

КАСПИЙСКОЕ МОРЕ

ГИДРОЛОГИЯ И ГИДРОХИМИЯ



• НАУКА •

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ГОСУДАРСТВЕННЫЙ КОМИТЕТ СССР
ПО НАУКЕ И ТЕХНИКЕ

НАУЧНЫЙ СОВЕТ ПО КОМПЛЕКСНОМУ ИЗУЧЕНИЮ ПРОБЛЕМ
КАСПИЙСКОГО МОРЯ

ИНСТИТУТ ВОДНЫХ ПРОБЛЕМ

КАСПИЙСКОЕ МОРЕ

ГИДРОЛОГИЯ И ГИДРОХИМИЯ

Ответственные редакторы:
доктор географических
наук С.С. БАЙДИН,
доктор географических наук
А.Н. КОСАРЕВ



МОСКВА "НАУКА" 1986

Каспийское море: Гидрология и гидрохимия. — М.: Наука, 1986. — 261 с.

В книге рассматриваются основные физико-географические особенности Каспийского моря, его уровень, водный баланс. Анализируются гидрологические условия устьевых областей рек, впадающих в Каспий, и их влияние на происходящие в море процессы. Приводятся сведения об изменении режима моря за последние десятилетия.

Для гидрологов, океанологов, гидрохимиков, экологов, географов.

Рецензенты:

доктор геогр. наук *А.Д. Добровольский*,
доктор геогр. наук *Р.К. Клиге*

Редколлегия:

чл.-кор. АН СССР *Г.В. Воропаев* — главный редактор
доктор геогр. наук *С.С. Байдин*
канд. биол. наук *В.Н. Беляева*
канд. биол. наук *А.Д. Власенко*
канд. геогр. наук *Б.С. Залогин*
канд. биол. наук *В.П. Иванов*
доктор геогр. наук *А.Н. Косарев*
доктор геол.-минерал. наук *Н.А. Крылов*
канд. биол. наук *Е.А. Яблонская*
Р.В. Николаева — ученый секретарь редколлегии

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	3
<i>Глава 1</i>	
Физико-географический очерк	6
Морфометрические характеристики	6
Основные черты рельефа берегов и дна	13
Климатические особенности	19
Водный баланс и уровень моря	29
Гидрологическая структура и водные массы	38
<i>Глава 2</i>	
Устьевые области рек, впадающих в Каспийское море	49
Сравнительная характеристика	49
Устьевая область Волги	54
Устьевая область Урала	71
Устьевая область Терека и Сулака	77
Устьевая область Самура	82
Устьевая область Куры	85
<i>Глава 3</i>	
Северный Каспий	91
Сгонно-нагонные колебания уровня	91
Ветровое волнение	94
Течения	94
Температура воды	105
Ледовый режим	112
Соленость воды	117
Гидрохимические условия	128
<i>Глава 4</i>	
Средний и Южный Каспий	142
Ветровое волнение	142
Сейши и внутренние волны	146
Течения	150
Конвективное перемешивание	177
Температура воды	182
Соленость воды	189
Термохалинный анализ вод	194
Межгодовая изменчивость	198
Гидрохимические условия	206
Заключение	245
Литература	256

ВВЕДЕНИЕ

Своеобразие Каспийского моря — замкнутость, расположение во внутренней области Евразии — обуславливают высокую зависимость режима водоема от воздействия внешних факторов, прежде всего от речного стока и испарения. Влияние стока прямо или косвенно сказывается на всех компонентах экосистем моря.

Сток главной реки бассейна моря — Волги испытывает значительные изменения. Они связаны в основном с естественными колебаниями гидрометеорологических условий в бассейне, а в последние десятилетия и со все более усиливающимся антропогенным воздействием. Хозяйственная деятельность в бассейне Волги, а также в бассейнах других рек приводит к уменьшению количества и ухудшению качества поступающих в море речных вод, нарушает их внутригодовое распределение, что в основном неблагоприятно сказывается на режиме моря. Отрицательные последствия наблюдавшегося до середины 70-х годов уменьшения стока Волги — это снижение уровня моря и изменение его морфометрических характеристик, повышение солености Северного Каспия, уменьшение его биогенного питания, ухудшение природных условий в устьевых областях рек. В результате пострадала биота моря, ухудшились условия жизни и воспроизводства морских организмов, особенно в высокопродуктивном Северном Каспии.

Большая изменчивость гидрологических и гидрохимических условий Каспийского моря требует постоянного пристального слежения за состоянием его природного режима, оценки происходящих изменений. Без такого контроля и оценок невозможно долгосрочное прогнозирование изменений состояния моря и связанных с ним перспектив хозяйственного использования.

Исследования разных лет, обобщенные в литературе, отражают характерные этапы жизни водоема. Общая характеристика гидрологических условий Каспийского моря в первые десятилетия текущего столетия приведена в работе Н.М. Книповича [1921]. Результаты изучения гидрохимического режима моря в 30-х годах подробно освещены в монографии С.В. Бруевича [1937] и других его работах, ставших фундаментальными. Особенности гидрохимического облика моря после резкого падения его уровня в 30-х годах рассмотрены А.С. Пахомовой, Б.М. Затучной [1966], а гидрологических условий — в коллективной монографии "Каспийское море" [1969]. Подробное исследование гидрологических процессов в Каспийском море, основанное на массовом материале натурных наблюдений

за 1940–1972 гг., проведено А.Н. Косаревым [1975]. Кроме того, несколько книг посвящено изучению устьевых областей Волги и других рек Каспийского бассейна [Скриптунов, 1958; Байдин, 1962; Беляев, 1963; Гидрология устьевой области Куры, 1971; Гидрология устьевых областей Терека и Сулака, 1971]. Результаты исследований водного, солевого баланса и режима уровня Каспия наиболее полно освещены в работах: "Современный и перспективный водный и солевой баланс южных морей СССР" [1972], С.Н. Крицкого, Д.В. Коренистова, Д.Я. Ратковича [1975] и И.А. Шикломанова [1976].

Цель настоящей монографии – обобщить итоги, проведенных в последние десятилетия исследований Каспийского моря, отражающих основные изменения, происходившие в природе водоема. В работу включены материалы комплексных океанологических съемок 1976–1977 гг. Тогда, по существу, впервые была выполнена обширная программа гидрологических, гидрохимических, биологических наблюдений на большей части акватории моря в каждый сезон года.

В книге впервые совместно рассматриваются гидрологические процессы в устьевых областях всех крупных рек, впадающих в Каспий, и их влияние на формирование и изменения гидрологических условий моря. Также с единых позиций проанализированы современные гидрологические и гидрохимические процессы в море и показана их взаимосвязь. Так, особенности распределения растворенного кислорода дополняют представление о характере конвективного перемешивания вод, сезонной и межгодовой изменчивости гидрологических условий.

Гидрохимический раздел включает обширный справочный материал о современных показателях химических параметров, сопоставляемых с данными за предыдущие годы.

Новые данные приводятся в главе о физико-географических особенностях Каспийского моря, включая подробные морфометрические характеристики водоема при разных отметках его уровня, новое описание грунтов моря и другие оригинальные сведения.

Основу монографии составляют материалы экспедиционных, научных и производственных работ, проведенных в Каспийском море Азербайджанским и Северо-Кавказским УГКС, ГОИНОм, КаспНИРХом, Гидрографической службой Каспийской флотилии, ИВП АН СССР, Московским государственным университетом им. М.В. Ломоносова и другими учреждениями.

Книга представляет собой коллективную монографию, главы и разделы которой написаны специалистами разных организаций, изучающих Каспийское море.

Отдельные разделы книги написали: Глава 1: Морфометрические характеристики – Р.В. Николаева; Основные черты рельефа берегов и дна – Л.С. Кулакова; Климатическая характеристика – Л.С. Евсева, Л.П. Кузнецова; Водный баланс и уровень моря – Р.Е. Макарова; Гидрологическая структура и водные массы – Ю.К. Гордиенко, А.Н. Косарев; Глава 2: Сравнительная характеристика – С.С. Байдин; Устьевая область Волги – С.С. Байдин, Н.А. Скриптунов; Устьевая область Урала – Н.А. Скриптунов, О.К. Тленбеков; Устьевая область Терека и Сулака – Г.Н. Ган, В.И. Малюк; Устьевая область Самура – Б.С. Штейнман; Устьевая

область Куры — А.Н. Цицарев, Б.С. Штейнман. Глава 3: Сгонно-нагонные колебания уровня — Н.Д. Герштанский; Ветровое волнение — Ю.А. Владимирцев; Течения — А.С. Блатов, С.М. Перминов, Н.А. Скриптунов; Температура воды — О.И. Шереметевская, М.С. Потайчук; Ледовый режим — Ф.И. Валлер; Соленость воды — Д.Н. Катунин; Гидрохимические условия — Д.Н. Катунин, Л.Н. Дубовская, И.А. Хрипунов, Н.В. Иванова. Глава 4: Ветровое волнение — А.А. Керимов, Л.П. Тамбовцева; Сейши и внутренние волны — В.А. Иванов; Течения — А.С. Блатов, А.Н. Косарев, С.М. Перминов, В.С. Тужилкин; Конвективное перемешивание — А.Н. Косарев; Температура воды — А.Н. Косарев, Ю.Л. Егоров; Соленость воды — А.Н. Косарев, Ю.Л. Егоров; Термохалинный анализ вод — Ю.К. Гордиенко; Межгодовая изменчивость — А.Н. Косарев, В.С. Тужилкин; Гидрохимические условия — Д.Н. Катунин, Н.И. Беспарточный, С.А. Гусева, А.Н. Косарев; Заключение: С.С. Байдин, А.Н. Косарев.

Авторский коллектив выражает благодарность за помощь в работе над книгой Л.В. Молчановой и Н.Б. Смысловой — сотрудникам Института водных проблем АН СССР и Л.В. Агаповой — сотруднику географического факультета МГУ им. М.В. Ломоносова.

Глава 1

ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

МОРФОМЕТРИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ

Уникальный природный водоем нашей планеты – Каспийское море расположено на крайнем юго-востоке Европейской территории Советского Союза. Море лежит на границе двух крупных частей единого материка Евразии, и воды его омывают берега СССР и Исламской Республики Иран. Географические координаты крайних точек современной акватории Каспийского моря (без Кара-Богаз-Гола): на севере – $47^{\circ}07'$ с.ш., на юге – $36^{\circ}33'$ с.ш.; на западе – $46^{\circ}43'$ в.д. и на востоке – $54^{\circ}03'$ в.д.¹ (рис. 1).

Каспий занимает крупную и глубокую материковую депрессию в пределах самой обширной в Европе и СССР области внутреннего стока, не имеет связи с Мировым океаном, и уровень моря лежит на 28 м ниже уровня океана.

По размерам своей котловины Каспийское море – крупнейший на Земле замкнутый водоем. Его общая площадь равна $378\,400\text{ км}^2$, что составляет 18% общей площади озер земного шара и в 4,5 раза превышает площадь второго по величине озера мира – Верхнего (84 100 км², Северная Америка) [Николаева, 1971; Мировой водный баланс и водные ресурсы Земли, 1974]. Вместе с тем площадь Каспийского моря соизмерима и даже значительно превосходит площадь некоторых морей Мирового океана: Балтийского ($387\,000\text{ км}^2$), Адриатического ($139\,000\text{ км}^2$), Белого ($87\,000\text{ км}^2$) [Атлас океанов, 1977, 1980].

Каспийскому морю в целом присуще субмеридиональное простираие (см. рис. 1). Наибольшая протяженность его с севера на юг составляет 1030 км (по меридиану $50^{\circ}00'$ в.д.). Наибольшая ширина достигает 435 км (по параллели $45^{\circ}30'$ с.ш.), наименьшая – 196 км (по параллели $40^{\circ}30'$ с.ш.).

Каспийское море – глубоководный водоем с сильно развитой шельфовой зоной. По величине максимальной глубины впадины – 1025 м – Каспий уступает лишь двум самым глубоким озерам мира – Байкалу (1620 м) и Танганьике (1435 м) [Малый атлас мира, 1981]. Средняя глубина Каспийского моря, рассчитанная по батиграфической кривой, равна 208 м [Николаева, 1971].

¹ Здесь и далее морфометрические характеристики моря даются при отметке его уровня, равной –28,00 м. Отметки уровня моря даются в Балтийской системе высот (БС).

Весьма своеобразно распределение в Каспийском море площадей, занимаемых различными батиметрическими ступенями (табл. 1). Самую значительную часть площади занимают глубины до 100 м — 62,2%. Более 44% этой части площади приходится на зоны с глубинами 0—10 м, которые в основном приурочены к Северному Каспию (78% от площадей, занятых этими глубинами). В интервале глубин 100—900 м ступени глубин кратные 100 м (100—200, 200—300 м и т.д.) занимают почти равные площади — от 3,5 до 4,8%. Исключение составляют лишь зоны глубин 100—200 (6,6%) и 700—800 м (5,6%). В целом на все эти области приходится 36,8% всей акватории моря. Глубины более 900 м занимают всего 1,0% площади моря. Общий характер распределения глубин четко отображает батиграфическая кривая моря (рис. 2). Отмечается плавный излом кривой на глубине 100 м и различный наклон: очень пологий в верхней части и крутой — в нижней.

Сопоставление батиграфических кривых Каспийского моря, Мирового океана и отдельных океанов и морей показало наличие сходных черт в распределении глубин Каспия и крупных внутренних глубоководных морей типа Средиземного, а из океанов — Северного Ледовитого океана. В Каспийском море и в указанных бассейнах основная часть площади занята мелководьями (шельфом) с глубинами соответственно в среднем 100 и 200 м [Атлас океанов, 1974, 1977, 1980].

Каспийское море, представляющее собой замыкающий водоприемник крупных речных систем Европейской территории Советского Союза (ЕТС) и Кавказа (Волга, Урал, Терек, Кура и др.), по объему своих вод превосходит все озера мира. Объем вод моря равен $78\ 100\ \text{км}^3$, что составляет более 44% общих запасов озерных вод на земном шаре [Мировой водный баланс и водные ресурсы Земли, 1974]. По объему вод Каспийское море более чем в 3—4 раза превосходит такие моря, как Балтийское ($21\ 500\ \text{км}^3$) и Желтое ($16\ 000\ \text{км}^3$) [Атлас океанов, 1974, 1977].

Данные табл. 1 и структура кривой распределения объема вод Каспия по глубине (см. рис. 2) показывают, что значительная часть вод — 62% — находится в пределах глубинных зон от 100 до 600 м. На долю же преобладающих глубин моря — 0—100 м — приходится 25,7% объема вод. В зонах глубин более 800 м объем вод составляет всего лишь 1,6%.

Исходя из особенностей морфологического строения и физико-географических условий, Каспийское море принято делить на три части: Северный, Средний и Южный Каспий. За условную границу между Северным и Средним Каспием обычно принимают линию, соединяющую о-в Чечень с м. Тюб-Караган, а между Средним и Южным Каспием линию о-в Жилой—м. Куули. В пределах Северного Каспия выделяют также западную и восточную части. В данной работе за границу их раздела принята линия, идущая от о-ва Новинский на условную точку с координатами $45^{\circ}41'$ с.ш. и $50^{\circ}07'$ в.д., далее на о-в Кулалы и затем от южной оконечности о-ва Кулалы к п-ову Долгий. Вся акватория Мангышлакского залива отнесена, таким образом, к западной части Северного Каспия, что соответствует единству их гидрологических и гидрохимических условий.

В качестве природных морфологических границ между отдельными частями Каспийского моря принимают следующие элементы рельефа дна. Северный и Средний Каспий разделяет Мангышлакский порог, про-

тягивающийся в виде мелководья (глубины до 10 м) от п-ова Тюб-Караган к банке Кулалинской и далее к о-ву Чечень. Средний и Южный Каспий разделяет Апшеронский порог. Это подводное асимметричное возвышение, идущее от п-ова Апшеронский к п-ову Челекен. Наибольшие глубины здесь достигают 140—150 м. Между западной и восточной частями Северного Каспия границей служит мелководье, прослеживаемое в направлении о-в Новинский — архипелаг Тюленьих островов. Наибольшие глубины в пределах этого мелководья не превышают 3,6—3,8 м.

