулятивные формы.

Рисунок 6.23 – Типы рельефа подводного берегового склона западной части Среднего Каспия [807]



Рельеф в значительной степени определяется структурно-геологическими условиями – участки абразионного рельефа, т.е. различного типа бенчи, выявляются там, где поверхность слагается устойчивыми к абразии коренными породами. Это, как правило, сарматские известняки, выходы которых приурочены к сводовым поднятиям или к крыльям антиклинальных структур. Структурный план западного шельфа Каспийского моря является основным природным условием, контролирующим его первичный рельеф.

Разные типы бенча формируются в зависимости от условий залегания пластов абрадируемых пород. В зависимости от соотношения интенсивности процессов абразии и аккумуляции выделяется активный и погребенный бенч. В зависимости от наклона пластов сарматских известняков, бенчи могут быть грядовыми, ступенчатыми и выровненными. В ряде районов выделяется несколько гряд, протягивающихся субпараллельно или под углом к береговой линии. Межгрядовые пространства подвержены сильным течениям, образующимся во время штормов.

На участках выхода на подводный склон пород, неустойчивых к волновому воздействию, формируется погребенный выровненный бенч, наиболее распространенный между берегом и зоной развития грядового бенча, а также иногда обрамляющий со стороны моря грядовый бенч [807].

В последние годы проводились детальные сейсмоакустические исследования западного побережья Каспия, что показано на рисунке 6.24. Выявлены активно протекающие в голоцене, вплоть до современной эпохи процессы подводного оползания на склоне дербентской котловины в районе российского сектора Ялама-Самурского участка [830]. Минимальная средняя скорость оползания оценивается авторами предположительно в 1,5 см/год, хотя реальная скорость может быть и выше. Возможен быстрый одноактный процесс, например, в результате землетрясения, так как область поднятия Ялама-Самур попадает в 7-ми бальную сейсмическую зону [831].

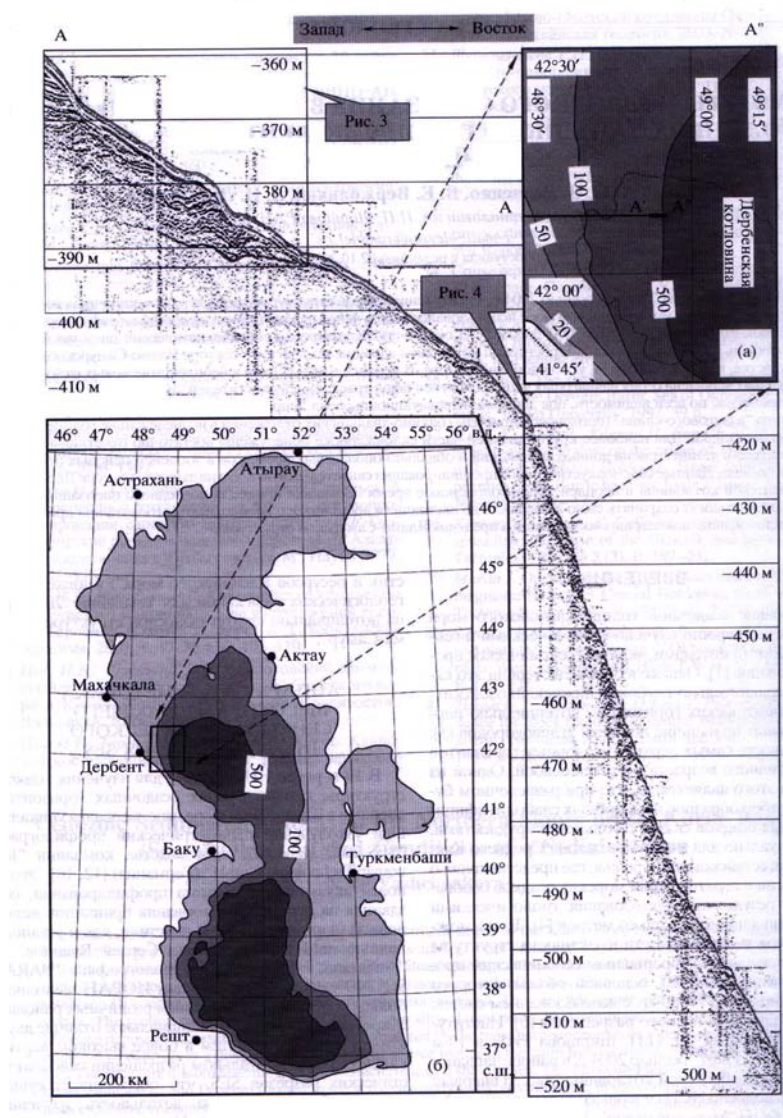


Рисунок 6.24 – Западный склон Дербентской котловины на участке Ялама-Самур в Каспийском море [830]

6.1.8.4 Хемогенное осадкообразование

Воды Каспийского моря перенасыщены карбонатом кальция, и их химическое осаждение идет по всей акватории моря. Этот процесс является для Каспия главным, обеспечивающим поступление хемогенного материала в бюджет прибрежно-морских наносов. Выделяется три разновидности карбонатных осадков: пелитоморфные карбонатные илы, оолиты и карбонатные корки современной цементации. Первые образуются на значительных глубинах вне пределов береговой зоны. Две другие имеют к ней прямое отношение.

Скопления оолитов (оолитовых песков) широко распространены вдоль шельфа юго-восточного Каспия, но встречаются и в других районах, в том числе и в пределах дагестанского побережья, представляя собой округлые зерна от 0,1 до 1,2 мм в поперечнике. На восточном побережье Каспия карбонатные корки представляют собой ровную плиту сцементированного песка или алеврита толщиной до 5 см, сверху покрытую зарослями кладофоры и колониями *Mytilaster lineatus*. Под слоем залегает рыхлый, не сцементированный грунт. Обломочная часть корки состоит из зерен кварца, оолитов и мелких обломков ракуши. Цементирующая часть представлена пелитоморфным кальцитом. Аналогичные корки были обнаружены [807] на западном побережье Каспия. Здесь они состоят из крупнозернистого оолитового и ракушечного песка с включением *Cardium edule*, *Mytilaster lineatus*, что полностью доказывает ее современный возраст.

Оолиты образуются в зонах более низкой интенсивности осаждения CaCO_3 и высокой гидродинамической активности, связанной с волнением. Корки цементации формируются в зонах с высокой интенсивностью осаждения карбонатов кальция и средней гидродинамической активностью, обусловленной течениями.

Кроме того, примеры современной цементации наблюдаются и в зоне пляжа, которая никак не похожа на "средне" или "низко гидродинамически активную" зону. Отсюда следует, что образование корок цементации связано, по-видимому, не столько со степенью гидродинамической активности среды, сколько с перенасыщением воды CaCO_3 . Очевидно, что формирование корок представляет собой следующий этап выпадения карбоната кальция из раствора – после оолитообразования и возникает при перенасыщении воды CaCO_3 более высоким, нежели при образовании оолитов.

На отдельных участках побережья Каспия встречаются и другие компоненты наносов, связанные с химическими процессами, происходящими в море. Местами в современных прибрежно-морских песках отмечаются значительные по величине (12–15 см) сферические включения гипса. Такие включения были обнаружены на

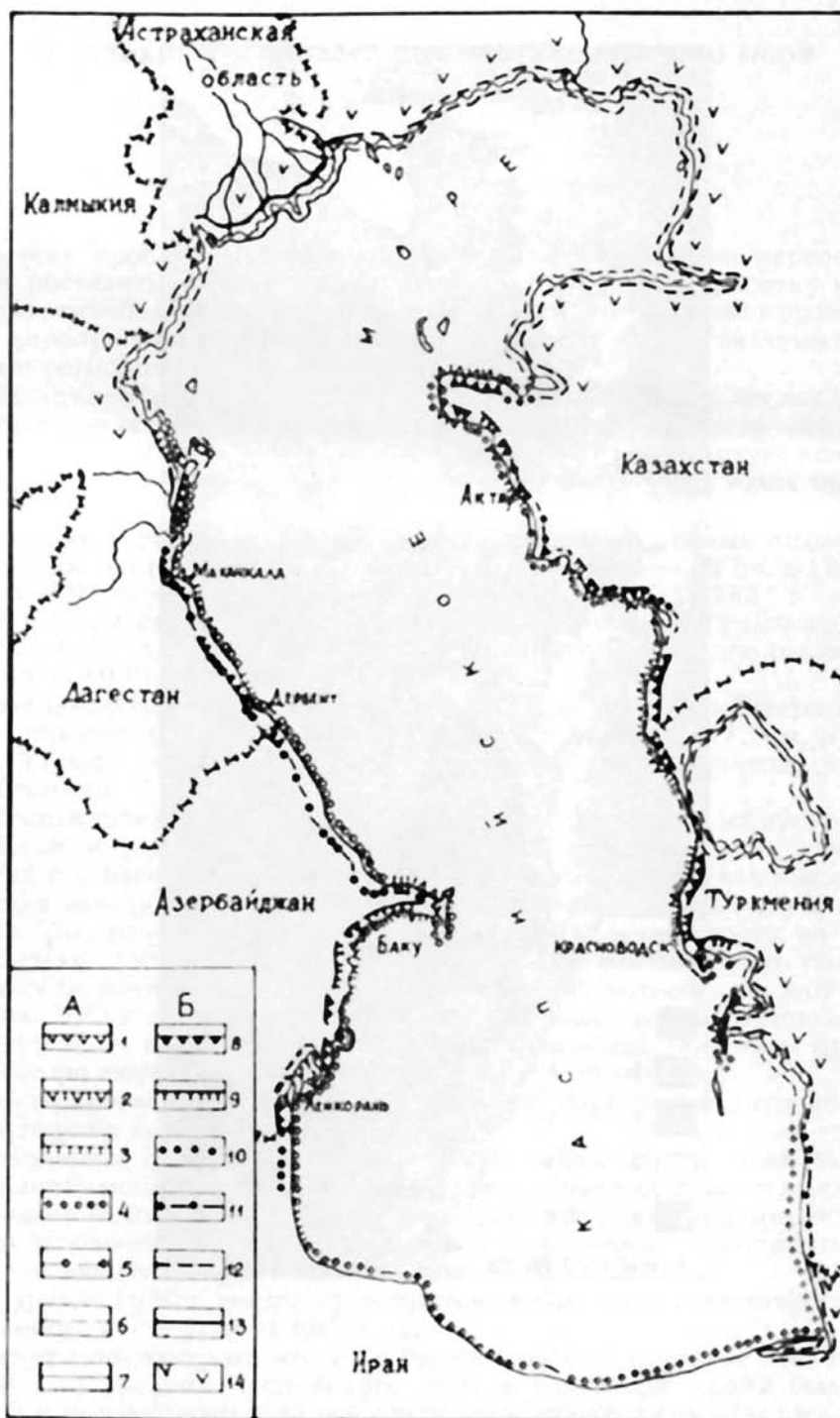
Туралинском участке дагестанского побережья и связаны с перенасыщением морской воды ионом SO_4 в связи с фильтрацией сульфатосодержащего раствора из Туралинских озер сквозь отделяющую их от моря пересыпь.

Перенасыщенность каспийской воды $CaCO_3$ практически исключает развитие в пределах западного побережья процессов химической денудации, заключающихся в растворении карбонатосодержащих коренных пород и прибрежно-морских накоплений, хотя и те и другие здесь преобладают. Важнейшим же процессом, вызванным воздействием хемогенного фактора и поставляющим значительные массы рыхлого материала в береговую зону, является процесс химического осаждения извести, вызывающий образование и накопление оолитов, а также формирование корок современной цементации. И то и другое способствует относительной стабилизации берегов.

6.1.9 ХАРАКТЕРИСТИКА БЕРЕГОВ

Современные берега Каспийского моря сформировались на фоне и под влиянием постоянного чередования трансгрессивных и регрессивных эпох новейшего времени, определяющих основные тенденции развития побережья. Наиболее существенное влияние на развитие береговой зоны оказали последняя регрессия моря, достигшая максимума в 1977 году, когда уровень моря упал до отметки $-29,02$ м, и последующий стремительный подъем уровня, когда менее, чем за 20 лет он поднялся на 2,5 м, что показано на рисунке 6.25.

Длина береговой линии Российского побережья Каспийского моря составляет примерно 700 км, которые характеризуются значительным разнообразием берегов. По геоморфологическим особенностям, характеру современных береговых процессов и реакции береговой зоны на колебания уровня на этом протяжении выделяются три крупных региона: дельта Волги, Терско-Кумская низменная аллювиально-морская равнина и террасированная равнина Приморского Дагестана.



Условные обозначения: А –регрессивный период до 1977 г.: 1-абразионные берега, 2-абразионные с отмершим клифом, 3-абразионно-аккумулятивные, 4-абразионные пляжевые, 5-аккумулятивные лагунные, 6- осушные, сформированные ветровым нагоном, 7-дельтовые. Б - трансгрессивный период после 1978 г.: 8-абразионные, 9-абразионно-аккумулятивные, 10-аккумулятивные пляжевые, 11-аккумулятивные лагунные, 12-осушные, 13-дельтовые, 14-районы пассивного затопления морем.

Рисунок 6.25 – Типы берегов Каспийского моря. Карта составлена Игнатовым Е.И., Лукьяновой С.А., Соловьевой Г.Д.

6.1.9.1 Дельта Волги

Наибольшую площадь в пределах дельты Волги занимает пойменно-дельтовая равнина, пересеченная сложной, чрезвычайно густой сетью речных рукавов и протоков, причем ветвление их возрастает к морскому краю дельты. Переход от наземной равнины к взморью осуществляется постепенно через широкую переходную полосу сгонно-нагонной осушки, покрытой гидрофильной растительностью и подвергающейся сезонному затоплению речными водами во время половодий и эпизодическому затоплению от ветровых нагонов, достигающих высоты свыше 2 м. Граница между надводной частью дельты и ее авандельтой имеет характер не линии, а более или менее широкой полосы, отличающейся по особенностям геоморфологических и литологических процессов от прилегающих к ней надводной и подводной зон дельты [832]. Эта, так называемая, култучная зона дельты сформировалась, в основном, благодаря аккумуляции наносов на морском крае дельты и в култуках - межустьевых заливах. Култучная зона представлена множеством низких песчаных больших и малых островов и полуостровов, осушек, отмелей, сильно расчлененных разветвленной сетью речных протоков и густо поросших тростниковой растительностью. Площадь осушных островов, сформированных в регрессивный период моря, составляла 60-80 км² [833]. Они подвергались периодическому затоплению во время весеннего половодья, а также и в зимний период (в связи со сбросом вод из Волгоградского водохранилища). Ширина современной култучной зоны достигает местами 40 км (вместе с поясом островов и отмелей) и в целом возрастает с запада на восток. Эта зона, где постоянно протекает процесс формирования морского края дельты, является наиболее динамичной. Здесь происходит сложное взаимодействие речного (русловые процессы, жидкий и твердый сток), морского (сгонно-нагонные явления, частично морское волнение) и биогенного (растительность) факторов. Этот комплекс факторов приводит к большому многообразию геоморфологических элементов култучной зоны, из которых особо следует выделить банчины (или банки) - строящиеся русла, еще не имеющие вполне сформировавшихся берегов. Это пионерные формы рельефа нарастающего края дельты. Именно через них происходит поступление речных выносов в море. Размеры банков могут варьировать в широких пределах и зависят прежде всего от мощности того дельтового рукава, на продолжении которого они строятся. Глубина банчин обычно невелика - редко более 1 м. Своими устьевыми частями банчины переходят в подводные бороздины авандельты или же выходят на плоскодонные участки култуков. В последнем случае у устья банчины обычно образуются накопления наносов - "россыпи".

Банчины обычно окаймляются подводными и надводными косами, прирусловыми валами, островами. Рост аккумулятивных прирусловых форм обуславливает усиление расчленения края дельты и увеличение изоляции участков акватории, расположенных между банчинами. Эти участки преобразуются в заливы-култуки, где отлагаются наиболее тонкие (илистые) продукты твердого речного стока, постепенно приводящие к заполнению залива осадками. Осушение култуков и слияние прирусловых аккумулятивных форм соседних банчин - основной механизм нарастания култушной равнины надводной части дельты. Развитие култука, то есть его заносимость, протекает, главным образом, во время половодья, и процесс этот развивается достаточно быстро: так, заполнение култука Дамчик завершилось почти за 124 года, начиная с 1863 г., когда его контуры только обозначились [809], Огромная роль в процессе превращения култука в сушу принадлежит при этом растительности, способствующей задержанию в култуке больших масс наносов и препятствующей размыву и выносу из култука рыхлого материала.

Развитие эрозионно-аккумулятивного комплекса банчин обуславливает постоянное преобразование морского края дельты. Так, почти за три десятилетия, начиная с 1948 г., произошло заметное изменение внешнего контура дельты за счет его выдвигения в сторону моря (местами на 1,5-4,5 км), преобразования старых песчаных островов и нарастания новых. В 70-х - начале 80-х гг. среднегодовой прирост морского края в западной части дельты составлял 46,7 м, в восточной части - 55,4 м. Вертикальный рост аккумулятивных форм култушной зоны колеблется от 2 до 48 мм/год [833]. Култушная зона, как наиболее динамичная зона дельты, чутко реагирует на изменение внешних условий и, прежде всего, главного из них - положения уровня моря.

Начало формирования дельты выдвигения, каковой является волжская дельта в настоящее время, связано, по мнению В.Н.Коротаева[834], с дербентской регрессией (VIII-IX вв.), когда уровень моря опускался до -32 м. Новейший этап ее развития, относящийся к историческому времени, характеризуется усилением роли речных гидрологических процессов. Колебания уровня моря оказывали влияние лишь на морской край дельты. В период последнего падения уровня Каспия с 1930г. до 1977г. от -26 м до -29 м произошло значительное выдвигение морского края дельты, частичное осыхание култушной зоны и ее смещение к авандельте, в пределах которой появилось множество новых низменных островов и их срастание.

Площадные и линейные изменения култушной зоны дельты Волги за это время представлены в таблице 6.9, из которой видно, что в последний период падения уровня Каспийского моря активное (за счет аккумуляции наносов) и пассивное (путем осушения

мелководий) выдвигание морского края дельты постепенно замедлялось. Это связано, по-видимому, с наступившей в 50-е годы некоторой стабилизацией уровня моря, а также с тем, что большая часть современной отмелой зоны устьевого взморья расположена выше отметки -29 м абс. Поэтому состояние култушной зоны дельты и развитие ее элементов определялись уже не высотой уровня моря, а величиной затопления ее волжскими водами. Эта специфическая буферная зона между дельтой и морем как бы законсервировала морской край дельты.

Таблица 6.9 – Изменение площади и линейного прироста дельты Волги за 1927-1982 гг. [810]

Период, годы	Изменение уровня моря, м	Характер прироста дельты	Прирост площади, км		Линейный прирост, км	
			суммарный	за год	суммарный средний	средний годовой
1927-1937	- 0,75	Общий островной	1800	180	9,4	0,94
			700	70	3,7	0,37
1937-1960	- 1,4	общий островной	555	24,1	2,9	0,13
			490	21,3	2,6	0,11
1960-1982	- 0,7	Общий островной	50	2,3	0,26	0,012
			0	0	0	0

Развитие банчин и эрозионных процессов в их пределах наиболее активно протекало во время быстрого снижения уровня моря [832]. Примерно после 1955 г. удлинение банчин и развитие эрозионных процессов в них (а, следовательно, и выдвигание края дельты) резко замедлилось. Еще активнее это замедление проявилось в период современного подъема уровня моря и будет продолжаться, пока процесс нарастания морского края дельты не сменится процессом его отступления. При этом вся култушная зона будет постепенно смещаться в сторону суши, возможно, с некоторым сокращением своей ширины в связи с возрастанием уклонов прибрежной территории. По предположениям Г.Ф.Красножона, начало последнего процесса следует ожидать после достижения уровнем моря положения около отметки -26,5 м. Эта отметка служит своеобразным порогом, за которым высота уровня воды у морского края дельты будет непосредственно определяться подъемом уровня моря. При более низком уровне моря его влияние на внешний край дельты сильно нивелируется обширным предустьевым мелководьем – авандельтой.

Последнее предположение подтверждается сравнительным анализом космоснимков разных лет. Сопоставление фотоснимков, полученных с орбитальной станции «Салют-4» в 1975 году, со спутника «Ландсат» в 1977 г. и спутника «Метеор-30» в 1981 г., показало, что в конце регрессивного периода (1975-1977 гг.: падение уровня моря на 33 см) в западной части дельты произошло выдвигание ее морского края в среднем на 1 км. Наибольший прирост суши (около 5 км) отмечался западнее протоки

Камызяк. Начало современной трансгрессии Каспия (1978-1981 годы: подъем уровня моря на 70 см) сопровождалось некоторым отступанием морского края дельты в ее западной части и вокруг отдельных островов. Например, у о.Чистая Банка береговая линия отступила за этот период на 0,5-1 км. Однако в средней части дельты ее морской край оставался относительно стабильным.

Развитие трансгрессии сопровождалось существенной перестройкой системы островов и отмелей в култучной зоне дельты. Проведенное дешифрирование космоснимков 1991 г. (аппарат «Космос») позволило откартировать положение морского края дельты Волги. Сравнение полученного контура с имеющейся для западной части дельты линией 1981 г. свидетельствует о заметном изменении култучной зоны и в ряде мест – об отступании морского края дельты. По сведениям Г.В.Русакова [833], протяженность Баровых островов, окаймлявших авандельту Волги, в 1981 г. составляла 12165 м, а в 1986 году она не превышала 11400 м; меридиональная протяженность о.Чистая Банка сократилась за эти же годы от 17040 м до 12120 м. К 1989 г. был полностью затоплен о.Морской Очиркин, хотя в октябре 1984 г. его длина была 252 м. Глубины в этом районе увеличились на 0,7-1,0 м, в настоящее время скрылись под водами моря и Баровые острова. Таким образом, подъем уровня моря остановил расширение аккумулятивных островов на внешнем крае авандельты, вызвал их размыв и прекратил существование некоторых из них.

В целом же темпы отступления морского края дельты невелики и явно уступают темпам бывшего регрессивного нарастания суши, хотя скорость последнего подъема уровня моря (примерно 12,5 см/год) в два раза превышает скорость его падения за период 1930-1977 гг. (около 6,4 см/год]. В отдельных случаях наблюдается даже выдвигание берега в сторону моря. Это особенно справедливо в отношении полузамкнутых култуков, где концентрируется практически весь выносимый рекой осадочный материал. При современном (в среднем -27,5 абс.м) и более низком положении уровня Каспия наличие обширного предустьевого мелководья – авандельты, шириной примерно 45-50 км, ослабляет воздействие моря и усиливает преимущества речного фактора. Такое соотношение двух главных рельефообразующих факторов обеспечивает нарастание морского края дельты даже в условиях высокого положения уровня моря. В настоящее время этому процессу способствует также отмеченное после 1995 г. некоторое падение уровня и его дальнейшая стабилизация, наблюдающаяся последние годы.

Размыв аккумулятивных форм и увеличение глубин на акватории авандельты благоприятствуют развитию ветровых нагонов в сторону дельты и усилению волнового воздействия на ее морской край, где активно разрушаются волнением защитные заросли

тростника и рогоза [833]. Аккумулятивные формы у края авандельты, и в частности Баровые острова, ранее препятствовали проникновению нагонов в култучную зону дельты. Водообмен осуществлялся, в основном, через неширокие эрозионные бороздины, разделяющие Баровые острова. Здесь развивались сильные стоковые течения, способствовавшие затуханию нагонов в этих эрозионных формах. Только самые мощные нагоны могли проникать к дельте. Так, в декабре 1984 г. катастрофический нагон вызвал затопление побережья площадью более 1700 км² [833]: высота нагона местами превышала 150 см, у морского края дельты она составляла 42 см, После превышения уровнем моря отметки -26,5 м влияние моря заметно возрастет и выразится, прежде всего, в смещении култучной зоны в сторону суши, а также в подпоре рукавов и проток, что приведет к усилению паводковых разливов в пределах дельтовых равнин и свободному проникновению нагонов в сторону дельты.

Однако, до настоящего времени новейшая трансгрессия Каспия, начавшаяся в 1978 г. и достигшая максимума (-26,6 м абс.) в 1995 г., не внесла существенных изменений в современные процессы дельтообразования Волги [834].

6.1.9.2 Терско-Кумская низменная аллювиально-морская равнина

Северо-западное побережье Каспия отличается чрезвычайно низменным пологим рельефом, блуждающей границей суши и моря и по геоморфологическим особенностям подразделяется на две части - Затеречную равнину и южнее - мощный дельтовый комплекс Терека и Сулака. Затеречная аккумулятивная равнина и генетически продолжающая ее к северу прибрежная равнина Черных Земель обязаны своим происхождением, главным образом, воздействию моря.

Вдоль всего этого побережья прослеживаются наиболее молодые голоценовые морские террасы 1929 и 1940 гг. Это плоские, слабо наклоненные в сторону моря и местами сильно заболоченные равнины, сложенные, в основном, песками и супесями. На поверхности этих террас имеются песчаные валы, местами отделяющие широкие плоские лагунные понижения. Приурезовые части этих равнин формируются преимущественно под воздействием сгонно-нагонных явлений. Лагунные и эрозионные понижения, а также чрезвычайно малые уклоны поверхности террас способствуют вторжению морских вод на их территории при мощных ветро-волновых нагонах. Морфологическим свидетельством этого явления служат небольшие промоины-желоба стока нагонных вод, которые в ряде мест осложняют поверхность молодых террас. Обычно они имеют довольно крутые (до 20-25°) и высокие (2-3 м) борта, ширину от 20-30 м до 150-200 м и длину до 5 км и более.

Основными особенностями этих ложбин, отличающими их от обычных эрозионных форм, созданных деятельностью флювиальных процессов, является слабая извилистость, большой радиус кривизны излучин, постоянство ширины на всем их протяжении, отсутствие характерных русловых форм (кос, отмелей, осередков), распластывание к "истокам" и "устью" [791]. По этим протокам осуществляется движение морской воды в сторону суши во время сильных ветро-волновых нагонов, а с развитием современного подъема уровня моря их функционирование значительно активизируется.

Вдоль моря на всем протяжении от дельты Волги до Кизлярского залива протягивается широкая (до 6-8 км) полоса ветро-волновой осушки, поросшая густыми зарослями тростника. Плотная растительность и чрезвычайно малые уклоны поверхности, обеспечивающие постепенный переход к подводному береговому склону, затрудняют определение линии уреза, которая в зависимости от сгонно-нагонных условий может смещаться в ту или иную сторону в широких пределах. Падение уровня моря после 1929 г. обеспечило очень высокие темпы нарастания берега за счет осушения обширных пространств мелководий.

За период последнего трансгрессивного подъема уровня моря ширина молодых террас значительно сократилась за счет смещения в их сторону зоны современной осушки и в настоящее время составляет не более 3-6 км. Эти низкие террасы - полоса потенциального быстрого затопления морем, особенно при трансгрессивном состоянии его уровня.

Для поверхности осушки характерны узкие и длинные песчаные гряды, протягивающиеся местами на десятки километров и, вероятно, фиксирующие разные стадии отступления моря в регрессивный период. Высота гряд не превышает 1 м, ширина 20-70 м. Это типичные береговые валы, иногда отчленяющие плоские лагунные понижения с заболоченным днищем.

Густая растительность способствовала значительному нарастанию берега в регрессивный период путем задержки тонких наносов, приносимых нагонными водами со дна моря. Сравнение карт разных лет и космических снимков показало, что примерно за 30 последних в регрессивном цикле лет (1948-1977) нарастание берега в ряде мест достигало свыше 9 км (например, север Кизлярского залива), что привело к значительному изменению конфигурации береговой линии этого побережья. И хотя в 1948 году уровень моря был примерно аналогичен недавнему его положению (-27,4 м), современная трансгрессия пока не смогла перекрыть это нарастание берега и приблизиться к береговой линии этого времени.

Однако подъем уровня моря (1978-1995 гг.) оказал вполне ощутимое влияние на морфологию берега. На относительно более приглубых участках вдоль морской стороны осушки происходит отмирание тростниковой растительности (вследствие возрастания глубин) и соответствующее отступление внешнего края осушки. Дешифрирование космических снимков разных лет [835] показало, что трансгрессивные изменения вдоль низменного калмыцкого побережья возрастают по мере удаления от буферной отмели авандельты Волги, которая пока нивелирует подъем уровня моря. Наиболее существенные изменения на низменных осушенных берегах при повышении уровня моря – формирование серии береговых валов у уреза, смещение всего комплекса осушки в сторону берега со скоростью до 200 м/год, расширение зоны осушки в сторону суши до 10 км, а при максимуме подъема уровня более чем на 2 м (в 1995 г. абс. отм. -26,6 м.) - частичное разрушение зоны осушки, затопление ее морского края, нарушение сплошности тростникового покрова на ее поверхности, появление здесь открытых окон воды. Смена подъема уровня снижением (до отм. около -27 м) привело к некоторому восстановлению растительного покрова осушки, а также к смещению ее тыловой границы в сторону моря, которое началось раньше, чем выдвигание в море фронтального ее края. Фронтальная граница, рассматриваемая как береговая линия моря, при падении его уровня примерно на 0,5 м еще не испытывает повсеместного выдвигания к морю. Выдвигание наблюдалось лишь на выступах берега, имеющих продолжение на подводном береговом склоне, где снижение уровня моря приводит к восстановлению ранее затопленных зарослей тростника. Проведенный по космическим снимкам мониторинг реакции береговой зоны Калмыкии на каждую из фаз недавнего повышения уровня моря (его быстрый подъем до максимальной отметки, сравнительно небольшое понижение и последующее динамическое колебание около высотной отметки -27 м) позволяет судить о возможных береговых изменениях при любом дальнейшем поведении уровня Каспийского моря. При продолжении снижения уровня моря следует ожидать постепенного осыхания поверхности осушки, смещения всего ее комплекса в сторону моря, причем ее тыловая граница будет в этом отношении более активна, чем ее внешний край.