При общей площади Северного Каспия, равной 91 942 км², площадь его водной поверхности составляет 90 129 км². На долю Северного Каспия приходится более 24,3% площади всего моря. Средний и Южный Каспий по площади почти равновелики. Общая площадь Среднего Каспия равна 137 812 км², Южного — 148 640 км² или соответственно 36,4 и 39,3% площади всего моря.

Объем вод северной, средней и южной частей Каспийского моря составляет соответственно 0,5, 33,9 и 65,6% общего объема моря (см. табл. 1).

Соотношения площадей Северного, Среднего и Южного Каспия и объемов их вод равны соответственно 1 : 1,5 : 1,6 и 1 : 67 : 129, что отражает мелководность Северного Каспия и глубоководность Среднего и Южного. Наибольшие глубины северной, средней и южной частей моря равны соответственно 25, 788 и 1025 м, средние глубины — 4,4, 192 и 345 м. Большая часть площади (68%) Северного Каспия занята глубинами менее 5 м. При этом самые значительные по площади — зоны с глубинами от 0 до 1 м (20,2%) и от 3 до 4 м (14,1%). На долю зоны с глубинами более 10 м приходится 9,8%. В западной части Северного Каспия области глубин 0—5 м занимают меньшую площадь, чем в восточной (28 471 и 32 830 км²). Восточная часть более мелководная, чем западная, средняя глубина ее равна 3,3 м, максимальная 9,0. Для западной части эти характеристики равны соответственно 5,6 и 25,0 м.

Западная и восточная части Северного Каспия по площади почти равны, однако основной объем вод сосредоточен в более глубоководной западной части (63%), главным образом в пределах зоны с глубинами 0—5 м (59%) и 5—10 м (25,4%). В восточной части наибольшие объемы вод приходятся на области с глубинами 0—5 м (более 88% объема вод этой части моря).

На Каспийском море островов мало, площадь их составляет 2049 км². При этом площадь островов Северного Каспия равна 1813, Среднего — 71, Южного — 165 км². Острова в основном небольшие и располагаются вблизи берегов. В северной части моря выделяется архипелаг Тюленьих островов, среди которых наиболее крупные — о-в Кулалы (73 км²) и Морской (65 км²). В западной части Северного Каспия расположены самый большой остров на Каспии Чечень (122 км²), о-в Тюлений (68 км²) и множество

Рис. 1. Каспийское море

1 — изобаты, м; 2 — условные границы между северной, средней и южной частями моря, западной и восточной частями Северного Каспия; 3 — гидрологические разрезы (точки — места станций): I, II, III, IIIa — в Северном Каспии; IV — Чечень—Мангышлак, V — Махачкала—Сагындык, VI — Дербент—Песчаный, VII — Дивичи—Кендерли, VIII — Кизлянская коса—Бекдаш, IX — Жилой—Куули, X — Камень Игнатия—Челекен, XI — Куринский камень—Огурчинский, XII — Ленкорань—Белый Бугор, XIII — по меридиану 51° в.д., XIV — через Средний Каспий

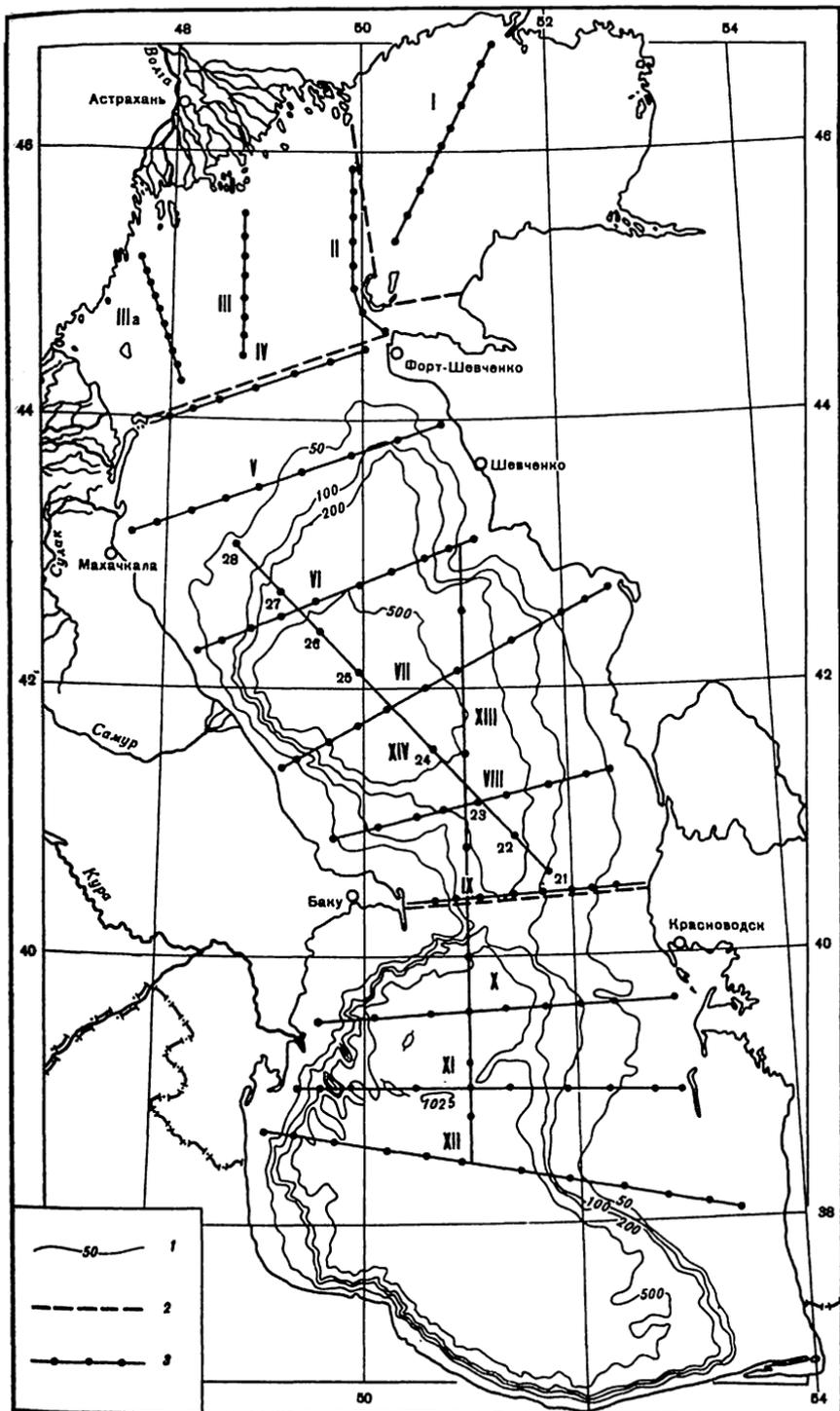


Таблица 1
Площадь и объем вод Каспийского моря

Глубина, м	Площадь, км ²			Средний Каспий	Южный Каспий	Все море
	Северный Каспий					
	западная часть	восточная часть	вся аква- тория			
0	45588	44541	90129	137741	148475	376345
1	35666	36273	71939	137349	146890	356178
2	31952	29867	61819	136957	145304	344080
3	28016	22100	50116	136566	143729	330411
4	21513	15852	37365	136174	142133	315672
5	17117	11711	28828	135782	140548	305158
6	14691	7284	21975	135231	138541	295747
7	13127	3957	17084	134680	136534	288298
8	11882	1012	12894	134130	134528	281552
9	10701	0	10701	133579	132521	276801
10	8828	—	8828	133028	130514	272370
15	3560	—	3560	127966	120360	251886
20	610	—	610	123370	113018	236998
50	—	—	—	88801	93835	182636
100	—	—	—	62817	79802	142619
200	—	—	—	45011	72602	117613
300	—	—	—	33771	68999	102770
400	—	—	—	25229	64344	89573
500	—	—	—	18099	57083	75182
600	—	—	—	12578	48260	60838
700	—	—	—	6233	36644	42877
800	—	—	—	—	21674	21674
900	—	—	—	—	3589	3589
1000	—	—	—	—	56	56
1025	—	—	—	—	0	0

Глубина, м	Объем, км ³			Средний Каспий	Южный Каспий	Все море
	Северный Каспий					
	западная часть	восточная часть	вся аква- тория			
0	249	148	397	26439	51245	78081
1	210	108	318	26301	51078	77697
2	176	75	251	26165	50912	77328
3	146	50	196	26027	50748	76971
4	121	31	152	25891	50584	76627
5	102	18	120	25755	50421	76296
6	86	8	94	25619	50267	75980
7	73	3	76	25484	50114	75674
8	60	0	60	25350	49963	75373
9	49	0	49	25216	49812	75077
10	39	—	39	25083	49662	74784
15	10	—	10	24427	49267	73704
20	2	—	2	23796	48449	72247

Таблица 1 (окончание)

Глубина, м	Объем, км ³			Средний Каспий	Южный Каспий	Все море
	Северный Каспий					
	западная часть	восточная часть	вся аква- тория			
50.	—	—	—	20616	45369	65985
100	—	—	—	16936	41068	58004
200	—	—	—	11626	33493	45119
300	—	—	—	7720	26410	34130
400	—	—	—	4802	19735	24537
500	—	—	—	2672	13662	16334
600	—	—	—	1149	8447	9596
700	—	—	—	170	4162	4332
800	—	—	—	—	1255	1255
900	—	—	—	—	130	130
1000	—	—	—	—	1	1
1025	—	—	—	—	0	0

Примечание: Морфометрические характеристики рассчитаны относительно отметки уровня моря — 28,00 м БС. Площадь моря и его частей дана без площади островов и Кара-Богаз-Гола.

низких островов и островков на устьевом взморье Волги. В Среднем Каспии к востоку от п-ова Апшеронский протянулась цепь островов Апшеронского архипелага. Наибольший в этой группе о-в Жилой (28 км²). В южной части моря к югу от Бакинской бухты у западного побережья расположена группа небольших островов Бакинского архипелага (Булла, Лось, Свиной, Вульф и др.). У восточного побережья Южного Каспия лежит узкий, вытянутый по меридиану о-в Огурчинский.

В Каспийское море впадает более 130 рек. Водосборный бассейн моря, площадь которого равна 3,5 млн. км², расположен в пределах СССР (90%), Исламской Республики Иран и Турции. Соотношение площадей моря и водосборного бассейна (1 : 10) объясняет существенное влияние происходящих на водосборе процессов на весь природный облик моря. Наибольшее значение в питании Каспия имеет бассейн Волги, площадь которого равна 1,38 млн. км², что составляет почти 40% площади водосборного бассейна моря.

Для Каспийского моря, как и для любого замкнутого водоема, характерны значительные изменения природных условий, обусловленные комплексом климатических, гидрологических и геологических процессов, протекающих в пределах его водосборного бассейна. Среди компонентов природного комплекса моря весьма существенно изменяются морфометрия и топография водоема. Так, наблюдавшееся в 30-х годах текущего столетия уменьшение увлажненности в бассейне Каспия обусловило значительное сокращение объема вод и резкое (1,8 м) понижение уровня моря. Это привело к сокращению площади водной поверхности, изменению конфигурации береговой линии, уменьшению глубин (табл. 2). Особенно значительны изменения в гидрографическом облике Северного Каспия.

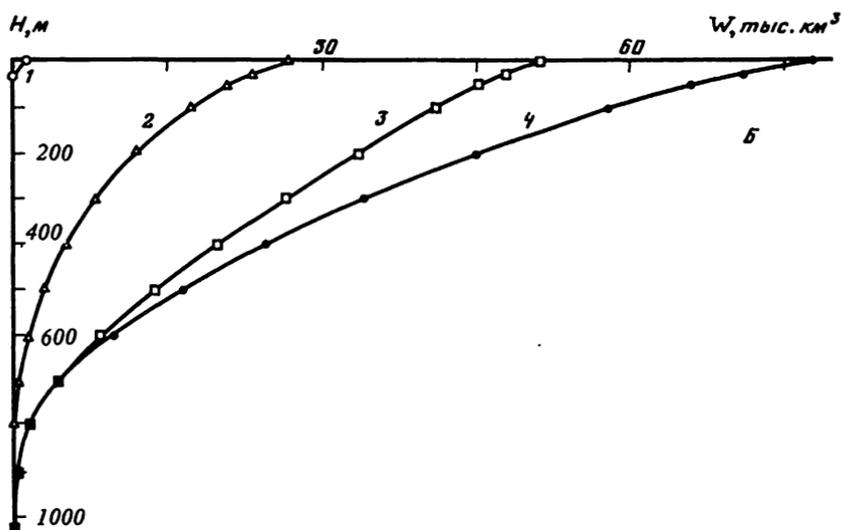
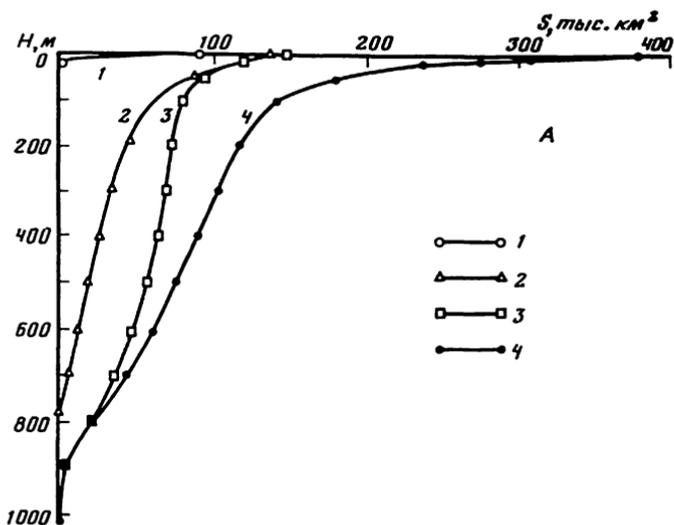


Рис. 2. Кривые площади (А) и объема (Б) Каспийского моря. 1 – Северный Каспий, 2 – Средний Каспий, 3 – Южный Каспий, 4 – Каспийское море

Полностью высохли заливы Синее Морцо, Кайдак и Мертвый Култук. Значительно увеличилась площадь островов за счет осушения окружающих их мелководий (Чечень, Тюлений). Многие бывшие банки превратились в острова (Укатный). Многочисленные небольшие острова, мелкие извилистые заливы и бухты у северо-западного и восточного берегов Северного Каспия ныне представляют собой плоскую равнину, занятую солончаками и песчаными грядами. В Среднем Каспии, отличающемся приглубым рельефом дна, понижение уровня не вызвало таких больших изменений, как

Таблица 2

Площадь и объем вод Каспийского моря при разных отметках уровня

Уровень моря, м БС	Площадь, тыс. км ²				Объем вод, км ³			
	Северный Каспий	Средний Каспий	Южный Каспий	Все море	Северный Каспий	Средний Каспий	Южный Каспий	Все море
- 24,0*	141,0	139,1	153,8	433,9	856	27170	51857	79883
- 24,5*	134,5	139,0	153,2	426,7	787	27100	51780	79667
- 25,0*	128,0	138,9	152,6	419,5	722	27031	51704	79457
- 25,5*	121,6	138,8	152,0	412,4	660	26962	51628	79250
- 26,0**	115,2	138,6	151,3	405,1	601	26892	51552	79045
- 26,5**	109,6	138,4	150,6	398,6	545	26823	51477	78845
- 27,0**	104,6	138,2	149,8	392,6	492	26754	51402	78648
- 27,5**	99,4	137,9	149,1	386,4	442	26685	51327	78454
- 28,0**	90,1	137,7	148,5	376,3	397	26439	51245	78081

*Величины площадей и объемов вод определены интерполяцией.

**Величины площадей определены планиметрированием морских навигационных карт.

это имело место в северной части моря. Существенные изменения произошли в Южном Каспии и особенно в его юго-восточных мелководных зонах. Море здесь отошло более чем на 10–15 км, о-в Челекен присоединился к матерiku, образовав далеко выступающий в море полуостров того же названия. Полностью высох залив Гасан-Кули, почти наполовину уменьшилась площадь Красноводского залива.

Общее сокращение площади водной поверхности Каспия в эти годы составило около 28 000 км² и произошло оно в основном за счет обсыхания мелководной северной части моря. Объем вод моря уменьшился на 960 км³.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ РЕЛЬЕФА БЕРЕГОВ И ДНА

Впадина Каспийского моря в тектоническом отношении представляет собой гетерогенное образование, тесно связанное со структурными элементами окружающей его суши. Так, северо-восточная часть Северного Каспия и его побережье расположены в пределах крупного прогиба древней Русской платформы — Прикаспийской синеклизы. Южная часть Северного Каспия и восточная часть Среднего Каспия лежат в пределах более молодой и подвижной эпигерцинской Скифско-Туранской платформы. Западная часть Среднего Каспия и весь Южный находятся в альпийской складчатой области [Соловьев и др., 1962; Геология СССР..., 1972].

Гетерогенность тектонического строения Каспийской впадины проявляется в особенностях рельефа берегов и дна моря. Наиболее крупные орографические элементы прикаспийской суши следующие: на севере — окраина обширной Русской равнины — Прикаспийская низменность, на юге — мощная горная система Эльбурс. На западном побережье к морю близко подходят горы Большого Кавказа с узкой прибрежной равниной,

постепенно расширяющейся к югу, а на крайнем юго-западе — Куринская и Ленкоранская низменности и предгорья Тальшских гор. Восточный берег обрамлен крутыми невысокими уступами (чинками) пустынных и равнинных плато — Мангышлакского, Кендерли-Каясанского, Устюрта, Красноводского, а на крайнем его юге — золотой равниной с песчаными дюнами и невысокими бутрами.

Обрамляющая Северный Каспий Прикаспийская низменность — это новокаспийская равнина со следами морских аккумулятивных террас различных уровней стояния моря. Реки и временные водотоки, впадающие в Каспийское море, предопределили развитие здесь дельтовых форм рельефа, наиболее значительные из которых — дельты Волги и Урала.

К востоку от дельты р. Урал до п-ова Бузачи к побережью примыкает новокаспийская морская равнина с террасами и пологими ступенями. В прибрежных районах п-ова Бузачи располагаются береговые и островные бары новокаспийского возраста, окаймленные местами полосой прибрежных солончаков и сорами.

Побережье северо-западной части Северного Каспия (от дельты Волги до Махачкалы) — это морская равнина, однообразие которой нарушается лишь песчаными аккумулятивными формами (береговыми валами, косами) и дельтовыми образованиями устьевых областей обсохшей ныне р. Кумы и Терека.

Северное побережье Каспийского моря отличается малыми уклонами подводного берегового склона и прибрежной суши. Характерной особенностью берегов Северного Каспия является также наличие зоны осушки, формирующейся под действием нагонных явлений и волновых движений, и большая динамичность береговой линии в результате колебаний уровня моря.

Дагестанское побережье Каспийского моря — это узкая абразионно-аккумулятивная равнина, образованная расположенной у уреза серий террас новокаспийского возраста. В некоторых местах выходы коренных пород — известняков сарматского возраста — образуют известковый бенч и несколько подводных гряд с крутым падением слагающих их пород. К югу от дельты р. Самур берег моря становится обрывистым, в уступе обнажаются песчано-галечные аллювиальные отложения, слагающие прибрежную часть низменности. Южнее появляется песчано-галечная терраса с четко выраженной древней береговой линией на высоте 6–7 м над уровнем моря.

Побережье Киялинского района отличается своеобразием строения и рельефа. Здесь к морю выходят антиклинальные зоны Большого Кавказа, прибрежная низменность суживается до 1–2 км. и в рельефе преобладает влияние коренных структур — в ряде мест дочетвертичные породы выходят на поверхность. Основная часть прибрежной равнины образована поверхностью хвалынской террасы, но у самого берега располагается новокаспийская терраса. К югу от м. Амия терраса, кроме современной береговой полосы, — абразионная, выработана в глинах палеогена и майкопа. Со стороны берега она ограждена песчаным береговым валом. У пос. Зорат эта терраса становится аккумулятивной, а южнее пос. Яшма вновь абразионно-аккумулятивной. В нескольких местах обнажаются уступы коренных пород.

Береговая линия западного побережья моря в целом выровненная.

Исключение составляет район Апшеронского полуострова: здесь чередуются серии антиклинальных поднятий с разделяющими их синклинальными понижениями, что создает расчлененный характер береговой линии. На северном и восточном берегах Апшеронского полуострова распространены новокаспийские аккумулятивные террасы.

Южнее м. Пирсагат прибрежная равнина понижается и переходит в широкую новокаспийскую террасу, однообразие которой нарушается грязевулканическими сопками, береговыми валами и отдельными дюнами. Серия антиклинальных поднятий продолжается с суши в море, образуя мысы у берегов и острова на шельфе.

Крупный морфологический элемент береговой полосы юго-западной области Южного Каспия — дельта р. Куры, которая резко выступает в сторону моря.

Побережье, расположенное южнее Ленкоранской низменности, представляет собой морскую равнину, смыкающуюся с современным пляжем. С запада равнина ограничена полосой песчано-ракушечных береговых валов.

В пределах Иранского побережья горные хребты системы Эльбурса близко подходят к берегу моря, оставляя лишь узкую (2—40 км) полосу аккумулятивной равнины, очень слабо наклоненной к северу. Низменность сильно расчленена долинами многочисленных рек и временных водотоков, стекающих со склонов Эльбурса.

Восточный берег Среднего Каспия от п-ова Тюб-Караган до Кара-Богаз-Гола имеет абразионный характер. Крупной аккумулятивной формой этого побережья является м. Песчаный, образованный несколькими древними пересыпями, отделяющими от моря узкие, теперь сухие, лагуны. Террасы различного возраста придают берегу ступенчатый характер. К югу располагается залив Кендерли, отделенный от моря косой того же названия. Северный и восточный берега бухты образованы аккумулятивными террасами верхнехвалынского возраста.

Южнее Кендерлинской косы берег снова становится обрывистым, преимущественно абразионным. Здесь хорошо выражены уступы хвалынских террас, а в пологих вогнутых участках есть следы абразионно-аккумулятивной новокаспийской террасы. Южнее, в районе м. Бекдаш, в рельефе берега отмечается чередование долинообразных понижений и плосковершинных холмов, сложенных коренными породами.

Вдоль берега Красноводского полуострова протягивается новокаспийская аккумулятивная терраса, поверхность которой осложнена цепью береговых валообразных дюн. На юге полуострова располагается Красноводская коса, отделяющая от моря залив того же названия. Южный берег залива образует п-ов Челекен.

Южнее, в пределах Западно-Туркменской низменности прибрежная зона образована новокаспийскими отложениями. Вдоль берега тянется высокий песчано-ракушечный вал, окаймленный со стороны моря полосой осушки. За валом располагаются солончаки — бывшие лагуны, отчлененные от моря в новокаспийское время. Рельеф прибрежной части низменности осложняется характерными конусами грязевых вулканов.

К западу от побережья Туркмении, в 70—75 км от берега расположен о-в Огурчинский, представляющий собой островной бар, сложенный новокаспийскими отложениями.

По характеру рельефа дна северная часть Каспийского моря — пологая мелководная равнина с многочисленными островами, террасами, древними руслами рек. Постоянная смена трансгрессий и регрессий отразилась на характере современного рельефа дна этой части моря. В пределах мелководной равнины Северного Каспия прослеживаются разветвленные долины палеорек Волги, Урала, Терека и ныне не доходящих до моря Кумы и Эмбы. Палеорула разделены повышенными участками, древними водоразделами, часто представленными современными островами, барами, банками. Восточная часть Северного Каспия занята Уральской бороздиной — понижением в рельефе дна со ступенчатыми террасированными склонами, с глубинами больше 5 м. Севернее п-ова Тюб-Караган находится еще одна бороздина — Мангышлакская (глубины до 12 м), которая также является древней речной долиной.

В рельефе дна Среднего Каспия четко выделяются основные морфологические элементы: шельф, склон, ложе впадины (см. рис. 1). Восточная часть Среднего Каспия в основном расположена в пределах эпигерцинской платформы, а западная часть и район, прилежащий к Апшеронскому порогу, — в альпийской геосинклинальной области. Впадина Среднего Каспия имеет асимметричный характер: для западной ее части характерен узкий шельф и крутой склон, для восточной — широкий шельф и пологий склон. Различны также характер и глубины расположения бровки (перегиба) шельфа. Среднекаспийский шельф представляет собой поверхность абразионно-аккумулятивного выравнивания. На западе, куда обильно поступает обломочный материал, поставляемый реками, в формировании шельфа основная роль принадлежит процессам аккумуляции, на востоке — абразии [Лебедев, 1961]. Ширина западного шельфа Среднего Каспия изменяется от 130 км в северной части, прилежащей к Мангышлакскому порогу, до 15 км в районе устья р. Самур. Южнее шельф вновь расширяется, достигая на широте Сиазани 60 км. Углы наклона шельфа на севере от $1'$ до $7'$, на широте Худата $25-40'$ (при максимуме 1°), а в районе Сиазани — $3-5'$. Глубина расположения его бровки изменяется от 70 до 110 м [Лебедев, Едигарян, Кулакова и др., 1976; Кулакова, Лебедев, 1981]. Восточный шельф Среднего Каспия состоит из двух участков, сдвинутых друг относительно друга по уступу южнее м. Песчаного. Ширина шельфа изменяется от 55 до 90 км. Углы наклона шельфа небольшие — $3-7'$. Глубина положения бровки от 50 до 130 м. Поверхность шельфа на разной глубине осложнена террасовидными площадками, останцами и грядами коренных пород.

Верхняя часть материкового склона отделена от шельфа перегибом (бровкой), а нижняя часть постепенно переходит в ложе абиссальной равнины. Западный склон средней части моря имеет ширину 20–60 км, при углах наклона $1-6^\circ$. Поверхность склона осложнена холмистыми поднятиями, образованными оползнями. Восточный склон представляет собой выровненную полого наклонную равнину, шириной от 37 до 145 км, с углами наклона около $30'$. Характерной формой рельефа материкового склона Среднего Каспия служат участки древнего шельфа, четко выраженные на северном, восточном и южном склонах. Ширина этой поверхности 35–40 км, глубина расположения бровки 180–200 м. Северный участок восточного склона имеет следы вреза древних русел и временных потоков. В настоящее время по этим врезам стекают суспензионные потоки.

Подводный склон с глубин 600—700 м переходит в абиссальную равнину Среднего Каспия, называемую Дербентской котловиной. Она вытянута вдоль западного берега с северо-запада на юго-восток на 155 км, при ширине от 40 до 80 км. В котловине находится и максимальная глубина средней части моря — 788 м. Дно котловины — относительно плоская выровненная поверхность с небольшим уклоном с северо-запада на юго-восток.

Южная часть Каспийского моря полностью находится в пределах альпийской геосинклинальной области, что обусловило значительную сложность и расчлененность ее рельефа.

Западный шельф Южного Каспия имеет ширину от 15 до 60 км, средняя ширина его 43 км, углы наклона поверхности — от $6'$ до $11'$. Глубина бровки шельфа колеблется от 60 м при пересечении им антиклинальных зон до 150 м в синклинальных понижениях между ними. В северной части западного шельфа много островов и банок, в основном грязевулканического происхождения. Большую роль в формировании аккумулятивного рельефа шельфа имеют выносы р. Куры. Восточный шельф Южного Каспия, расположенный в пределах Туркменской структурной террасы, значительно шире западного. Максимальная ширина его — 190 км, уклоны очень незначительны. Бровка шельфа располагается на глубинах 110—130 м. Поверхность шельфа осложняют уступы и террасовидные площадки. Шельф иранской акватории Южного Каспия узкий (6—10 км) и крутой.

Материковый склон южной части моря отличается большой сложностью. На северо-западном его участке верхняя часть склона более крутая (до 6°), а нижняя — пологая. Склон осложняют холмистые возвышенности, образованные оползнями. В пределах западного склона Южного Каспия прослеживается серия поднятий высотой до 500 м. Подножие их лежит на глубинах 700—800 м. Вершины многих поднятий увенчаны грязевыми вулканами. С севера на юг высота поднятий уменьшается, склоны выполаживаются и простираение с северо-восточного переходит в меридиональное. Восточный склон южнокаспийской впадины также относительно крутой и имеет ступенчатый характер: верхняя его часть до глубин 500—550 м более крутая ($1^\circ 06' - 1^\circ 20'$), чем нижняя ($0^\circ 30' - 0^\circ 40'$), подножие склона располагается на глубине 750—800 м. Поверхность восточного склона осложнена уступами. На широте п-ова Челекен от склона отчленяется поднятие, протягивающееся к юго-западу и названное "хребет Аби́ха". Южный склон впадины отличается большой крутизной и значительной расчлененностью.

Глубоководная котловина южной части моря построена более сложно, чем среднекаспийская. Центральную ее часть занимает абиссальная равнина, на которой выделяются поднятия и разделяющие их понижения. Поднятия простираются с северо-востока на юго-запад (Аби́ха, ЛОЦ-58, Секстан) или меридионально (хребет Шатского). Максимальная их высота 400 м, склоны довольно крутые ($4-5^\circ$), вершины часто увенчаны грязевыми вулканами. Депрессии, разделяющие поднятия, открываются в центральную впадину Южного Каспия. В самой южной части моря располагается Предэльбурсский прогиб, выраженный в рельефе впадиной, прижатой к складчатым сооружениям Эльбурса. Дно ее представляет собой предельную равнину неволновой аккумуляции.

Распределение донных отложений в Каспийском море связано с рельефом дна, гидродинамическими условиями и гидрхимическим режимом.

В Северный и Средний Каспий выносятся более 90% жидкого и выше 75% твердого стока. Терригенная речная взвесь привносится с северного, западного и южного побережий моря, восточное побережье, как известно, совершенно лишено стока. Основное обогащение взвесью происходит в приустьевых участках, а дальнейшее ее перераспределение связано с характером течений.

В связи с тем что наиболее интенсивный перенос вод в Каспийском море наблюдается в шельфовой зоне, здесь происходит разнос основной массы поступающего взвешенного материала, а в центральных глубоководных впадинах создаются условия для его осаждения.

Терригенный материал поступает в море не только с речным стоком, но и в результате абразии, о чем свидетельствует обогащение взвесей у абразионных берегов, например у восточного шельфа Среднего Каспия, а также благодаря золотому приносу, роль которого изучена недостаточно [Алексина, 1959]. В Южном Каспии дополнительным источником терригенного материала служат выбросы подводных грязевых вулканов, в результате чего здесь происходит накопление сопочной брекчии.

В формировании отложений Каспийского моря основная роль принадлежит обломочному и карбонатному материалу как биогенного так и хемогенного генезиса [Лебедев, 1963]. Роль того или иного источника наглядно проявляется в отложениях трансгрессивных и регрессивных фаз бассейна Каспийского моря. Характерные особенности гидрохимического режима моря — перенасыщение каспийской воды карбонатами, высокий щелочной резерв и повышенные величины pH (8,3—8,6) — создают благоприятные условия для хемогенного выпадения карбонатов в осадок, особенно в мелководных, хорошо прогреваемых районах [Бруевич, 1937].

Донные отложения Каспийского моря представлены известковыми, слабоизвестковыми и терригенными осадками.

В Северном Каспии отдельные пятна известкового крупного алеврита с ракушей отмечаются у его северного берега, в центральной части, вблизи о-ва Кулалы и в Мангышлакском заливе, тогда как в его западной части встречено лишь несколько пятен слабоизвесткового крупного алеврита, со значительным количеством битой и целой ракуши. Уральская бороздина заполнена известковыми отложениями — крупным алевритом и мелкоалевритовым илом с обильным включением целой и битой ракуши. Между островами Тюлений и Чечень выделяется значительное пятно мягких грунтов — от слабоизвестковистых крупных алевритов до слабоизвестковистого глинистого ила, а между островами Кулалы и Морской получили широкое развитие оолитовые пески.