Однако, при дальнейшем развитии трансгрессии моря весь биогенно-морфологический комплекс осушки продолжит смещение в сторону суши, пока не перекроет поверхность пологих молодых террас. При этом возможно глубокое проникновение морских вод, особенно в пределах Черных Земель, по бывшим лиманным понижениям. Если уровень моря подойдет к прогнозируемой отметке -25 м, береговая линия приблизится к древнему берегу соответствующей стадии новокаспийской (голоценовой) трансгрессии. Однако, в этом случае повторения прежнего облика берега

может и не произойти. Уровень новокаспийского моря останавливался на этой, или близкой к ней, отметке неоднократно. По имеющимся представлениям [769], последний раз это произошло в прошлом веке. За прошедшие с тех пор около 100 лет ситуация у древнего берега заметно изменилась. В процессе длительной регрессии моря перед древней береговой линией отложилась масса наносов, образовалось, по крайней мере, два уровня молодых террас, то есть произошло значительное выполаживание прибрежной территории. При современном повышении уровня Каспия морские воды вступают на гораздо более отдаленную поверхность, где гасится основная энергия волн. Поэтому главным процессом на описываемом отрезке побережья все же будет пассивное проникновение трансгрессивных и нагонных вод между древними аккумулятивными формами. На контакте с последними возможно некоторое волновое преобразование берега: размыв и перестройка новокаспийских баров, формирование пляжей из материала размыва. По всей вероятности, будут развиваться берега, где широкие лиманные разливы будут чередоваться с небольшими участками размыва древних аккумулятивных форм.

Рельеф самой южной части Терско-Кумской равнины обязан своим происхождением, главным образом, флювиальным процессам. Здесь располагается мощный комплекс современных и древних дельтовых образований Терека, которые, постепенно сливаясь с разливами рек Аксая, Акташа и др., плавно переходят к юго-востоку в слабонаклонную Сулакскую равнину. Самый молодой (современный) дельтовый комплекс Терека и Сулака прорывает пояс морских террас и местами выходит непосредственно к морю.

Прерываемая "языками" современной Терско-Сулакской дельты, вдоль всего побережья северного Дагестана протягивается новокаспийская морская равнина. Максимальная береговая линия этой трансгрессии, приблизительно совпадающая с горизонталью -20 м, довольно отчетливо фиксируется [836] устьями коротких эрозионных форм (овраги, балки), образовавшихся, по-видимому, на месте небольших ериков дельтовой гидросети, которые были привязаны к уровню новокаспийского бассейна. Южнее прослеживаются фрагменты низкого (1-2 м) абразионного уступа, соответствующего указанной береговой линии, которая имела здесь фестончатые очертания: море вторгалось между приподнятыми над дельтовой равниной речными руслами, которые выступали в виде серии низких мысов.

Соответствующая этой береговой линии морская терраса окаймляет с некоторыми перерывами большую часть Терско-Сулакской дельтовой равнины со стороны моря. Она сложена морскими супесчаными отложениями с фауной *Cerastoderma lamarski*. Характерной особенностью новокаспийской террасы является наличие многих песчаных

береговых валов, маркирующих положение более низких стадийных уровней голоценового морского бассейна, причем на некоторых высотных отметках (-22 м) уровень моря останавливался дважды. По соотношению этих валов и фрагментов реликтовых абразионных уступов О.К.Леонтьев и Т.И.Чекалина [837] отмечают здесь до четырех стадий новокаспийской трансгрессии.

В целом, голоценовая история, особенно ее последние этапы, развития северного и южного участков этого отрезка побережья отличалась существенным образом. На севере (в пределах Кизлярского залива) преобладали устойчивые аккумулятивные процессы, обусловившие последовательное заполнение Кизлярского залива наносами. За последнее 30-летие регрессивного периода моря (1948-1978 гг.) ширина полосы суммарного нарастания берега в южной половине залива составила примерно 10-12 км. Этот прирост суши завершил более чем вековой процесс сокращения площади Кизлярского залива. По подсчетам Т.И.Чекалиной [838], в общем процессе нарастания суши в пределах приморской части дельты Терека 36% прироста приходилось на пассивное осушение мелководья за счет снижения уровня моря, 34,5% - на быстрое обмеление и осушение бывших морских заливов, в которых некоторое время существовали озерно-болотные ландшафты, и 29,5% - на аллювиально-морскую аккумуляцию. Средние скорости прироста суши на отдельных участках в регрессивную эпоху достигали 100-120 км в год.

Аккумулятивные процессы обусловили на этом участке формирование низменного рельефа с пологими склонами, что способствует глубокому проникновению нагонных вод. Даже в условиях регрессии моря сильные нагоны оказывали существенное влияние на берег. Мощный ветровой нагон 1952 г. проникал более чем на 20 км от моря [838]. С ветровыми нагонами поступал к берегу с мелководного взморья тонкий осадочный материал, который, наряду с выносами речных рукавов и протоков, а также окраинной ветви стокового течения Волги, привел к постепенному заполнению Кизлярского залива наносами. Этому в значительной степени способствовала тростниковая растительность, плотно покрывающая прибрежные участки молодых регрессивных террас (1929 и 1940 гг.) и осушку. Последняя сложена темными илистыми песками с большим количеством растительных остатков.

Современная трансгрессия прервала выдвигание берега в пределах Кизлярского залива. Произошло расширение осушек за счет надвигания их на низменные участки дельтовой равнины, на поверхность молодых морских террас. К максимуму трансгрессии в тыловой части осушки сформировалась широкая лагуна, окаймлявшая весь берег залива и постепенно смещавшаяся в сторону суши. В настоящее время, при последующем снижении уровня моря, лагуна постепенно прекратила свое существование.

Южнее Кизлярского залива, где непосредственно к морю выходит новокаспийская морская равнина, в голоцене и в современную эпоху преобладали абразионно-аккумулятивные процессы, выразившиеся в образовании серии аккумулятивных форм вдоль голоценовых стадийных береговых линий, чередовавшихся с отрезками питающих их абразионных уступов. Наиболее крупные морские аккумулятивные формы района - Брянская и Суюткина косы - соответствуют последним этапам развития новокаспийского бассейна. Они последовательно сформировались (Брянская коса - в XVI-XVII вв., Суюткина - в XVIII-XIX вв.) в периоды повышения уровня и интенсивного размыва соседних дельтовых выступов, материал которых подавался преобладающим юго-восточным волнением к северу и питал растущие аккумулятивные формы. При этом зона размыва и волнового выравнивания берега постепенно смещалась к югу: питавший Брянскую косу абразионный выступ находился несколько южнее пос. Новый Чечень, а при формировании Суюткиной косы выровненный размывающийся берег располагался между рукавом Старый Терек и пос. Старый Бахтемир [837]. Сохранившиеся в рельефе, но сильно перевеянные генерации этих кос фиксируют определенные стадии постепенного отступления размываемого берега, с которым они были генетически связаны.

Преобразования этого отрезка побережья продолжались и в последние десятилетия и определялись, главным образом, размывом отдельных участков берега и условиями нарастающего дефицита наносов в береговой зоне в связи со смещением основного стока Терека к югу, а затем вывода его в другой район берега (за Аграханскую косу). Уже в 1950-х годах отмечался размыв корневых участков Брянской и Суюткиной кос [839], чему в немалой степени способствовали ветровые нагоны. Четверть века спустя вокруг Брянской косы, где уклоны подводного склона менее значительны, сформировались в условиях понижения уровня моря довольно широкие (до 400 м) осушки, поросшие травянистой растительностью, что привело к отмиранию уступа размыва и захоронению его местами под осадками молодого берегового вала. Однако размыв корневой части Суюткиной косы продолжался. За это время берег отступил здесь на 150-200 м, а материал размыва поступал к дистальной части косы, где произошло нарастание берега примерно на ту же величину. Активные уступы размыва высотой 1-3 м отмечались также южнее, где отступление берега за 25 лет составило 60-100 м. Уступы размыва чередуются и обмениваются осадочным материалом с очень отмелыми аккумулятивными участками, освоенными гидрофильной растительностью. Аккумулятивные процессы приурочены также к устьям искусственных каналов, проведенных для сброса поливных вод (Брянский, Кизляр-Каспийский). В устье Брянского канала к 1980 г. сформировалась небольшая дельта, выдвинутая в море примерно на 700 м и густо поросшая тростником.

Современный подъем уровня моря вызвал повсеместное подтопление низменных участков берега и частичное затопление осушек и глинистых бенчей в основании некоторых уступов размыва. Это постепенно приводит к усилению разрушения берега и активизации ранее отмерших береговых уступов. В настоящее время нагонные воды полностью перекрывают сохранившиеся местами участки молодой террасы 1929 г. и непосредственно достигают подошвы уступа размыва, подрезающего новокаспийскую равнину. При нагонах целиком затапливается и отмеченная выше дельта в устье Брянского канала, прислоненная к отмершему ранее абразионному уступу. В ее тыловой части сформировалась довольно широкая лагуна с постоянным обводнением. Это свидетельствует о том, что в условиях современной трансгрессии аккумуляция твердых выносов канала не поспевает за быстрым подъемом уровня моря, и дельта все более переходит в подводное состояние.

Заметно расширились в последнее время осушки в пределах дистальных окончаний Брянской и Суюткиной кос. Это особенно характерно для Брянской косы, окруженной более отмытым подводным склоном. Нагонными водами прорван самый внешний вал этой косы и морем периодически заливается бывшая лагуна за валом. У дистального окончания Суюткиной косы, где уклоны береговой зоны значительны и куда с юга продолжает поступать осадочный материал со стороны абразионных уступов, сформирован узкий молодой вал, окаймляющий внешний край осушки и протягивающийся на расстояние более 6 км, полностью повторяя очертания выступа Суюткиной косы.

Аналогичные процессы развиваются и на о.Тюлений, отстоящем от материка примерно на 32 км. Западная, наиболее высокая (новокаспийская) часть острова подвергается интенсивному размыву под воздействием северо-западных волнений значительной повторяемости. Современный берег здесь выровненный, абразионный. Материал размыва огибают остров с юга и с севера, где из него строятся небольшие косы. Этот процесс особенно характерен для северной части острова, где узкая коса имеет длину около 2 км и отчленяет от моря лагуну, шириной примерно 20-30 м, которая имеет свободную связь с морем. С восточной стороны острова, хотя и обращенной к наиболее частым и мощным юго-восточным волнениям, процессы абразии не проявляются. Это объясняется наличием здесь обширного участка мелководья, гасящего основную часть энергии волн. Для этого участка типичны процессы расширения ветровой осушки и постепенного затопления полосы современной аккумуляции.

Таким образом, в современной динамике отрезка берега южнее Кизлярского залива продолжают активно развиваться процессы аккумуляции.

6.1.9.3 Террасированная равнина Приморского Дагестана

В пределах среднего и южного Дагестана (от г.Махачкалы до долины р.Самур) вдоль моря протягивается узкая, примыкающая к третичным предгорьям Большого Кавказа, Приморская равнина, основным рельефообразующим фактором которой является море. Ширина равнины колеблется от 15-20 км (Туралинская, Приизбербашская и Терекемейская равнины) до 1-2 км. Здесь располагается комплекс древнекаспийских и современных абразионно-аккумулятивных морских террас и сложно построенный подводный береговой склон до глубин порядка 20 м.

По характеру и степени проявления морских процессов в формировании рельефа побережье третичного Дагестана может быть разделено на ряд более мелких береговых отрезков: с севера на юг - Махачкалинский, Туралинский, Манасско-Ачисинский, Каякентский, Дербентский. Характерно последовательное чередование преимущественно абразионных участков (Махачкалинский, Манасский, Дербентский) с областями аккумулятивного заполнения (Туралинская, Каякентская), что создает единую динамическую систему абразионно-аккумулятивных дуг, определяющую режим и устойчивость береговой зоны региона. По-видимому, в эту систему целесообразно включить и береговые районы, прилегающие с севера и юга к побережью третичного Дагестана. Они хоть и относятся к иным тектоническим и орографическим зонам, характеризующимся активным накоплением значительных толщ четвертичных осадков (Терско-Сулакская и Самуро-Дивичинская низменности), но динамически тесно связаны со средним и южно-дагестанским побережьем, особенно на поздних этапах их развития, начиная с новокаспийского времени.. Здесь выделяются преимущественно аккумулятивные участки - Аграханский, Сулакский, Караманский на севере и Рубасско-Самурский на юге.

Аграханская коса является крупнейшей новокаспийской (голоценовой) аккумулятивной формой западного побережья Каспия. Истории формирования и морфологии Аграханской косы посвящен ряд известных работ [840; 841]. Морфолитодинамический анализ позволил исследователям данного отрезка побережья прийти к выводу о первоначальном генезисе этого образования как берегового бара на морском крае приустьевого взморья Терека в начальную стадию новокаспийской трансгрессии. Позднее (с середины прошлого века) в результате переориентировки гидрографической сети - впадения Сулака в море южнее причленившегося к суше бара Аграхана, за счет перемещения речных наносов к северу вдоль бара и аккумуляции их на северной оконечности последнего, Аграханский полуостров приобрел морфологические и

динамические черты косы - формы вдольберегового питания. Она вытянута в субмеридиональном направлении на 50 км, при ширине от 4 до 10 км, отделяет от моря мелководный Аграханский залив, генетически представляющий собой лагуну новокаспийского возраста, В настоящее время лишь срединная зона южной части залива занята водой, окруженной обширными осушками, фиксирующими стадии усыхания и обмеления залива. Последнему способствовало то обстоятельство, что выдвигание дельт главного рукава Терека - Аликазгана и его ответвлений (Кордонки, Кубякинского, Батмаклинского банков), впадающих в Аграханский залив, практически отчленило залив от моря и превратило его в заболоченную сушу.

Сам полуостров состоит из нескольких песчано-ракушечных валов, начинающихся в районе дельты р.Сулак и сложенных в большей степени выносами этой реки. Параллельно им вдоль берега залива прослеживается серия более низких валов, сложенных песчаными наносами р.Терек. Практически все морские песчаные образования в значительной мере подвержены воздействию эоловых процессов, создающих осложняющие их эоловые формы. Последние имеют ориентировку с юго-востока на северо-запад, отражающую направление преобладающих здесь ветров. Северо-западный берег Аграханского полуострова образован крупным непереветренным валом, бывшим береговым баром, отчленяющим лагуну, в настоящее время занятую солончаком.

Северо-восточное окончание полуострова представляет собой серию современных низких песчаных валов, расположенных веерообразно, Их возникновение связано с усиленной аккумуляцией у северного окончания косы, вызванной искусственным прорывом Аграханского полуострова водами Терека и выводом его нового устья на морской берег. Сразу после прорыва здесь начался процесс формирования устьевых кос новой дельты, выдвигание морского края которой протекало со скоростью около 100 м в год. Значительная часть выносов Терека (в 1973 г. около 30%) включилась во вдольбереговую поток наносов [839]. Возникшие при этом песчаные валы к югу сливаются и замещаются узкой полосой современной террасы 1929 и 1941 гг. Последняя в настоящее время подвержена подтоплению, результатом чего является расположенная вдоль берега современная лагуна, отчлененная от моря узкой полосой песчаного пляжа.

В южной части косы, южнее новой дельты Терека, полоса современной морской аккумуляции исчезает, будучи размывтой в результате динамической ситуации, сложившейся после спрямления нижнего течения р.Сулак и переброски его основного устья южнее бывшего. Резкое сокращение в связи с этим подачи речного материала на внешнюю сторону Аграханской косы вызвало ее интенсивный размыв, особенно в южной части. Здесь за 30 лет сформировался уступ, высотой 4-5 метров, выработанный в

новокаспийских отложениях и отступающий со скоростью 10-12 м/год. Подъем уровня моря за прошедшее десятилетие усугубил этот процесс,

В настоящее время также происходит современный размыв и подтопление южного берега Сулакского залива. Уступ размыва, выработанный в теле старой лопасти дельты, имеет высоту около 0.5 м, внешние дома рыбпромысла, расположенного здесь, полностью затоплены водой. В 100-150 метрах от берега в заливе прослеживается цепочка островов, поросших тростником, маркирующих, по-видимому, положение береговой линии до современного подъема уровня моря.

Расположенный южнее Сулакский участок динамически связан с описанным выше участком Аграханского полуострова. Прибрежная полоса состоит из нескольких генераций крупного аккумулятивного образования - Сулакской дельты. Самая южная современная, так называемая "пионерная", дельта возникла после 1957 г., когда русло реки ниже пос. Главсупак было перегорожено дамбой и основной сток реки был направлен в искусственный канал, спрямляющий ее нижнее течение. Формирование пионерной дельты у устья канала к юго-юго-востоку от основания старой дельты происходило достаточно быстрыми темпами, так что уже в 1958 г. берег здесь выдвинулся на 140 м, а к 1963 г. - на 300-400 м, по сравнению с положением береговой линии 1957 г. Одновременно с формированием новой дельты шел интенсивный размыв старой дельты р.Сулак, которая с момента возведения дамбы почти перестала получать речные наносы, что и обусловило дефицит обломочного материала на ее внешнем крае. Размыв старой лопасти Сулакской дельты значительно усилился с резким подъемом уровня моря, вызвавшим не только механическое наступание морских вод на сушу, но и увеличение глубин приустьевоего взморья. Все это привело к размыву берегов старой дельты почти по всему периметру со скоростью до 3 м/год.

В последние годы наметилось некоторое замедление роста и даже современный размыв пионерной дельты. По-видимому, это связано, во-первых, с изменением режима реки, которое повлекло сокращение ее жидкого и твердого стока. Второй причиной современного разрушения пионерной дельты является трансгрессивный режим уровня моря, вызывающий активизацию процессов размыва в верхней части берегового профиля. Современные размеры пионерной дельты составляют 1,2-1,3 км в ширину и около 4 км по протяженности вдоль берега. Оба крыла дельты осложнены присутствием обширных лагун, отделенных от моря хорошо выраженными барами, ширина которых достигает 0,5 км. Глубина лагун не превышает 1 м, дно песчаное, сложенное мелкозернистым песком полимиктового состава с примесью ракушечного детрита.

На форме пионерной дельты сказывается преобладающее воздействие юго-восточных волнений, что выразилось в значительно большем развитии южной приустьевой косы при заметном сокращении северной. Что касается старой отмершей дельты р.Сулак, то формирование ее лопасти происходило с середины прошлого века. За 100 лет дельта выдвинулась в море на 9 км и претерпела сложную эволюцию. Сначала она формировалась как клювовидная и была ориентирована в широтном направлении. К 1920-м годам дельта изменила свою ориентировку на северо-восточную и приняла вид лопастной дельты. В 1940-х годах дельта выдвинулась с юга на север и затем начала отклоняться к западу, постепенно замыкая вход в Сулакскую бухту [842].

Поверхность старой дельты в настоящее время местами заболочена, в западной части прорезана старым руслом Сулака. Наиболее древняя генерация дельты, примыкающая к поверхности новокаспийской террасы, в значительной мере переработана эоловыми процессами.

От дельты р. Сулак до г. Махачкала протягивается так называемый Караманский отрезок побережья, характеризующийся меридиональной ориентировкой береговой линии, ограничивающей плоскую поверхность дельтово-морской равнины. Последняя представляет собой единую расширяющуюся к северу крупную аккумулятивную песчаную форму, развивающуюся, по крайней мере, с позднехвалынского времени. Новокаспийская часть этой формы выражена массивом береговых валов, в значительной степени преобразованных эоловыми процессами. В южной части участка выделяются две дюнные гряды при общей их ширине 200 м, а на севере количество их увеличивается до 5-6. Расходясь веерообразно, дистальные окончания береговых валов причленяются к дельтовому выступу р.Сулак, интенсивный рост которого в новокаспийское время и вызвал образование входящего угла, который заполнялся достаточно быстро благодаря существующему вдоль побережья потоку наносов, направленному с юга на север [807]. Процессы аккумуляции продолжались и в настоящем столетии при почти постоянно понижающемся уровне моря, свидетельством чему служит полоса современной террасы. Таким образом, Караманский участок, по крайней мере, с новокаспийского времени представляет собой единую динамическую дугу, опирающуюся на севере на аккумулятивный выступ дельты р. Сулак, а на юге - на выходы коренных пород в районе г. Махачкала,

Ширина полосы современной аккумуляции, протягивающейся между урезом и уступом новокаспийской террасы, сильно варьирует - от 400-500 м на севере до 50-25 м на юге. Она представлена двумя генерациями – более древней (1929 г.) и более молодой (1941 г.). В целом это песчаная выровненная поверхность, осложненная береговыми

валами и лагунными понижениями, частично занятыми водой. Береговая пиния современной террасы имеет довольно четкую морфологическую выраженность, она протягивается вдоль подножья отмершего клифа новокаспийской поверхности и маркирована вытянутыми вдоль него лагунными понижениями,

В настоящее время наблюдается активный размыв Караманской аккумулятивной формы, особенно в южной ее части. Процесс этот начался еще в 1960-70-х гг., несмотря на продолжающееся, правда, замедленное, понижение уровня моря. Одной из причин этого процесса явилось уменьшение объема наносов, поступавших с подводного берегового склона, а также резкое сокращение твердого стока рек (в частности, р.Шура-озень) в связи с гидротехническим строительством в их долинах. Современное повышение уровня Каспийского моря усугубило размыв этого аккумулятивного участка берега, с увеличением глубин на подводном береговом склоне при подъеме уровня еще больше вырос дефицит наносов, что способствовало активизации разрушительной силы волн.

Наиболее высокие темпы абразии наблюдаются южнее устья р.Шура-озень, Здесь террасированная поверхность современной аккумуляции, сопровождавшей морской склон новокаспийской террасы между устьями рек Сулак и Шура-озень, практически смыта. Пляж непосредственно прислонен к уступу новокаспийской террасы, который в этом месте и южнее активно размывается морем. Ширина пляжа составляет 15-20 м.

Здесь за последние годы смыта полоса берега шириной около 150 м. Высота современного уступа размыва новокаспийской террасы составляет 3-4 м. В отвесной стенке клифа обнажаются слоистые морские и, по-видимому, эоловые отложения. В нижней части обрыва выходит пласт уплотненных серо-бурых глин и суглинков, подстилающих отложения новокаспийского возраста. По аналогии с такими же глинами, обнаруженными ранее на том же гипсометрическом уровне, в долине реки Шура-озень и в других эрозионных врезах можно предположить позднехвалынский возраст этих отложений. Характерно, что они обнажаются и в зоне пляжа, под уступом новокаспийской террасы, образуя поверхность глинистого бенча, выработанную в моменты максимального отступления берега.

В 1 км к югу от рыбного промысла Караман-7 в 1976-77гг. на новокаспийской террасе построено здание санатория Дагагропрома. В момент строительства расстояние от него до кромки уступа новокаспийской террасы составляло 150 м. В настоящее время здание находится под угрозой разрушения на линии уступа размыва. Чтобы укрепить здание и избежать разрушения, в 1987 г. произведена отсыпка грунта вокруг него шириной в 15-20 м. Массив отсыпки образует небольшой выступающий мыс, в целях берегозащиты укрепленный бетонными блоками. Однако эти меры, по нашему мнению,

имеют временный характер, вызывая, возможно, обратный желаемому эффект, связанный с концентрацией энергии волн на выступах приглубого берега.

Характерно, что с южной стороны мыса пляж имеет несколько большую ширину (25 м), чем с севера, где она не превышает 15 м. Заполнение входящего угла с юга протекало со стороны движения потока наносов. Пляж здесь в целом сложен песком с редкой крупной плоской галькой (до 15 см в поперечнике), из которой в средней его части образованы валообразные скопления. Вдоль уреза пляжевые отложения сильно обогащены ракушечным детритом. Уступ новокаспийской террасы здесь значительно ниже, высота его варьирует от 2,5 до 1,5 м. Источником поступления галечникового материала на пляж служит абразия каменистого выступа берега, расположенного непосредственно к югу от описываемого участка, в районе Махачкалинской нефтебазы. Он образован выходами песчаников, известняков и конгломератов хазарского возраста. Породы сильно обогащены толстостенной ракушей хорошей сохранности. На неровной поверхности хазарских пород местами прослеживаются отложения новокаспийского возраста, представленные слабосцементированными конгломератами с большим количеством раковин. Характер строения и отложений, слагающих этот выступ берега, позволяет считать его останцом реликтовой прибрежной аккумулятивной формы, начало образования которой относится, по крайней мере, к хазарскому времени. В настоящее время описываемый мыс испытывает сильный размыв, пляж отсутствует почти по всему его периметру. Лишь с южной стороны неширокая полоска пляжа причленяется к коренному основанию, подтверждая наличие слабого переноса материала на этом побережье с юга на север.

Расположенный между гг. Махачкала и Каспийск Махачкалинский участок совпадает с местоположением Махачкалинской антиклинальной структуры, свод которой расположен несколько западнее современной береговой линии. Поэтому характерной чертой этого участка является четкая предопределенность новокаспийских и современных береговых форм геологической структурой побережья. В строении береговых форм значительную часть играют отпрепарированные морской абразией гряды верхнесарматских известняков, слагающих территорию. В черте г.Махачкала новокаспийская терраса либо совсем отсутствует, либо выражена в виде узкого бенча с небольшими по мощности присыпками аккумулятивного материала. На значительном отрезке городского берега, где новокаспийская терраса отсутствует, к урезу подходит более древняя, позднехвалынская поверхность, обрывающаяся к морю десятиметровым уступом. Южнее Махачкалы новокаспийская терраса выражена песчаной аккумулятивной формой, отделяющей лагуну оз.Ак-гёль, и протягивающейся до конца участка. Ширина

пересыпи Ак-гель равна 300-500 м, ее поверхность сильно изменена техногенными процессами (застроена, перерыта карьерами). Там, где она не затронута хозяйственной деятельностью человека, четко прослеживаются серии береговых валов и разделяющих их лагунных понижений, многие из которых заполнены водой. Судя по рисунку остатков береговых валов, аккумулятивная пересыпь оз.Ак-гель возникла в виде бара, что свидетельствует о значительной роли поперечного перемещения наносов на этом участке в момент ее образования.

Расположенная далее к югу аккумулятивная песчаная поверхность новокаспийского возраста еще 40 лет назад представляла собой массив развеваемых ветром бугристых песков, "насаженных" на остатки древних береговых валов. В настоящее время этот массив песков закреплен искусственными насаждениями песчаной акации, хорошее состояние которых в последние годы говорит о значительном подъеме уровня грунтовых вод, происшедшем вслед за подъемом уровня моря. Аналогичная ситуация наблюдается на новокаспийской поверхности Караманского участка.

Современные береговые формы в пределах Махачкалинского участка весьма многообразны. Отпрепарированные гряды верхнесарматских известняков образуют скалистые мысы, подводные рифы и вытянутые параллельно береговой линии гряды. Выходы моноклинально залегающих верхнесарматских пород блокируют береговую зону, получив наиболее широкое распространение у нефтебазы в центральной части г.Махачкалы и на ее южной окраине. Современные аккумулятивные образования отмечаются только в районе нефтегавани и южного мола Махачкалинского порта. Существенное перемещение наносов на Дагестанском побережье с юга на север, создание бун, окаймляющих нефтегавань и порт, вызывают аккумуляцию с южной их стороны.

В районе нефтегавани возник аккумулятивный мыс, образовавшийся в волновой тени волнолома. С течением времени указанная аккумулятивная форма постепенно увеличивалась и к настоящему времени имеет ширину до 300 м. У южного мола морского Махачкалинского порта по этой же причине образовался угол заполнения шириной до 100 м. Этот участок служит городским пляжем, который, однако, в настоящее время интенсивно размывается.

У подножия описанного выше уступа позднехвалынской террасы в черте города до уреза протягивается полоса современного бенча, шириной 5-10 м. Бенч представлен здесь валунно-галечной отместкой, на которой возвышаются отдельные глыбы и плиты сарматских известняков. Берег развивается в условиях острого дефицита наносов, идет интенсивная абразия берегового уступа, что угрожает зданиям городской застройки, предприятиям, автомобильной и железной дорогам, находящимся в непосредственной

близости. На участке максимального размыва применяются примитивные меры берегозащиты: сбрасывается под уступ крупный строительный мусор, обломки бетонных блоков, которые, однако, не приносят желаемого эффекта.