Оолитово-терригенно-ракушечные пески с ракушей покрывают обширную площадь Мангышлакского порога и у Мангышлакского полуострова. На значительной площади Северного Каспия, особенно в его западной части, распространены ракушечные пески, содержащие включения раковин моллюсков.

Дно центральной котловины Среднего Каспия покрыто слабоизвестковым глинистым илом, обрамленным слабоизвестковыми алевритово-глинистыми илами, переходящими на склоне и шельфе в слабоизвестковые мелкоалевритовые илы, имеющие наибольшее распространение на узком западном шельфе. Реки Терек, Сулак и Самур поставляют большое коли-

чество тонкого материала, часть которого отлагается на западном шельфе и склоне, а часть выносится течениями к восточному берегу и в Южный Каспий. Значительные скорости течений привели к образованию вблизи бровки западного шельфа зоны ограниченного осадконакопления, характеризующейся уменьшением мощности отложений вследствие их размыва и появлением в некоторых местах более древних отложений. В пределах восточной части Среднего Каспия, отличающейся широким развитием шельфовой зоны в условиях пустынного климата и отсутствия поверхностного притока, наблюдается интенсивное накопление карбонатных осадков как в биогенной, так и хемогенной формах. При этом биогенный карбонат является преобладающим генетическим типом в этих высококарбонатных отложениях.

Кроме того, на восточном шельфе Среднего Каспия, на глубинах 200–400 м имеет место обогащение осадков кремнеземом. Максимальное содержание его наблюдается в северной впадине Среднего Каспия (11,98%), что связано с подъемом глубинных вод, обогащенных кремнием. Содержание $C_{орг.}$ в отложениях Среднего Каспия колеблется от 0,47% в песках до 6,52% в глубоководных слабоизвестковых глинистых илах.

В Южном Каспии в отличие от Среднего Каспия, значительно выше роль карбонатной составляющей осадков; особенно ее хемогенной части. Мощная толща известковых отложений характерна только для восточного склона и шельфа Южного Каспия. На западном шельфе от берега в море происходит смена песков слабоизвестковыми мелкоалевритовыми илами и ниже по склону — слабоизвестковыми алевритово-глинистыми илами. На отдельных поднятиях наблюдаются выходы коренных пород, что связано с оползевыми явлениями и грязевым вулканизмом. Известковые глинистые илы выстилают подножие и нижнюю часть восточного подводного склона Южного Каспия, тогда как на склоне и внешнем шельфе от широты п-ва Челекен до широты $37,5^{\circ}$ с.ш. протягиваются известковые илы, карбонатность которых колеблется от 51 до 89%. Широко развиты известковые алевритово-глинистые и мелкоалевритовые илы, а также оолитовые и оолитово-ракушечные пески с примесью раковинного материала, покрывающие значительные площади восточного шельфа Южного Каспия. В Южном Каспии зона высоких концентраций $C_{орг.}$ развита только в западной части глубоководной впадины и прилегающей части материкового склона, где в слабоизвестковых глинистых илах содержание $C_{орг.}$ более 3%. Содержание валового железа колеблется от 1,62 до 4,38%, что ниже содержания такового в Среднем Каспии (от 1,34 до 5,59%).

Илистые отложения Среднего и Южного Каспия (особенно его западной части) значительно обогащены аутигенным пиритом и гидротроилитом. Образование пирита связано с разложением органического вещества диатомовых водорослей в условиях восстановительной среды и высокого содержания железа.

КЛИМАТИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ

Большая протяженность Каспийского моря в меридиональном направлении, сложность орографии западного и южного его побережий предопределяют многообразие местных особенностей климата, а расположение моря на границе зон умеренных широт и субтропической приводит к тому, что

над акваторией Каспийского моря происходит взаимодействие различных систем атмосферной циркуляции. Поэтому достигающие моря воздушные потоки могут быть весьма различны по своему происхождению, физическим свойствам и направлению движения. Значительные изменения в нижние слои этих воздушных потоков вносит огромная водная поверхность моря.

Расположение Каспийского моря в относительно низких широтах обуславливает интенсивный приток солнечной радиации. Об этом свидетельствует положительная величина годового радиационного баланса, равная разности между поглощаемым поверхностью моря солнечным теплом и теплом, теряемым путем эффективного излучения. Для всей акватории моря положительная величина радиационного баланса составляет в среднем 60 ккал/см^2 . В пределах Северного Каспия она снижается до 50 ккал/см^2 , в Среднем и Южном Каспии достигает 65 ккал/см^2 . Избыток радиационного тепла предопределяет интенсивное испарение, на что расходуется 54 ккал/см^2 тепла, и интенсивный конвективный теплообмен с атмосферой [Комплексные гидрометеорологические атласы Каспийского и Аральского морей, 1963]. Для всей акватории моря радиационный баланс положителен с марта по октябрь и имеет максимальные величины в июне и июле ($11-12 \text{ ккал/см}^2$ в месяц). Отрицателен баланс только в декабре: от 2 ккал/см^2 на севере моря до 1 ккал/см^2 на юге.

Атмосферные процессы над Каспийским морем и прилегающими к нему территориями складываются под влиянием общей циркуляции атмосферы на Европейско-Азиатском материке и местных факторов: рельефа прибрежных районов и влияния водной поверхности моря. Акватория Каспийского моря настолько велика, что над ней формируются самостоятельные морские воздушные массы.

В зимний сезон большая часть акватории находится под влиянием отрога Сибирского антициклона, который образуется в результате вторжения холодного арктического воздуха с Карского моря, континентального и морского воздуха умеренных широт с Баренцева и Норвежского морей на южные районы ЕТС и Каспийское море. Наличие местного максимума давления над Армянским и Иранским нагорьями в зимний сезон способствует некоторому повышению давления в это время года в самой южной части моря.

Между указанными областями высокого давления, вдоль оси срединной части моря, с северо-запада на юго-восток простирается барическая ложбина, удерживающаяся с октября по март и представляющая собой область сходимости воздушных потоков. Встречные потоки воздуха, обладающие большой разностью температур, в зимнее время нередко способствуют образованию над морем фронта и развитию циклонической циркуляции.

Помимо этого, в районе Каспийского моря наблюдаются выходы южных циклонов, которые перемещаются сюда с Черного и Средиземного морей. В зависимости от траектории движения эти циклоны могут охватывать более северные или более южные районы моря. Наибольшая их повторяемость наблюдается в южной части моря. С выходами южных циклонов связана пасмурная неустойчивая погода, выносы теплого воздуха в северные районы моря, что вызывает повышение температуры и оттепели [Евсеева, 1968].

Весной влияние Сибирского антициклона ослаблено и средиземноморские циклоны получают возможность продвигаться к востоку и северо-востоку. В теплых секторах циклонов теплый тропический воздух выносятся в северные районы Каспийского моря, что обуславливает начало таяния снега. В тылу проходящих циклонов возникает адвекция холодного арктического воздуха, распространяющегося над поверхностью моря далеко на юг. Этими процессами определяются характерные для весны возвраты холодов.

Для весеннего сезона, особенно для его первой половины, вообще свойственна большая изменчивость синоптических процессов и частая смена воздушных масс. Во второй половине сезона преобладающими становятся уже процессы трансформации воздуха под влиянием солнечной радиации и наблюдается переход к летним типам циркуляции.

Летом в связи со сглаживанием температурных контрастов происходит ослабление циркуляционных процессов как в приземном слое, так и в свободной атмосфере. В этот сезон года на синоптические процессы региона Каспийского моря оказывает воздействие отрог Азорского максимума. Наибольшее его влияние проявляется в западной и северо-западной частях моря, в основном в июле. В юго-восточной части Каспийского моря образуется обширная барическая ложбина (сохраняется до конца сентября), которая представляет собой западное ответвление обширного южноазиатского Ирано-Афганского минимума.

В связи с увеличением солнечной радиации в атмосферных процессах летнего сезона большое значение приобретает трансформация поступающих воздушных масс умеренных широт в тропический воздух на северном и восточном побережье Каспийского моря, а также в западной части Кура-Араксинской низменности. Это резко увеличивает засушливость указанных районов во второй половине летнего сезона. Выходы южных циклонов в летнее время составляют всего 7% от общего их количества в году [Захашвили, 1957].

В первой половине осени еще сохраняются черты летней циркуляции: малые градиенты давления, большая инерция атмосферных процессов, трансформация воздушных масс в малоподвижных антициклонах. По мере роста давления над охлаждающимися материками и понижения давления над океанами влияние Азорского максимума ослабевает и возрастает роль континентальных восточных вторжений. В свободной атмосфере усиливается интенсивность западного переноса.

В формировании климата Каспийского моря и особенно его прибрежных районов важнейшая роль принадлежит рельефу, под влиянием которого видоизменяется циркуляция воздушных масс. Именно сложностью орографии берегов моря объясняется исключительное разнообразие климатических условий в отдельных его районах. Наличие горных массивов на южном и юго-западном побережье моря, а также система хребтов Большого Кавказа способствуют обострению фронтальных разделов, вызывают регенерацию приходящих со Средиземного и Черного морей циклонов.

Влияние рельефа сказывается в изменении направления и скорости воздушных потоков, а следовательно, и в изменении направления переноса влаги. Кроме того, в связи с неравномерностью нагрева различных участков долин и склонов возникает местная циркуляция. На западном и юго-запад-

ном побережьях Каспийского моря наблюдаются почти все виды местной циркуляции: фёны, горно-долинная циркуляция, склоновые ветры, а также штормовые ветры, обусловленные орографическими особенностями отдельных участков побережья (бакинский норд, махачкалинский зюйд-ост).

Особенно заметно сказывается влияние горных массивов на распределении осадков. В этом отношении выделяется район юго-западного побережья моря. Взаимодействие рельефа и водной поверхности моря делает этот район аномальным по условиям увлажнения и количеству выпадающих осадков: тогда как в целом поверхность моря является источником влаги в атмосфере, в юго-западном районе происходит "осушение" воздушных масс путем выпадения осадков. Только для крайней юго-западной части моря характерно значительное превышение осадков над испарением как в среднем за год, так и для большинства месяцев. В целом же для акватории моря наблюдается обратная картина в соотношении между осадками и испарением: количество осадков значительно меньше испарения [Евсеева, 1968, 1969]. Талышские горы, система гор Эльбурса представляют серьезную преграду на пути влажных воздушных масс, идущих с Каспия, и служат как бы гигантским уловителем влаги, испаряемой поверхности моря.

Каспийское море оказывает определенное влияние на атмосферные процессы и климат окружающей суши. Вопрос о количественной оценке роли водоема в формировании гидрометеорологического режима над самой водной поверхностью и прилегающими территориями — один из основных в характеристике климата моря. Такая оценка крайне необходима для установления и прогнозирования изменений гидрометеорологических условий Каспийского моря и прилегающей суши в связи со значительными колебаниями уровня моря. Вместе с тем решение этого вопроса весьма затруднительно, потому что влияние водной поверхности на климат проявляется в сочетании с другими факторами, выделить каждый из которых не всегда возможно.

Большую часть года Каспийское море служит источником тепла и влаги для воздушных масс, проходящих над его поверхностью [Комплексные гидрометеорологические атласы..., 1963; Евсеева, 1969; Архипова, 1957; Шереметевская, 1968].

О характере влияния водной поверхности на температуру воздуха можно судить по разности температуры воды и воздуха [Комплексные гидрометеорологические атласы..., 1963]. Процесс прогревания воздушных масс над морем начинается уже в сентябре и заканчивается в марте, достигая наибольшего эффекта в декабре—январе. Так, у восточных берегов Среднего Каспия температура воды в январе на 3—4° выше температуры воздуха, в Южном Каспии разность температур составляет 1—2°. В течение всего времени с октября по март приземные слои воздуха снабжаются теплом и влагой, развиваются конвекция и конвективные облака. Под влиянием исходящего от моря тепла давление воздуха над ним понижается, усиливается приток холодного воздуха с севера и с востока, над морем нередко возникают атмосферные фронты. В такой ситуации над морем могут образоваться "каспийские" циклоны.

С апреля по август море оказывает на воздушные массы охлаждающее влияние. В июле в восточной части Среднего Каспия разность температуры

воды и воздуха достигает -5° , что связано с поднятием к поверхности моря холодных глубинных вод. Охлаждение над морем нижних слоев воздушных потоков создает температурную инверсию и придает им большую устойчивость, препятствуя развитию конвекции и образованию конвективных облаков. Таким образом, в весеннее и летнее время над морем наблюдается безоблачная солнечная погода.

В годовом балансе Каспийское море оказывает некоторое отепляющее действие, проявляющееся в наибольшей степени в южной и северной частях моря и в районе Апшеронского полуострова. В средней части моря отепляющее воздействие зимой сменяется охлаждающим влиянием летом.

По исследованиям П.И. Колоскова [1947], воздействие моря на температуру воздуха в пределах восточного Прикаспия распространяется на 250–300 км, на северном побережье — до 500 км зимой и до 200 км летом. Э.М. Шихлинский [1963] отмечает, что влияние Каспийского моря на термический режим воздуха в восточной части Кура-Араксинской низменности простирается в зимние месяцы на 60–80 км от берега, а в летние месяцы — на 40–60 км.

Понижение уровня моря сказывается на изменении температурного режима над водной поверхностью и в неширокой прибрежной полосе. Так, при падении уровня моря в 30-х годах наблюдалось некоторое увеличение континентальности климата средней части моря. Это проявилось в повышении температуры воды и воздуха в период нагревания моря (март–август) и некотором понижении этих температур в период охлаждения (сентябрь–декабрь) [Самойленко, 1954].

В связи с проблемой естественных и антропогенных изменений природных условий Каспийского моря особый интерес представляет влияние моря на атмосферный влагооборот, а именно на увлажнение атмосферы над Каспием и прилегающей к нему территорией и на процессы образования облаков и выпадения осадков. Наиболее подробно эти вопросы рассмотрены Л.С. Евсеевой [1969], обсуждались они в работах О.А. Дроздова, А.С. Григорьевой [1963], Л.П. Кузнецовой [1983] и др.

Каспийское море служит источником влаги, повышающим влажность воздуха и общее влагосодержание не только над водоемом, но и на расстоянии сотен километров от него (рис. 3). При этом меняется и вертикальная структура поля влажности — увеличивается процентное содержание влаги в нижних слоях атмосферы, где оно на несколько процентов больше (от суммарного влагосодержания в тропосфере), чем над сушей.

Как отмечалось выше, атмосферная циркуляция в районе Каспийского моря имеет сложный характер. Поэтому и потоки атмосферной влаги над Каспийским побережьем в нижних слоях атмосферы неустойчивы как в пространстве, так и во времени. Эта неустойчивость переноса влаги и направлений ветра особенно проявляется в нижнем слое до высоты 3 км. Выше 3 км господствует устойчивый перенос с запада на восток при небольшой меридиональной составляющей, направленной преимущественно на север. Очень сложная картина переноса атмосферной влаги наблюдается вблизи земной поверхности, где преобладает влага, испарившаяся с акватории Каспия. Над Северным Каспием (Астрахань, Гурьев) во все сезоны, кроме лета, вынос влаги более всего происходит на северо-запад, а летом, как и на высоте 1,5 км, — на юго-восток, в засушливые районы Казахстана



Рис. 3. Влагосодержание атмосферы в среднем за год (мм слоя):

1 — по данным аэрологических наблюдений, 2 — расчетные данные

и Средней Азии. Над Средним Каспием (Махачкала) интенсивность переноса влаги на запад, восток, север и юг примерно одинакова, за исключением лета, когда явно больше перенос на юго-восток (как и над Северным Каспием). Над Южным Каспием (Баку, Красноводск, Гасан-Кули, Ленкорань) направление преобладающего переноса влаги, как правило, отличается от такового над остальной акваторией и очень неустойчиво даже в пределах этой части моря. Так, зимой на восточном побережье вынос влаги направлен в основном на запад (по южной периферии барической оси Воейкова), а в районе Ленкорани (циклоническая циркуляция над югом Каспия) — на юго-восток; весной в районе Красноводска и Ленкорани наблюдаются выносы влаги на запад и север; а в районе Гасан-Кули — на юго-восток. Такое же направление влагопереноса сохраняется на восточном побережье и в июле и октябре, тогда как в районе Ленкорани оно меняется на противоположное.