В южной части города вдоль уреза моря прослеживаются ориентированные параллельно берегу гряды сарматских известняков, которые в районе Рембазы отходят от уреза в море, где, полого изгибаясь, подчеркивают периклиналь Махачкалинской структуры и соединяются с аналогичной серией сарматских гряд, слагающих расположенный южнее мыс Килечный. На отрезках выхода сарматских известняков в береговой черте как новокаспийская, так и современная террасы представлены грядовым бенчем. В небольших бухточках, образованных известняковыми грядами, происходит аккумуляция песчано-ракушечного материала в виде небольших карманных пляжей, что создает характерный ступенчатый рисунок береговой линии.

Между пос. Килечный и Рембазой очертания берега имеют вид широкой пологой бухты, характеризующейся как новокаспийской, так и современной аккумуляцией рыхлого материала. По ее периметру вдоль уреза протягивается хорошо выраженный береговой вал, ширина которого местами достигает 50-60 м. Вал сложен мелко- и среднезернистым песком, детритом и галькой, размеры которой варьируют от мелкой до крупной. Высота вала 1,5 м; он имеет асимметричный профиль с крутым склоном, на пляже - скопление ракуши. Практически на всем протяжении этого отрезка берега за валом протягивается обширная лагуна, в начале современной трансгрессии заполненная водой и заросшая тростником. Иногда она распадалась на две или три генерации, разделенные древними береговыми валами. Общая их ширина составляет 150-200 м. Эта лагунная зона вместе с полосой древних береговых валов (шириной 50-100 м), расположенных непосредственно за ней, представляет собой поверхность современной морской аккумуляции 1940 и 1929 гг. В настоящее время эта область является зоной интенсивного рекреационного освоения.

В связи с резким подъемом уровня моря в 1978-1995 гг., обводненность лагунных понижений значительно возросла, что, вполне очевидно, мешает курортному строительству и быту отдыхающих. В некоторых местах происходит искусственное засыпание лагун песчаным материалом, причем последний сгребаются бульдозерами в непосредственной близости от современного берегового вала, что отрицательно отражается на динамическом равновесии берега.

Полоса современной аккумуляции значительно сокращается на север, к мысу Килечный, а с приближением к г. Каспийск она полностью выклинивается. Здесь неширокий (около 15 м) пляж неполного профиля примыкает непосредственно к

задернованному местами уступу новокаспийской поверхности. Берега несут явные следы современного размыва. Абразионный характер его сохраняется и усугубляется в юго-восточном направлении, по крайней мере, до портовых сооружений г. Каспияска, Максимальные размеры размыва берега наблюдаются а черте города. Здесь крутой и узкий (приблизительно 10 м) пляж, сложенный крупнозернистым песком с галькой, примыкает к активному клифу, выработанному в толще новокаспийской террасы, на которой расположен город. Под угрозой разрушения находится большое количество построек, попавших в связи с подъемом уровня Каспия в зону волнового воздействия. Наиболее аварийная ситуация сложилась в районе ТЭЦ и спасательной станции. Высота обрыва составляет 5-4 м, под уступом протягивается крутой пляж, шириной 5-7 м, сложенный средне- и крупнозернистым песком с детритом и ракушей, и включениями гальки. Местами пляж отсутствует совсем. Берег защищается навалом глыб и двойной полосой бетонных шпал, что пока не приносит успеха. Частично размывы набережная, жилые дома и здания культурно-рекреационного назначения. Под угрозой размыва находятся некоторые производственные помещения и ТЭЦ. Скорость современного размыва берега на этом участке достигала 20 м/год, что привело к отступанию берега здесь за годы трансгрессии на 200-250 м.

Вполне очевиден тот факт, что активизация абразии на данном отрезке берега - результат не только подъема уровня моря последних лет, но и антропогенного воздействия на береговую динамику, выразившегося в строительстве молов портового ковша. Оно привело к перехвату наносов, имеющих многолетнюю тенденцию к перемещению на север, что вызвало резкий их дефицит к северу от порта и активную аккумуляцию к югу от него. Последняя выражена серией валов между мысом Сатун и южным молот порта, образующих поверхность современной террасы (1929, 1940 гг.), отчленяющей небольшую лагуну. Основой при образовании валов послужили, по-видимому, гряды более плотных пород, направление которых не совпадает с ориентировкой гряд сарматских известняков. Возможно, они сложены так же, как и мыс Сатун, хазарскими конгломератами и являются реликтами погребенной аккумулятивной формы этого возраста. Таким образом, мыс Сатун является ядром аккумуляции наносов не только в современную эпоху, но и был им в более раннее время. Сам он сейчас представляет собой активно абрадирующийся отрезок берега, сложенный плотными литифицированными среднечетвертичными (хазарскими) конгломератами.

Так же, как к северу от него, к югу протягивается крупная форма новокаспийской и современной аккумуляции, образующая так называемый Туралинский участок берега, прослеживающийся на 10 км вплоть до следующего коренного мыса Бакай-Кичлик.

Новокаспийская форма представляет собой сложно построенную пересыпь, отчленяющую от моря лагуну - озеро Бол.Турали. В основании она сложена, по-видимому, верхнехазарскими отложениями, обнажающимися на мысе Сатун, что свидетельствует об унаследованном характере аккумуляции, свойственном этому району. Ширина новокаспийской пересыпи достигает 3 км, на ее поверхности четко прослеживаются две серии береговых валов, причем молодая генерация срезает более древнюю. Изучение имеющихся здесь геологических разрезов показало, что она сложена песками, ракушей и галечниками, подразделяющимися на четыре пачки, отвечающие, очевидно, четырем стадиям образования аккумулятивной формы [807].

Современная аккумулятивная поверхность шириной не более 1 км примыкает к новокаспийской террасе, отделяясь от нее почти на всем протяжении невысоким, но четким уступом, являющимся древним отмершим клифом. Эта поверхность состоит из набора современных и новейших (1929, 1941 и 1956 гг.) разновозрастных морских террас, причленяющихся друг к другу, и осложненных генерациями береговых валов соответствующего возраста. Начало формирования ее относится к пику подъема уровня Каспийского моря в нашем столетии (1929 г.), достигшему абсолютной отметки -25,8 м по Махачкалинскому футштоку. Последующие, более низкие уровни этих образований связаны генетически с осцилляциями 1941 и 1956 гг., состоявшимися на фоне регрессивного понижения уровня Каспийского моря. Поверхность этой террасы ровная и слабо наклонена в сторону моря, местами обнаруживает следы эоловой переработки в семиаридных условиях в виде небольших солончаково-дефляционных котловин, глубиной до 0,3 м.

Береговая линия на всем Туралинском участке вплоть до мыса Бакай-Кичлик ровная и ориентирована почти меридионально. Контур ее контролирует положение бара, отсекающего от моря современную внутреннюю, заполненную водой лагуну, почти на всем протяжении от мыса Сатун до мыса Бакай-Кичлик. В настоящее время в пределах данной территории лагуна, глубиной до 0,8-1,0 м, затопила поверхность террасы 1956 г., расположенную ниже абсолютных отметок -27,5 м. Ширина лагуны неодинакова: она выклинивается у мысов к югу и к северу, а в центральной части расширяется до 600 м. Современный береговой бар в поперечнике соответствует форме пляжа полного профиля. Ширина его варьирует в пределах от 10 до 30 м, а высота – от 1 до 1,2 м. Бар имеет асимметричный профиль: крутой морской и пологий бережной склоны. На внешней части бара выработан небольшой уступ размыва, высотой 10-20 см. Бар сложен средне- и крупнозернистым детритовым песком с ракушей и редкими включениями гальки, преимущественно из известняков.

В ходе подъема уровня бар, не меняя своих параметров, постепенно надвигается на лагуну. Это подтвердили стационарные наблюдения за динамикой береговой зоны, проводимые здесь в течение 10 лет (с 1981 г.). Результаты повторной тахеометрической съемки показали сокращение ширины новейшей террасы за это десятилетие более чем на 200 м, что явилось результатом отступления берега, скорость которого достигала на начальных фазах современного подъема уровня моря 30 м/год. Отступающий бар засыпает тростниковую растительность лагунных ассоциаций, а в приурезовой части моря вырабатывается глыбовый бенч в черных плотных илистых осадках, слагавших еще недавно днище лагуны.

Между мысом Бакай-Кичлик, образованным грядой моноклинально залегающих сарматских известняков, и Буйнакской бухтой располагается Манасско-Ачисинский участок берега, где значительную роль в рельефе береговой зоны приобретают выходы коренных пород. Их подводные и надводные гряды образуют своеобразный контур берега и вызывают в их тени некоторую аккумуляцию материала в регрессивные эпохи.

Вдоль береговой линии практически на всем ее протяжении прослеживается крутой и высокий отмерший абразионный уступ хвалынской террасы, сложенной суглинистыми отложениями, залегающими на древнекаспийских конгломератах и верхнесарматских известняках и глинах, Абразионно-обвально-оползневой характер древнего клифа осложнен многочисленными глубокими оврагами, создающими "бахромчатое" расчленение уступа. Вследствие подъема уровня моря и вызванного им повышения уровня грунтовых вод, произошла значительная активизация обвально-оползневых процессов, принимающих иногда катастрофический характер,

К подножию уступа примыкает узкая, около 50 м шириной, иногда прерывающаяся полоса новокаспийской поверхности. Между нею и урезом расположен комплекс современных террас (1929, 1941 и 1956 гг.). Их суммарная ширина составляет 100-150 м, в средней части поверхности тянется лагунное понижение, а вдоль уреза развит песчано-детритовый береговой вал, наиболее мощный в северной части Манасского участка. При высоте 1,5 м он имеет ширину 10-15 м.

В связи с подъемом уровня моря наблюдался интенсивный размыв берегового вала и расположенных за ним поверхностей 1941 и 1929 гг. Уступ размыва четкий и прослеживается практически на всем участке в местах развития локальных аккумулятивных образований, его высота колеблется от 40 см до 80-100 см. Скорость размыва составляет примерно 10 м в год, что создает реальную угрозу рекреационным сооружениям расположенных здесь многочисленных баз отдыха.

Между устьями рек Манас и Ачи-су общая структура берега и его контур обусловлены широким развитием в приустьевой полосе гряд сарматских известняков. В целом этот участок развивается в условиях резкого дефицита наносов. Подъем уровня моря интенсифицировал размыв как современной, так и новокаспийской террас. На участках особенно активного современного размыва сформировался однотипный абразионный берег с узким пляжем неполного профиля, блокированный грядами известняков. Вдоль уреза видны остатки размывших бетонных конструкций (база отдыха Совмина Дагестана), проводятся берегоукрепительные работы навалом бетонных плит. Характерен зубчатый в плане контур берега, обусловленный тем, что выступающие в море мысы, защищенные грядами, подверглись абразии в меньшей степени, чем открытые участки между ними.

Следует отметить унаследованность абразионных процессов для этих берегов, поскольку грядовый бенч, развитый на подводном склоне, был выработан, в основном, в позднехвалынское время. Однако в период отступления моря в понижениях между сарматскими грядами происходила аккумуляция рыхлого материала морского и речного происхождения. Таким образом, с 1929 по 1977 гг. от устья Манаса до м.Буйнак образовалась абразионно-аккумулятивная поверхность до 150 м шириной, во время последующего подъема уровня подверженная активному процессу размыва, усугубляющемуся дефицитом рыхлого материала в береговой зоне.

Берег Буйнакской бухты, вогнутый контур которой обусловлен наличием здесь поперечного прогиба между Ачисинским и Избербашским поднятиями, до недавнего времени развивался по аккумулятивному сценарию. Структурно-геологическое строение бухты и ее литологические условия способствовали на протяжении длительного времени высоким темпам аккумуляции материала в ее кутовой части. В течение прошлого столетия возникла широкая причлененная к новокаспийской террасе форма с хорошо развитым песчаным пляжем. Ее ширина составляла 200 м, а пляж, представленный песчаным валом, имел ширину 15 м. В условиях подъема уровня моря, песчаный береговой вал начал активно размываться, у уреза обнажилась валунно-глыбовая отмостка. Под угрозой разрушения находятся капитальные сооружения пионерского лагеря "Чайка", а вспомогательные и пляжные постройки практически разрушены и частично находятся в воде.

Следующим абразионным отрезком берега является Избербашский. К югу от м.Буйнак активный клиф сопровождается узким (3 м) крупногалечным пляжем из материала конуса выноса р.Количи, Южнее ее устья линия берега образована параллельными грядами известняков сармата, слагающими новокаспийский и

современный грядовый бенч, который местами перекрыт рыхлыми наносами и прослеживается в рельефе в виде гряд облекания. Из-за большой прочности блокирующих берег сарматских пород темпы абразии здесь невелики, а местами в результате блокировки берега созданы небольшие по мощности и величине аккумулятивные формы.

Южнее м.Бурун вплоть до г.Избербаш береговая линия не совпадает с простиранием коренных пород и образует несколько абрадирующихся мысов, вытянутых в восточном-юго-восточном направлении и разделенных аккумулятивными формами типа "карманных пляжей", образовавшихся к югу от мысов путем заполнения угла или благодаря блокирующему действию известняковых гряд.

В настоящее время на всем описываемом отрезке идет интенсивный современный размыв, которому подвержены не только береговые валы 1929 г., но и новокаспийская поверхность в южной части участка. Уступ размыва ее достигает 2-3 м высоты, а пляж практически отсутствует и выражен галечной отмосткой с небольшой примесью песка. В зону разрушения попали корневые части Избербашских эстакад. Такой характер берега сохраняется на протяжении 4-5 км. Снижение уровня моря после 1996 г. несколько понизило интенсивность размыва берега.

Морфология прибрежной равнины избербашского участка характеризуется двумя особенностями, одна из которых – солончаковая впадина Батмак на абразионной поверхности новокаспийской террасы, а другая – прямолинейный уступ, пересекающий равнину с северо-запада на юго-восток, отражающий в рельефе положение Избербашского разлома.

Южнее абразионной дуги Избербашского участка берега, на месте срезанных абразией сводов передовых брахиантиклиналей (Каякентской, Берикейской, Дузлакской, Огнинской), до широты г. Дагестанские Огни простирается Терекемейская равнина с песчаным аккумулятивным берегом на всем протяжении. Выходы третичных пород в береговой зоне весьма ограничены. Полоса современной аккумуляции примыкает к новокаспийской террасе, которая окаймляет край верхнехвалынской поверхности. Рельеф обеих террас осложнен береговыми валами, переработанными эоловыми процессами, образующими протягивающиеся вдоль берега гряды песчаных дюн.

Береговая линия новокаспийской террасы местами абразионная, отделяется от хвалынской равнины четким уступом, высотой от 3 до 10 м. Ширина новокаспийской террасы от 100-150 м напротив Инчхе до 400-600 м на траверзе Каякента и озера Аджи. Последнее представляет собой лагуну, отчлененную от моря песчаной новокаспийской пересыпью, ширина которой достигает 1 км. В строении северной части пересыпи принимает участие и верхнехвалынская терраса, определяя унаследованный характер

аккумулятивных процессов, создавших здесь одну из крупнейших аккумулятивных форм западного берега Каспия. По-видимому, и в нашем веке здесь сохранились условия для наиболее высоких темпов аккумуляции материала. Волнистая поверхность террас 1929 и 1941 гг. осложнена серией из 5-6 береговых валов. Валы, возможно, представляют собой гряды облекания сарматских известняков, протягивающихся вдоль берега. По данным О.К.Леонтьева и др.[807], с 1929 по 1977 г. нарастание берега в районе мыса Башлы составило 250 м.

В настоящее время вдоль уреза протягивается береговой вал примерно 15-20-метровой ширины, сложенный крупно- и среднезернистым песком и ракушей. В районе оз. Аджи ширина его достигает 30-50 м при высоте 1-2 м. За валом располагается лагунное понижение, а бар почти на всем протяжении участка подвержен размыву. Современный уступ размыва достигает высоты 0,5-0,6 м. В целом, весь Каякентский береговой район находится в относительно "благополучном" состоянии, по сравнению с другими районами, за счет значительного поступления материала в береговую зону, как со дна, так и с речным стоком. Терекемейская равнина обводнена такими крупными реками, как Гамри-озень, Уллучай и Дагвагчай, выносящими к урезу значительное количество терригенного материала.

У г. Дагестанские Огни на берегу наблюдаются выходы сарматских известняков, образующих известняковый бенч, имеющий ступенчатую поверхность, обусловленную пологонаклонным залеганием пород. Отсюда начинается следующий, Дербентский береговой район, протягивающийся почти до устья р.Рубас. Полоса бенча в береговой зоне прослеживается практически на всем его протяжении. Берег имеет неровные очертания: мысы, образованные выходами коренных пород, разделены небольшими аккумулятивными песчано-ракушечными формами, тип берега можно охарактеризовать как мелко-бухтовый абразионно-аккумулятивный, хотя в настоящее время резко возобладали процессы размыва. Последние ощущаются на всем участке, однако, наиболее они выражены на аккумулятивных отрезках, освоенных городским, дачным и курортным строительством. Наибольший ущерб современный размыв берега принес району г.Дербент, где разрушению подверглась полоса современной аккумулятивной террасы. Зона размыва близко подходит к береговой линии 1929 г. и к уступу новокаспийской террасы. В целом, благодаря своим структурным особенностям, а именно, широкому развитию ступенчатого и грядового бенча. Дербентский участок достаточно защищен и скорость абразии здесь небольшая. Однако неразумная застройка низменной прибрежной полосы новейших террасовых поверхностей, привела к тому, что многие промышленные и жилые здания оказались в зоне размыва или затопления.

Рубасско-Самурский район расположен между устьями рек Рубаса и Самура и фактически принадлежит к северному борту аллювиально-пролювиальной Самурско-Дивичинской равнины. Характерно постоянное расширение к югу всех аккумулятивных поверхностей. Современная аккумулятивная терраса по направлению к Самуру расширяется от 70-100 м до 300-500 м, в этом же направлении происходит увеличение площади заполненных водой лагун, отделяемых от моря широким штормовым валом (15-20 м). Выходы коренных пород на берегу совсем исчезают и береговая линия приобретает форму плавной дуги, отчленяющей Рубасский участок от выступа дельты р.Самур.

Дельтовая система Самура состоит из двух основных рукавов - Большого и Малого Самура и небольшой протоки между ними - Карасу. Морфологический анализ самой дельты и прилегающих к ней участков каспийских морских террас позволяет отнести формирование дельты Самура к новокаспийскому времени [843]. Интенсивный рост дельты осуществлялся как за счет выноса аллювия, так и за счет роста береговых аккумулятивных кос с севера и юго-востока навстречу друг другу.

Изучение их положения и морфологии позволило этим исследователям проследить основные этапы развития Самурского участка берега в новокаспийское и настоящее время. До середины XX века шло преимущественное нарастание дельты Большого Самура, береговая линия которого по съемкам 40-х годов находилась на 1,5 км мористее современной. Затем в результате смены трассы основного стока реки и сосредоточения его по руслу Малого Самура началось выдвижение дельты последнего при одновременном интенсивном размыве дельты Большого Самура, размеры которого в 60-х гг. достигли 50 км в год. Однако темпы нарастания суши у устья Малого Самура были невелики, что связано, очевидно, во-первых, с относительной приглубостью подводного склона на этом отрезке берега, а во-вторых, с сооружением каналов (Самуро-Апшеронского и др.), перехватывающих часть жидкого и твердого стока этой реки,

В настоящее время берега дельтового выступа Самура так же, как и другие аккумулятивные формы, испытывают размыв, вызванный прежде всего трансгрессивным наступлением моря на низменную сушу, сложенную рыхлыми отложениями. Вдоль всего этого периметра прослеживается уступ размыва до 1 м высотой. Местами пляж полностью смыт и к урезу подходит плоское дно расположенной за ним лагуны.

В заключение геоморфологического описания берегов Российского побережья Каспийского моря необходимо подчеркнуть, что в целом развитие береговой зоны на описываемом участке в последние десятилетия протекало под влиянием современного подъема уровня моря, начавшегося в 1978 г. (абс.отм. -29,2 м) и достигшего максимума в 1995 г. на отметке -26,66 м. В настоящее время уровень несколько снизился (-27,5 м в

2011 г.), по сравнению с его положением в период максимума трансгрессии, и продолжает колебаться у отметки -27,0 м. Несмотря на относительную динамическую стабилизацию уровня, недавний стремительный его подъем и сейчас определяет основные пути развития берегов, территориальное распределение абразионных и аккумулятивных участков. Смена регрессивного режима трансгрессивным повлекла значительные изменения в динамике береговой зоны различных типов берегов, придающие им различные морфологические черты. Пути вызванной подъемом уровня моря перестройки берега в значительной степени зависят от соотношения уклонов подводного берегового склона и прилегающей суши, на которую трансгрессирует море. Существенная часть северных и северо-западных берегов описываемого побережья испытывает процесс пассивного затопления в связи с почти горизонтальной поверхностью дна (уклон не более 0,0005), постепенно переходящей в аналогичную поверхность суши. Однако и здесь некоторое увеличение глубин при подъеме уровня моря позволяет волнам формировать местами в приурезовой полосе молодые береговые валы, прослеживающиеся по космическим снимкам [835].

Наиболее значительные изменения произошли на аккумулятивных берегах, представлявших собой во время регрессии широкие песчаные пляжи и низменные аккумулятивные террасы. С подъемом уровня моря они почти повсеместно преобразовались в лагунные берега с четко выраженным береговым валом и лагуной, перекрывающей наиболее молодую из регрессивных террас. Формирование такого берега возможно на тех участках побережья, где уклоны суши, на которую наступает море, меньше уклонов приурезовой полосы дна. По мере подъема уровня вал превращается в бар, постепенно надвигающийся на лагуну. Лагунные берега за 20 лет высокого положения уровня моря стали наиболее распространенными среди аккумулятивных российских берегов. Они появились на Аграханском полуострове, южнее Махачкалы, на Туралинско-Манасском и Каякентском участках, южнее Дербента.

При обратном соотношении уклонов суши и подводного берегового склона доминирует процесс размыва фронтальных частей участков молодых и древних аккумулятивных форм. При этом берега размыва и абразионные берега наиболее широко распространены, если уклон подводного берегового склона превышает 0,01. Примерами этого преобразования берега в пределах описываемого побережья служит Караманский, Каспийский, Избербашский и другие более мелкие участки. Здесь при подъеме уровня в зону воздействия волн попали относительно крутые участки аккумулятивных форм разного генезиса, что привело к активному развитию размыва берегов со скоростью до 15-20 м/год. Этому во многом способствует рыхлый состав отложений, слагающих береговые уступы и слабо сопротивляющиеся воздействию волнения.

На данный момент, многие дагестанские берега находятся в состоянии неустойчивого равновесия при активной перестройке профиля подводного берегового склона в условиях резкого дефицита наносов и развиваются в целом по абразионному типу. Это выражается не только в возрастании скорости отступления берега, но и в увеличении протяженности абразионных участков берега. В пределах российского побережья Каспия абразионные берега свойственны только дагестанскому участку. Количественное сопоставление пространственного распространения абразионных берегов для этого побережья на разные временные срезы показало, что в регрессивный период они занимали 10% от его длины, а в трансгрессивный период их роль возросла до 30%.

Относительно стабильными участками в данной ситуации оказались мысы, сложенные коренными породами, либо берега, заблокированные грядами. Активизация абразии, вызванная подъемом уровня моря, усугубилась антропогенным воздействием на береговые процессы, вызвавшим изменения в строении береговой зоны. Как правило, эти изменения в динамике и морфологии берегов носят деструктивный характер.

Понижение уровня моря и его относительная стабилизация последних лет создают благоприятные условия на берегах, сложенных рыхлыми отложениями, для становления профиля динамического равновесия [844]. Особенно это важно для берегов, где в период трансгрессии наблюдался эффект запаздывания перестройки профиля подводного склона.

6.1.9.4 Литодинамические процессы и автономные литодинамические системы береговой зоны моря

Кроме положения уровня моря и тенденций его изменений наиболее важными условиями, определяющими состояние и устойчивость берегов на каспийском побережье России, являются:

- Энергия волнения и других гидрогенных литодинамических процессов и связанные с ней перемещения наносов.
- Баланс наносов береговой зоны моря и прежде всего баланс наносов пляжа и геолого-литологическое строение подводного берегового склона.
- Антропогенные воздействия на берега, выраженные в разнообразных формах (прибрежно-морские гидротехнические сооружения, изъятия и отсыпки наносов, физико-химические воздействия прибрежную биоту и др.).

Ниже предпринимается попытка оценить временные тенденции естественного развития условий, определяющих устойчивость каспийских берегов в пределах России, и возможности искусственного воздействия на них.

Уровенные изменения определяют смещение контура береговой линии. Повышение уровня обычно приводит к отступанию береговой линии. При этом огромна роль геоморфологических условий: чем меньше уклоны, тем больше отступление линии берега. При современном (с 1978 г.) подъеме уровня около 10-20 см в год на берегах Дагестана отступление происходит со скоростью 10-20 м в год. Те же скорости подъема уровня вызывают на отмелях берегах в пределах Калмыкии и дельты Волги отступление линии берега на 100-1000 м в год.

В соответствии с краткосрочным прогнозом уровень моря будет с замедлением повышаться до отметки около -25 м. Этому процессу будет соответствовать продолжение размыва берегов и их пассивного затопления без заметного уменьшения скоростей потери суши. Следует иметь в виду, что даже в условиях стабилизации уровня моря отступление берегов будет продолжаться, по крайней мере, первые 20-30 лет, и, следовательно, проблемы устойчивости берегов стабилизация уровня не снимает.

Волнение участвует в размыве берегов, усугубляя пассивное затопление суши, а вдольбереговая составляющая потока волновой энергии, наряду с геолого-литологическими и геоморфологическими условиями, определяет объемы среднегодового вдольберегового перемещения наносов.

Прочность коренных пород (главным образом известняков и песчаников сармата) довольно велика и скорость их абразии можно считать независимой от воздействия волн – скорость абразии составляет первые миллиметры в год. Гораздо более существенно воздействие волн на рыхлые отложения. В зависимости от их крупности состава движение наносов может происходить в различных направлениях – вниз или вверх по профилю пляжа и подводного берегового склона. В условиях Дагестана при широком распространении выходов коренных пород на мелководных участках подводного берегового склона создаются благоприятные условия для существования бентосных организмов, вследствие чего крупные обломки раковин после отмирания бентоса выбрасываются на пляж, пополняя запасы его наносов, а после измельчения волнением ракушечный детрит оттягивается на подводный склон. Необходимым условием действия такого механизма является волнение. Следует иметь в виду быструю истираемость ракушечного материала, составляющую десятки процентов в год.

Еще более существенны пространственные изменения вдольбереговой составляющей потока волновой энергии, которыми регулируется величина емкости вдольберегового потока наносов и градиенты которой определяют возникновение размыва и аккумуляции на отдельных участках берегов.

Ёмкость вдольберегового потока наносов с юга на север, как показано на рисунке 6.26, (от Дербента до дистали Аграханской косы) убывает от 400 до 200 тыс. м³ в год, испытывая резкие локальные изменения. Вместе с тем, расчеты позволили подтвердить генеральное направление вдольберегового транспорта на большей части морских берегов Дагестана и локализовать шесть участков разрыва вдольберегового перемещения наносов, из которых два обусловлены оградительными молами портов Каспийск и Махачкала.

Таким образом, любое прибрежно-морское берегозащитное сооружение, препятствующее транспорту наносов, вызовет низовой размыв

Есть основания считать, что при продолжении подъема уровня моря береговая система Дагестана распадется на еще более мелкие литодинамические подсистемы, которые будут развиваться независимо друг от друга. Так, например, разрыв вдольберегового транспорта произойдет в северной части Дербента в районе м Каменная Коса. Практически этот разрыв существует уже при современном уровне и это сопровождается сильнейшим размывом берега к северу от м Каменная Коса. Для отмелых берегов Северного Дагестана, Калмыкии и Астраханской области насущной задачей является экспериментальное изучение действия инфрагравитационных волн, выявление их связи с короткопериодными штормовыми и прогнозирование на этой основе деформаций рельефа в береговой зоне.

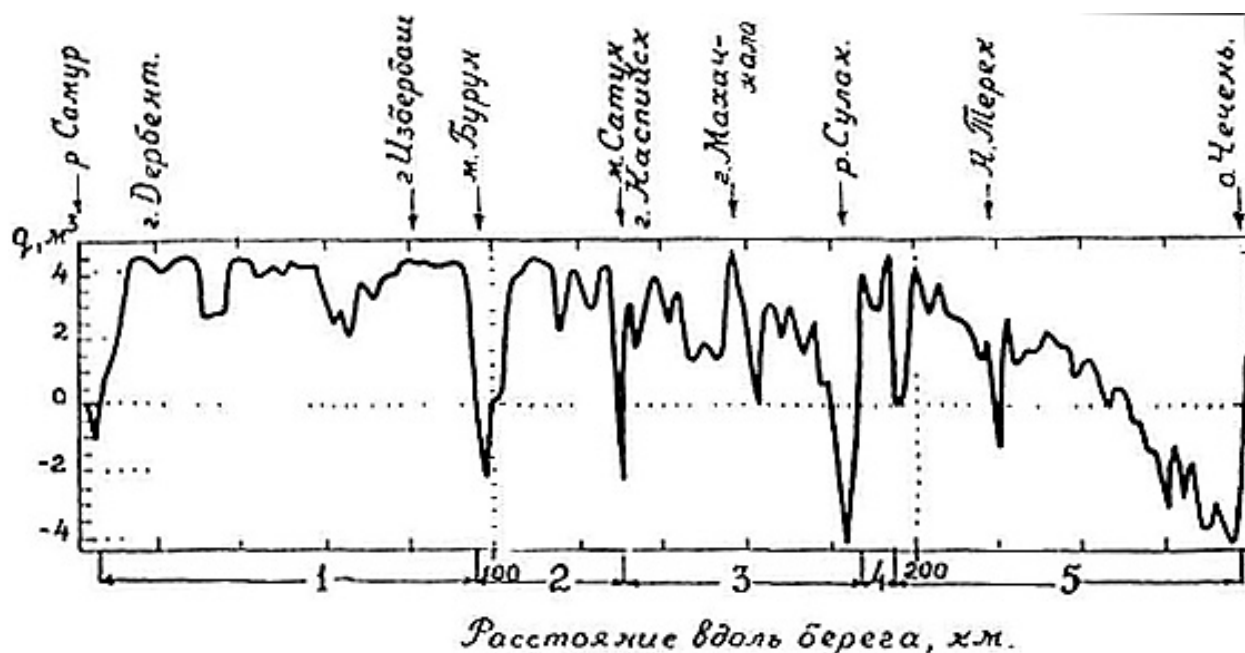


Рисунок 6.26 – Распределение емкости потока наносов у побережья Дагестана

6.1.10 ЛАНДШАФТЫ И ЖИВОТНЫЙ МИР ПРИБРЕЖНОЙ ЗОНЫ

6.1.10.1 Сезонная динамика прибрежных ландшафтов

Изменения уровня вызывают существенную перестройку прибрежных природных комплексов. Ширина береговой зоны, наиболее подверженная этому влиянию, зависит от геолого-геоморфологического строения побережий. Перемещения береговой линии особенно значительны на отмельных берегах, где урез воды при изменениях уровня может передвигаться на несколько километров.

При длительных однонаправленных изменениях уровня моря береговая зона начинает активно хозяйственно осваиваться. Перемена знака в направлении движения уровня приводит к изменению ландшафтной структуры этих территорий, условий природопользования, нарушает инфраструктурные связи, что, в конечном счете, приносит значительный экономический урон. В связи с этим возникает потребность в выделении зоны, испытывающей влияние колебательных движений уровня моря, в установлении закономерностей переформирования структуры ландшафтов побережья, а также многолетней направленной и сезонной динамики природных комплексов, что позволит решить вопросы их рационального использования и охраны.

Для рассматриваемого побережья характерен развитый пространственный ряд природных комплексов (природно-территориальных и аквальных), включающий прибрежную часть взморья (до глубины 2 м), береговой вал, лагуну, полосу осушки 1930–1950 гг., новокаспийскую террасу, как показано в таблице 6.10. Первые три природных комплекса формируются под воздействием волновой и сгонно-нагонной деятельности моря. В прибрежной части взморья до глубины 1,5–2 м хорошо прослеживаются 4 подводных вала. Вблизи уреза моря расположен береговой вал шириной 40–50 м и высотой 50–60 см (местами до 1 м). За береговым валом в результате повышения уровня моря образовалась широкая лагуна, связанная с морем небольшой протокой, возникшей в результате размыва берегового вала. Размеры лагуны сильно изменяются в зависимости от сгонно-нагонной деятельности моря: при ветровых нагонах морской воды ее ширина составляет 200–250 м, а глубина – 40–50 см, при сгонах ее размеры могут уменьшаться до 50–70 м, а глубина до 5–10 см. Перестройка берегового вала и продвижение его в сторону лагуны происходит при сильных штормовых ветрах, наблюдающихся на дагестанском побережье в основном, осенью и зимой.

Таблица 6.10 – Характеристика природно-территориальных и аквальных комплексов Туралинского полигона

Показатели	Взморье	Прибрежный вал	Лагуна	Осушка 1930–1950 гг.		Склон новокаспийской террасы	Новокаспийская терраса
				приморский солончак	приморский луг		
Основные факторы воздействия	Волновая деятельность моря		Сгонно-нагонные явления	Гидроморфный водный режим (зимой – промывной, летом – выпот -ной), подток грунтовых вод		Рассоление, эоловые и дефляционные процессы	Автоморфный водный режим иссушение
Возраст, лет		2–3	8-10	60	60	60	60
Уровень грунтовых вод, см				20–85	0-58	200	250
Минерализация вод, г/л	12–14	–	12–15	10–43	4–12	–	–
Солевой состав вод	SO ₄ ²⁻ -Cl ⁻ , Na ⁺	–	SO ₄ ²⁻ -Cl ⁻ , Na ⁺	Cl ⁻ -SO ₄ ²⁻ , Na ⁺	Cl ⁻ -SO ₄ ²⁻ , Na ⁺	–	–
Содержание воднорастворимых солей в слое почвы 0–20 см, %	–	–	–	0,1–1,3	0,04–1,0	0,1	0,1
Характер засоления				Cl ⁻ -SO ₄ ²⁻ , Ca ²⁺ – Na ⁺	SO ₄ ²⁻ , Ca ²⁺ – Na ⁺		
Экологич. группа растений Наземная биомасса. ц/га	Лугово-галофильная –		–	Лугово-галофильная 3–9	Лугово-болотная 58–60	Псаммофитная 7	Сухостепная 7-8

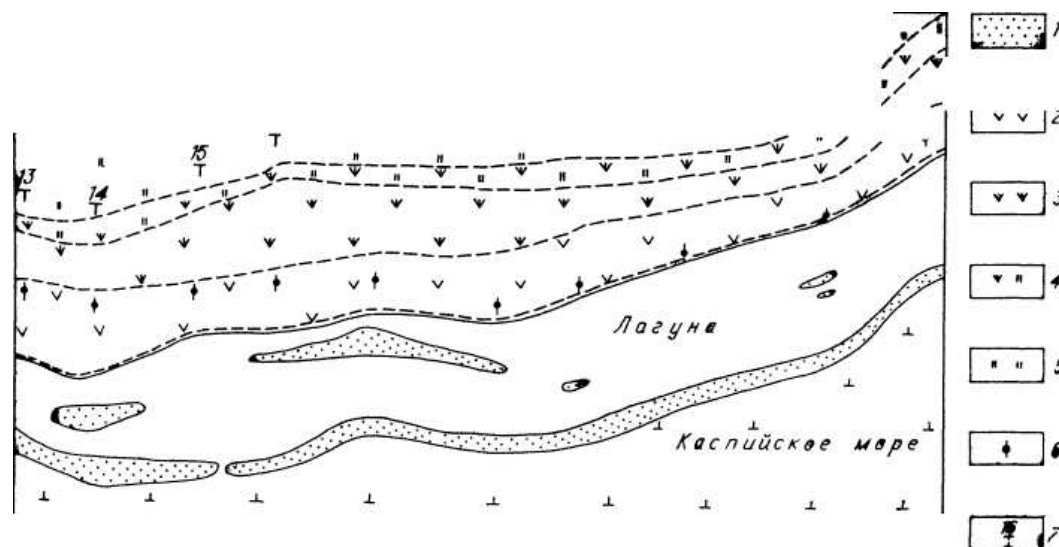
Полоса осушки 1930–1950 гг. сложена слоистым песчано-ракушечным материалом, затронутым в верхней части начальными стадиями пустынного почвообразования. Для этого природного комплекса характерен гидроморфный водный режим: в холодное время года промывной, летом выпотной. Уровень грунтовых вод, наиболее высокий зимой и весной (0–15 см), к осени вследствие физического и биологического испарения понижается до 80–85 см. Соленость грунтовых вод в течение года меняется мало и составляет 5–8 г/л, лишь в нижней части осушенной зоны вследствие подпора уровнем моря она повышается к осени до 42,6 г/л. Галогеохимический процесс меняется в течение года. В холодное время года происходит промывание верхних горизонтов грунтов осадками и их рассоление; летом засоление постепенно увеличивается и к осени достигает 1,3%. Преобладают хлоридно-сульфатные соли кальция и натрия. Здесь формируются приморские солончаки и луговые почвы с гумусовым горизонтом, мощность которого увеличивается от 3 до 12 см с расстоянием от уреза моря.

На склоне новокаспийской террасы, сложенном крупным песчано-ракушечным материалом, проявляются эоловые процессы. До падения уровня моря в 30-х гг. у подножия склона находился урез моря, вблизи которого формировались подводные валы. В настоящее время валы не прослеживаются в рельефе, так как он переработан эоловыми процессами. На их месте образовался выровненный песчаный склон с отдельными дюнами высотой 1–1,5 м и диаметром 3–5 м.

Новокаспийская терраса расположена на абс. отм. выше 23 м. Здесь распространены зональные светло-каштановые почвы, содержащие мало легкорастворимых солей. Границы природно-территориальных комплексов (ПТК) маркируются по микрорельефу. Границы растительных группировок не всегда совпадают с границами ПТК и внутри одного ПТК может быть несколько растительных группировок в связи с тем, что на распределение растительности в прибрежной зоне оказывает влияние большое число факторов. Для побережья Каспийского моря в районе базы «Турали», как показано в таблице 6.11, 6.12 характерен следующий экологический пространственный ряд растительных группировок: единичные растения на прибрежном валу - галофиты на приморском солончаке (ПТК осушки 1930–1950 гг.)-> лугово-гало-фильные группировки в местах выхода грунтовых вод (ПТК осушки 1930–1950 гг.) - псаммофитные растительные группировки (ПТК склонов новокаспийской террасы) - зональная сухостепная растительность (ПТК новокаспийской террасы). Для растительного покрова побережий характерна линейная протяженность растительных группировок вдоль берега, вызванная резким изменением природных условий с удалением от уреза воды, как видно на рисунке 6.27.

Таблица 6.11 – Экологические параметры условий произрастания (соленость, глубина грунтовых вод, содержание солей в почве) доминирующей растительности Туралинского полигона

Растение	Грунтовые воды		Содержание солей в почве (0–20 см), %
	глубина, см	соленость, г/л	
Солерос европейский	0–50	10–43	0,1–1,3
Подорожник морской	0–80	5–43	0,04–1,3
Тамариск	10–150	5–43	0,04–1,3
Ситник морской	0–60	5–11	0,04–1,0
Клубнекамыш морской	0–30	5–6	0,04–1,0
Тростник австралийский	0–80	1–12	0,01–0,5



Растительность: 1 – изреженная галофильная на береговом валу, проективное покрытие 1–2%; 2 – лугово-галофильная на приморском солончаке по побережьям лагуны, 30–35%; 3 – лугово-болотная на лугово-солончаковых почвах в местах выклинивания грунтовых вод, 80–85%; 4 – псаммофитная на песчаных дюнах у подножья новокаспийской террасы, 60–65%; 5 – сухостепная с эфемерами на зональных светло-каштановых почвах, 35–40%; 6 – бетонные реперы; 7 – номера и окончания профилей.

Рисунок 6.27 – Схема растительности Туралинского полигона (фрагмент)

Видовой состав, сезонный ход сукцессии и биомасса растительности побережий сильно изменяется во времени и пространстве. На взморье до глубины 1,5 м встречаются единичные растения zostеры. Глубже ее обилие, по-видимому, увеличивается, поскольку после сильных ветров западного направления на берегу образуются валы из этого растения. На тыловой части берегового вала отмечены пионерные галофиты: курай, солерос и сорняки: лебеда татарская, турнефорция сибирская. В лагуне растительность представлена редкими полузатопленными экземплярами солероса, развивающимися при длительных понижениях уровня воды в лагуне. В местах впадения в лагуну ручьев появляются сообщества гидрофитов – тростника, рогоза, осок. Растительный покров приморских солончаков, распространенных по берегам лагуны, состоит из галофитов, насчитывающих 12 видов, с проективным покрытием 30%. За галофильной

растительностью следуют лугово-болотные и луговые растительные группировки, приуроченные к выходам грунтовых вод у подножия новокаспийской террасы. Здесь обнаружено 45 видов растений, проективное покрытие в сообществах 95–100%, доминируют ситники, злаки, разнотравье. На новокаспийской террасе распространены биоценозы с зональной сухостепной растительностью, насчитывающей вблизи базы «Турали» свыше 50 видов растений, в основном злаков и разнотравья. Проективное покрытие в среднем 35–40%. В сухостепных группировках в течение вегетационного периода сменяется несколько экологических групп растений, приспособленных к определенным условиям. Рано весной появляются эфемеры – мятлик луковичный, пажитник голубой. Затем их сменяет комплекс поздневесенних растений: бурячок туркестанский, костер японский.

Таблица 6.12 – Доля участия видов в общей наземной биомассе растительности Туралинского полигона, %

Растительность	Лугово-галофильная на осушке 1930–1950 гг.		Лугово-болотная на осушке 1930–1950 гг.		Сухостепная на новокаспийской террасе	
	лето	осень	лето	осень	лето	осень
Подорожник морской	56	50	18	28	0	0
Солерос европейский	0	33	0	0	0	0
Бескильница расставленная	37	6	0	0	0	0
Кермек Гмелина	7	6	0	0	0	0
Ситник морской Ситник приморский	0	0	64	40	0	0
Свиной пальчатый	0	0	4	17	11	38
Пырей ползучий	0	0	6	4	11	10
Люцерна посевная	0	0	2	5	10	0
Костер японский	0	0	0	0	33	0
Пупавка русская	0	0	0	0	11	0
Василек песчаный	0	0	0	0	0	45
Полынь веничная	0	0	0	0	0	7
Другие виды	0	5	4	6	24	0

В июне вегетация их в основном заканчивается и начинается цветение у крестовника весеннего, пупавки русской, ковыля волосатика. Осенью преобладает следующая группа растений: свиной пальчатый, василек песчаный, полынь веничная. Таким образом, выявлена связь прибрежной растительности с условиями среды и виды растений, широко распространенные в прибрежной полосе западного побережья Каспийского моря от пустынной зоны до зоны влажных субтропиков. В прибрежной зоне отмечено запаздывание фенологических фаз растительности по сравнению с участками, удаленными на 4–5 км. По-видимому, развитие растений в прибрежной зоне задерживается из-за более прохладного и влажного микроклимата побережий.

6.1.10.2 Бентосные организмы

Климатические условия Каспийского моря благоприятны для развития донной биоты. По данным А.А. Свиточа и др. [845] здесь обитает 47 видов моллюсков, среди которых наиболее распространенными формами являются: *Didacna trigonoides*, *D. baeri*, *D. barbot-de-marnyi*, *Monodacna caspia*, *M. adentula*, *Adacna laeviuscula*, *Cardium edule*. За ними следуют солонатовлюбивые дрейсены – *Dreissena polymorpha*, *D. caspia*, *D. grimmi*, а также сравнительно недавний поселенец *Mytilaster lineatus*.

Средняя величина биомассы бентоса, в составе которого преобладают моллюски, колеблется от 40 до 120 г/см². Скопления биогенного материала в прибрежной полосе встречаются в двух видах: скопление преимущественно целых или крупнобитых раковин и измельченный раковинный материал, имеющий размерность крупного песка. Причем, распространение наносов, состоящих преимущественно из биогенного материала, непосредственно связано с местами обитания моллюсков. Другим фактором, определяющим образование ареалов преимущественно биогенного материала, является отсутствие значительного притока материала с суши, который "разбавлял" бы органогенные накопления.

Скопления целых и крупнобитых раковин образует особый тип донного грунта - ракушу. Её обширное поле, приуроченное к дагестанским берегам и расположенное в пределах досягаемости волнового воздействия, является основными источниками питания обломочным материалом пляжей и других береговых аккумулятивных форм этой части каспийского побережья, сложенных преимущественно ракушечным материалом.

Необходимо отметить, что наряду с современными формами в составе ракуши западного Каспия заметное место занимают вымершие древнекаспийские. В береговых аккумулятивных формах рельефа присутствие ископаемых раковин объясняется размывом древнекаспийских отложений.

6.1.11 ПАМЯТНИКИ ПРИРОДЫ И УНИКАЛЬНЫЕ ПРИРОДНЫЕ ОБЪЕКТЫ ПОБЕРЕЖЬЯ

Одним из наиболее интересных участков Дагестанского побережья Каспийского моря является Аграханский залив. Одноименный полуостров, отделяющий его от открытого моря, иногда называют Учкосой. Длина залива достигает 40 км, ширина – от нескольких сот метров до 8 км. Площадь залива с каждым годом уменьшалась за счет заиления дна речными наносами, а также ввиду падения уровня Каспия в середине XX в. В заливе образовался ряд болотистых островов, почти полностью поросших камышом и тростником. Очертания берега залива в устье Терека часто меняются. Залив катастрофически заливается и зарастает камышом. Если еще в 1932–1934 годах залив был глубиной до 3 м, то в 1976 году средняя глубина едва достигала 0,5–0,7 м. О значительных глубинах залива в недалеком прошлом говорит такой факт. В 1722 году во время Персидского похода Петра его флотилия заходила в залив и курсировала по нему.

В настоящее время залив разделяется на две части: северную и южную. Каждая из них отличается своими особенностями. В южной части залива глубина достигает трех метров. В период половодья в нее поступают воды Нового Терека, Каргалинки, Аликазгана, а также слабо просачиваются через плавни и тростниковые заросли Акташа. В связи с тем, что падение уровня с юга на север незначительно, южная часть залива в настоящее время напоминает водоем озерного типа. Две трети его заросли камышом. Северная часть залива делится небольшой косой Росланбек на два района. Ровное дно северной части залива почти повсеместно покрыто слоем тонкого ила, а у самого восточного берега, в той части залива, где непосредственно к берегу подходят барханы Учкосы, и песком. Дно залива пологое, поднимается в сторону поселка Крайновка и острова Чечень. Глубина залива колеблется в пределах 3–3,8 м. Воды Терека несут значительное количество наносов, которые здесь же осаждаются на дне залива. Площадь северной части Аграханского залива в последние годы сократилась почти наполовину.

Особенностью Аграханского залива является и значительное падение его уровня при юго-западных ветрах, и подъем уровня воды при северо-восточных и в меньшей мере восточных. Во время подъема воды затопляют значительные пространства побережья, включая сел. Оразгул, а также сел. Новая Коса, расположенное в самой южной части залива. При безветренной погоде в заливе наблюдается слабое течение с юга на север со скоростью 0,4–0,5 м/сек., а при сгонных ветрах скорость увеличивается до 70 м/сек. Температура воды в Аграханском заливе колеблется в пределах 13,6° в марте, 27,6° в июле, 14,7° в октябре. В холодные зимы изредка покрывается льдом.

Растительный мир залива разнообразен. Встречаются растения, являющиеся реликтами неогенового и четвертичного (ледникового) периодов. К ним относятся прежде всего кувшинка белая, орех гирканский, пузырчатка, водяной папоротник-сельвиния, плавающая марсилия и др. Некоторые из них с успехом могут быть использованы для заселения вновь создаваемых водоемов. Растительность Аграхани имеет исключительно большое значение и для зимующих здесь водоплавающих птиц, и для многочисленных рыб, обитающих в заливе. В недавнем прошлом Аграханский залив имел исключительно большое значение в воспроизводстве ценнейших рыб, прежде всего осетровых.

Аграханский залив является одним из известных в нашей стране мест гнездования многочисленных птиц, в том числе промысловых. Залив и примыкающие к нему районы в осенне-весенний период изобилуют перелетной птицей гнездящейся в бассейне Волги и в других северных районах страны. В камышовых зарослях залива встречаются такие редкие птицы, как черный и белый аист, пеликаны, лебеди, розовые фламинго, белые, серые и рыжие цапли. Во время перелета в заливе, плавнях, протоках, лесах и садах дельты Терека можно встретить представителей до 200 видов самых разнообразных птиц. Таким образом, охрана природы этого района, одного из уникальных мест в нашей стране, имеет не только местное значение. Поэтому залив должен стать заповедником. Только такая мера может сохранить этот интереснейший памятник природы Дагестана.

Аграханский полуостров соединяется с материком несколько южнее 43° северной широты. Отсюда полуостров выдвигается на 12 км к востоку, а затем резко поворачивается в северо-восточном направлении, протягиваясь почти на 60 км.

На северо-восточной окраине, полуостров заканчивается узким выступом, называемым косой Учъ. Иногда в связи с этим и весь полуостров называют Учкосой. Полуостров с юга на север постепенно расширяется с 4 до 12 км. Восточный берег полуострова почти на всем протяжении тянется прямой линией. Он представляет собой низменную песчаную полосу с удивительно красивым пляжем, заливающимся иногда водами Каспия при нагонных ветрах. Параллельно берегу на расстоянии около 200–300 м от моря почти на всем протяжении полуострова тянется полоса довольно высоких песчаных бугров, которыми покрыта значительная часть и внутренних районов полуострова. Высота их иногда достигает 10–15 м. Здесь имеются также небольшие впадины, поэтому поверхность полуострова выглядит слегка всхолмленной.

Западный берег Аграханского полуострова тоже имеет низменный характер, но он извилистый, заболоченный и заросший камышом. В образовании Аграханского полуострова, согласно исследованиям О.К. Леонтьева, значительную роль сыграли наносы Сулака. Кроме того, в формировании его северной части существенное участие

принимают ракушки, поднимаемые со дна Каспия волнами, вызываемыми ветрами северных румбов. Определенное значение в образовании полуострова, особенно его северной и частично западной частей, имеют также наносы Терека.

Знакомясь со старым картографическим материалом, легко убедиться, что за последние 160–180 лет контуры полуострова подверглись значительным изменениям. На картах XVIII века берег Каспия от Порт-Петровска (ныне Махачкала) вплоть до северного окончания Аграханского полуострова имеет прямое простирание, а одноименный залив, расположенный к западу от полуострова, был достаточно широкий, и глубина его доходила до 6,5 м. В начале XIX века Аграханский полуостров оказался разделенным узким проливом на остров Учъ и полуостровную часть, а в залив непосредственно впадали воды Сулака. К середине прошлого века остров Учъ снова слился с полуостровом и имеет форму трехконечного мыса. Изменения в очертаниях и размерах полуострова происходили и позже, но наиболее значительные наблюдаются, начиная с 30-х годов нашего столетия. Резкое падение уровня Каспийского моря привело к не менее резкому увеличению Аграханской косы. Есть основание предполагать, что дальнейшее обмеление Каспия повлечет за собой исчезновение пролива между полуостровом и расположенным к северу архипелагом Чечень, участки суши сомкнутся, усугубляя и без того бедственное положение на Аграханском заливе.

Район Аграханского полуострова является самым засушливым не только в Дагестане, но и в Европейской части нашей страны. Количество годовых осадков здесь в среднем составляет 180–200 мм. Лето очень жаркое, а зима морозная, с сильными ветрами. На всем протяжении полуострова трудно найти пресную воду. Вследствие таких климатических условий и сравнительной геологической молодости полуостров покрыт разнообразной песчано-степной растительностью, особенности развития которой представляют исключительный научный и практический интерес.

Для растительного покрова Аграханского полуострова характерным являются очень красивый серебристо-белый, с крупными белыми цветками вьюнок персидский, турлефорция сибирская, колосняк гигантский, астрагал гирканский, полосняк, вейник, пырей, кумарчик. Кое-где можно встретить заросли тамариска, полыни песчаной, астрагала короткобобового. Растущие здесь крупные многолетние травы и полукустарники обладают развитой корневой системой, позволяющей им доставать влагу со значительной глубины.

Богат и разнообразен животный мир Аграханского полуострова. Он остается единственным местом в Дагестане, где сохранилась высокая плотность зайца-русака и лисицы. Полуостров и прилегающие к нему воды залива являются местом стоянки и

гнездования многочисленных видов птиц. Особенно много здесь птиц в зимнее время. Они слетаются из бассейна Волги и более северных районов.

Дагестанское побережье Каспия не отличается большой расчлененностью. Здесь мало заливов и островов. Наибольшей известностью на северо-востоке каспийского побережья пользуется архипелаг Чечень, расположенный к северу от Аграханского полуострова. Архипелаг в целом состоит из ряда низменных песчаных островов, часто меняющих свои очертания в зависимости от уровня Каспийского моря. Наиболее крупным островом архипелага является остров Чечень, давший название всему архипелагу. Чечень возвышается в среднем на 5–10 м над уровнем Каспия и имеет размеры до 12–15 км в широтном направлении и около 5–7 км – меридиональном. В восточном направлении от архипелага тянется длинная отмель. С западной стороны он также опоясан широкой полосой мели, не проходимой даже для лодок.

Остров Чечень отделяется от Аграханского полуострова Аграханским проливом. Поверхность острова сложена сыпучим песком с бесчисленным количеством раковин. Местами пески всхолмлены в дюны, бугры. Движение песка несколько удерживается редкой растительностью. С восточной стороны острова Чечень расположен небольшой болотистый островок Пичугин. Остров Лопатин разделяет Чеченский пролив на две части – северную и южную. Кроме перечисленных островов, в архипелаг входит и ряд мелких островов, как Базар, Яичный и другие. У восточного берега острова Чечень образовалось еще несколько небольших островков, успевших покрыться редкой растительностью. С юга к острову Чечень примыкает ряд небольших островов, перекрыты аккумулятивными илесто-песчаными отложениями. Местами острова поднимаются до 2–2,5 м над уровнем Каспия. Все они отделены один от другого узкими проливами. Значительная часть материала, образующая эти острова, является наносами Сулака и Терека. Северный Каспий, несмотря на мелководность и замерзаемость, оказывает смягчающее воздействие на температурные условия архипелага.

Растительность архипелага Чечень почти нигде не образует сплошного покрова. Лишь местами представлена луговая и болотная растительность. Кое-где на острове Чечень встречаются участки с густыми зарослями донника каспийского, достигающего высоты 3–3,5 м. Наиболее распространенными растениями на острове являются донник каспийский, донник желтый, житняк сибирский. Сравнительно много здесь вьюнка персидского, люцерны голубой, свиногося и других растений. Пустынная растительность представлена песчаной полынью, кермеком, солянкой или кураем, местами на бугристых песках видны кустарники тамариска.

Фауна архипелага не отличается своим богатством. Из млекопитающих встречается лисица, много зайцев. Изредка сюда зимою по льду заходят небольшие стада сайгаков. Много на острове водоплавающей птицы, особенно в болотах, расположенных в прибрежной полосе и на отдельных островках архипелага. Встречаются рептилии и амфибии. Следует отметить, что природные условия архипелага до настоящего времени мало изучены и этот район требует самого детального обследования и изучения.

Многолетние, значительные по размаху, колебания уровня Каспийского моря влияют на формирование прибрежных биоценозов и оказывают определенное воздействие на состояние и динамику численности отдельных видов растений и животных. В условиях изменения уровня Каспия и связанных с этим сукцессионных перестроек ландшафтов береговой зоны (как суши, так и аквальных) приоритетной задачей деятельности по обеспечению экобезопасности является сохранение биологического разнообразия и генетического фонда животного мира и человека, видового и ландшафтного разнообразия, объема биоты, состояния устойчивости и естественной эволюции биосферы, на базе которой будет основываться устойчивое развитие цивилизации.

Эффективным способом сохранения нуждающихся в защите биотопов является создание традиционных заповедников, а наиболее приемлемой для достижения указанной цели в регионе Российского Прикаспия является практика создания в них форм особо охраняемых природных территорий (ООПТ). Условием организации системы ООПТ в регионе Каспийского моря является ландшафтная и экологическая обоснованность размещения изолированных участков при наименьшем изъятии земель для хозяйственного использования, в результате которого может быть достигнут оптимальный природоохранный эффект. Сеть ООПТ способствует осуществлению контроля за состоянием природных систем региона под действием глобальных изменений (в частности – климатических) и нарастающего техногенного загрязнения, а также сохранению эталонных природных участков и их биоты.

6.2 ОЦЕНКА ТЕКУЩЕГО СОСТОЯНИЯ И ПРОБЛЕМ УНИКАЛЬНЫХ БЕРЕГОВЫХ ЛАНДШАФТОВ РОССИЙСКОГО ПОБЕРЕЖЬЯ КАСПИЙСКОГО МОРЯ, СТЕПЕНИ ИХ УЯЗВИМОСТИ К ВОЗДЕЙСТВИЮ ВНЕШНИХ ФАКТОРОВ ТЕХНОГЕННОГО ХАРАКТЕРА

6.2.1 История хозяйственного освоения побережья

В начале XX столетия на рассматриваемой территории Прикаспия сложилось несколько экономических подрайонов:

- дельта Волги с начальными структурами морепромышленного комплекса, со специализацией на рыбной промышленности, транспортным обслуживанием и сопутствующим сельским хозяйством;
- степные территории Калмыкии и северного Дагестана сохранялись как территории кочевого скотоводства;
- совмещенная дельта Сулака и Терека, в основном заболоченная и частично используемая для земледелия и скотоводства;
- береговая зона центрального и южного Дагестана с наибольшей для региона плотностью населения и развитым сельским хозяйством и промышленностью.