Следовательно, в разные сезоны и в разных частях Каспия его увлажняющее влияние на прилегающую территорию существенно меняется в зависимости от направления преобладающего переноса влаги. Однако основная часть испарившейся с Каспийского моря влаги (60–70%) выносится на восток — в Казахстан и Среднюю Азию, где она составляет заметную долю (10%) в атмосферном влагопереносе. Остальная часть атмосферного выноса влаги с Каспийского моря распределяется примерно поровну по трем остальным направлениям.

При небольшой в среднем роли испарения с Каспия в образовании осадков степень его влияния в разных участках моря и побережья различна. Она зависит от синоптических условий и рельефа, определяющих направление выноса влаги и интенсивность вертикального влагообмена в атмосфере, и от температурных условий. В наибольшей степени влияние величины испарения с водной поверхности на осадки сказывается в юго-западной части моря и на Ленкоранском побережье, где при определенных синоптических процессах влажность воздуха увеличивается на 20–35%, что приводит к росту осадков на 30–70%. Расчеты показывают, что в среднем за год

примерно 35—40% осадков в Ленкорани образуется под влиянием испарения с акватории Каспийского моря.

Приведенные выше данные об атмосферном влагообмене Каспия с окружающей территорией позволяют выявить возможные последствия отчленения и осушения отдельных мелководных участков Каспийского моря, прежде всего залива Кара-Богаз-Гол. Полное осушение залива Кара-Богаз-Гол может иметь различные последствия для местного и регионального климата и влагооборота. Местное влияние осушения залива на климат прилегающей к нему территории должно быть существенным. Об этом свидетельствуют данные об изменении температуры и влажности воздуха при наблюдавшихся в последние десятилетия понижении уровня и сокращении акватории Каспийского и Аральского морей [Кувшинова, Утина, 1982; Кузнецова, Швер, 1965; Кузнецова, 1983; Челпанова, 1953 и др.]. Так, можно ожидать заметного усиления континентальности климата (увеличения колебаний температуры воздуха, понижения его влажности) в пределах береговой полосы Кара-Богаз-Гола шириной 10—30 км. Региональный климатический эффект осушения залива будет несущественным, в том числе и его влияние на влагооборот Средней Азии. Доля испарения с Кара-Богаз-Гола (8—10 км³) в общем потоке атмосферной влаги незначительна, и, как отмечалось выше, испаряющаяся с залива влага выносится в нижних слоях атмосферы в различных направлениях, в том числе на юго-запад, т.е. на акваторию Каспийского моря.

Большая протяженность моря в меридиональном направлении обуславливает различие в распределении температуры воздуха над его акваторией. Средняя годовая температура воздуха в северной части моря 8—10°, в средней — 11—14°, в южной — 15—17°. Для всего моря она равна в среднем 13,1°* (рис. 4). Разность среднегодовых температур воздуха между северной и южной частями моря составляет 7°. Большие различия в распределении средней и экстремальной температур воздуха по отдельным районам моря отмечаются в зимние месяцы. В самых северных районах моря средняя январская температура — 7...—10°, а минимальная достигает — 19...—20°. При вторжениях арктического воздуха температура нередко понижается до —30°. В южной части моря средняя месячная температура воздуха в январе 9°, минимальная ее величина достигает —10°. В целом зима в восточной части моря холоднее, чем в западной, что связано с большой повторяемостью восточных ветров в нижних слоях атмосферы, обуславливающих адвекцию холодного континентального воздуха на акваторию Каспия и трансформированного теплого воздуха — на западное его побережье.

Весной вынос теплого тропического воздуха в теплых секторах южных циклонов в северные районы Каспийского моря и увеличение солнечной радиации способствуют быстрому росту температуры. Переход средней температуры воздуха к положительным значениям в этих районах происходит во второй половине марта — начале апреля. Средняя температура в апреле в Северном Каспии 8—9°, в Среднем Каспии 10—11°, а в Южном — 11—14°

* Получена планиметрированием карт распределения температуры воздуха [Комплексные гидрометеорологические атласы. . . , 1963].

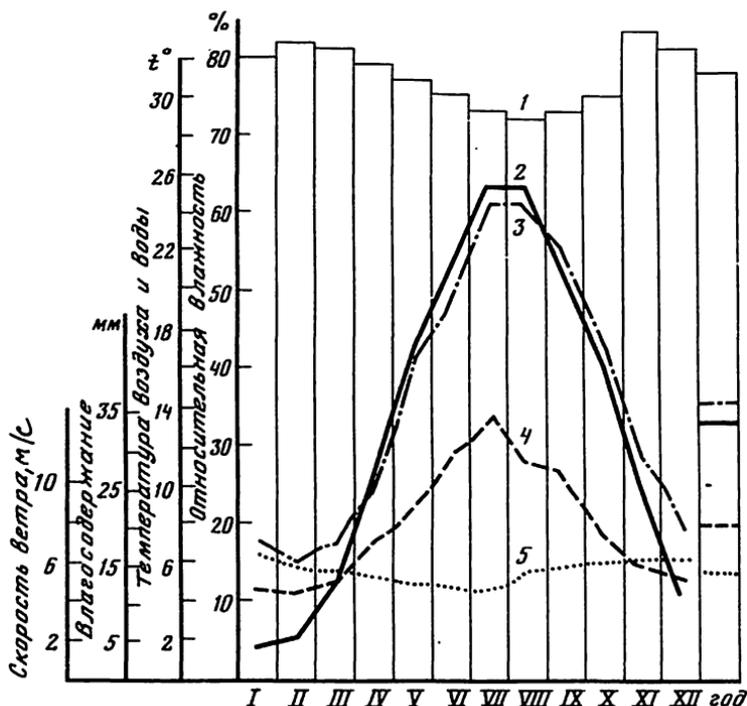


Рис. 4. Внутригодовое распределение средних многолетних величин метеорологических характеристик на поверхности Каспийского моря

1 - относительная влажность, %, 2 - температура воздуха, °С, 3 - температура воды, °С, 4 - влагосодержание, мм, 5 - скорость ветра, м/с

В летнее время температурные контрасты между северными и южными частями моря сглажены, средняя температура над всей акваторией в июле находится в пределах 24–26°. Наименьшие средние температуры воздуха наблюдаются в восточной половине средней части моря и связаны с охлаждающим влиянием развивающегося здесь апвеллинга.

Осенью в северной части моря наблюдается резкое падение температуры воздуха, особенно в восточной его половине. Средние температуры октября в прибрежной полосе северной части моря составляют 9–10°, в открытых районах – 12–13°. В средней части моря средняя температура воздуха в октябре 15–17°, в прибрежной зоне западного побережья 14–15°, у восточного – 12–14°. Наиболее высокие средние температуры воздуха в октябре наблюдаются в Южном Каспии. В самых южных открытых районах моря температура воздуха достигает 21°.

Направление и сила ветров, дующих над Каспийским морем, определяются тремя факторами: характером общей циркуляции атмосферы, полем температуры, создаваемым самим морем, и рельефом его берегов.

В приземном слое ветровой режим отличается неустойчивостью, что объясняется различием типов атмосферных процессов в пределах отдельных частей моря. Общая закономерность ветрового режима такова, что большую часть года над морем господствуют ветры северных (СЗ, С, СВ)

и юго-восточного направлений [Кошинский, 1964: Комплексные гидрометеорологические атласы . . . , 1963]. В среднем за год вероятность установления ветровых полей северных румбов составляет 41%, причем летом их вероятность несколько больше (48,7%), чем в другие сезоны года. Почти половина из них приходится на ветры северо-западной четверти. Ветры северных румбов наблюдаются при распространении на южные районы Европейской территории Союза отрогов Азорского антициклона, при смещении антициклонов со Скандинавии, Баренцева или Карского морей, а также при активизации южнокаспийского циклона, который в дальнейшем перемещается в северо-восточном направлении на западные районы Средней Азии. Юго-восточные ветры составляют в среднем за год 35,9%. Чаще всего они наблюдаются зимой (41,3%), когда над районами Казахстана и Средней Азии образуется устойчивый антициклон, который благоприятствует юго-восточному переносу воздушных масс. Из всех типов ветровых потоков над Каспийским морем юго-восточный наиболее устойчив.

Средняя скорость ветра в пределах акватории моря составляет 5,7 м/с. Наибольшие скорости наблюдаются в средней части моря и в среднем за год равны 6–7 м/с. В районе Апшеронского полуострова их величина составляет 8–9 м/с. Господствующие в море северо-западные ветры принимают в этом районе четкое северное направление и достигают скорости 25–30 м/с. Это хорошо известные штормовые "бакинские норды". К югу от Апшеронского полуострова скорость ветра постепенно убывает и в самых крайних южных районах моря, находящихся под защитой окружающих горных хребтов, уменьшается до 2–3 м/с, особенно в летние месяцы, когда даже максимальная скорость ветров не превышает 10 м/с. Штормовые ветры восточного и юго-восточного направлений наблюдаются в открытой части моря у п-ова Мангышлак.

Годовой ход влажности воздуха аналогичен годовому ходу температуры воздуха. Наименьшая влажность воздуха над Каспийским морем наблюдается в январе–феврале, когда она составляет в северной части моря 2–3 мм, в южной 6–7 мм. В июле и августе абсолютная влажность воздуха наибольшая за год и составляет в северной и средней частях моря 17–18 мм, в южной – 19–20 мм рт. ст.

Контрасты между влажностью воздуха над морем и его побережьем сильнее всего летом, когда велико испарение с акватории моря, а с поверхности материка оно уже уменьшается (из-за малой влажности суши).

Насыщенность воздуха водяным паром (относительная влажность) в течение всего года близка к предельной и составляет 80–85%. Зимой в Северном Каспии она равна 90%. В то же время в восточной половине моря, за исключением крайнего юга, начиная с апреля средняя относительная влажность воздуха становится меньше 80%, а в сентябре–октябре даже менее 75%. В крайних северо-восточных районах моря весной и летом средняя относительная влажность не превышает 60–65%. Это наиболее засушливый район моря. В целом для поверхности моря средняя относительная влажность колеблется от 72% в июле до 83% в ноябре.

Таким образом, воздух на Каспийском море наиболее насыщен водяным паром зимой в северной части моря вследствие сильного его охлаждения и в южной части моря благодаря конвергенции здесь воздушных потоков

Таблица 3
Соотношение между осадками и испарением (в мм)
на Каспийском море (без Кара-Богаз-Гола) за год

Характеристика	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Осадки	20	13	14	13	11	9	7	10	15	26	23	19	180
Испарение	40	32	34	43	67	90	112	121	138	109	67	57	910
Испарение минус осадки	20	19	20	30	56	81	105	111	123	83	44	38	730
Отношение испарения к осадкам	2,0	2,5	2,4	3,3	6,1	10,0	16,0	12,1	9,2	4,2	2,9	3,0	5,0

с высокой абсолютной влажностью. В этих районах моря в холодное время года нередко бывают туманы, повторяемость их более 10%. На остальной акватории повторяемость туманов в холодное время года составляет не более 5%, а с мая по октябрь — менее 1–2%.

Наибольшая величина влагосодержания атмосферы над морем наблюдается в июле. В среднем для всего моря она составляет слой воды 34 мм и колеблется от 26 мм в северо-восточных районах до 38 мм в юго-восточных. Наименьшая величина влагосодержания — в январе–феврале, когда она равна всего 11 мм [Климатический и гидрологический атлас Каспийского моря, 1955; Кузнецова, 1983]. Механизм обмена влагой между водной поверхностью моря и атмосферой в течение года иллюстрируется данными табл. 3.

Сумма атмосферных осадков, выпадающих на водное зеркало Каспийского моря, и величина испарения с него равны соответственно 180 и 910 мм в год. Море отдает в атмосферу в среднем за год в 5 раз больше влаги, чем от нее получает (в восточной части Среднего Каспия — даже в 13 раз). Исключение составляет лишь крайняя юго-западная часть моря, где среднегодовая сумма атмосферных осадков соизмерима с величиной испарения.

В целом с Каспийского моря поступает в атмосферу в среднем за год 730 мм влаги. Внутригодовое распределение осадков и испарения находится в противофазе. Наибольшее количество осадков выпадает в холодную половину года (с октября по март) — 60%, остальные 40% — в теплую. Такое распределение обусловлено характером развития атмосферной циркуляции над акваторией моря. Наибольшие величины испарения наблюдаются в теплый период, особенно в июле–сентябре, когда отмечаются высокие температуры воздуха и наибольшая относительная сухость воздуха над морем. Наибольшая разность между испарением и осадками (так называемое видимое испарение) наблюдается в августе и сентябре, когда Каспийское море в наибольшей степени обогащает атмосферу влагой. Превышение испарения над осадками для моря в целом сохраняется в течение всего года. В этом проявляется важная климатообразующая роль Каспийского моря.

ВОДНЫЙ БАЛАНС И УРОВЕНЬ МОРЯ

Непостоянство уровенной поверхности Каспийского моря — одна из главных особенностей его гидрологического режима. В вековом ходе уровня Каспийского моря выделяются циклические колебания различной продолжительности.

Вплоть до 30-х годов текущего столетия водный баланс Каспийского моря формировался под влиянием естественных климатических факторов, в результате их долговременных изменений. С середины 30-х годов на реках Каспийского бассейна началось интенсивное водохозяйственное строительство, влияние которого стало ощутимо сказываться в 50-е годы. К началу 70-х годов практически все крупные реки бассейна были зарегулированы, заполнены и пущены в эксплуатацию водохранилища. В результате этого уменьшился объем речного стока и изменилось его внутригодовое распределение. В 30-е годы уменьшение суммарного притока речных вод в Каспий не превышало $5-7 \text{ км}^3$ в год, в настоящее время безвозвратные изъятия достигают в отдельные годы около 50 км^3 в год. Следовательно, помимо влияния климатических факторов, величина поверхностного притока в море испытывает ощутимое дополнительное влияние антропогенной деятельности.

Исследование водного баланса за 1900—1982 гг.¹ показало, что величины его приходной части почти все время были меньше, чем расходной, в основном за счет притока рек (табл. 4). Дефицит баланса, составивший в среднем $14 \text{ км}^3/\text{год}$, обусловил общую тенденцию снижения уровня моря, продолжавшегося до 1977 г. включительно. Лишь в отдельные непродолжительные отрезки времени приход воды в море превышал расход и происходило повышение или стабилизация уровня (рис. 5).

Поверхностный приток в море складывается из стока рек Волги, Урала, Терека, Сулака, Самура, Куры, малых кавказских рек и рек Иранского побережья. Волга, бассейн которой составляет около 40% территории водосборного бассейна Каспия, определяет основную часть поверхностного притока к морю, достигающую около 80% общего его объема.

Изменения многолетнего сезонного стока Волги в различные отрезки времени достигают значительных величин (табл. 5).

Благоприятные гидрометеорологические условия в бассейне моря, сложившиеся в начале столетия (1900—1929 гг.), обусловили значительный приток речных вод к морю и относительно высокое положение его уровня (см. рис. 5). В 30-е годы в бассейнах Волги и Урала наблюдался затяжной маловодный период. Величина волжского стока сократилась до 200 км^3 в год, в то время как в 1900—1929 гг. она достигала 250 км^3 в год. Главная причина этой маловодности — потепление климата, охватившее все северное полушарие. В результате значительно уменьшилось количество атмосферных осадков, главным образом образом осенне-зимних, формирующих основной объем стока Волги.

В период 1942—1969 гг. бассейну моря был присущ более умеренный климат, поэтому водоносность рек несколько увеличилась и темпы падения

¹ Данные о стоке рек здесь и в главе 2 обобщены за разные отрезки времени и по разным пунктам наблюдений. Поэтому величины, приводимые авторами, не всегда совпадают (Примеч. ред.).