Основанием для интенсивного хозяйственного освоения прибрежной полосы Каспийского моря послужило поведение самого Каспия, характерной особенностью которого было длительное, продолжавшееся почти 180 лет, с конца XVIII столетия, падение его уровня, а также прогнозы на дальнейшее понижение и стабилизацию уровня моря на низких отметках. В результате, прибрежная территория активно вовлекалась в хозяйственный оборот, в сторону моря расширялись населенные пункты, сельхозугодья, располагались нефтепромыслы, вдоль берега прокладывались транспортные сети. На рисунках 6.28 и 6.29, в таблице 6.13 показаны сельскохозяйственные районы и промышленный потенциал Прикаспийского региона Российской Федерации.

По данным переписи 1989 г., численность населения региона составляла 3112 тыс. чел. (из них на Астраханскую обл. приходится 32%, на Калмыкию – 10% и 58% – на Дагестан). Численность населения региона росла в среднем в 3 раза быстрее, чем по Российской Федерации, как показано в таблице 6.14.

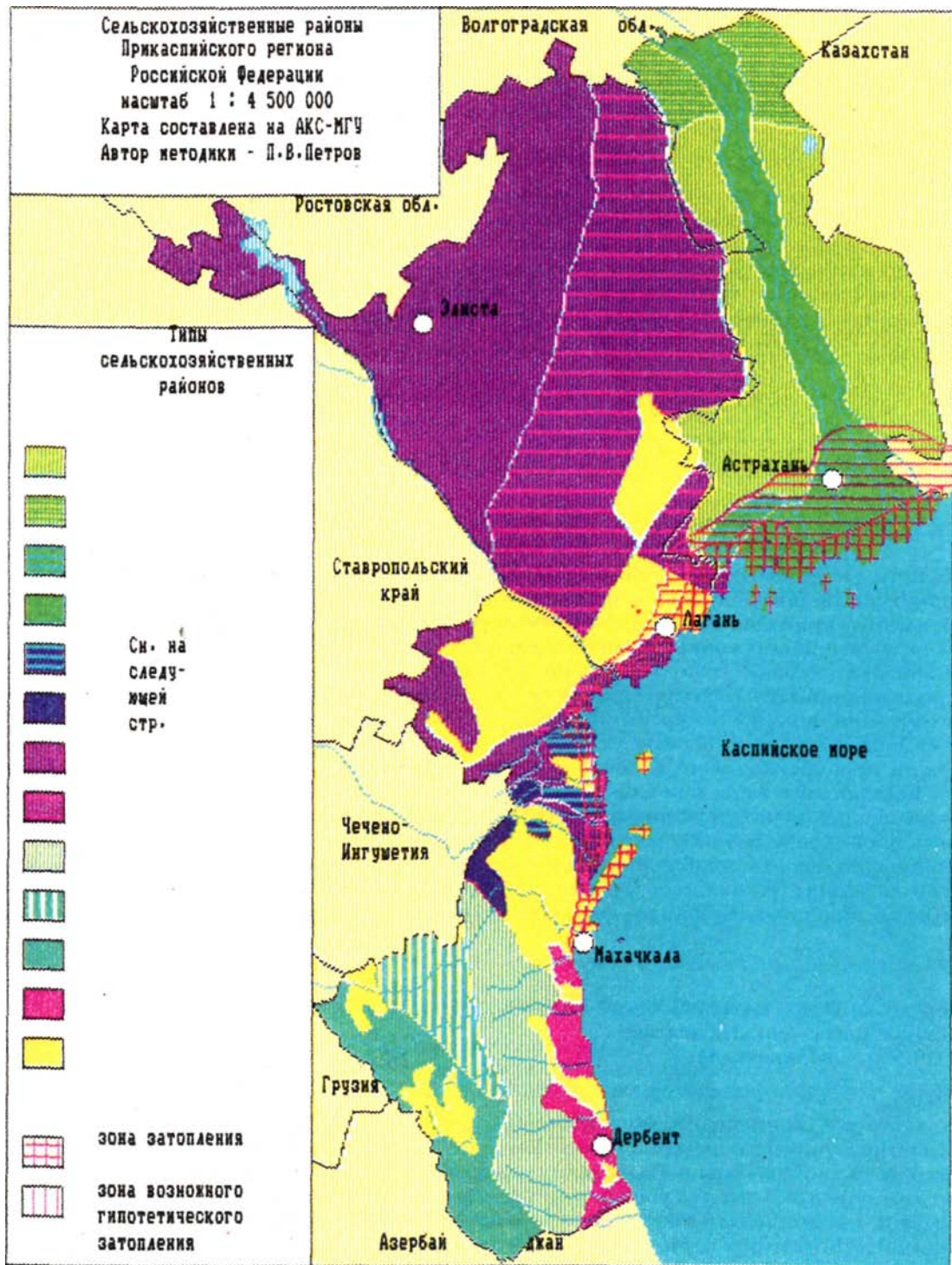


Рисунок 6.28 – Сельскохозяйственные районы Прикаспийского региона Российской Федерации (условные обозначения см. на след. странице). Составители: В.Л.Бабурин; А.И.Даньшин; А.В.Муратов, И.В.Обрезкова, П.В.Петров.



Рисунок 6.28 (продолжения) – Сельскохозяйственные районы Прикаспийского региона Российской Федерации (условные обозначения)

Таблица 6.13 Промышленный потенциал Прикаспийского региона

Промышленный потенциал	Всего	Дагестан %	Калмыкия %	Астраханская обл. %
Число промышленных предприятий	448	50	18	32
Товарная продукция, тыс.руб.	5665315	40	4	56
ППП, чел.	1 18158	42	6	52
Фонды, тыс.руб	3777893	37	6	57

* Здесь и ниже в ценах 1991 г.

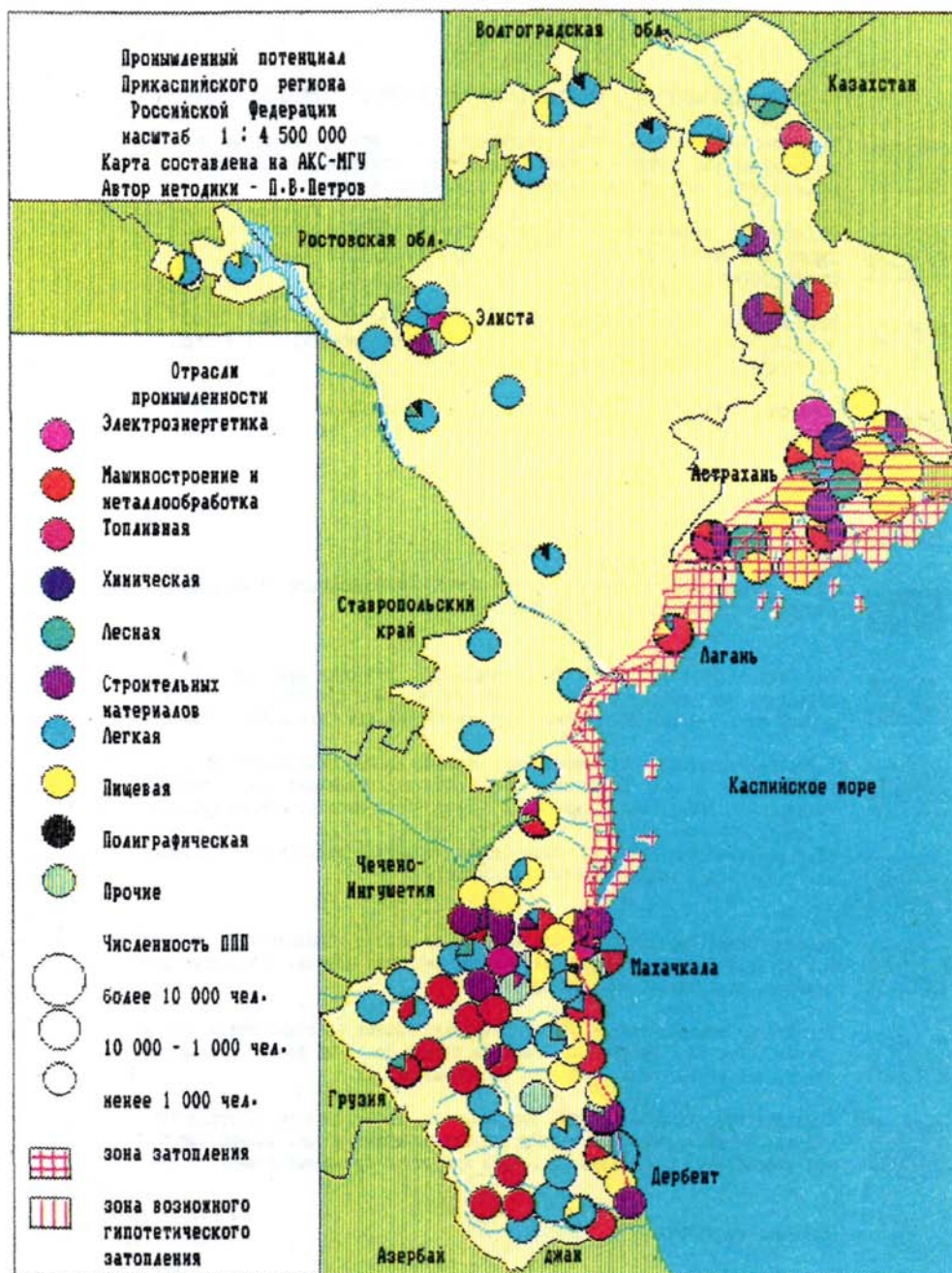


Рисунок 6.29 Промышленный потенциал Прикаспийского региона РФ. Составители: В.Л.Бабурин, А.И.Даньшин, А.В.Муратов, И.В.Обрезкова, П.В.Петров

Таблица 6.14 – Динамика численности населения

Годы	Весь регион		Астраханская область		Калмыкия		Дагестан	
	всего тыс.чел.	гор. нас. %	всего тыс.чел.	гор. нас. %	всего тыс.чел.	гор. нас. %	всего тыс.чел.	гор. нас. %
1959	1950	37	702	52	185	21	1063	30
1970	2565	44	868	61	268	34	1429	35
1979	2837	49	915	67	294	40	1628	39
1989	3112	52	998	68	322	46	1792	44

6.2.2 ГИДРОТЕХНИЧЕСКОЕ СТРОИТЕЛЬСТВО И ЗАЩИТА БЕРЕГОВ

При выборе вариантов защиты хозяйственных объектов и населенных пунктов в прибрежной полосе Каспийского моря на территории России с разнообразными геоморфологическими, гидрогеологическими, литодинамическими и инженерно-геологическими условиями необходимо ориентироваться на максимальное сохранение природного равновесия в этой полосе.

Проблема защиты берегов Дагестанского побережья не существовало до 1978 г., т.к. в ходе регрессии большая их часть относилась к аккумулятивному типу. На побережье практически полностью отсутствовали какие-либо берегоукрепительные сооружения. Основным видом гидротехнического строительства на побережье были морские портовые сооружения в виде искусственных гаваней, портовых укрытий и причальных сооружений. Большинство из указанных сооружений имеет длинные молы, на 200–300 м выдвинутые в море. На отдельных участках побережья применялись примитивные меры берегозащиты в виде набросов из камня и отсыпок в виде дамб. В настоящее время наблюдается активный размыв аккумулятивных форм, особенно на юге. Процесс этот начался еще в 60–70 гг., несмотря на продолжавшееся понижение уровня моря. Одной из причин этого процесса явилось уменьшение объема наносов, поступающих с подводного берегового склона, а также резкое сокращение твердого стока рек в связи с гидротехническим строительством в их долинах. Повышение уровня Каспийского моря усугубило размыв аккумулятивных берегов. С увеличением глубин на подводном береговом склоне еще больше возрос дефицит наносов. Дефицит наносов, вызванный природными причинами, усугубляется беспорядочным изъятием из береговой зоны инертных материалов. В Калмыкии, где проблема защиты от ветровых нагонов морских волн имеет место при разных уровнях моря, защитные насыпанные дамбы возводятся давно. Их срок действия – 2–3 шторма, после чего они размываются волнами. Ранее возведенные и разрушенные насыпные дамбы в настоящее время затрудняют отток морских вод после ветровых нагонов и обуславливают избыточное увлажнение и засоление почв. Проблема защиты от ветровых нагонов характерна также для Астраханской области. Таким образом, состояние многих участков береговой зоны Российского побережья Каспия неудовлетворительное. В наиболее сложном положении находятся размываемые берега в районах гг. Махачкалы, Каспийска, Дербента, пос. Сулак и Алазань.

При проектировании инженерной защиты необходимо учитывать возможное повышение зеркала моря до отметки -26 – -25 м и дополнительное повышение уровня при ветровых нагонах до отметок -24 – -23 м. В условиях повышающегося уровня Каспия и

активизации штормовой деятельности трудно предложить единую систему защиты, тем более что речь идет о защите многокилометровых участков побережья, имеющих различные геологические, геоморфологические, гидрологические условия.

НПО «Дагестанберегозащита» проработаны конкретные предложения по защите приморских городов Дагестана. В настоящее время положительный опыт получен при защите участка побережья в г. Дербент, где на 400-метровом отрезке построена дамба-набережная, защитившая школу и жилые дома. Берегозащитное сооружение состоит из волногасящей бермы, обратного фильтра, отражающей дамбы и придамбового дренажа (конструкция Ю.С.Гребнева). Этот тип конструкции предлагается в качестве основного при защите берегов от волн в условиях быстрого подъема уровня моря. Берегозащитное сооружение г. Дербента на участке протяженностью 6650 м состоит из волногасящей бермы, обратного фильтра, ограждающей дамбы и придамбового дренажа. За волногасящей бермой устраивается защитная ограждающая дамба с шириной поверху 11,0 м и отметкой гребня минус 23 м. Дамба отсыпается из песчаного грунта. Для предотвращения суффозионного выноса грунта из тела дамбы между ней и волногасящей бермой предусматривается 2-слойный обратный фильтр, состоящий из крупного камня и щебня. Придамбовый дренаж из асбоцементных труб диаметром 400 мм служит для предотвращения затопления прилегающих территорий фильтрационными водами. Фильтрационные воды собираются и отводятся в заглубленную насосную станцию, с периодической их откачкой в автоматическом режиме.

Берегозащитное сооружение г. Каспийска. на участке в 4450 м состоит из волногасящей бермы, обратного фильтра и свободного искусственного пляжа перед ними. Для образования искусственного свободного пляжа используются пески от расчистки акватории и подходного канала военной гавани.

Конструкция берегозащитного сооружения г. Махачкалы протяженностью 14600 м аналогична конструкции берегового укрепления на участке Дербента.

Берегозащитное сооружение пос. Сулак на участке протяженностью 21000 м состоит из волнозащитной бермы, обратного фильтра и ограждающей дамбы. Пос. Сулак по периметру обваловывается защитной дамбой, одновременно служащей кольцевой автодорогой. Отметка гребня дамбы минус 23 м, ширина по гребню – 6 м. Дамба служит защитой поселка от затопления р. Сулак в период прохождения паводков. Геологические условия участка позволяют применить железобетонные сваи, поэтому волногасящая берма состоит из двух рядов свай. Сверху волновая камера ничем не перекрывается, т.к. берегозащитная конструкция возводится вне жилых территорий. За волногасящей бермой предусмотрена ограждающая дамба шириной поверху 6 м и отметкой гребня минус 23 м.

Для предотвращения суффозионного выноса грунта из тела дамбы между ней и волногасящей бермой предусматривается 2-слойный обратный фильтр из крупного камня и щебня. Все перечисленные конструкции имеют высоту до отметки минус 23 м, могут наращиваться по высоте в случае дальнейшего повышения уровня Каспия.

Основной особенностью прибрежной зоны *Калмыкии* является широкая мелководная зона, простирающаяся на десятки километров с нулевыми уклонами. По этой причине прибрежные территории затапливаются непосредственно при подъеме уровня моря, и дополнительно в периоды штормовых нагонов. Нагоны могут достигать 2 – 2,5 м по высоте слоя воды, а это означает, что полотно железной дороги Астрахань-Кызыл будет подвержено волновому воздействию. Волны мелководной зоны почти без изменений по высоте ($H=0,8 - 0,9$ м) и с частотой 3 – 3,5 сек. будут достигать полотна. С целью защиты единственной транспортной магистрали побережья и с целью защиты территорий Калмыкии от затопления предлагается вдоль побережья Каспия построить автодорогу Астрахань-Махачкала. Полотно автодороги имеет ширину по гребню 12 м, с шириной проезжей части 7 м. Отметка гребня полотна – минус 23 м. Гребень дамбы-дороги крепится щебнем среднезернистых фракций с толщиной слоя 0,5 м. Проезжая часть автодороги покрывается двухслойным асфальтом с толщиной слоя 0,1 м. В основании морского откоса дамбы-дороги монтируется волнозащитная берма, состоящая из двух рядов свай сечением 335 см и длиной 4 м, забитых в грунт с шагом 0,8 м и образующих 2-метровую волновую камеру. Поверху ряды свай монолицируются ж/бетонным шапочным брусом и ребрами жесткости с размерами 0,5 м, 0,5 м. Для предотвращения суффозионного выноса грунта между волногасящей бермой и полотном автодороги предусматривается двухслойный обратный фильтр, состоящий из крупного камня и щебня. Естественно, что полный набор волнозащитных элементов (берма, обратный фильтр, волногасящая траншея и др.) сооружается на особо опасных участках. В конкретной обстановке, при защите дороги могут использоваться отдельные элементы.

Альтернативным вариантом крепления мористого откоса автодороги может служить применение грунто-цемента. Песчаный грунт смешивается с цементом в соотношении 10:1 и послойно, с толщиной слоя 30-35 см укладывается в профиль полотна дороги. Такой способ возведения ограждающих волнозащитных дамб широко использован в США. На рисунке 6.30 приводится типовой разрез по дамбе-автодороге.

Для снижения волнового воздействия на проектируемое полотно автодороги вдоль защищаемого участка берега по линии обрушения расчетных волн отрывается подводная траншея. Грунт, вынимаемый при устройстве траншеи, отсыпается в приурезовой зоне в виде ленточной бермы. При перемещении волн в береговую зону параметры их

существенно изменяются вследствие деформации над естественным профилем дна – гребни их становятся значительно больше по амплитуде и короче чем впадины. Такие волны, проходя через подводную траншею, при резком изменении глубины трансформируются, что внешне проявляется в развале их гребней. Кроме того, имеет место частичное отражение волн от траншеи. В результате максимальная концентрация энергии в гребнях волн уменьшается и таким образом снижается интенсивность их воздействия на сооружение берегозащиты.

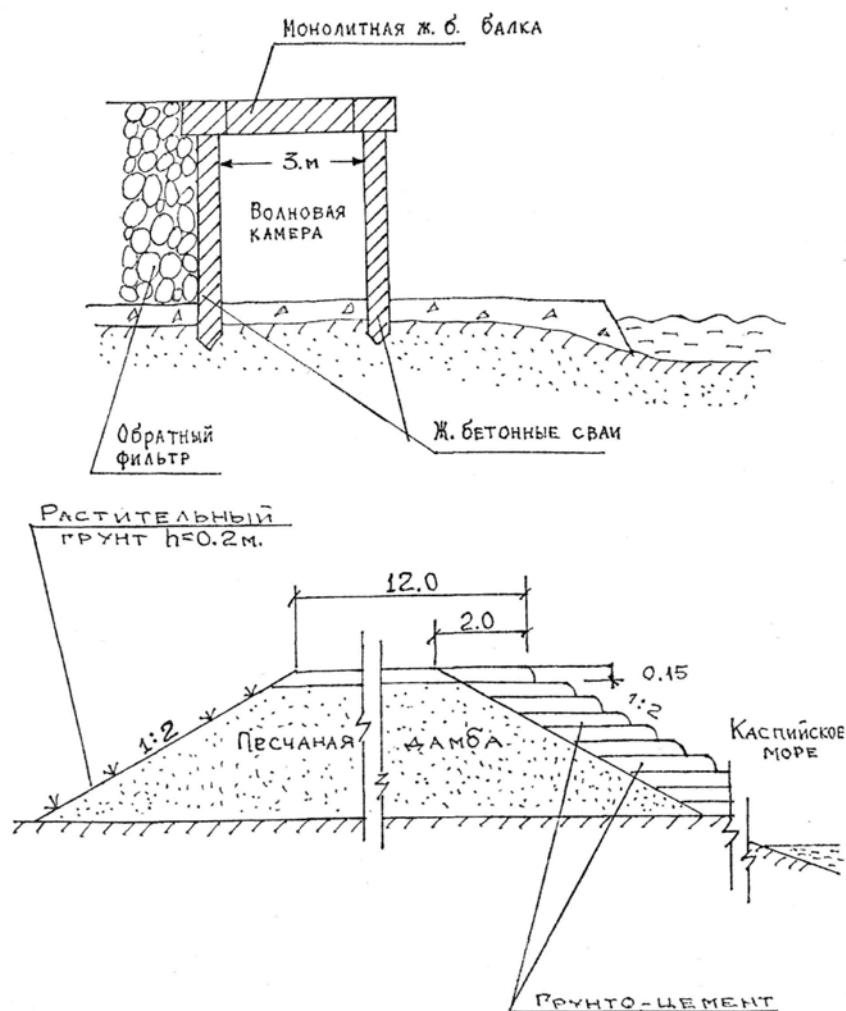


Рисунок 6.30 – Типовой разрез по дамбе-автодороге (составитель Ю.С.Гребнев)

Отдельной проблемой при строительстве дамбы-дороги является обустройство эффективных дренажных систем. Как было показано, при нагонах в Калмыкии орошаются пастбища, и поэтому следует обеспечить периодический пропуск воды за дамбу и откачки ее в сторону моря. Проектом предусматривается проложение в теле дамбы пропускных закрывающихся по необходимости отверстий. При накоплении излишних вод в задамбовом пространстве возможна принудительная их откачка.

К сожалению, ТЭДом не предлагаются защитные сооружения в дельте Волги. Дело в том, что динамика дельты в условиях повышения уровня Каспия непредсказуема. Судя

по космо- и аэрофотосъемкам видимых изменений сухопутной части дельты не происходит. Вероятнее всего, в настоящее время происходит интенсивная переработка подводной части дельты. Можно предположить, что после выработки на подводном склоне профиля равновесия процессы размыва обрушатся на надводную часть дельты и произойдет «обвальное» разрушение дельты. Масштаб и время протекания этих процессов предсказать невозможно, не проводя натурных исследований. К тому же дельта состоит из множества островов и вопрос о защите каждого из них нужно решать отдельно. Для этого необходимо провести исследование подводного и надводного рельефа в дельте Волги, наладить режимные наблюдения, только на основании их выполнения возможны рекомендации по защите дельты Волги от размыва и затопления.

Большое сомнение в плане больших финансовых затрат вызывает необходимость строительства дороги – берегозащитной дамбы Астрахань – Махачкала. Однако альтернативой этому предложению могут служить лишь локальное ограждение дамбами отдельных населенных пунктов. В этом случае населенные пункты Калмыкии и Астраханской обл. превращаются в острова, окруженные мелководьем. Иной выход – отселение существующих населенных пунктов на незатопляемые земли нежелателен не только по экономическим причинам, но и в связи с социальными и демографическими причинами. В современной напряженной социальной обстановке отселение вызовет нежелательные социальные и национальные конфликты. Строительство дороги-дамбы необходимо, и должно вестись поэтапно, начинаться с первоочередных объектов защиты. В Калмыкии – это г. Лагань, который может быть огражден в виде «полумесяца» дамбой, которая в будущем будет служить фрагментом единой дороги-дамбы. Проект первоочередного этапа строительства берегозащитных сооружений проработан и его стоимость отражена в таблице 6.15. Строительство дороги-дамбы Астрахань – Махачкала решает многие, не только берегозащитные проблемы: а) отпадает необходимость защиты от затопления и нагонов более 200 км полотна железной дороги Астрахань – Кизляр – Махачкала; б) в современной геополитической обстановке новая дорога Астрахань – Махачкала приобретет большое экономическое и стратегическое значение; в) при наступлении в будущем регрессивного этапа развития Каспия дорога не утратит своего значения, тогда как другие берегозащитные сооружения останутся «реликтовыми конструкциями», располагающимися в пустыне и степи; г) организация масштабных работ по защите населения и экономического потенциала региона создает не только дополнительные рабочие места в регионе, но и активизирует экономику.

Таблица 6.15 – Технико-экономический анализ мероприятий по берегозащитным сооружениям

Наименование	Един. измер.	Всего	Дагестан в том числе по участкам					Калмыкия	Астраханская область
			Участок № 1 г.Дербент	Участок № 2 г.Каспийск	Участок № 3 г.Махачкала	Участок № 4 п.Сулак	Дамба-автодорога	Дамба-автодорога	Дамба-автодорога
Протяженность береговой линии:	км	695	-	490	-	-	-	НО	95
Протяженность проектируемых берегозащитных сооружений	км	516,7	6,65	4,45	14,6	21,0	265,0	110,0	95,0
Стоимость стр-ва берегозащитных сооружений (в ценах 1991 г.)	тыс.руб	3438159	31654	27145	102200	99960	1791400	743600	642200
Стоимость 1 п.м. берегозащитного сооружения (в ценах 1991 г.)	руб.	6654	4760	6100	7000	4760	6760	6760	6760
Расход сборных ж.бетонных конструкций на 1 п.м. берегозащитных сооружений	м ³	3,7	3,8	6,0	4,5	2,6	2,6	2,6	2,6
Расход цемента на 1 п.м. берегозащитных сооружений	тн	1,18	1,2	1,92	1,44	0,83	0,83	0,83	0,83
Расход арматурной стали кл. А-1 на 1 п.м. берегозащитных сооружений	тн	0,12	0,12	0,20	0,14	0,08	0,08	0,08	0,08
Расход щебня и камня на 1 п.м. берегозащитных сооружений	м ³	9,34	13,85	8,77	7,92	11,3	12,0	12,0	12,0
Расход песчаного грунта на 1 п.м. берегозащитных сооружений	м ³		80,5	562,0	38,6	40,3	45,0	45,0	45,0

6.2.3 ПРОМЫШЛЕННОЕ И ХОЗЯЙСТВЕННОЕ ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ПРИБРЕЖНОЙ ЗОНЫ

Повышение уровня моря нанесло колоссальный ущерб экономике региона. Дальнейшее повышение способно значительно увеличить этот ущерб, как указано в табл. 6.16. Совокупные ущербы в промышленности при достижении уровня минус 25 м могут составить с учетом компенсации 3,5 млрд. руб., в том числе по Астраханской области – 1,75 млрд.руб., Дагестану – 1,4 млрд.руб., Калмыкии – 0,35 млрд.руб. При максимальных потерях промышленного потенциала (отметка затопления минус 20 м) ущербы могут составить с учетом компенсационного строительства 16,1 млрд.руб., в том числе по Астраханской области – 9,4 млрд.руб./год, по Дагестану – 5,7 млрд.руб., по Калмыкии – 1,3 млрд.руб.

По АПК ущерб при отметке минус 25 м составит около 900 млн. руб., в том числе Дагестан – 300 млн. руб., Калмыкия – 50 млн. руб., Астраханская обл. – 550 млн.руб. С учетом потери сельхозпродукции ущербы могут достигнуть 1,7 млрд.руб., в том числе Дагестан – 450 млн.руб., Калмыкия – 250 млн.руб., Астраханская обл. – 1,0 млрд.руб. Реальные потери будут существенно выше, т.к. следует добавить еще стоимость земли, которая по минимальным оценкам составляет около 5,5 млрд.руб., в том числе Дагестан – 1,1 млрд.руб., Калмыкия – 1,8 млрд.руб., Астраханская обл. – 2,6 млрд.руб.

Таблица 6.16 – Совокупные расчетные ущербы народному хозяйству региона в случае не принятия мер по защите от затопления и подтопления при достижении уровня Каспийского моря отметки минус 25 м (млрд. руб.)

Отрасль	Республика Дагестан	Республика Калмыкия	Астраханская область	Всего по РФ
Промышленность	0,65	0,15	0,85	1,65
Сельское хозяйство	0,45	0,25	1,00	1,70
Прочие отрасли	0,1	0,12	0,93	1,16
Итого (1+2+3)	1,21	0,52	2,78	4,51
Компенсационные затраты	1,10	0,45	2,45	4,00
Итого (4+5)	2,31	0,97	5,23	8,51
Стоимость земли	1,10	1,80	2,60	5,50
Итого (6+7)	3,41	2,77	7,83	14,01
Затраты на рекультивацию	0,40	0,10	0,90	1,40
Итого (8+9)	3,81	2,87	8,73	15,41
Совокупный годовой ущерб (млн.руб./год)	490	290	845	1625"

* Суммы компенсационных затрат рассчитаны по методике оценки полных затрат на формирование системы расселения и адекватных ей хозяйственных структур. Без стоимости земли в пределах территории.

Одним из основных транспортных путей Каспийского побережья является железнодорожная магистраль Астрахань – Кизляр – Махачкала – Баку. В связи с

подъемом уровня Каспийского моря и возможностью перемещения береговой линии до изогипсы минус 25 м железнодорожное полотно в значительной степени окажется в зоне затопления. В контексте развивающейся экономической ситуации, речь может идти о строительстве автотранспортной магистрали с твердым покрытием по трассе Астрахань – Лагань – Артезиан с последующим выходом на уже существующую магистраль Хасавюрт – Кочубей. Общая протяженность трассы от Астрахани до Кочубея составит около 300 км. Практически вся она пройдет в пределах зоны современного затопления и подтопления. Совмещение прокладки такой трассы с защитными сооружениями снизило бы издержки при сооружении обоих объектов и исключило бы риск на случай нового понижения уровня Каспийского моря, т.к. автомагистраль для региона необходима сама по себе.