Таблица 4
Составляющие водного баланса Каспийского моря

Годы	Уровень моря, м	Сток рек		Осадки	
		км ³	см слоя	км ³	см слоя
1900–1929	–26,18	335,7	83,4	69,8	17,3
1930–1941	–26,80	268,6	68,3	72,9	18,5
1942–1969	–28,18	285,4	77,3	74,1	20,0
1970–1977	–28,64	240,5	66,6	87,6	24,3
1978–1982	–28,54	310,9	85,8	93,1	25,7
1900–1982	–27,32	298,3	77,3	73,7	19,1

Годы	Испарение		Сток в Кара-Богаз-гол		Результирующая баланса	
	км ³	см слоя	км ³	см слоя	км ³	см слоя
1900–1929	389,4	96,7	21,8	5,4	–1,7	–0,4
1930–1941	394,8	100,4	12,4	3,2	–61,7	–15,7
1942–1969	356,3	96,4	10,6	2,9	–3,4	–0,9
1970–1977	374,9	103,9	7,1	2,0	–49,9	–13,8
1978–1982	354,8	97,9	2,5*	0,7	50,7	14,0
1900–1982	375,5	97,3	14,6*	3,8	–14,1	–3,6

* В 1980 г. сток в залив Кара-Богаз-Гол временно прекращен.

уровня замедлились. Однако в первой половине 70-х годов в бассейне Каспийского моря опять сложились неблагоприятные гидрометеорологические условия и произошло падение уровня моря до самой низкой отметки за все время проведения инструментальных наблюдений – до –29,0 м (1977 г.). Величина суммарного речного стока в 1970–1977 гг. оказалась даже ниже, чем в период интенсивного падения уровня в 30-х годах. Сток Волги уменьшился до 207 км³/год и был ниже средней многолетней нормы за 1900–1982 гг. – 238 км³/год.

Изменение характера увлажненности в бассейне Каспия, наступившее в конце 70-х годов, привело к увеличению атмосферных осадков, водоносность Волги резко повысилась, и произошел быстрый подъем уровня моря (см. табл. 5, рис. 5).

За исследованный период (1900–1982 гг.) разность между максимальным и минимальным поверхностным притоком в море составляет 260 км³. Наибольший суммарный поверхностный приток – около 460 км³ – отмечался в 1926 г., а наименьший – 200 км³ – в 1975 г.

Внутригодовое распределение поверхностного притока в Каспий, несмотря на различие физико-географических условий речных бассейнов и специфические особенности годового стока отдельных рек, почти полностью соответствует внутригодовому распределению стока Волги, составляющего основную долю общего притока в море.

В течение года четко выделяется максимум стока в мае–июне, в период прохождения половодья. В это время в море ежемесячно поступает

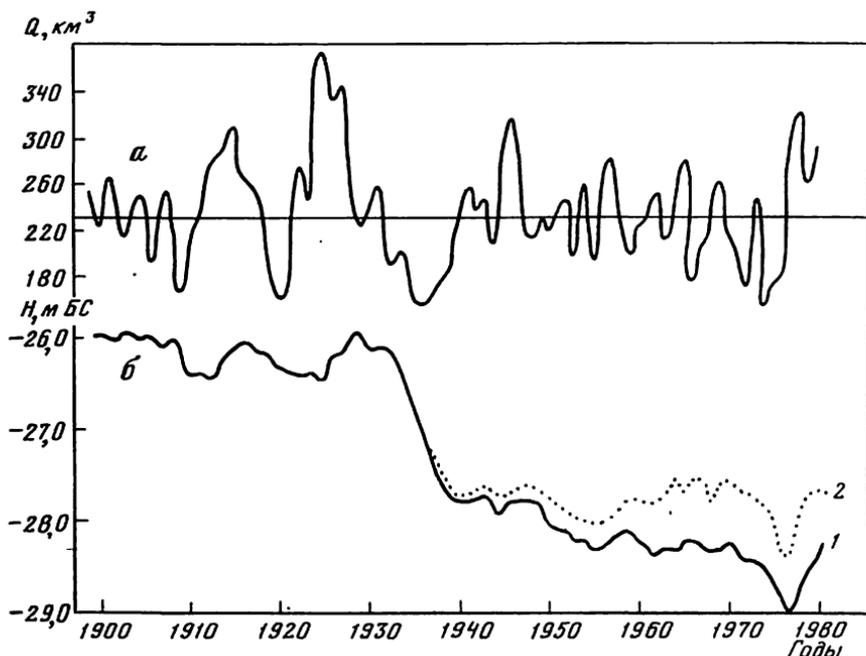


Рис. 5. Многолетние изменения стока Волги ($\text{км}^3/\text{год}$) (а), уровня моря (м БС) (б):
1 — фактический, 2 — естественный

17–26% величины годового стока. Меньше всего речной воды поступает в зимние месяцы: в январе–феврале 3–7% годового стока.

Интенсивное использование водных ресурсов рек, начавшееся с 50-х годов, привело к уменьшению величины поверхностного притока в море, его внутригодовому перераспределению и, как следствие, к дополнительному снижению уровня моря (см. рис. 5). В 70-х годах уменьшение величины волжского стока за счет безвозвратных изъятий на народнохозяйственные нужды составляло уже около 20 км^3 в год [Шикломанов, 1976], что равняется 50% ежегодных суммарных изъятий из рек Каспийского бассейна. Всего с 1940 по 1982 г. море "недополучило" свыше 800 км^3 речной воды, что может быть почти соизмеримо с трехлетним стоком Волги в среднеклиматических условиях.

Поскольку объем атмосферных осадков, выпадающих на акваторию моря, существенно меньше объема речного стока, влияние осадков на межгодовые изменения уровня моря значительно меньше, чем речного стока.

С начала столетия прослеживается тенденция увеличения осадков, выпадающих на поверхность моря. Их доля в водном балансе изменялась от 15% в начале столетия до 23% в 1978–1982 гг., когда на поверхность моря в среднем за год выпадало 257 мм, что существенно превышало среднегодовую норму (191 мм). Наибольшее количество осадков — около 112 км^3 (308 мм) — было зарегистрировано в 1969 г., наименьшее — около 50 км^3 (132 мм) — в 1944 г. Таким образом, размах колебаний количества осадков составил около 60 км^3 (178 мм слоя). В течение года наименьшее количество осадков выпадает в летние месяцы — июль–август (табл. 6).

Таблица 5
Внутригодовое распределение стока Волги (у с. Верхнего Лебяжьего)
в 1900–1982 гг.

Годы	I	II	III	IV	V	VI
1900–1929	$\frac{7,8^*}{3}$	$\frac{6,8}{3}$	$\frac{7,6}{3}$	$\frac{14,9}{6}$	$\frac{49,8}{20}$	$\frac{65,8}{26}$
1930–1941	$\frac{6,5}{3}$	$\frac{6,3}{3}$	$\frac{6,7}{3}$	$\frac{12,8}{6}$	$\frac{44,9}{22}$	$\frac{50,3}{25}$
1942–1969	$\frac{10,2}{4}$	$\frac{11,4}{5}$	$\frac{13,6}{6}$	$\frac{18,4}{8}$	$\frac{51,5}{21}$	$\frac{50,1}{21}$
1970–1977	$\frac{13,6}{6}$	$\frac{13,2}{6}$	$\frac{15,9}{8}$	$\frac{16,0}{8}$	$\frac{42,5}{20}$	$\frac{28,1}{14}$
1978–1982	$\frac{19,3}{7}$	$\frac{18,1}{7}$	$\frac{23,3}{9}$	$\frac{17,8}{6}$	$\frac{47,0}{17}$	$\frac{39,5}{14}$
1900–1982	$\frac{9,7}{4}$	$\frac{9,6}{4}$	$\frac{11,3}{5}$	$\frac{16,1}{7}$	$\frac{48,9}{21}$	$\frac{53,2}{22}$

* Числитель – сток в км³; знаменатель – в %.

Таблица 6
Внутригодовое распределение количества атмосферных осадков
выпадающих на поверхность Каспийского моря

Годы	I	II	III	IV	V	VI
1878–1945*	$\frac{17^{**}}{10}$	$\frac{12}{7}$	$\frac{17}{10}$	$\frac{18}{10}$	$\frac{13}{7}$	$\frac{13}{7}$
1942–1969	$\frac{20}{10}$	$\frac{17}{8}$	$\frac{18}{9}$	$\frac{15}{8}$	$\frac{11}{6}$	$\frac{9}{4}$
1970–1977	$\frac{24}{10}$	$\frac{22}{9}$	$\frac{21}{9}$	$\frac{18}{8}$	$\frac{17}{7}$	$\frac{10}{4}$
1978–1982	$\frac{22}{9}$	$\frac{18}{7}$	$\frac{29}{11}$	$\frac{26}{10}$	$\frac{25}{10}$	$\frac{14}{6}$
1940–1982	$\frac{20}{10}$	$\frac{17}{8}$	$\frac{19}{9}$	$\frac{16}{8}$	$\frac{14}{7}$	$\frac{10}{5}$

* Данные Б.Д. Зайкова (1946).

** Числитель – мм слоя; знаменатель – %.

Испарение с поверхности моря – основная расходная составляющая водного баланса. Из-за отсутствия достаточного количества фактических наблюдений его величина в настоящее время оценивается по различным теоретическим и эмпирическим формулам. Использование методики расчета, разработанной в ГОИНе [Гоптарев, Панин, 1970], позволило уточнить межгодовое и внутригодовое распределение величин испарения по акватории Каспия.

На акватории моря наиболее высокая величина испарения характерна для Северного Каспия, а наиболее низкая – для Среднего Каспия.

VII	VIII	IX	X	XI	XII	Средне-годовой сток
<u>32,0</u>	<u>15,8</u>	<u>13,1</u>	<u>13,2</u>	<u>13,4</u>	<u>10,4</u>	<u>250,6</u>
13	6	5	5	5	4	100
<u>23,3</u>	<u>12,0</u>	<u>8,7</u>	<u>9,4</u>	<u>11,2</u>	<u>8,4</u>	<u>200,5</u>
12	6	4	5	6	4	100
<u>22,4</u>	<u>14,7</u>	<u>12,7</u>	<u>13,4</u>	<u>13,5</u>	<u>9,3</u>	<u>241,2</u>
9	6	5	6	6	4	100
<u>15,0</u>	<u>13,2</u>	<u>11,7</u>	<u>12,0</u>	<u>12,2</u>	<u>14,2</u>	<u>207,6</u>
7	6	6	6	6	7	100
<u>18,7</u>	<u>17,9</u>	<u>16,6</u>	<u>17,4</u>	<u>18,8</u>	<u>19,9</u>	<u>274,3</u>
7	7	6	6	7	7	100
<u>25,1</u>	<u>14,8</u>	<u>12,4</u>	<u>13,0</u>	<u>13,4</u>	<u>10,7</u>	<u>238,2</u>
11	6	5	5	6	4	100

VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
<u>9</u>	<u>11</u>	<u>15</u>	<u>16</u>	<u>18</u>	<u>18</u>	<u>177</u>
5	6	9	9	10	10	100
<u>8</u>	<u>13</u>	<u>19</u>	<u>29</u>	<u>22</u>	<u>19</u>	<u>200</u>
4	6	10	14	11	10	100
<u>7</u>	<u>8</u>	<u>22</u>	<u>28</u>	<u>33</u>	<u>28</u>	<u>236</u>
3	3	9	12	14	12	100
<u>8</u>	<u>22</u>	<u>18</u>	<u>28</u>	<u>29</u>	<u>18</u>	<u>256</u>
3	9	7	11	11	7	100
<u>8</u>	<u>13</u>	<u>19</u>	<u>28</u>	<u>24</u>	<u>20</u>	<u>210</u>
4	6	9	13	12	10	100

Анализ межгодовых изменений величин испарения в текущем столетии показал, что самое интенсивное испарение было в 30-х годах, чему способствовала засушливость климата, связанная с преобладанием антициклонического режима циркуляции атмосферы на значительной части ЕТС, что вызвало повышенное испарение не только в водосборном бассейне моря, но и на его акватории. В это время с поверхности моря ежегодно испарялось около 395 км³ воды — намного больше, чем ее поступало в море. В результате в 1930–1941 гг. море "потеряло" около 740 км³ воды.

Для испарения с поверхности Каспия характерны незначительные межго-

Таблица 7
Внутригодовое распределение величины испарения
с поверхности Каспийского моря

Годы	I	II	III	IV	V	VI
1942–1969	40*	45	38	46	52	86
	4,1	4,7	3,9	4,8	5,4	8,9
1970–1977	79	65	36	50	54	79
	7,6	6,3	3,5	4,8	5,2	7,6
1978–1982	69	50	35	42	49	71
	7,0	5,1	3,6	4,3	5,0	7,3
1940–1981	52	52	38	46	51	85
	5,3	5,3	3,8	4,6	5,2	8,6

*Числитель – мм слоя; знаменатель – %.

довые изменения, свидетельствующие об относительной устойчивости этого фактора. Однако следует отметить, что в связи с понижением уровня моря и соответствующим сокращением площади его зеркала происходит изменение объема испаряющейся воды.

Сезонная изменчивость испарения более значительна, чем межгодовая. Так, с июня по декабрь с поверхности моря испаряется около 70% годового объема воды (табл. 7).

К расходным составляющим водного баланса до 1980 г. относился также сток морских вод из Каспия в залив Кара-Богаз-Гол. Непосредственные наблюдения за стоком в залив велись с 1928 г. Среднегодовое значение стока за 1900–1979 гг. составила около 15 км³/год.

В начале столетия в залив стекало до 30 км³ в год, в последующие годы, в связи с сокращением речного притока и понижением уровня моря, объем стока морских вод в залив постоянно сокращался (см. табл. 4).

С целью сокращения величины расходной составляющей водного баланса Каспия в 1980 г. Кара-Богаз-Гол был отделен от моря глухой плотиной, сток морских вод в залив прекратился. Перекрытие Кара-Богаз-Гола позволило "экономить" до 1985 г. более 40 км³ морской воды, что в общем повышении уровня моря составило около 17 см слоя, и уровень моря ежегодно стал в среднем на 2,5–2,7 см выше, чем при существовании стока в залив.

Роль подземного притока в море в водном балансе Каспия незначительна, величина его ориентировочно оценивается в 4 км³/год [Потайчук, 1970].

За историческое время происходила неоднократная смена низких и высоких стояний уровня Каспия (рис. 6). В середине XVI в. уровень моря находился на отметке –26,6 м, в последующее столетие произошло повышение уровня до –23,9 м, а в начале XVII в. уровень опустился до отметки –26 м. После этого значительного снижения начался период высокого стояния уровня, и к началу XIX в. (1805 г.) его отметка достигла –22 м [Берг, 1934; Аполлов, 1951; Федоров, 1957; Николаева, Хан-Магомедов, 1962]. С начала проведения инструментальных наблюдений (1837 г.) и до начала XX в. уровень сохранял положение в среднем около –25,8 м.

VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
96	127	146	123	98	66	964
10,0	13,2	15,4	12,8	10,2	6,8	100
103	137	150	120	82	82	1039
9,9	13,2	14,4	11,6	7,9	7,9	100
83	137	158	129	93	63	979
8,5	14,0	16,0	13,2	9,5	6,4	100
98	131	148	124	93	70	988
9,9	13,2	15,0	12,6	9,4	7,1	100

С 1900 по 1929 г. изменения уровня были незначительными и происходили около средней отметки $-26,2$ м. Это относительно равновесное положение уровня сменилось его резким снижением: с 1930 по 1941 г. оно составило $1,8$ м и было связано с крупномасштабными климатическими изменениями. В последующие годы снижение уровня Каспия происходило более медленно, а в 60-е годы наблюдалась некоторая его стабилизация около отметки $-28,4$ м. В первой половине 70-х годов произошло понижение уровня до экстремально низкой за последние 150 лет отметки: -29 м в 1977 г. Общее снижение с 1900 по 1977 г. составило 3 м, в том числе за счет хозяйственной деятельности — около 1 м. С 1978 г. уровень Каспия стал резко повышаться и в 1985 г. достиг отметки $-27,97$ м, т.е. поднялся более чем на метр.

Современное повышение уровня не представляет собой аномального явления. Как отмечалось, значительные колебания уровня наблюдались как в прошлом, так и в текущем столетии. Так, приращение уровня на $20-30$ см в год отмечалось в 1865–1866, 1895–1896, 1933–1934, 1937–1938 гг. Повышение уровня моря, наблюдающееся с 1978 г., обусловлено главным образом увеличением объема поступающего в море волжского стока, а также количества атмосферных осадков, выпадающих на поверхность моря. В 1978–1983 гг. количество атмосферных осадков существенно превышало их среднюю многолетнюю норму, достигнув 256 мм в год.

Внутригодовое изменение уровня имеет четко выраженный сезонный характер (рис. 7), обусловленный изменчивостью составляющих водного баланса. В зимнее время уровень — низкий, затем вследствие интенсивного поступления в море речных вод наблюдается его весенне-летний подъем. Основное накопление воды в море происходит в июне–июле, и уровень достигает наивысшего положения. С августа, в связи с уменьшением речного притока и увеличением испарения с морской акватории, уровень постепенно понижается до зимнего минимума, наблюдающегося в январе–феврале.

Средняя многолетняя величина внутригодовых изменений уровня за 1900–1983 гг. составила 30 см (табл. 8). Наибольшая величина его

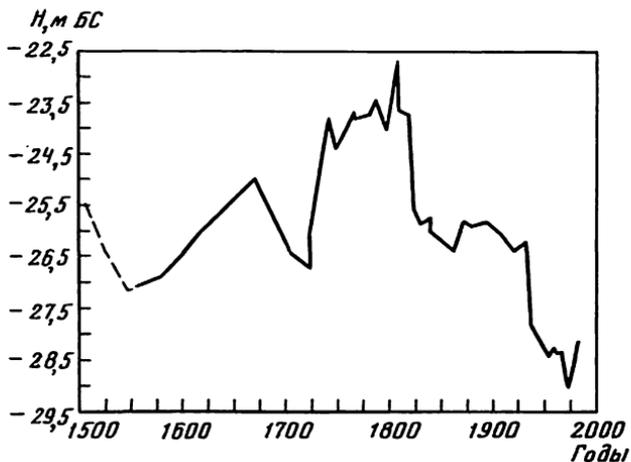


Рис. 6. Вековые изменения уровня Каспийского моря. 1500–1900 гг. – по Л.С. Бергу [1934]; 1901–1983 гг. – данные ГОИНа

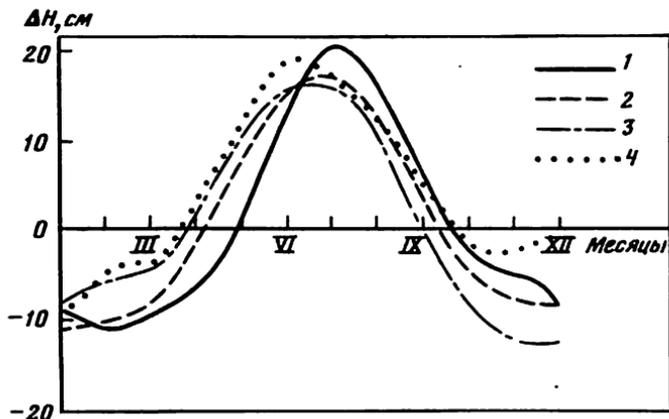


Рис. 7. Среднегодовые внутригодовые изменения уровня Каспийского моря 1 – 1942–1955 гг., 2 – 1956–1984 гг., 3 – 1970–1977 гг., 4 – 1978–1984 гг.

годовых изменений наблюдалась в многоводный 1926 г. (50 см), наименьшая – в маловодный 1975 г. (25 см).

Зарегулирование речного стока в бассейне Каспийского моря повлияло на сезонный ход уровня. В современных условиях половодье на Волге начинается на месяц–полтора раньше и проходит быстрее, чем до 50-х годов. Это приводит к более раннему наступлению среднемесячного максимума в годовом ходе уровня. Весенне-летние пуски речной воды вызывают некоторое сглаживание хода уровня в это время года, а зимние пуски, наоборот, приводят к повышению уровня. Таким образом, в целом в течение года ход уровня стал более плавным (см. рис. 7).

Большой научный и практический интерес представляет разработка прогнозов уровня моря. В настоящее время существует несколько методов. Во-первых, это так называемые климатические (гелиогеофизи-

Таблица 8
Среднемесячные многолетние значения уровня Каспийского моря
и их отклонения от среднегодовых величин

Годы	I	II	III	IV	V	VI
1900–1921	$\frac{-26,20^*}{-10}$	$\frac{-26,21}{-11}$	$\frac{-26,21}{-11}$	$\frac{-26,20}{-10}$	$\frac{-26,11}{-1}$	$\frac{-25,96}{14}$
1930–1941	$\frac{-26,86}{-5}$	$\frac{-26,87}{-6}$	$\frac{-26,88}{-7}$	$\frac{-26,85}{-4}$	$\frac{-26,77}{-}$	$\frac{-26,67}{14}$
1942–1969	$\frac{-28,28}{-10}$	$\frac{-28,28}{-10}$	$\frac{-28,27}{-9}$	$\frac{-28,22}{-4}$	$\frac{-28,14}{4}$	$\frac{-28,03}{15}$
1970–1977	$\frac{-28,72}{-8}$	$\frac{-28,70}{-6}$	$\frac{-28,68}{-4}$	$\frac{-28,62}{2}$	$\frac{-28,54}{10}$	$\frac{-28,49}{15}$
1978–1983	$\frac{-28,55}{-9}$	$\frac{-28,54}{-5}$	$\frac{-28,50}{-4}$	$\frac{-28,43}{3}$	$\frac{-28,35}{11}$	$\frac{-28,27}{19}$
1900–1983	$\frac{-27,41}{-11}$	$\frac{-27,41}{-11}$	$\frac{-27,40}{-10}$	$\frac{-27,37}{-7}$	$\frac{-27,28}{2}$	$\frac{-27,17}{13}$

* Числитель – среднемесячный уровень моря, м; знаменатель – отклонение среднего месячного уровня от среднегодового, см.

Годы	VII	VIII	IX	X	XI	XII
1900–1921	$\frac{-25,89}{21}$	$\frac{-25,93}{17}$	$\frac{-26,03}{7}$	$\frac{-26,11}{-1}$	$\frac{-26,14}{-4}$	$\frac{-26,16}{-6}$
1930–1941	$\frac{-26,61}{20}$	$\frac{-26,67}{14}$	$\frac{-26,79}{2}$	$\frac{-26,88}{-7}$	$\frac{-26,92}{-11}$	$\frac{-26,96}{-15}$
1942–1969	$\frac{-27,99}{17}$	$\frac{-28,04}{14}$	$\frac{-28,13}{5}$	$\frac{-28,21}{-3}$	$\frac{-28,24}{-6}$	$\frac{-28,27}{-9}$
1970–1977	$\frac{-28,48}{16}$	$\frac{-28,53}{11}$	$\frac{-28,64}{0}$	$\frac{-28,72}{-8}$	$\frac{-28,77}{-13}$	$\frac{-28,77}{-13}$
1978–1983	$\frac{-28,29}{17}$	$\frac{-28,34}{12}$	$\frac{-28,41}{5}$	$\frac{-28,48}{-2}$	$\frac{-28,49}{-3}$	$\frac{-28,47}{-1}$
1900–1983	$\frac{-27,11}{19}$	$\frac{-27,16}{14}$	$\frac{-27,25}{5}$	$\frac{-27,34}{-4}$	$\frac{-27,37}{-7}$	$\frac{-27,39}{-9}$

ческие) прогнозы. Они основаны на физических моделях, связывающих колебания уровня Каспия или отдельных составляющих водного баланса с различными внешними факторами – температурой воздуха и другими метеорологическими характеристиками, атмосферной циркуляцией, солнечной активностью.

Многие авторы [Белинский, Калинин, 1946; Гирс, 1971; Аполлов, Алексеева, 1959; Соскин, 1959; Эйгенсон, 1963; Антонов, 1963; и др.] проводили поиск этих закономерностей временных изменений уровня моря, обусловленных геофизическими и климатическими факторами. Однако климатический прогноз на длительное время для таких обширных территорий, как бассейн Каспия, продолжает оставаться одной из сложных и нерешенных проблем науки. Несмотря на то что наличие солнечно-земных связей в настоящее время признано, механизм этих связей и теоретическая сторона вопроса остаются во многом неясными. Зависимости между уров-

нем моря и характеристиками атмосферной циркуляции также далеко не всегда дают возможность получить прогноз на длительное время.

Ко второй группе прогнозов относятся вероятностно-статистические методы, суть которых состоит в вероятностном описании колебаний уровня исходя из представлений о порождающих их климатических и гидрологических факторах как о стохастических процессах [Крицкий и др., 1975]. Поскольку изменения водного баланса и уровня Каспия обусловлены взаимодействием двух основных факторов: поверхностного притока речных вод и видимого испарения (атмосферные осадки минус испарение), то расчеты и моделирование рядов этих характеристик позволяют исследовать изменчивость уровня моря как в естественных условиях формирования гидрологического режима, так и при различных его нарушениях.

Расчеты вероятных изменений уровня Каспийского моря на длительную перспективу, основанные на воднобалансовом методе, выполнены многими исследователями [Калинин, 1968; Архипова и др., 1972; Смирнова, 1972; Раткович и др., 1973; Шикломанов, 1976; и др.]. Полученные прогнозы хотя и отличаются друг от друга в количественном отношении, но сходны в том, что к концу столетия при средних гидрометеорологических условиях можно ожидать некоторого снижения уровня моря.

Основным затруднением разработки климатического направления прогнозов является то обстоятельство, что для построения надежных физических моделей необходимо найти такие определяющие внешние факторы, изменения которых опережали бы изменения уровня или составляющих водного баланса на срок не менее заблаговременности прогноза. Найти такие факторы трудно, поэтому возникает необходимость экстраполяции их, что представляет не менее сложную задачу, чем разработка самого метода сверхдолгосрочного прогноза уровня моря.

Вероятностно-статистические методы прогноза имеют более строгую теоретическую основу, чем климатические, но вероятностная форма получаемых прогнозов, когда однозначно определяется календарный ход уровня при средних условиях притока и испарения и задается широкая полоса вероятных отклонений положения уровня в каждый год прогнозируемого периода, затрудняет их практическое использование.

Таким образом, в настоящее время не существует достаточно надежных методов прогнозирования ожидаемых изменений уровня Каспийского моря, что существенно затрудняет решение вопросов, связанных с экономикой и развитием народного хозяйства в бассейне моря. Разработка таких методов — одно из наиболее важных направлений исследований Каспия.

ГИДРОЛОГИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА И ВОДНЫЕ МАССЫ

Своеобразие условий формирования гидрологической структуры вод Каспийского моря определяется его замкнутостью, внутриматериковым положением, большой меридиональной протяженностью, воздействием речного стока, конфигурацией берегов и рельефом морского дна.

Замкнутость моря исключает адвекцию вод из других бассейнов, предопределяет формирование структуры вод Каспия путем взаимодействия процессов, происходящих в самом водоеме. Расположение моря глубоко

внутри материка Евразии обуславливает значительное воздействие таких внешних факторов, как тепловое и динамическое состояние атмосферы и речной сток. Вытянутость моря в меридиональном направлении более чем на 10° создает большие климатические различия между отдельными его частями, сильнее всего проявляющиеся в зимний сезон. Сложный рельеф дна моря (глубоководные котловины, разделенные порогом, многочисленные острова и банки) влияет на особенности циркуляции вод и характер водообмена. Так, Апшеронский порог ограничивает водообмен между котловинами Среднего и Южного Каспия, способствуя формированию в каждой из них своеобразной гидрологической структуры.

В целом гидрологическая структура вод моря создается путем взаимодействия процессов горизонтальной и вертикальной турбулентности и циркуляции вод, вызываемых различными факторами — полем ветра, потоками тепла и массы через поверхность моря, полем плотности, влиянием конфигурации берегов. Гидрологические условия в разных частях моря существенно зависят также от водообмена между ними.

Сезонные изменения гидрологических условий в Каспийском море весьма значительны, хотя они неодинаковы по акватории и в общем уменьшаются в направлении с севера на юг. В Северном Каспии большая величина сезонных изменений теплового состояния вод определяется резкой континентальностью климата, а солёности — сосредоточением здесь основного количества поступающих в море речных вод. По направлению на юг влияние этих факторов уменьшается. Кроме того, большой объем водных масс Среднего и Южного Каспия делает режим этих частей моря более устойчивым по отношению к внешним воздействиям, чем мелководного Северного Каспия.

Зимой, благодаря климатическим различиям между северными и южными районами моря, температура воды на поверхности изменяется от $0-0,5^\circ$ у кромки льда до $10,0-10,7^\circ$ на юге моря (рис. 8). При этом у западного берега моря температура воды ниже благодаря переносу на юг холодных вод с севера, а вдоль восточного берега выше в связи с поступлением на север более теплых южнокаспийских вод. Вертикальные термические различия в толще вод зимой малы вследствие интенсивного развития процессов конвективного перемешивания.

Летом, наоборот, климатические условия над акваторией моря квазиоднородные и горизонтальные температурные различия водных масс в целом меньше, чем зимой. В августе на большей части акватории температура воды на поверхности находится в пределах от $22-23$ до $26-27^\circ$. Лишь в районе у восточного берега Среднего Каспия в июле—августе часто образуется обширная зона отрицательных аномалий температуры воды (до $16-11^\circ$). Ее образование связано со сгонным эффектом частых в летнее время и устойчивых северо-западных ветров, приводящим к выходу на поверхность более холодных вод промежуточных слоев. Эти воды выделяются также по своим химическим и биологическим характеристикам.