При подъеме уровня Каспийского моря до отметки минус 25 м в зону его воздействия попадают земли Дагестана, Калмыкии и Астраханской области общей площадью 1654,7 тыс. га, из которых будет затоплено 1001,7 тыс. га и подтоплено 653,0 тыс. га, как показано в таблице 6.17.

Как видно из таблицы 6.18, в зоне воздействия размещаются 35 городов и поселков, 47 сельских населенных пунктов, около 90 объектов животноводства, 74 оросительные системы с площадью орошения 41,4 тыс. га, из них подвержены затоплению 11,8 тыс.га. Численность населения, проживающего в этой зоне, составляет 73,1 тыс. чел. Кроме того, в результате подъема уровня воды в протоках Волги будут частично затоплены 79 населенных пунктов с численностью населения 58,1 тыс.чел. Стоимость основных фондов, попадающих в зону затопления Каспийским морем при отметках уровней минус 25 и минус 20 м, составляют в целом по прибрежной территории России 1131,43 млн. руб. и 6259,3 млн. руб., из них в Республике Дагестан – 468 и 699,7 млн. руб., в Республике Калмыкия – 186,24 млн. руб. и 315,0 млн. руб. (с учетом Каспийского месторождения, балансовая стоимость которого составляет около 10 млн. руб.), в Астраханской области – 477,3 млн. руб. и 5254,9 млн. руб. (в ценах 1991 г.).

Таблица 6.17 – Площади земель, подверженные затоплению и подтоплению при подъеме уровня Каспийского моря, тыс. га

Республика, область	-25 м			-20 м		
	Всего	затопление	в том числе подтопление	Всего	затопление	в том числе подтопление
Дагестан	392,7	124,0	268,7	791,5	520,5	271,0
Калмыкия	412,0	298,7	113,3	628,8	410,2	218,6
Астраханская обл.	850,0	579,0	271,0	1723,0	1608,8	115,1
В целом по России	1654,7	1001,7	653,0	3143,0	2538,6	604,7

Таблица 6.18 – Показатели объектов и земель, попадающих в возможную зону затопления Каспийским морем

Землепользователи	Ед. измер.	Дагестан		Калмыкия		Астраханская обл.		Всего по России	
		-25 м	-20 м	- 25 м	-20 м	- 25 м	-20 м	-25 м	-20 м
Общая площадь землепользования, в том числе	тыс. га	124,0	520,5	298,7	410,2	579,0	1607,9	1001,7	2538,6
– сельхозугодья	тыс. га	120,3	514,1	222,4	335,6	137,1	674,4	479,8	1524,1
– населенные пункты	тыс. га	0,4	0,9	0,6	1,4	2,5	35,8	3,5	28,1
– дороги	тыс. га	0,1	0,9	0,5	0,8	3,5	11,3	4,1	13,0
Города и поселки: – количество	шт	14	24	4	4	35	213	53	241
– численность населения	тыс. чел	5,2	20,4	15,7	28,8	37,6	216,4	58,5	265,6
– остаточная балансовая стоимость основных фондов	млн. руб	84,0	260,0	80,0	132,0	159,4	3569,4	323,4	3961,0
Сельские населенные пункты: – количество	шт.	10,0	18,0	4	4	47	277	61	299
– численность населения	тыс. чел.	4,4	6,8	1,7	2,4	35,5	224,5	41,6	233,7
– основные фонды	млн. руб	20,8	39,4	18,6	26,0	170,0	793,4	209,4	858,8
Сельское хозяйство, сельхозугодья, из них:	тыс.га	233,6	735	225,4	343,6	143,2	681,3	606,6	1760,0
– пашня	тыс.га	24,1	113,5	1,1	1,1	11,2	111,1	36,6	225,9
– пастбища	тыс.га	170,5	483,4	215,0	328,8	87,9	326,2	473,4	1138,0
– сенокосы	тыс.га	10,9	33,3	6,0	6,5	38,0	235,8	54,9	275,6
– сады	тыс.га	0,8	4,2	0,1	0,1	–	1,3	0,9	5,6
– орошаемые земли	тыс.га	27,3	100,7	7,1	7,1	6,1	105,9	40,5	213,7
– основные фонды	млн.руб	331,63	331,63	69,54	69,54	38,8	406,7	440,0	807,9
Энергетика - ЛЭП 35-220 кв	км	46,5	267	36,4	78,1	407,1	2478	490	2823,1
– основные фонды	млн.руб.	1,4	8,1	1,1	2,3	11,4	70,8	13,9	81,2
Объекты связи: – протяженность	км	56	167,8	203,0	259,4	546,0	1346	805	1773,2
– основные фонды	млн.руб	0,08	0,23	0,3	0,4	0,8	1,9	1,2	2,5

Таблица 6.18 (продолжение) – Показатели объектов и земель, попадающих в возможную зону затопления Каспийским морем

Землепользователи	Ед. измер.	Дагестан		Калмыкия		Астраханская обл.		Всего по России		
		-25 м	-20 м	- 25 м	-20 м	- 25 м	-20 м	-25 м	-20 м	
Транспорт: автомобильные дороги: – протяженность	км	21	157	78	179	285,5	684,7	384,5	1020,7	
– основные фонды	млн.руб.	2,6	18,8	12,0	23,1	34,3	82,2	48,9	124,1	
Железные дороги – протяженность	км	0,5	17,0	2,5	98,0	–	161	3,0	276	
– основные фонды	млн.руб	0,3	8,5	1,2	47,0	–	96,6	1,5	152,1	
Порты и причалы – количество	шт	35	35	5	5	10	25	50	65	
– основные фонды	млн.руб	21,0	21,0	3,5	3,5	6,3	26,3	30,8	50,8	
Рыбоводные пруды – количество	шт	1				17	30	17	30	
– площадь	тыс.га	–	–	–	–	4,4	7,3	4,4	7,3	
– основные фонды	млн.руб	–	–	–	–	54,4	81,8	54,4	81,8	
Объекты рекреации – количество	шт	20	39		4		46	20	89	
– основные фонды	млн.руб	6,0	11,9	–	1,2	–	13,7	6,0	26,8	
Коллективные сады – площадь	га		нет данных				25	1900	25	1900
– основные фонды	млн.руб						1,5	110,2	1,5	110,2
Лесное хозяйство – площадь	тыс.га	Г 1,2	5,3				31,9	123,0	33,1	128,3
– балансовая стоимость	млн.руб	0,03	0,2	–	–	0,4	1,9	0,43	2,1	
Всего основных фондов	Н	468,0	699,7	186,24	305,0	477,3	5254,9	1131,43	6259,3	

6.2.4 ПЕРСПЕКТИВЫ АНТРОПОГЕННОГО ВОЗДЕЙСТВИЯ НА БЕРЕГА И ШЕЛЬФ

Поскольку важнейшим фактором хозяйственного освоения побережья Каспия являются колебания уровня моря, основным антропогенным воздействием Вдолжно стать регулирование уровня моря на приемлемых отметках. Для установления возможности управления уровнем режимом Каспийского моря необходимо знать его основные природные особенности. Во-первых, при установившихся климатических условиях стабилизация уровня происходит в том случае, когда поступление вод в море полностью компенсируется испарением с его поверхности. Во-вторых, при определенных уровнях моря испарению морской воды способствуют бессточные впадины, расположенные в пределах восточного побережья Каспийского моря. Это – своего рода дополнительный механизм саморегуляции Каспийского моря, который «работает» и при низком и при высоком уровнях моря.

В настоящее время в бассейне моря на нужды народного хозяйства безвозвратно ежегодно расходуется до 41,0 куб. километров водных ресурсов, в том числе около 4,7 куб. километров подается в другие смежные бассейны. Одновременно часть водных ресурсов в объеме более 1 куб. километра воды подается из Дона в Волгу. В случае необходимости объема забора вод могут быть увеличены для стабилизации уровня моря.

Ранее выполненными проектными проработками намечалось дополнительное изъятие стока реки Волги в объеме до 7 кубических километров в год (канал Волга-Дон II, Волга-Чеграй, Волга-Урал). В настоящее время эти проекты могут рассматриваться как варианты снижения темпов подъема уровня моря. Однако изъятие воды из Волги может негативно сказаться на состоянии ее дельты. Реализация этих проектов в условиях снижения уровня моря и маловодного периода привела бы к ухудшению экологического состояния и снижению рыбопродуктивности Каспийского моря. В настоящее время режим попусков водных ресурсов в пойму и дельту Волги полностью не удовлетворяет нужды рыбного хозяйства. Продолжительность этих попусков, зависящая от эксплуатации системы ГЭС на Волге, недостаточна для нормального воспроизводства биоресурсов, что приводит к гибели мальков в местах их развития в пойме и дельте. При повышении уровня Каспийского моря выше отметки минус 27 метров и затоплении прибрежных районов на первый план выдвинутся проблемы защиты народнохозяйственных объектов и населенных пунктов, регулирования использования водных ресурсов и оттока морских вод в бессточные впадины, так как ущербы от затопления будут превышать доходы рыбной промышленности. Следует отметить, что повышение уровня выше отметки минус 27,0 метров нежелательно и для самого рыбного хозяйства.

Для анализа водохозяйственного баланса Каспийского моря при современном и будущих высоких уровнях стояния и проработки вариантов оптимизации водохозяйственной деятельности для стабилизации уровня требуется проведение специальных исследований.

Предварительный расчет показывает, что избыточная водная масса Каспийского моря, приводящая к повышению его уровня, составляет порядка 40 куб. км. Этот объем водной массы может быть изъят из моря путем увеличения водопотребления и водоотведения в бессточные впадины и другие бассейны. Практическая реализация этих мероприятий может быть оправдана в случае дальнейшего повышения уровня выше отметки минус $-26 \div -25$ м.

6.2.5 ОСОБО ОХРАНЯЕМЫЕ ТЕРРИТОРИИ. ПРОБЛЕМЫ СОХРАНЕНИЯ БИОРАЗНООБРАЗИЯ ЭКОСИСТЕМ ПРИКАСПИЯ

В полупустынной зоне южной России, прилегающей к Каспийскому морю, расположены территории, репрезентативно характеризующие климатическое и биологическое разнообразие этой ландшафтной зоны. К таким участкам, прежде всего, относятся: дельта реки Волги (Астраханская область); Черные Земли – единственная в Европе пустыня (Республика Калмыкия – Хальмг-Тангч); дельта реки Самур (Республика Дагестан); акватория северной части Каспийского моря (Россия, Казахстан); солонцово-степные ландшафты в районе Великих Соляных озер (озера Эльтон и Баскунчак, Волгоградская область); водно-болотные угодья Каспийского побережья Астраханской области и Дагестана.

На формирование биоты оказывали заметное значение не только каспийские, понтийские ирано-туранские, среднеземноморские, переднеазиатские, кавказские, но и дагестанские виды. Уникальность северной части Прикаспийского Дагестана заключается в ее высоком биоразнообразии благодаря наличию рек, островов, Астраханского и Кизлярского заливов. Уникальным является очень разнообразный по количеству и происхождению видовой состав водной и псаммофильной флоры, содержащей в своем составе евросибирские и ирано-туранские, понтийские и гирканские кавказские и дагестанские, западно-закавказские, колхидские и нижневолжские реликтовые и эндемичные виды. В районе сосредоточены разнообразные крупные экосистемы: Астраханский залив и огромная приречная дюна Сарыкум. Из них первый сохранил древние реликтовые теплолюбивые водные флору и фауну, второй сформировал

уникальный теплолюбивый дериват псаммофильных и петротрофильных понтически-туранских среднеазиатских флоры и фауны.

Эффективным способом сохранения нуждающихся в защите биотопов является создание традиционных заповедников, а наиболее приемлемой для достижения указанной цели в регионе Российского Прикаспия является практика создания в них форм особо охраняемых природных территорий (ООПТ).

Условием организации системы ООПТ в регионе Каспийского моря является ландшафтная и экологическая обоснованность размещения изолированных участков при наименьшем изъятии земель для хозяйственного использования, в результате которого может быть достигнут оптимальный природоохранный эффект. Сеть ООПТ способствует осуществлению контроля за состоянием природных систем региона под действием глобальных изменений (в частности – климатических) и нарастающего техногенного загрязнения, а также сохранению эталонных природных участков и их биоты.

6.2.5.1 Астраханский биосферный государственный заповедник

Функционирует с 1919 года. Его территория, общей площадью 62,5 тыс. га и охранными зонами площадью 31 тыс. га, состоит из трех участков Обжоровский, Трехизбинский, Дамчикский), расположенных в восточной, центральной и западной частях дельты Волги. Статус Астраханского заповедника – природоохранное научно-исследовательское учреждение, имеющее целью: сохранение и изучение естественного хода природных процессов и явлений, генофонда растений и животных дельты, и разработку научных основ охраны природы. Заповедник входит в международную систему биосферных резерватов, осуществляющих глобальный экологический мониторинг. На Астраханский заповедник возложены задачи, связанные с сохранением биологического разнообразия: поддержание в естественном состоянии охраняемых природных комплексов дельты Волги, проведение экологического мониторинга, распространение экологических знаний и проведение научных исследований.

На акватории заповедника установлен особый режим, которым запрещены; действия, изменяющие гидрологический режим земель и водоемов; разработка полезных ископаемых; нарушение почвенного покрова, рубка, а также иные лесопользования; заготовка лекарственных растений и технического сырья, сенокошение, пастьба скота, размещение ульев пчел, сбор и заготовка дикорастущих плодов, ягод, грибов, орехов, семян, цветов и иные виды пользования растительным миром; строительство зданий, объектов, коммуникаций; промысловая, спортивная и любительская охота, лов рыбы и

иные пользования животным миром; интродукция животных и растений с целью их акклиматизации, применение минеральных удобрений и химических средств защиты растений; нахождение, проход и проезд посторонних лиц, водного и автотранспорта вне дорог и водных путей общего пользования, пролет воздушного транспорта ниже 2000 метров, а также иная деятельность, нарушающая естественное развитие природных процессов, угрожающая нормальному состоянию природных комплексов и объектов.

Астраханский заповедник представляет уникальную природу низовьев дельты Волги – одной из крупнейших дельт мира. Расположение заповедника на границе суши (в дельтовом интразональном районе Прикаспийской провинции зоны пустынь) и озера-моря с весьма изменчивым уровневый режимом, определяет значительную динамичность охраняемых природных комплексов. По принятой классификации территория заповедника относится к пустынной Прикаспийско-бетпакадалинской провинции и находится в ближайшем соседстве с озерной провинцией Каспий. Стык (пограничность) провинций и интразональность дельтовых ландшафтов, а также достаточно сложная геологическая история полигона обуславливают сочетание природных особенностей, свойственных различным биомам.

Геологическое строение и рельеф территории заповедника формировались в процессе длительного развития Волжской дельты. Расположенная у очень мелководной северо-западной части Каспийского моря, с характерными для него значительными колебаниями уровня, нынешняя территория дельты Волги неоднократно становилась то дном моря, то собственно дельтой, то сушей. В каждый из этих этапов накапливались или частично размывались соответствующие комплексы отложений, формировались различные формы рельефа. Наибольшее влияние на генезис дельты оказали эти процессы в раннехвалынское и новокаспийское время,

В формировании рельефа и всего облика суши, водотоков и водоемов дельты, их растительного и животного мира важную роль играет гидрологический режим. Он определяется объемом стока Волги, характером распределения этого стока по сезонам и притокам дельты, силой и направлением ветров, уровнем Каспийского моря. На жизнь природного комплекса низовий дельты сильнее всего влияет половодье. В этот период образуются поймы, в массе нерестятся многие виды рыб. Весенние воды приносят в дельту большое количество взвешенных веществ, оседание которых формирует новые отмели, отмели, острова и косы, ведет к вертикальному и горизонтальному росту существующих островов. Таким образом, водный режим определяет не только облик ландшафтов дельты, но и основные условия существования живого в ее биогеоценозах.

Растительность заповедника представлена тремя типами: лесной, луговой и водной. При инвентаризации флоры здесь выявлено 278 видов (63 семейства, 176 родов), из которых 44 вида 21 семейства, 27 родов) – водные растения. Наземные фоновые виды: ива белая и трехтычинковая, ежевика сизая, тростник южный, двух-кисточник тростниковый, осоки белая и заостренная, паслен персидский. Водные – рогоз узколистный, ежеголовник прямой, сусак зонтичный, лотос орехоносный, водяной орех, нимфейник щитолистный, кувшинка белая, кубышка желтая, сальвиния плавающая, риска малая, валлиснерия спиральная, элодея канадская, наяда морская, хара узбекистанская и обыкновенная, нителлопсис обтуза, энтераморфа. Из видов, сокращающихся в численности, произрастают лотос орехоносный и водяной орех (чили́м), занесенные в Красную книгу России, а также кувшинка белая и кубышка желтая.

Животный мир заповедника принадлежит к европейскому типу с элементами других типов. В фауне млекопитающих около 30 видов: насекомоядных (3), рукокрылых (6), зайцеобразных (1), грызунов (8), хищных (8), ластоногих (1) и парнокопытных (3). В заповеднике отмечено около 230 видов птиц, из них 84 – гнездятся, 105 – появляются в период миграций и зимовки, и около 40 – нерегулярны при перелетах. Основу орнитофауны составляют виды водно-болотного комплекса (48 видов). В пределах заповедника гнездится более 80% видов птиц всей дельтовой области, а в периоды миграций и зимовки отмечено до 96% таких видов. Из пресмыкающихся на территории заповедника обитают 5 видов, из земноводных – 3 вида. В водоемах заповедника обитает 61 вид рыб 2 классов и 14 семейств. В фауне насекомых выявлено около 1800 видов.

6.2.5.2 Государственный природный заповедник "Дагестанский"

Образован в 1987 г. Состоит из двух участков: "Кизлярский залив" и "Сарыкумские барханы". Общая площадь заповедника составляет 19,061 тыс. га, в том числе: плавни – 9,185 тыс. га, акватория Каспийского моря – 9,3 тыс. га, пески – 0,376 тыс. га, пастбища – 0,2 тыс. га. Заповедник образован с целью сохранения в естественном состоянии природных комплексов Кизлярского залива Каспийского моря и бархана Сарыкум со всей совокупностью их компонентов, и, в том числе, животных и растений, занесенных в Красные книги России и Дагестана, ценных охотничье-промысловых видов, а также изучения и охраны крупнейшего миграционного пути перелетных птиц, мест их гнездования и зимовок вдоль западного побережья Каспия. Кроме того, создание заповедника также преследовало цели сохранения уникальных альпийских участков, поголовья дагестанского тура и кавказской серны, безоарского козла и кавказского

тетерева, мест зимовки и гнездования водоплавающих птиц. На государственный природный заповедник "Дагестанский" возложены задачи сохранения биологического разнообразия и поддержания в естественном состоянии охраняемых природных комплексов, а также проведения биологического мониторинга. Для защиты территории заповедника от неблагоприятных антропогенных воздействий, прилегающие к нему участки суши и акватории объявлены охранной (буферной) зоной с регулируемым (и контролируемым заповедником) режимом ограниченной хозяйственной деятельности. Общая площадь буферной зоны составляет 21,065 тыс. га, в том числе: на участке "Кизлярский залив" – 19,89 тыс. га и на участке "Сарыкумские барханы" – 1,175 тыс. га.

Характерной особенностью природных комплексов участка "Кизлярский залив" является выраженность всех стадий постепенной смены разнообразной растительности от приморских плавневых, лугово-болотных и лугово-солончаковых формаций до полупустынных и пустынных комплексов. Флора и фауна являются типичными для прикаспийской низменности и Терско-Сулакской равнины.

Фауна представлена, в основном, водными и околоводными животными и, прежде всего, – птицами. Водоплавающие птицы находят здесь благоприятные условия для гнездования и зимовки. Вдоль западного побережья Каспия проходит миграционный путь птиц, которые перемещаются между Кзыл-Агачским (Азербайджан) и Астраханским заповедниками. На пролете наиболее многочисленны утки, гуси, чайки и другие, а также отмечены занесенные в Красную книгу России и Список МСОП фламинго, кудрявый и розовый пеликаны, султанская курица, краснозобая казарка, беркут, сапсан, стрепет, дрофа. Наиболее многочисленны в заповеднике: лысуха, лебедь-шипун, кряква, чирки, цапли, кулики. На болотистых лугах в большом количестве кормятся каравайки, чибис, большой кроншнеп и др. В полупустынной части побережья залива изредка встречается стрепет, журавль-красавка. Из млекопитающих – в тростниковых крепях обитают: кабан, камышовый кот, енотовидная собака; в полупустынных участках: кормак, степной хорь, тушканчики, лисица, появляются стада сайгаков. Мелководные плесы залива служат местообитанием и нерестилищем осетра, севрюги, сазана, леща, сома, линя, окуня, воibly и других видов рыб.

Участок заповедника "Сарыкумские барханы" представляет собой систему бугров, грядовых песков и барханов. Самый крупный из барханов – Сарыкум достигает абсолютной отметки 262 м. и является крупнейшим не только в России, но и в пределах Европейского материка. Флора указанного участка богата и разнообразна – около 300 видов на площади 1,152 тыс. га. Встречаются редкие, эндемичные виды растений, занесенные в Красную книгу России: джужгун безлистный, василек Майорова, астрагал

кара-кугинский и Лемана. Животный мир представлен семью видами пресмыкающихся (ушастая круглоголовка, быстрая ящурка, оливковый и желтобрюхий полозы, песчаный удавчик, кавказская гюрза и кавказская агама) и птицами (черный гриф, луни, пустельга, козодой, черногрудый воробей).

6.2.5.3 Водно-болотные угодья

К наиболее уязвимым природным участкам относятся также водно-болотные угодья дельты Волги и других районов Каспийского побережья России. Площадь водно-болотных угодий дельты Волги составляет более 1,1 млн. га. В северной части угодий (54,5 тыс. га) расположены выкашиваемые гигрофильные разнотравно-злаковые луга с преобладанием тростника южного на аллювиальных островах. Угодья служат местом выпаса домашнего скота, заготовки сена и нереста рыбы в период половодья. Водоплавающие птицы весьма охотно посещают эти участки в периоды весенних миграций и половодья. Южнее – до морского края дельты расположен тростниковый пояс и ивовые леса (114,2 тыс. га) с многочисленными русловыми водоемами в стадиях формирования или отмирания (ильмени, старицы, култуки). Русловые и отмирающие водоемы служат местообитанием водоплавающих птиц. Здесь гнездится основное поголовье крякв, красноносые чирки, лысухи, серые гуси и лебеди-шипуну. В ивовых лесах образуют гнездовые колонии большие бакланы и различные виды цапель.

На межостровной акватории авандельты (15,3 тыс. га) до середины 80-х годов обитали водоплавающие птицы в период гнездования и летней линьки. Рост глубин и видовые изменения растительности в последнее время ухудшали условия размножения, кормежки и линьки птиц. На пересекающих авандельту многочисленных каналах, окруженных приканальными островами, поросшими тростником, рогозом, ивами, в свободный ото льда период обитают водоплавающие птицы. Остальную часть акватории предустьевого взморья (604,3 тыс. га), занятую подводными лугами валлиснерии спиральной, рдеста гребенчатого, роголистиков, харовых водорослей), освоили водоплавающие птицы в периоды миграций и зимовки, а также после сезона размножения. Увеличение глубин авандельты ухудшает условия обитания орнитофауны и приводит к сокращению площадей сформировавшихся водно-болотных угодий.

Долговременные, значительные по величине изменения уровня Каспийского моря, связанные с ними стремительно протекающие сукцессии биоценозов и, отчасти, растущая антропогенная нагрузка на природную среду Северного Прикаспия, сказываются на состоянии водно-болотных угодий, а также численности и видовом разнообразии

обитающих в дельте Волги птиц. За короткий период, на некогда обмелевшей акватории авандельты, где сформировались высокопродуктивные, обширные по площади угодья, обеспечивающие быстрый рост численности многих видов водоплавающих, колониальных и околоводных птиц, наблюдается сокращение численности отдельных видов гусеобразных, аистообразных, журавлеобразных и ржанкообразных птиц в периоды миграций, гнездования и летней линьки. Однако, основные угодья взморья еще сохраняют высокую продуктивность, а общая численность водоплавающих птиц после сезона размножения составляет порядка 0,9 млн. особей.

6.2.5.4 Реликтовые дельтовые экосистемы Дагестанского побережья

Дельта Самура – уникальный участок Прикаспийского побережья. Нижняя часть бассейна и территория дельты Самура покрыты густым лиановым лесом, представляющим собой уникальный природный ландшафт. Уникальность растительности дельты Самура, кроме ее высокого биоразнообразия, заключается в наличии значительного представительства гирканских реликтовых элементов, а также реликтовых умеренно-субтропических лиановых лесов. Лесные геоценозы дельты Самура регулируют речной сток, создают уникальные условия для воспроизведения и развития кутума – ценной редкой рыбы. Дельта Самура – северная граница распространения теплолюбивых редких видов. В последние годы он подвергается серьезным экологическим проблемам. Реликтовые лесные экосистемы в окружении степей и полупустынь быстро разрушаются при чрезмерных антропогенных нагрузках. Современное хозяйствование в дельте ведется без учета этого фактора и угрожает гибелью всей системе дельты Самура.

Активный водозабор вызывает недостаточность воды и высыхание лесов. Последний подъем уровня моря также способствовал гибели уникальных лесов, т.к. часть из них была затоплена. Кроме того, проникновение морской воды в грунт вызвало засоление почвы. Резко снижено мезофильное гирканско - евросибирское биоразнообразие: в большей части биоценозов оно сменилось менее продуктивным и менее разнообразным ксерофильным видовым составом. Наибольшее распространение получили номадийские и переднеазиатские степные виды, гирканские элементы находятся в катастрофическом состоянии. Однако небольшие площади самовоспроизводящихся лесов сохранились, при их заповедовании возможно восстановление биоразнообразия в дельте Самура.

6.3 ОЦЕНКА ФАКТОРОВ, ЛИМИТИРУЮЩИХ ХОЗЯЙСТВЕННОЕ ОСВОЕНИЕ УНИКАЛЬНЫХ БЕРЕГОВЫХ ЛАНДШАФТОВ РОССИЙСКОГО ПОБЕРЕЖЬЯ КАСПИЙСКОГО МОРЯ, НАКЛАДЫВАЕМЫХ ФОРМИРУЮЩИМИ ИХ ПРИРОДНЫМИ ПРОЦЕССАМИ И ВОЗДЕЙСТВИЕМ ПЛАНИРУЕМЫХ ВИДОВ ХОЗЯЙСТВЕННОЙ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ

6.3.1 Оценка изменчивости природных процессов под влиянием разных видов хозяйственной деятельности

В начале XX столетия на рассматриваемой территории Прикаспия сложилось несколько экономических подрайонов:

- дельта Волги со специализацией на рыбной промышленности, транспортным обслуживанием и сопутствующим сельским хозяйством;
- степные территории кочевого скотоводства Калмыкии и северного Дагестана;
- совмещенная дельта Сулака и Терека, в основном заболоченная и частично используемая для земледелия и скотоводства;
- береговая зона центрального и южного Дагестана с наибольшей для региона плотностью населения и развитым сельским хозяйством и промышленностью.

В целом, можно сказать, что скорее хозяйственная деятельность человека в регионе была под воздействием природных процессов, чем наоборот. Основанием для интенсивного хозяйственного освоения прибрежной полосы Каспийского моря послужило поведение самого Каспия, характерной особенностью которого было длительное, продолжавшееся почти 180 лет, с конца XVIII столетия, падение его уровня. Впоследствии, хозяйственная деятельность в прибрежной полосе Каспийского моря подверглась серьезному испытанию вследствие продолжающегося подъема уровня моря и возникновения реальной угрозы для ряда объектов промышленности, сельского хозяйства, населенных пунктов.

6.3.2 РОЛЬ ТЕХНОГЕННОГО ФАКТОРА В СОВРЕМЕННОМ И ПЕРСПЕКТИВНОМ РАЗВИТИИ ПОБЕРЕЖЬЯ

Каспийский регион является классическим примером макрорегиональной системы, уже длительное время развивающейся в условиях неустойчивых состояний окружающей среды. Его общая площадь (вместе с акваторией Каспийского моря) составляет более 1 млн. км² с населением около 10 млн. человек. Совокупное национальное богатство, накопленное народами, проживающими в его пределах, достигает 8 млрд долларов.

В общем виде в пределах российской части региона выщелются системы с высоким, средним и низким уровнями освоенности. К высокому уровню относятся в первую очередь крупные урбанизированные ареалы, как правило, ориентированные к побережью во всех своих основных градообразующих функциях. Это Астраханская (свыше 500 млн. чел.) и Махачкалинская (около 500 млн. чел.) агломерации и урбанизированный ареал следующего порядка – Дербентский (около 100 тыс. чел.).

Системы со средним уровнем освоенности включают в себя территории дельтовых комплексов и предгорных равнин с высокой плотностью преимущественно сельского населения и интенсивным сельским хозяйством. Это Волжская и Терско-Сулакская дельта и приморская равнина между Самуром и Махачкалинской агломерациями.

Системы с низким уровнем освоенности включают в себя прибрежные части равнин Северного Дагестана и Калмыкии.

Разница в уровнях освоенности и накопленном национальном богатстве между выделенными нами тремя уровнями достигает четырех порядков. Следует учитывать, что спецификой региона является наличие здесь крупных нефтегазовых ресурсов, расположенных, как в периферийных зонах региона, так и на контакте суша - море и непосредственно на акваториях. В этих условиях освоение новых месторождений в зоне воздействия требует глубокой проработки всего комплекса социально-экономических, экологических и общественно-политических факторов реализации проектов. В противном случае в будущем может произойти повторение ситуации в Дагестане или освоения нефтяных месторождений Бакинского и Красноводского районов.

В зоне непосредственного воздействия происходящей сейчас трансгрессивной фазы колебаний уровня Каспийского моря оказалось около 7 млн. га территории с оценочной стоимостью приблизительно 10 млрд. долларов, в пределах которой проживает около 600 тыс. человек населения и сосредоточено национальное богатство на сумму свыше 1 млрд. долларов [772].

Представляется возможным дать следующие рекомендации:

1. Необходима разработка комплексной программы мероприятий по адаптации всего хозяйственного комплекса к неустойчивым состояниям окружающей среды, вызванным колебаниями уровня Каспийского моря,

2. На основе комплексной программы следует разработать ряд целевых подпрограмм, важнейшими из которых являются:

2.1. Подпрограмма "Польдер" в рамках которой разрабатывается проект создания польдеров в наиболее экономически освоенных частях зоны влияния Каспийского моря, где потенциальные ущербы существенно превышают затраты по защите данных территорий. Польдеры должны создаваться как полноценные социально-экономические территориальные ячейки, обеспечивающие весь цикл жизнедеятельности проживающих в их пределах территориальных общностей населения. Одним из направлений сокращения срока окупаемости капиталовложений является создание высокоинтенсивных хозяйственных систем, при этом следует учитывать потребности рыбного хозяйства.

2.2. Подпрограмма "Переселение", в рамках которой разрабатывается проект освоения новых территорий за пределами зоны влияния Каспийского моря, как для размещения эвакуируемых из зоны влияния, так и прибывающих переселенцев и беженцев из южных районов СНГ;

2.3. Подпрограмма "Рекультивация", в рамках которой разрабатывается проект "цивилизованного" ухода с затопляемых территорий;

2.4. Подпрограмма "Инфраструктура", в рамках которой разрабатывается астраханская часть проекта "Дамба-дорога",

3. Частные рекомендации включают в себя следующие предложения;

3.1. Малорентабельные предприятия, попадающие в зону затопления, с устаревшими производственными фондами, необходимо закрыть. При этом появится возможность вкладывать дополнительные капитальные вложения в строительство защитных сооружений для промышленных объектов, оборудованных современными технологиями и являющихся ценными в народнохозяйственном отношении. Необходимо в ближайшее время полностью прекратить новое строительство на побережье.

3.2. При строительстве дамб необходимо предусмотреть возможные пути для размещения железнодорожных и автомобильных магистралей и других объектов инфраструктуры, так как одной из особенностей Приморской зоны является сосредоточение большей части инфраструктуры на побережье, в равнинной части региона. Именно эта часть будет подвержена наибольшему риску при затоплении.

6.4 ОЦЕНКА ЕМКОСТИ МОРСКОГО КУРОРТНОГО ПОТЕНЦИАЛА КОС, ПЛЯЖЕЙ, ДЮННЫХ КОМПЛЕКСОВ, ЛИМАНОВ РОССИЙСКОГО ПОБЕРЕЖЬЯ КАСПИЙСКОГО МОРЯ

6.4.1 Величина существующего рекреационного использования: количество площадей или длины береговой линии, занятых рекреационными объектами, сезонность

Западное побережье Каспийского моря целиком расположено в пределах умеренно теплой семиаридной зоны. Самая южная его часть – Ленкоранский район – относится к влажным субтропикам. Температура воды летом достигает 25–26° С; по количеству солнечных дней западный берег Каспия превосходит Черноморское побережье и очень выгодно отличается от последнего по качеству пляжей. Западное побережье Каспия хорошо обжито, оно доступно для проезда отдыхающих из любых районов России, так как связано и железнодорожным, и автомобильным, и воздушным транспортом практически со всеми центрами страны. Все это определяет благоприятные возможности для активного развития здесь морского отдыха.

В последние десятилетия в Дагестане рекреационная деятельность стала массовым явлением. Возникла новая сфера экономики республики – рекреационное хозяйство с широкой и разветвленной сетью учреждений и маршрутов, обслуживающих отдыхающих. Важнейшей предпосылкой развития в Дагестане массовой рекреации служат исключительно благоприятные природные условия для проведения как активного туристского, так и лечебно-оздоровительного отдыха.

В республике выявлено и описано свыше 300 источников минеральных вод. Многие из них по своим целебным свойствам не уступают всемирно известным источникам. В приморской полосе много озер, дно которых представляет залежи лечебных грязей. Такие грязи могут применяться при лечении самых различных заболеваний. Площадь всех основных грязевых месторождений республики оценивается в 1166 га, а эксплуатационные запасы – до 250 тыс. куб.м, как показано в таблице 6.19. По своему происхождению лечебные грязи относятся к лагунным (месторождения Махачкалинское. Акгель. Большое и Малое Турали, Адж), к гидротермальным (месторождение Тупус) и торфяным (месторождение Каякент).

Таблица 6.19 – Лечебные грязи Дагестана (по данным Московского НИИ курортологии и физиотерапии)

Месторождение	Общая площадь, га	Эксплуатационные запасы, куб. м	Минерализация отжима наиболее характерной грязи, г/л
Махачкалинское	4,8	7,8	23,9
Акгель	130,0	10,0	2,7
Большое Турали	360,0	142,5	215,0
Малое Турали	140,0	38,5	120,0
Тупсус	0,4	8,8	1,8
Берикей	0,6	4,8	71,0
Аджи	530,0	34,2	5,6
ИТОГО	1165,8	246,6	63,9

Согласно схеме развития и размещения производительных сил Дагестана на его территории выделяются три района перспективной туристско-курортной застройки - Приморский. Горный и Северный. В настоящее время самый освоенный из них – дагестанское Приморье. Так, из 159 действующих ныне рекреационных предприятий республики на долю этого района приходится 128 или 81% от общего количества здравниц. В горах и северной зоне расположено соответственно 18 и 13 учреждений рекреации. Единовременная емкость рекреационной сети (коечный фонд) республики составляет около 32 тыс. мест. Из них 26,2 тыс. (83% общей емкости) приходится на здравницы Приморья. 3,9 тыс. (12%) – Горного и 1,5 тыс. мест (5%) – Северного Дагестана.

В настоящее время на Каспийском побережье Дагестана земельные наделы получили 200 различных организаций, на 130 из них уже функционируют рекреационные объекты (в основном сезонного пользования). В летние выходные дни здесь на побережье отдыхают одновременно до 200 тыс. человек, что составляет в среднем по 1000 человек на 1 км берега.

6.4.2 ПРОГНОЗ ПЕРСПЕКТИВ РЕКРЕАЦИОННОГО ИСПОЛЬЗОВАНИЯ БЕРЕГОВ

До недавнего времени Дагестанское побережье обладало значительными рекреационными возможностями, так как из 430 км общего протяжения его береговой линии более 250 км было представлено песчаными и песчано-ракушечными пляжами, которые являются важнейшим условием организации массового морского отдыха.

Современное повышение уровня моря внесло ряд значительных изменений в динамику берегов и неблагоприятно воздействовало на рекреационные условия побережья. В первую очередь, негативное влияние сказалось в резком сокращении

площади и качества пляжей. Этому способствует как подъем уровня моря, так и осуществляемые в последние годы в Дагестане мероприятия по зарегулированию рек, интенсивная разработка пляжных и дюнных песков для строительных нужд. По современным оценкам специалистов. Манасское и Дербентское взморье уже сейчас испытывают острый дефицит в пляжеобразующем материале.

Другое отрицательное последствие современного подъема уровня Каспийского моря – подпор и повышение зеркала грунтовых вод. Заболачивание прибрежной полосы особенно проявляется на низких берегах с широкой зоной современной прибрежной аккумуляции. Такое заболачивание обычно охватывает ту часть низкой террасы, которая непосредственно примыкает к современному пляжу, обычно в таких условиях выраженному в виде пляжа полного профиля или берегового вала. Заболачивание предвальной части прибрежной современной террасы отмечается на многих участках западного побережья Каспийского моря. Это делает труднодоступным пляж для отдыхающих, с одной стороны, а с другой – служит препятствием для возведения даже легких строительных сооружений, необходимых для обслуживания пляжа.

С повышением уровня моря существенно возросло значение нагонных явлений. С учетом возможного дальнейшего повышения уровня моря различные капитальные сооружения рекреационных баз следует возводить в пределах голоценовой новокаспийской террасы, т.е. на отметках около –20 м.

Неблагоприятны фактором для развития массовой рекреации выступает сокращение площадей приморских лесов. Развитие рекреационного хозяйства на взморьях Дагестана во многом сдерживается из-за отсутствия вдольбереговых лесополос, создающих благоприятный для отдыха микроклимат.

В последнее время возросла актуальность вопроса рационального использования и охраны рекреационных ресурсов Каспийского побережья в целом и Дагестанского особенно. Стихийность и бесхозяйственность их использования, а также нецентрализованное освоение побережья приводят к экологическим и механическим нарушениям в береговой зоне и, как следствие, к неизбежным дополнительным затратам на дальнейшую их ликвидацию.

Серьезным сдерживающим фактором развития рекреационного хозяйства на территории Дагестана является низкое санитарно-гигиеническое состояние окружающей среды. Так, в районах городов Махачкала и Избербаш содержание нефтепродуктов и биогенных загрязнителей летом в море превышает допустимые нормы в десятки, а в отдельные периоды – в сотни раз. В таких условиях представляется крайне необоснованным проект ввода в эксплуатацию нефтяного месторождения,

расположенного в шельфовой зоне Каспия в районе Каякентского взморья (месторождение "Инчхе-море").

Большой урон природной среде наносит неорганизованный туризм. В отдельные дни летнего сезона на пляжах Махачкалинского и Манасского взморий общее количество "диких" автотуристов, главным образом из республик Северного Кавказа, достигает 30–40 тыс. человек. В последние годы ведутся работы по упорядочению пляжного отдыха неорганизованных туристов с этой целью на дагестанском побережье отведено несколько пляжных участков для размещения летних туристских лагерей и кемпингов.

В целом строительство здравниц и зон отдыха в Приморском Дагестане пока ведется бессистемно, без соблюдения элементарных санитарно-экологических и архитектурных норм. В настоящее время для организованного отдыха активно используется лишь небольшая часть каспийских пляжей: так, в Дагестане 3/4 побережья практически не освоено и только немногим более 40 км пляжей оборудовано в рекреационных целях. До сих пор в республике отсутствует научно обоснованная программа развития индустрии туризма. Актуальными представляются задачи экономической оценки рекреационных ресурсов, разработки кадастра территорий массового отдыха и обоснованной системы земельно-курортного налогообложения, формирования водохозяйственной инфраструктуры вдоль наиболее освоенных участков Дагестанского взморья, защиты фондов рекреации от разрушительного воздействия каспийских вод и др.

Создание удобной для отдыхающих и, главное, экологически чистой единой курортной зоны Дагестана возможно только при условии возведения устойчивой, единой для всего побережья системы коммуникаций, прежде всего водоснабжения и очистных сооружений. Причем строительство систем водоснабжения и канализации должно опережать или, по крайней мере, вестись одновременно с возведением курортных комплексов. Проблема водоснабжения будет решаться, по-видимому, путем подвода речных вод, а также в результате эксплуатации месторождений подземных вод. Естественно, что водоводы и водопроводы должны прокладываться на значительном удалении от береговой линии и на отметках, исключающих их разрушение морскими волнами.

6.5 ОЦЕНКА ОГРАНИЧЕНИЙ, НАКЛАДЫВАЕМЫХ НА ВИДЫ И СТЕПЕНЬ ХОЗЯЙСТВЕННОГО ОСВОЕНИЯ УНИКАЛЬНЫХ БЕРЕГОВЫХ ЛАНДШАФТОВ РОССИЙСКОГО ПОБЕРЕЖЬЯ КАСПИЙСКОГО МОРЯ С ТОЧКИ ЗРЕНИЯ БЕЗОПАСНОСТИ ХОЗЯЙСТВЕННОЙ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ В СВЯЗИ С ОСОБОЙ УЯЗВИМОСТЬЮ ЭТИХ ПРИРОДНЫХ ОБЪЕКТОВ К ЭКСТРЕМАЛЬНЫМ ПРИРОДНЫМ ЯВЛЕНИЯМ

В отличие от других регионов мира, где проблема влияния изменения уровня моря на хозяйственную деятельность является проблемой отдаленного будущего, в регионе Каспийского моря эта проблема уже сейчас актуальна. Особенностью региона являются постоянные изменения уровня Каспийского моря – сезонные и многолетние, с амплитудой 3–5 метров. Изменения уровня моря приводят к периодическим затоплениям, подтоплению или осушению прибрежных территорий. Современный подъем уровня моря не является экстраординарным явлением и происходит в рамках колебаний уровня, наблюдаемых на протяжении многих лет истории Каспия. Катастрофические последствия происходящего повышения уровня связаны с отсутствием долговременной стратегии хозяйственного освоения территории прибрежной зоны моря как зоны повышенного риска. Российское побережье Каспийского моря (около 700 км), в настоящее время является регионом экологического бедствия, вызванного современной трансгрессией Каспия. В зоне воздействия моря находятся объекты промышленности, транспорта, рекреации и жилые строения в городах Махачкале, Каспийске, Дербенте, Лагани, Сулаке, значительные площади с/х угодий, других ценных земель, и в том числе – заповедных. Длительный период вслед за отступавшим уровнем моря [847] активно осваивались низменные прибрежные территории, которые теперь попали в зону затопления или подтопления.

В настоящее время к факторам, определяющим или усугубляющим возникающие чрезвычайные ситуации вследствие повышения уровня Каспия, относятся: затопление и подтопление прибрежной полосы суши; изменение водного режима, особенно в северной части моря (возрастание длительности и глубины нагонов, интенсивности течений, образование новых мелководий); изменения в гидрохимическом режиме устьевых участков рек, дельты Волги и мелководий (особенно в северной части моря); загрязнение тяжелыми металлами, нефтепродуктами, пестицидами, синтетическими органическими веществами, радиоактивными изотопами, другими вредными и опасными веществами и их соединениями, поступающими в море с речным стоком, вымываемыми из грунта затопляемых территорий и донных отложений, а также в результате атмосферного

переноса; изменение процессов осадконакопления и др.; изменение природных и социально-экономических условия прилегающих территорий в процессе их затопления и подтопления, изменение медико-экологической обстановки на этих территориях, размыв берегов с расположенными на них строениями, потеря затапливаемых и подтапливаемых сельскохозяйственных угодий и др.

Российское побережье Каспия находится в сейсмоактивной зоне, протягивающейся широкой полосой вдоль берега Каспийского моря. С этой зоной связаны очаги сильных землетрясений, возникающих на различных глубинах. Особенно сильным, с драматическими последствиями, было дагестанское землетрясение 1970 г.- сильнейшее за последние 70 лет на Кавказе. Оно достигало в эпицентре 9 баллов по шкале MSK-64. и практически полностью разрушило процветавший ранее поселок Кумтор-Кала. Оно вызвало также резкую активизацию оползневых процессов на береговых склонах. Очаги крупных землетрясений приурочены к участкам сочленения различных блоков земной коры во фронтальной части Дагестанского клина с повышенной активностью новейших и современных тектонических движений.

К геоморфологическим рискам на морских берегах относится абразия. Береговая зона моря является одной из самых динамичных зон Земли, на границе суши и моря происходят постоянные преобразования форм рельефа и слагающих их рыхлых отложений, а береговая линия может достаточно быстро (за несколько лет, иногда за один сильный шторм) выдвинуться в сторону моря или, напротив, далеко отступить в сторону суши в зависимости от определенных условий. В то же время, береговая зона – одна из важнейших в хозяйственном отношении, во многих случаях она несет многоцелевую антропогенную нагрузку, нередко превышающую ее природный потенциал устойчивости. При неблагоприятном сочетании природных и антропогенных факторов могут быть размывы и снесены в море не только многие гектары ценнейших прибрежных земель, но и промышленные и жилые сооружения, дороги, коммуникации и пр. Потери прибрежной территории вследствие размыва волнами влекут отрицательные экономические, юридические, социальные, экологические, медицинские и эстетические последствия.

Основной мерой опасности переработки берегов является интенсивность процесса абразии, которая достаточно полно может быть выражена среднесуточными линейными, площадными или объемными скоростями берегоразрушений за единицу времени (м/год, га/год, м³/м в год) с учетом общей пораженности берега размывом [849]. Наиболее простой и наглядной характеристикой интенсивности переработки берегов служит линейная скорость отступления береговой линии. Исходя из имеющегося фактического материала по морским берегам России, средняя скорость их отступления под

воздействием волн составляет примерно 1,2 м/год. Принимая эту величину за своеобразный критический порог, можно считать, что превышение таких скоростей будет свидетельствовать об опасной ситуации. На этом тезисе основано определение опасных и критических участков морских берегов в соответствии с выделенными 4 категориями абразионной опасности (от безопасной до опасной и весьма опасной) и прослежено их соотношение на каспийском побережье России, как показано в таблице 6.20.

Табл.6.20 – Пораженность российского побережья Каспийского моря процессом абразии (в%)

Категория абразионной опасности	Скорость размыва, м/год	Пораженность берега абразией
Практически безопасная	< 0,5	84
Незначительная опасность	1-2	2
Умеренно-опасная	2-5	8
Опасная и весьма опасная	> 5	6

Морфология и динамика береговой зоны Каспийского моря в значительной степени определяются современными колебаниями его уровня. Недавний подъем последнего вызвал значительную активизацию абразии его берегов и широкое развитие молодых лагунных берегов [850]. Обращает на себя внимание большой процент (84%) материковых берегов, практически не подвергающихся волновому размыву. Главным образом, это низменные осушенные берега Калмыкии и Северного Дагестана с пологим и отмелым подводным склоном, где полностью гасится морская волна. На таких берегах опасность следует ожидать не столько от абразии, сколько от сгонно-нагонных явлений, с которыми связаны смещения береговой линии в ту или другую сторону на несколько десятков километров. Трансгрессивные изменения здесь выразились в расширении зоны осушки за счет надвигания ее на низменные аллювиально-морские равнины [835]. К этой категории берегов отнесен также огромный по протяженности внешний край дельты Волги, который местами нарастает даже в условиях современного высокого стояния уровня моря [772]. Мощные морские аккумулятивные формы района – Брянская и Суюткина косы, образовались благодаря вдольбереговому переносу материала размыва берегов, расположенных южнее. Питающие абразионные участки (с высотой клифа 1–3 м) активизировались (скорость размыва 3-4 м/год) в результате современного подъема уровня моря и относятся к умеренно-опасной категории абразии.

Крупнейшая голоценовая аккумулятивная форма – Аграханская коса с морской стороны была окаймлена песчаными пляжами, которые в трансгрессивный период преобразовались в лагунные берега. В прикорневой части косы в результате гидротехнических преобразований в долине р. Сулак, повлекших на этом участке дефицит

наносов, формируется очаг абразии. При высоте клифа 4–5 м скорость размыва составляет около 10 м/год. Аналогичная ситуация характеризует расположенный южнее Караманский отрезок берега, абразионные уступы которого, выработанные в новокаспийских песчано-гравийных отложениях, протягиваются почти до г. Махачкала. Оба эти участка относятся к опасной категории абразии.

Строение побережья среднего и южного Дагестана (от г. Махачкалы до дельты р. Самур), определяется сложностью структурно-геологического плана и неотектонической подвижностью территории. В береговой зоне характерно последовательное чередование преимущественно абразионных выступов, обусловленных выходами верхне-сарматских известняков, и участков аккумулятивного заполнения. Блокирование берега устойчивыми к абразии известняками, образующими грядовые или ступенчатые бенчи, которые выступают в качестве естественного берегоукрепления, создает предпосылки для относительно умеренных скоростей абразии. Однако, сочетание их со стремительным подъемом уровня моря вызвало на некоторых участках негативные экологические последствия. Особенно тяжелое положение сложилось в г. Дербент, где в зону штормового заплеска попали жилые кварталы и производственные помещения, расположенные на низких регрессивных террасах.

Опасная ситуация отмечается также в районе г. Каспийск. За первое десятилетие современной трансгрессии моря скорость абразии составила здесь 20–25 м/год, что привело к катастрофическим разрушительным последствиям. Интенсивная абразия на этом участке спровоцирована и техногенным вмешательством в береговые процессы, выразившимся в строительстве и дальнейшем удлинении молв портового ковша, перехвативших южный поток наносов.

Самым южным участком современного размыва берега является Самурский. К концу 1980-ых годов была смыта полоса аккумулятивной суши шириной в 300 м. Уступ размыва высотой 1 м фиксируется поваленной древесной и кустарниковой растительностью, успевшей освоить дельтовые пространства.

В целом, на российских берегах Каспия явное преобладание имеет первая категория опасности – практически безопасная, а среди абразионных берегов Дагестана – умеренно-опасная (скорость размыва 2-5 м/год). При возможном продолжении подъема уровня моря соотношение берегов с разной категорией опасности будет меняться, прежде всего, за счет интенсификации размыва клифов и перехода берега в более высокую категорию опасности. На низменных отмелях берегах, где в настоящее время волнение ослаблено, повышающийся уровень моря может подойти к более крутым склонам, где возможно активное воздействие морского волнения, и тогда протяженность берегов

первой (безопасной) категории будет сокращаться [155, 201, 851, 852, 853, 854].

Критическая экологическая ситуация в прибрежной зоне Каспийского моря и на его акватории усугубляется также крайне неблагоприятной экологической ситуацией в бассейне моря, в связи с тем, что акватория моря и устьевые части впадающих в него рек аккумулируют загрязнения, формирующиеся на водосборе. Поднимающийся уровень моря оказывает также значительное влияние на экологическое состояние прилегающей суши. Происходит подпор поверхностного речного и подземного стока в зонах разгрузки грунтовых вод, заболачивание низменных территорий и постепенное их засоление морскими водами с соответствующими последствиями (снижение продуктивности сельскохозяйственных угодий, уменьшение биологического разнообразия, негативное изменение природных экосистем). Из ряда экологических проблем региона важнейшими следует считать: ухудшение условий жизнедеятельности населения и состояния его здоровья, качественное и количественное истощение природных ресурсов (включая биоресурсы), используемых в хозяйственном обороте; загрязнение морской среды и деградация водных ресурсов.

При современном подъеме уровня моря загрязнение прибрежной зоны происходит за счет размыва и затопления берегов, разрушения волнением канализационных систем и сброса неочищенных вод [848]. В результате в прибрежных водах значительно возросло содержание тяжелых металлов и микробиологических загрязнителей. Существенно увеличилось содержание в воде и осадках нефтепродуктов. Высока загрязненность побережья твердыми бытовыми отходами – продуктами первичной переработки сельхозсырья и легкой промышленности, которых здесь скопилось более 920 тыс. т, что составляет свыше 50% бытовых отходов республики Дагестан [769]. Результатом загрязнения прибрежных вод является ухудшение их санитарного состояния, потеря их рекреационных свойств, снижение качества морепродуктов и в первую очередь – рыбы.

Промышленная, сельскохозяйственная и муниципальная деятельность ведут к значительной техногенной трансформации геохимического состояния речных бассейнов. Наряду с анализом качества поверхностных вод, необходимым блоком комплексной оценки экологического состояния регионов является анализ загрязнения донных отложений водоемов. Донные осадки обладают способностью к аккумуляции существенной части поступающих загрязняющих веществ и служат хорошим индикатором техногенного геохимического воздействия. Колебания уровня моря определяют изменения условий миграции и концентрации химических элементов в донных отложениях. Изменение условий среды может приводить к значительному вторичному загрязнению поверхностных вод [855, 856, 857].

При подъеме уровня моря общая тенденция изменения почв и растительности при наступании моря – гидроморфизация, часто сочетающаяся с засолением почв и галофитизацией растительного покрова. Изменение гидрогеологического режима территории приведет к резкому изменению направленности процессов почвообразования, главным образом рассоления-засоления, гумусонакопления-дегумификации. Усиление гидроморфизма, заболачивание почв в зоне подтопления могут привести за сравнительно короткое время к смене химического состава почвенных разностей, возникновению восстановительных процессов, оглеению. В растительном покрове произойдет увеличение роли тростниковых сообществ за счет луговых, уменьшение площади сенокосных угодий за счет наиболее ценных в хозяйственном отношении лугов.

Общая тенденция изменения растительности при отступании моря – развитие процессов остепнения и опустынивания, гаофитизации растительного покрова, увеличение роли псаммофильных группировок на развееваемых песчаных отложениях. В условиях понижения уровня Каспия трансформация почвенного покрова будет направлена в сторону увеличения степени засоления почв, коррелирующим с дегумификацией и дефляцией. Перестройка растительного покрова при любом из рассматриваемых сценариев несомненно будет сопровождаться расширением площади группировок однолетников и эфемеров, с чем связано снижение защитной роли растительности в экосистемах и общее уменьшение запасов фитомассы.

Влияние изменения уровня моря на формирование биологической и рыбной продуктивности Северного Каспия. Каспийское море, являясь внутриматериковым замкнутым водоемом в эпохи различной увлажненности водосборной части бассейна испытывает, как и любое озеро, сезонные и, особенно значительные, многолетние колебания уровня воды. Значительные колебания уровня моря коренным образом изменяют экологические условия устьевых областей рек и моря, его продуктивные свойства. При высоком положении зеркала водоема увеличиваются объем и площадь Каспия, особенно его северной части. Именно Северный Каспий является наиболее продуктивной и значимой для рыбного хозяйства частью моря.

Повышение уровня моря связано с увеличением продуктивности Каспия, что определяется следующими предпосылками: рост площади моря и, тем самым, расширением кормового ареала для рыб, численности донных организмов; расширением контрастной, пограничной зоны "море - суша"; перестройкой биоценозов с увеличением численности комплексов слабосоленоводной и сопоноводной фауны под воздействием понижения вод Северного Каспия; увеличение выживаемости молоди рыб под совокупным воздействием всех вышеперечисленных факторов. Совокупной причиной

является также то обстоятельство, что периоды трансгрессии уровня Каспия совпадают с повышенной водностью р.Волги, то есть благоприятными условиями размножения.

Изменение уровня моря в сторону повышения или его понижения вызывает следующие основные экологические изменения в устьевой области Волги и моря; увеличение (уменьшение) объема и площади моря, расширение (сокращение) опресненной буферной зоны в море; преобразование гидрографической сети в устьевых областях рек; отмирание (увеличение) надводной растительности на взморье; геоморфологические изменения на морском крае дельты Волги; наступление моря на сушу или, наоборот, его отступление; затопление (появление) островов и шалыг в Северном Каспии; опреснение (осолонение) Каспийского моря; изменение водообмена (усиление или ослабление) между отдельными частями моря; изменение термохалинной структуры в средней и южной части моря; изменение нагульных ареалов рыб в пределах всего моря; улучшение (ухудшение) условий нагула взрослых рыб и их молоди, их выживание; повышение (понижение) потенциальной продуктивности Северного Каспия (вместе с устьевой областью Волги) [772].

Следует отметить, что после смены периода однонаправленных изменений понижения или повышения уровня моря на противоположные полного адекватного предыдущему периоду восстановления экологических условий не происходит, в том числе и уловов рыб, что показано в таблице 6.21. Это объясняется возникающим не полным соответствием условий размножения рыб в реке и их нагулу в море, а также тем обстоятельством, что экологические условия в целом не восстанавливаются.

Повышение уровня моря приведет к улучшению биогидрологического режима и, как следствие, увеличению численности рыб, кроме туводных. Это позволяет предполагать, что наиболее благоприятным для сохранения и дальнейшего увеличения биологических ресурсов Каспия является уровень от – 27,0 до – 27,5 м абс. Дальнейшее повышение уровня моря приведет к потере нерестилищ туводных рыб в авандельте р. Волги и култучной зоне, ухудшению условий размножения полупроходных и туводных рыб в нижней зоне дельты за счет нагонно-ветровых явлений.

Таблица 6.21 – Уловы рыб в Волго - Каспийском районе (без сельдей и килек)

Периоды, лет	Средняя отметка уровня моря, м абс.	Сток р. Волги, км ³	Уловы рыб, тыс.т.
1890-1930	-25,58	265	323,9
1932-1936	-26,00	215	340,1
1941-1955	-28,03	256	238,1
1961-1970	-28,32	236	103,4
1975-1984	-28,70	226	87,1
1985-1991	-27,58	280	81,8

6.6 ОБЗОР АНТРОПОГЕННЫХ ВОЗДЕЙСТВИЙ НА БИОРАЗНООБРАЗИЕ

После распада СССР эффективность механизмов охраны окружающей среды и рационального использования биологических ресурсов региона Каспийского моря значительно снизилась, некоторые из них перестали работать.

Экологический кризис, охвативший многие регионы России, в значительной степени затронул и прикаспийский регион. На протяжении последних десятилетий на него особое влияние оказали антропогенные факторы и, в первую очередь, зарегулирование Волги, размещение в бассейне промышленных, в том числе химических, производств, добыча углеводородного сырья, стоки коммунального хозяйства и т.п.[858].

В последние годы наряду с традиционным загрязнением в водоемах бассейна Каспийского моря обнаруживаются опасные химические соединения (диоксины, хлор органические пестициды, бензапирен, полихлорвинилы и др.) Среднегодовая токсическая нагрузка только на экосистемы р. Волги и ее притоков в 5 раз превосходит среднегодовую токсическую нагрузку на водные экосистемы других регионов России.

Нерациональное и бессистемное развитие хозяйства в регионе, кризисная экономическая ситуация, острота экологической обстановки, напряженность в социальной сфере и начавшийся каспийский нефтяной бум, дают основание предполагать, что экологическая обстановка Каспийского моря будет усугубляться.

Отсутствие комплексных научно обоснованных подходов к освоению прикаспийского региона и размещения производительных сил привело к необоснованно высокой концентрации экологически опасных производств в непосредственной близости от моря. В воздушный бассейн этого региона ежегодно выбрасывается сотни тысяч тонн оксидов серы и азота, углеводородов, меркаптана, бензпирена и других загрязняющих веществ. С речным стоком в Каспийское море поступает основной объем загрязняющих веществ, составляющий порядка 80 –90% от общего. Это соотношение прослеживается практически по всем ингредиентам (нефтеуглеводороды, фенолы, СПАВ, органические вещества, металлы и др.), концентрации загрязнителей в устьях зачастую существенно превышают предельно допустимые (в 10 и более раз). Вынос загрязнений имеет постоянный характер, мало изменяясь от года к году и от сезона к сезону.

Как аварийное можно рассматривать ухудшение качества воды в р. Терек (средняя концентрация нефтяных углеводородов составляет 4 –10 ПДК, максимальная – 100–700 ПДК) и малых рек Терского бассейна в результате кустарной переработки нефти за пределами Дагестана, нефтяной шлак сбрасывается в р. Яман-Су, содержание

нефтепродуктов в которой превышает 150 ПДК, пойма реки на территории Новолакского и Хасавюртовского районов покрыта нефтяной пленкой, идет загрязнение р. Сулак в нерестовый период, воздушный бассейн загрязнен сажей [772].

В последние сорок лет экосистема Северного Каспия пережила кризис, связанный с зарегулированием стока р. Волги, сбросом в бассейн загрязненных, и в первую очередь, токсическими веществами промышленных стоков, а также подъемом уровня Каспия, затопившим участки суши, на которых складировались или хранились ядохимикаты, удобрения, нефтепродукты, осуществлялось захоронение павших сельскохозяйственных животных.

Основным богатством Каспийского моря издавна считалась рыба, и рыболовство никогда не теряло своего огромного значения, особенно в северной части, которая дает 80% всей вылавливаемой в Каспии рыбы. Из 124 видов и подвидов каспийских рыб только 40, среди которых на протяжении многих веков главным объектом являлись осетровые (белуга, осетр, севрюга) Только в условиях Каспия при наличии пастбищ и значительного ареала могло сформироваться самое многочисленное в мире стадо осетровых. В настоящее время Каспий дает порядка 40% рыбы, добываемой во внутренних водоемах России Уникальность рыбных богатств Каспийского моря определяется, прежде всего, тем, что единственный водоем не только в нашей стране, но и во всем мире, где сосредоточено 90% мирового запаса осетровых рыб.

По запасам ценных видов рыб пресноводного комплекса (судак, сазан, лещ, вобла, сом, щука и др.) Каспий занимает первое место среди внутренних водоемов страны.

Северный Каспий является жизненно важным ареалом и для каспийского тюленя. Этот вид типичный представитель настоящих тюленей, у которых наиболее важные процессы спаривание, щенка, лактация происходят на ледовых залежках.

Вследствие антропогенного воздействия на весь природный комплекс Каспийского бассейна (зарегулирование стока вод, применение химических удобрений и ядохимикатов, нефте- и газодобычи, строительства и эксплуатации химических и предприятий, отсутствие или малая эффективность очистных сооружений) за последние сорок лет произошло значительное сокращение запасов ценных рыб, в первую очередь, осетровых.

В течение последних десяти лет промысловая экосистема подвержена перепромыслу, главной причиной которого являются переловы осетровых в открытом море, осуществляемые браконьерами. Эти переловы совпали с неблагоприятными для осетровых периодами маловодности нерестовых рек (конец семидесятых – начало восьмидесятых годов).

6.7 РЕКОМЕНДАЦИИ ПО ПЕРСПЕКТИВНОМУ ЭКОНОМИЧЕСКОМУ ОСВОЕНИЮ УНИКАЛЬНЫХ БЕРЕГОВЫХ ЛАНДШАФТОВ РОССИЙСКОГО ПОБЕРЕЖЬЯ КАСПИЙСКОГО МОРЯ С ОПРЕДЕЛЕНИЕМ ДОПУСТИМЫХ ВИДОВ ХОЗЯЙСТВЕННОЙ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ

6.7.1 Перспективы экономического развития прибрежной территории

Объективная значимость экологических проблем региона в настоящее время еще не привела к реальной приоритетности этих проблем во внешней политике государств Прикаспия, что, однако, оставляет возможность их использования в качестве определенного стимула при формировании действенного механизма межгосударственного сотрудничества, отвечающего глубинным национальным интересам стран региона. Относительная автономность блока экологических проблем региона позволяет одновременно надеяться на возможность продолжения активного поиска нетрадиционных путей организации межгосударственного природоохранного сотрудничества с привлечением заинтересованных международных организаций даже при временном отсутствии общего согласия о механизме организации регионального сотрудничества.

Интерес международных организаций к экологической проблематике Каспийского региона образом связан как с возросшим значением этого региона и его ресурсов для мира, так и с возможностью использовать накапливаемый здесь опыт решения проблем оптимизации природопользования в условиях значительного повышения уровня моря как модели потенциальных последствий глобального потепления климата. Поиск решения природоохранных проблем в условиях продолжающегося подъема уровня Каспия приобретают роль модели (прецедента) для поиска оптимальных путей реагирования на ожидаемые последствия глобального потепления климата. В этой связи Программа ООН по Окружающей среде (ЮНЕП) – Центр программной деятельности по Океанам и прибрежным районам (ОКА/ПАК) инициировал и осуществляет координацию деятельности чрезвычайно важной для налаживания межгосударственного природоохранного сотрудничества Рабочей группы по последствиям изменений климата в регионе Каспийского моря, наряду с аналогичной деятельностью в 11-и других регионах, охватываемых Программой региональных морей ЮНЕП.

Определенный интерес представляет также опыт поиска путей регионального сотрудничества государств, имеющих достаточно противоречивые экономические и политические интересы при использовании природных ресурсов на фоне общих экологических проблем. Решение этих проблем требует, однако, согласованной

природоохранной политики. Одной из важнейших задач международного сотрудничества в регионе является контроль современного состояния, определение и/или подтверждение статуса существующих природоохранных и заповедных территорий (и акваторий) и выявление возможности организации новых объектов такого рода.

6.7.2 ДОПУСТИМЫЕ ВИДЫ ХОЗЯЙСТВЕННОЙ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ

Для определения стратегии хозяйственной деятельности на побережье Каспийского моря в условиях современных и прогнозируемых колебаний его уровня, управления использованием и охраной природных ресурсов, регулирования хозяйственной деятельности, безопасного расселения жителей, а также принятия эффективных мер инженерной защиты в прибрежной полосе важное значение имеют работы по установлению границ территории, находящейся в зоне периодического затопления и подтопления, что показано на рисунке 6.31.

Район	Высота нагона, м	Береговые процессы
1	1,0-1,5	Пассивное затопление, подтопление, миграция русел рек
2	1,5-2,0	
3	1,5-2,0	
4	2,0-2,5	
5	3,0-4,0	Пассивное затопление и подтопление
6	2,0-3,0	Затопление, подтопление с размывом берегов
7	1,5-2,0	
8	1,0-1,5	
9	До 0,5	Подтопление
10	0,6-1,5	Пассивное затопление и подтопление, аккумуляция и размыв берегов
11	0,5-1,0	Размыв берегов
12	0,5-1,0	Аккумуляция
13	0,5-1,0	Размыв берегов

Районы: Астраханская область: 1 – Володарский, 2 – Камызякский, 3 – Икрянинский, 4 – Лиманский; Республика Калмыкия: 5 – Каспийский, Республика Дагестан: 6 – Тарумовский, 7 – Кизлярский, 8 – Бабаюртовский, 9 – Кизимортовский, 10 – Кировский район Махачкалинского горисполкома, 11 – Карабудахкентский, 12 – Новокаякентский, 13 – Дербентский. Прочие обозначения: 14 – современная береговая линия; 15 – береговая линия второй половины XIX – начала XX столетия; 16 – граница периодического затопления максимальными нагонами при современном уровне моря, 17 – граница периодического затопления и подтопления при будущем уровне моря на отметке – 25 м; 18 – береговая линия 1977 г. и в XVII в.

Рисунок 6.31 – Схема условий затопления и подтопления по административно-территориальным районам

В 1992 г по заказу Роскомвода сотрудники географического факультета МГУ составили карту территории особого режима хозяйственной деятельности в зоне периодического затопления и подтопления побережья Каспийского моря в пределах Российской Федерации масштаба 1: 600 000. В этой работе приняли участие специалисты институтов Астрахангипроводхоза, Даггипроводхоза, Севкавгипроводхоза, Прикаспийского филиала Госцентра "Природа". Научной основой для составления карты послужили результаты геоморфологических, морфодинамических, исторических и археологических исследований на побережье Каспийского моря, данные натурных наблюдений за экстремальными уровнями затопления побережья нагонными водами и паводковыми наводнениями, а также карта динамики российских берегов Каспия (М 1:300000) и представленные в материалах ТЭД "Каспий" результаты моделирования процессов подтопления побережья при трансгрессивных подъемах уровня Каспийского моря. Эта карта стала основным документом при разработке правительственно-административных решений об установлении границ территорий особого режима хозяйственной деятельности на побережье Каспийского моря в пределах РФ.

Особый режим хозяйственной деятельности на территории Республики Дагестан, Республики Калмыкия и Астраханской области установлен Минприроды России, Роскомводом, Роскомземом, Советом Министров Республики Дагестан, Советом Министров Республики Калмыкия, администрацией Астраханской области в соответствии с распоряжениями Президента РФ от 31 октября 1992 г № 643-рп и Правительства РФ от 17 ноября 1992 г № 2104-р с целью защиты населения и уменьшения ущерба народному хозяйству, обеспечения комплексного использования и охраны природных ресурсов и предотвращения загрязнения морской среды. Указанными органами исполнительной власти утверждено Положение об особом режиме хозяйственной деятельности на территории побережья Каспийского моря в зоне периодического затопления и подтопления, которое имеет силу нормативного документа. Территория особого режима хозяйственной деятельности находится в полосе внутриволновых (многолетних) колебаний уровня Каспийского моря и по условиям затопления и подтопления подразделяется на три зоны.

Первая зона охватывает территорию, затопленную морем без учета ветровых нагонов от отметки -29 м абс. до современной береговой линии. Эта территория может быть вновь обнажена при падении уровня моря.

Вторая зона соответствует территории в границах кратковременного ветро-нагонного затопления и устойчивого подтопления при современном уровне Каспийского моря. Границы этой зоны ежегодно уточняются.

Третья зона включает территорию возможного затопления в случае дальнейшего подъема уровня Каспийского моря до отметки -25 м абс. (которая соответствует положению береговой линии в XIX – начале XX столетий) и территорию возможного затопления и подтопления с учетом паводков при этом уровне моря. Границы возможного подтопления в третьей зоне определяются расчетным методом.

В основу предложений по установлению границы и районированию территории особого режима хозяйственной деятельности Астраханской области в зоне периодического затопления и подтопления положены следующие данные о водном режиме Каспийского моря и его бассейна и развитии береговых процессов:

- многолетние и межвековые циклические колебания уровня Каспийского моря с амплитудой соответственно 3–4 и 7–8 м периодически затапливают прибрежную территорию и являются важнейшими природными факторами, определяющими возможность хозяйственного освоения и использования этой территории;
- ветровые нагоны морской воды высотой до 2 м и более регулярно подтапливают прибрежную территорию и определяют специфику ее хозяйственного использования;
- абразия морских берегов и русловые процессы в протоках дельты обуславливают отступление берегов и разрушения зданий и сооружений, попадающих в зону размыва;
- подъем уровня грунтовых вод на участках прибрежной территории в результате подпора поверхностного и подземного стоков морскими водами ограничивает сельскохозяйственное производство и капитальное строительство на этих участках;
- регулирование речного стока и безвозвратное водопотребление в объеме до 41 км³/год влияет на гидрологический режим дельты и сезонный ход уровня моря, способствует уменьшению скорости и высоты подъема уровня (на 1–1,5 м за последние 15 лет) в фазу трансгрессии моря;
- расширение территории и увеличение застройки приморских городов и населенных пунктов, разработка месторождений полезных ископаемых изменяют геодинамические и гидрогеологические условия участков побережья;
- временные защитные сооружения в виде насыпных дамб нарушают режим естественного оттока вод в море при нагонно-сгонных явлениях и увеличивают увлажненность почв на сельскохозяйственных угодьях.

Граница и структура территории особого режима хозяйственной деятельности в зоне периодического затопления и подтопления устанавливается на основании имеющихся данных и экспертных оценок. Это необходимо для разработки и реализации комплекса первоочередных неотложных мер по предотвращению затопления и подтопления городов, населенных пунктов, производственных и непроизводственных объектов,

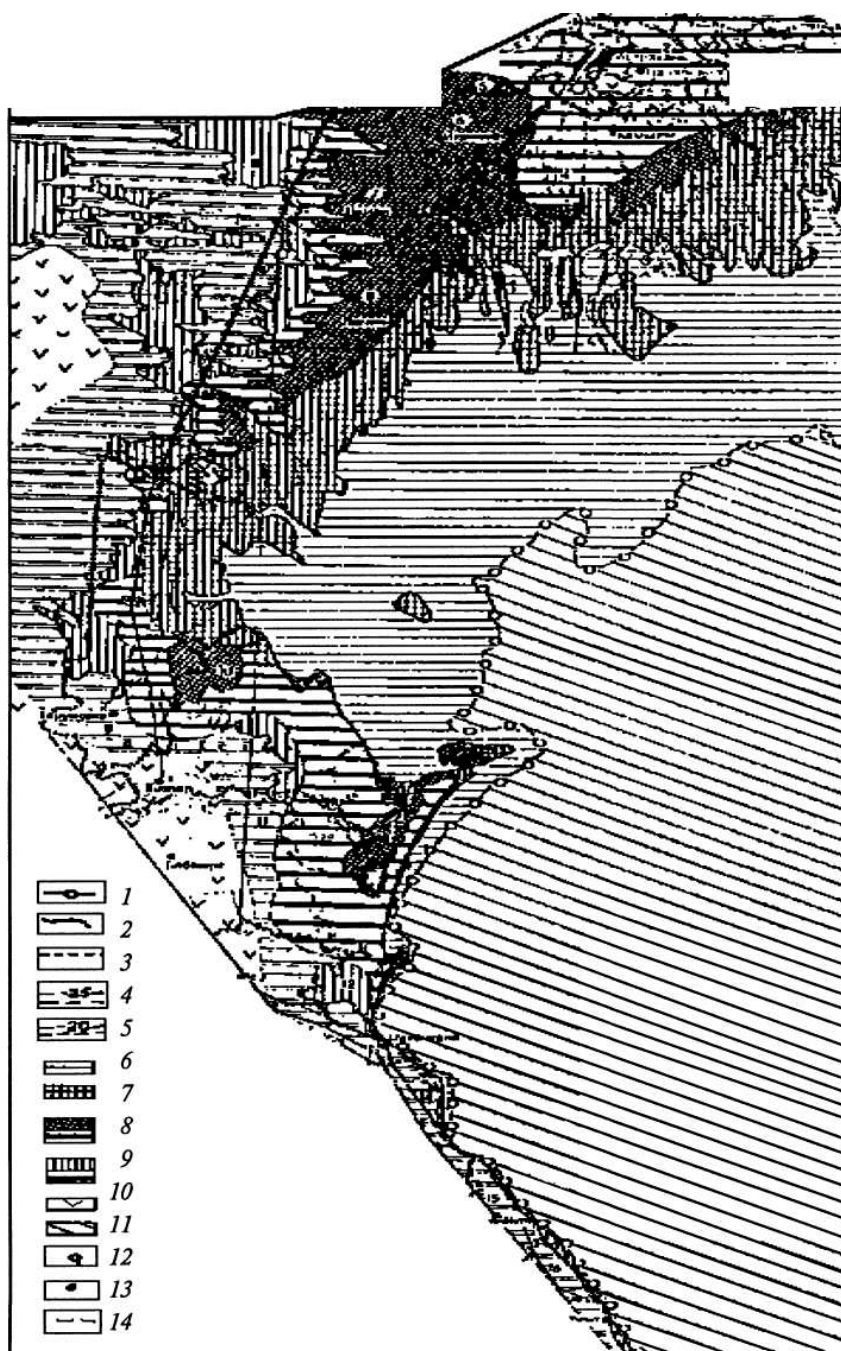
сельскохозяйственных угодий и других ценных земель, расположенных в прибрежной полосе Каспийского моря.

Граница территории особого режима хозяйственной деятельности в зоне периодического затопления и подтопления устанавливается на отметке – 23 – 22 м аба, исходя из анализа положения уровня Каспийского моря в период предыдущей трансгрессии в XIX и начале XX столетия, когда уровень моря был выше современного и находился на отметках –25,3 и –26,0 м абс, а также с учетом распространения зоны нагонов и подъема уровня грунтовых вод вглубь материка. Эта территория от современного уреза моря до отметки –23 – –22 м абс. районирована по условиям затопления и подтопления и степени риска для хозяйственной деятельности, как показано на рисунке 6.32.

Граница и структура территории особого режима хозяйственной деятельности в зоне периодического затопления и подтопления будет уточняться на основании прогнозов изменения уровня Каспийского моря и данных детальных комплексных исследований побережья и анализа динамики природных границ, с учетом водохозяйственных мероприятий, направленных на уменьшение амплитуды колебаний уровня моря.

Особый режим хозяйственной деятельности в зоне периодического затопления и подтопления предусматривает:

- защиту населения от опасного воздействия вод при затоплении и подтоплении прибрежной территории;
- запрещение, регулирование и стимулирование хозяйственной и другой деятельности в зависимости от риска негативного влияния вод с целью недопущения и преодоления ущерба и приспособления хозяйства к меняющимся условиям в зоне периодического затопления и подтопления;
- защиту зданий и сооружений, объектов производственного и непроизводственного назначения, сельскохозяйственных угодий и других ценных земель от негативного воздействия вод;
- предотвращение загрязнения, засорения и истощения морской среды и других водных объектов от источников загрязнения, находящихся в зоне затопления и подтопления;
- восстановление земель для хозяйственного использования, создание искусственных пляжей для предотвращения размыва берегов и сохранения рекреационной зоны;
- регулирование водного режима и восстановление баланса наносов с целью предотвращения катастрофического затопления, подтопления и разрушения берегов.



Границы территории особого режима хозяйственной деятельности: 1 – нижняя граница древней затопленной территории (-35 м абс); 2 – современная береговая линия (-27 ± 0,5 м абс); 3 – граница затопления и подтопления нагонами и подпорными водами при современном уровне моря; 4 – граница затопления и подтопления при подъеме уровня моря до отметки -25 м абс; 5 – границы возможного экстремального затопления и подтопления при уровне моря -25 м абс Территории особого режима хозяйственной деятельности: 6 – затопление морем; 7 – современного кратковременного затопления и подтопления; 8 – затопления и подтопления при подъеме уровня моря до отметки -25 м абс; 9 – возможного затопления и подтопления при подъеме уровня моря до отметки -20 м абс; 10 – территории вне зоны возможного затопления; 11 – акватория вне зоны возможного осушения; 12 – номера административных районов; 13 – города и населенные пункты; 14 – границы административных районов.

Рисунок 6.32 – Карта территории особого режима хозяйственной деятельности в зоне периодического затопления и подтопления побережья Каспийского моря в пределах Российской Федерации. Составители: Е.И. Игнатов, Л.И. Калинина, Ю.В. Кочемасов.

На основании предварительной интегральной оценки природных условий ведения хозяйства территория особого режима хозяйственной деятельности в зоне периодического затопления и подтопления разделена на три района:

- затопления и чрезвычайной ситуации в границах территории, на которой происходит разрушение жилищ, производственных зданий и сооружений и других объектов народного хозяйства;
- подтопления и ограничения хозяйственной деятельности на территории распространения регулярно повторяющихся нагонных явлений, сезонных паводков и близкого к поверхности залегания грунтовых вод при современном уровне моря;
- вероятного затопления и подтопления при повышении уровня моря и регулирования хозяйственной деятельности.

Внутри районов территории особого режима хозяйственной деятельности в зоне периодического затопления и подтопления выделяются подрайоны, конкретизирующие условия затопления и подтопления и режим хозяйственной деятельности.

Территория особого режима хозяйственной деятельности не включает участки суши, расположенные на положительных формах рельефа, которые не испытывают периодического затопления и подтопления.

Участки застроенных территорий и сельскохозяйственных угодий, где избыточное обводнение, загрязнение и засорение связано с неправильной эксплуатацией коммуникационных сетей дренажных систем, относятся к районам экологического неблагополучия, и контроль хозяйственной деятельности в этих районах осуществляется в соответствии с особыми правилами, устанавливаемыми природоохранными органами.

6.8 ПРЕДЛОЖЕНИЯ ПО МЕХАНИЗМУ УРЕГУЛИРОВАНИЯ МЕЖОТРАСЛЕВЫХ ПРОТИВОРЕЧИЙ ПРИ ИСПОЛЬЗОВАНИИ БЕРЕГОВЫХ ПРИРОДНЫХ КОМПЛЕКСОВ

Комплекс проблем, связанных с состоянием и рациональным использованием окружающей природной среды Каспийского региона и требующих первоочередного изучения, охарактеризован следующим образом.

Водный баланс и прогноз уровня режима моря. Надежный прогноз динамики уровня Каспия - отправная точка для всех мероприятий, проводимых в регионе. На сегодняшний день такой прогноз отсутствует, имеются только сценарные оценки последствий изменений уровня. Долгосрочный прогноз колебаний уровня и его текущее уточнение являются ключевым условием разработки и поэтапной реализации мероприятий по обеспечению рационального природопользования в регионе.

Геология и геоморфология побережья, динамика береговой и устьевых зон, экология побережья. Изучение трансформаций природных комплексов под воздействием изменений уровня моря должно позволить избежать негативных последствий таких трансформаций при проведении защитных мероприятий и предупредить возникновение кризисных ситуаций природно-антропогенного характера.

Качество морских вод и состояние водных экосистем Каспия. В прибрежной зоне одним из важнейших факторов формирования качества вод являются колебания уровня, причем при подъеме уровня интенсифицируется вынос загрязняющих веществ с затопляемых и подтопляемых территорий, в ряде случаев происходят негативные трансформации прибрежных экосистем,

Научное обоснование решения социально-экономических проблем для достижения устойчивого развития прибрежных территорий в условиях высокого эколого-экономического и социального риска. Необходимо постоянное и оперативное отслеживание и прогнозирование развития социально-экономической ситуации, согласование федеральных и региональных интересов и приоритетов.

Научное обоснование решения медико-экологических вопросов, в значительной степени связанных с негативными последствиями колебания уровня моря. Охрана здоровья и жизни населения региона, предотвращение критических ситуаций и медико-экологическая профилактика в зонах риска требуют соответствующего прогноза и оперативной корректировки.

Научное обоснование нормативно-правового обеспечения мероприятий по рациональному природопользованию в регионе. На сегодняшний день отсутствует или недостаточно разработан правовой и имущественный режим реализации мероприятий, связанных с преодолением негативных последствий колебаний уровня моря, неясны вопросы разграничения полномочий федеральных и региональных властей, социально-экономических гарантий населению, собственности на отчуждаемые земли, природные ресурсы, защиты инвестиций и др. Определенные проблемы возникают и при формировании международно-правового режима природопользования в регионе Каспийского моря,

Научное обоснование комплексного природоохранного мониторинга, создания региональной геоинформационной системы и использования ГИС-технологий для решения экологических проблем. ГИС должна формироваться как на основе систематизации накопленных к настоящему времени данных, так и организацией соответствующих специальных исследований. Основой ГИС-технологий для выработки систем мероприятий по охране и рациональному использованию побережий должны быть базы данных по кадастру побережья и по комплексному мониторингу береговой зоны. ГИС, включающая полный банк данных и материалов по региону и методику управления природными системами, должна стать основой изучения и решения проблем Каспийского моря на национальном и региональном межгосударственном уровнях. Использование ГИС-технологий перспективно как для исследовательских целей, так и для обоснования принятия практических, политических и экономических решений по оптимизации природопользования.

Международное сотрудничество в Каспийском регионе. Необходимым условием формирования и осуществления эффективной национальной российской и согласованной международной политики в области природопользования и охраны окружающей природной среды региона является определение современного, согласованного со всеми прибрежными государствами, правового режима Каспийского моря. В отсутствие договоров, определяющих механизм регионального межгосударственного сотрудничества, объективная заинтересованность государств региона в решении общих приоритетных экологических проблем Каспия оставляет некоторые возможности для формирования скоординированной природоохранной политики этих стран с использованием опыта и при участии международных организаций. При этом приоритетной задачей организации межгосударственного природоохранного сотрудничества в регионе является разработка плана согласованных действий по оптимизации природопользования и по охране окружающей природной среды, а также

соответствующего механизма выполнения этих действий.

Международное сотрудничество оказывается особенно эффективным в области проведения совместных научных исследований и экологического мониторинга региона, согласованных усилий по уменьшению диапазона колебаний уровня моря, согласования и выполнения правил рационального использования, охраны и воспроизводства природных ресурсов региона, в первую очередь, водных и биологических ресурсов Каспийского моря.

Совместное решение экологических проблем региона для достижения условий его устойчивого развития требует создания специального фонда Прикаспийских государств с участием международных природоохранных организаций, разработки и согласования правил и источников формирования и функционирования такого фонда. Особенности хозяйственной деятельности в прибрежной зоне Каспия требуют разработки особых природосберегающих правил и технологий такого хозяйствования, определения особых нормативов инвестирования и страхования, а также отчислений в фонд природоохранной и природовосстановительной деятельности.

В складывающейся ситуации необходимо разработать межнациональную стратегию создания особо охраняемых природных территорий, инвентаризацию существующих заповедников, заказников и водно-болотных угодий, а также заключить договор о региональном сотрудничестве на Каспийском море, не допуская секторального раздела Каспия – уникального внутреннего моря-озера, в котором обитает около 90% мировых запасов осетровых рыб.

Комплекс проблем, связанных с организацией и координацией соответствующей международной деятельности по сохранению и рациональному использованию биологических ресурсов Каспия может стать основой для организации деятельности специальной региональной рабочей группы по биоразнообразию.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ к Тому 6

В результате анализа архивных материалов и литературных сведений о состоянии, развитии и перспективах хозяйственного освоения Прикаспийского региона РФ при наличии серьёзных экстремальных природных опасностях и рисках можно сделать следующие выводы.

- Современные и исторические изменения уровня Каспийского моря накладывают отпечаток на все особенности хозяйственного и рекреационного освоения приморской территории и прибрежной акватории, придавая им пространственно-временной вариативный характер, и накладывая ограничения возможностей земельного и прибрежно-морского природопользования.

- Наличие больших и резких амплитуд колебаний уровня Каспийского моря катастрофично влияют на биоразнообразие животного и растительного мира, на прибрежные уникальные ландшафты, а главное, ведет к сокращению осетровых и ухудшению промыслового значения акватории Прикаспийского региона.

- Субаридные климатические условия, предгорный рельеф, наличие множества аккумулятивных берегов с прекрасными бальнеологически благоприятными песчано-ракушечными пляжами и уникальными памятниками природы делают эти прибрежные территории самыми перспективными для развития рекреационно-туристического освоения и организации курортно-санаторного хозяйства по всему периметру береговой зоны Каспия в пределах России.

- Природопользование прибрежной зоны Прикаспийского региона РФ следует вести в пределах зоны периодического затопления и подтопления как на территории с особым режимом хозяйственной деятельности в границах, определенных указом Президента РФ № 643-рп от 31 октября 1992 г. и постановлением Правительства РФ № 2104-рот 17 ноября 1992 г. с целью защиты населения и уменьшения ущерба народному хозяйству, обеспечения комплексного использования и охраны природных ресурсов и предотвращения загрязнения морской среды.