При интенсивном прогреве моря весной на нижней границе слоя ветрового перемешивания образуется термоклин, достигающий максимального развития в августе (см. рис. 8). Существование в летний сезон резко выраженного термоклина вблизи от поверхности моря ограничивает распространение термохалинных возмущений в глубинные слои воды. С началом осен-

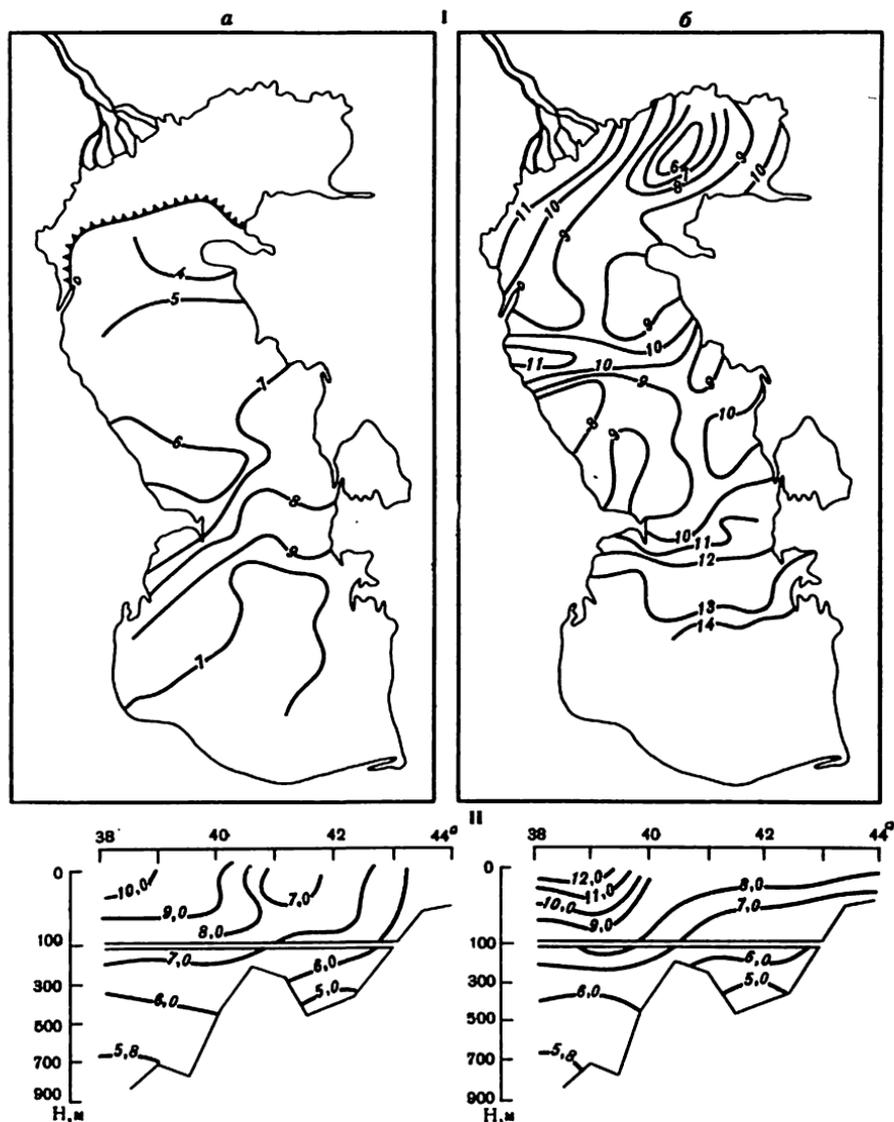
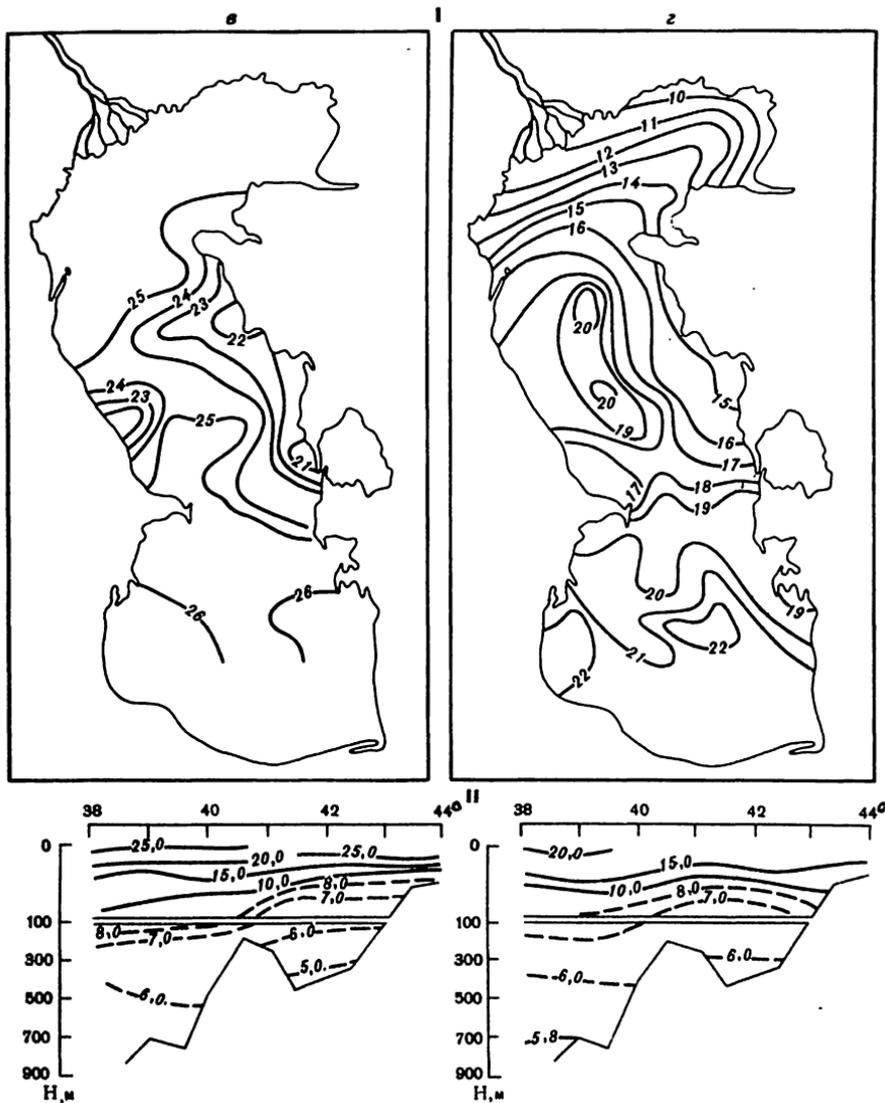


Рис. 8. Распределение температуры воды ($^{\circ}\text{C}$) на поверхности Каспийского моря (I) и на разрезе по меридиану 51° в.д. (см. рис. 1) (II) в феврале (а), апреле (б), августе (в) и октябре (г) [Косарев, 1975]

него охлаждения и развитием конвективного перемешивания термоклин разрушается, и в море снова формируется "зимний" тип распределения температуры со значительной однородностью ее по глубине и большими различиями в верхнем слое. Наибольшие годовые разности температуры воды на поверхности моря – до 20° – наблюдаются в его северных районах, а также у восточных берегов Южного Каспия, что обусловлено интенсивным летним прогревом и зимним охлаждением мелководий. Для цент-



ральной части Южного Каспия характерны наименьшие изменения температуры в течение года, соответствующие небольшим сезонным климатическим различиям. У западного и восточного берегов Среднего Каспия, в районах апвеллинга, величина годовой разности температуры на поверхности уменьшается на 14–15°.

Сезонные изменения температуры в глубинных слоях моря зависят от развития процессов конвективного перемешивания. В Среднем Каспии сезонные различия температуры наиболее существенны в слое толщиной около 200 м, в Южном Каспии — в слое до 100 м, что связано с развитием здесь зимней вертикальной циркуляции. В суровые зимы, когда конвек-

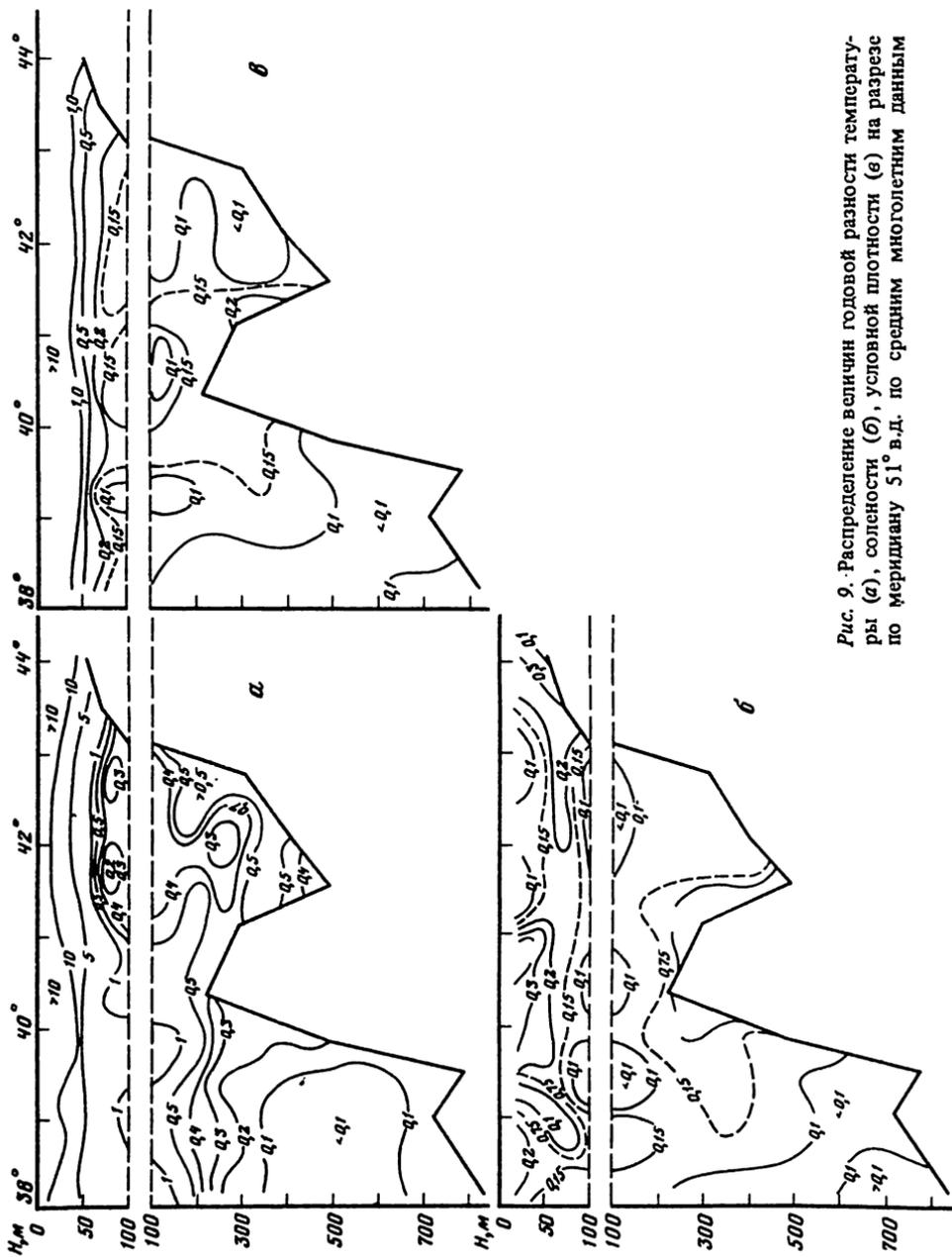


Рис. 9. Распределение величин годовой разности температуры (а), солёности (б), условной плотности (в) на разрезе по меридиану 51° в.д. по средним многолетним данным

ция распространяется до больших глубин, понижение температуры может охватывать более значительную толщу воды, а в Среднем Каспии оно доходит до дна. В придонных слоях Среднего Каспия температура равна 4,5–5,0, Южного – 5,7–6,0°.

На меридиональном разрезе вдоль 51° в.д. (см. рис. 1) максимальные величины годовой разности температуры воды присущи верхнему слою толщиной 30–40 м (рис. 9*а*). Наименьшие сезонные изменения температуры (0,2–0,3°) в Среднем Каспии отмечаются в промежуточном слое 75–300 м. В Южном Каспии слой минимальной сезонной изменчивости (менее 0,1°) находится значительно глубже – от 350 до 650 м.

Характерную особенность рассматриваемого разреза представляет увеличение годовой разности температуры воды вдоль северного склона впадины и в придонных слоях Среднего Каспия, вплоть до Апшеронского порога (см. рис. 9*а*). Это связано с влиянием процесса плотностного стока в зимнее время холодных вод по северному склону среднекаспийской впадины в ее придонные слои. В Южном Каспии, вдоль склона Апшеронского порога и в придонных слоях также прослеживается некоторое возрастание величин изменчивости температуры.

Таким образом, распределение величин годовой изменчивости температуры воды в Среднем и Южном Каспии свидетельствует о том, что наибольшие сезонные изменения отмечаются в верхнем слое, а также в придонных горизонтах и вдоль склонов глубоководных впадин, а в глубинной толще вод, особенно в южной части моря, они малы.

Пространственные изменения солёности воды больше всего в Северном Каспии, где она возрастает от 0,1–0,2‰ вблизи устьев Волги и Урала до 10–12‰ на границе со Средним Каспием (рис. 10).

В глубоководных частях моря солёность на поверхности увеличивается в целом с севера на юг и с запада на восток. Такое распределение солёности связано с опресняющим влиянием речного стока вдоль западного побережья и осолонением вод у восточного берега, в условиях полного отсутствия здесь пресного стока и интенсивного испарения. В открытых районах моря солёность редко выходит за пределы 12,7–13,2‰. Вертикальное распределение солёности в Среднем и Южном Каспии весьма однородное – от поверхности до дна ее увеличение не превышает десятых долей промилле (см. рис. 10).

Изменения солёности в различных районах моря от сезона к сезону не отличаются той однонаправленностью, которая присуща изменениям температуры. Так, от весны к лету на всей акватории Южного Каспия солёность возрастает вследствие увеличения испарения. В то же время в Среднем Каспии, где проявляется влияние опреснённых северокаспийских вод, солёность на большей части акватории понижается (см. рис. 10).

Изменения солёности от ноября к февралю носят противоположный характер. В Южном Каспии солёность уменьшается, а в Среднем возрастает, что объясняется условиями водообмена между этими частями моря. В это время года более солёные южнокаспийские воды поступают в среднюю часть моря, а в южную выносятся менее солёные среднекаспийские воды.

Максимальные величины годовой разности солёности на поверхности, превышающие 1‰, отмечаются на северной границе Среднего Каспия и

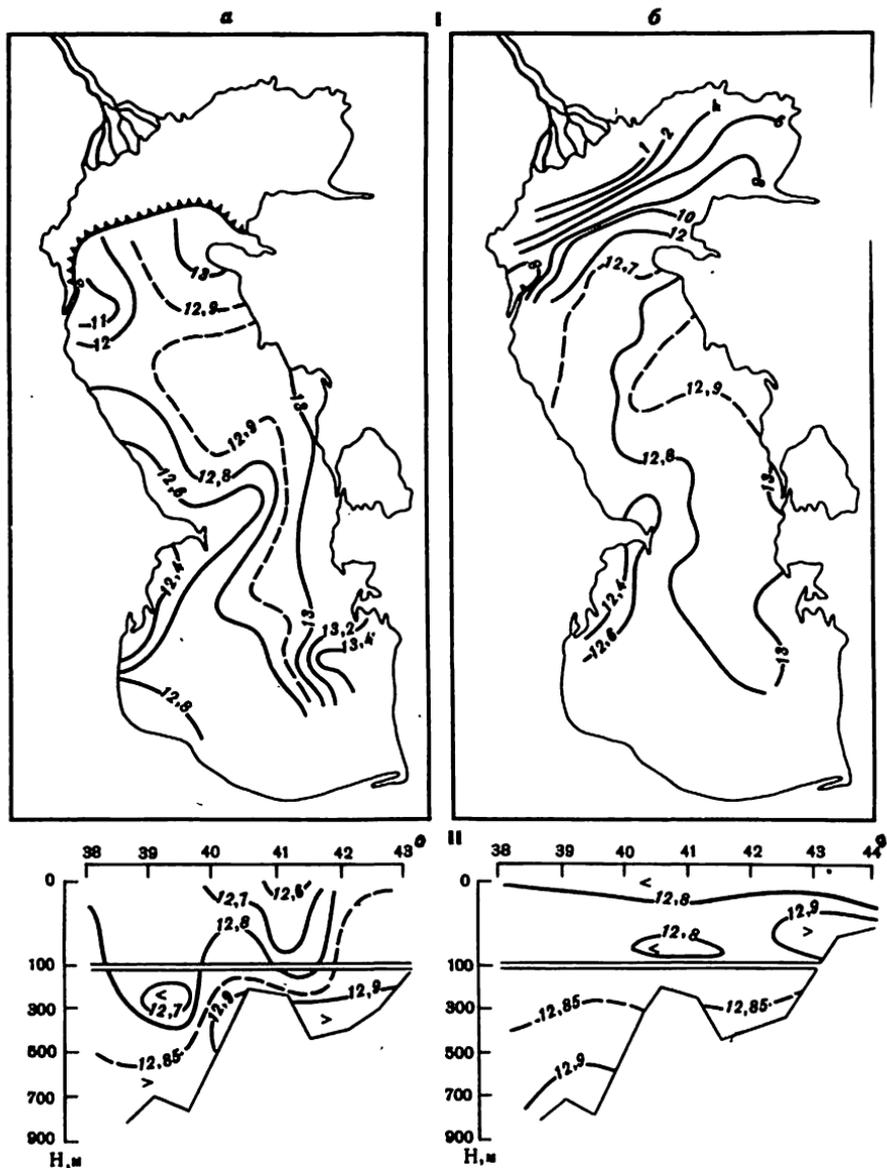
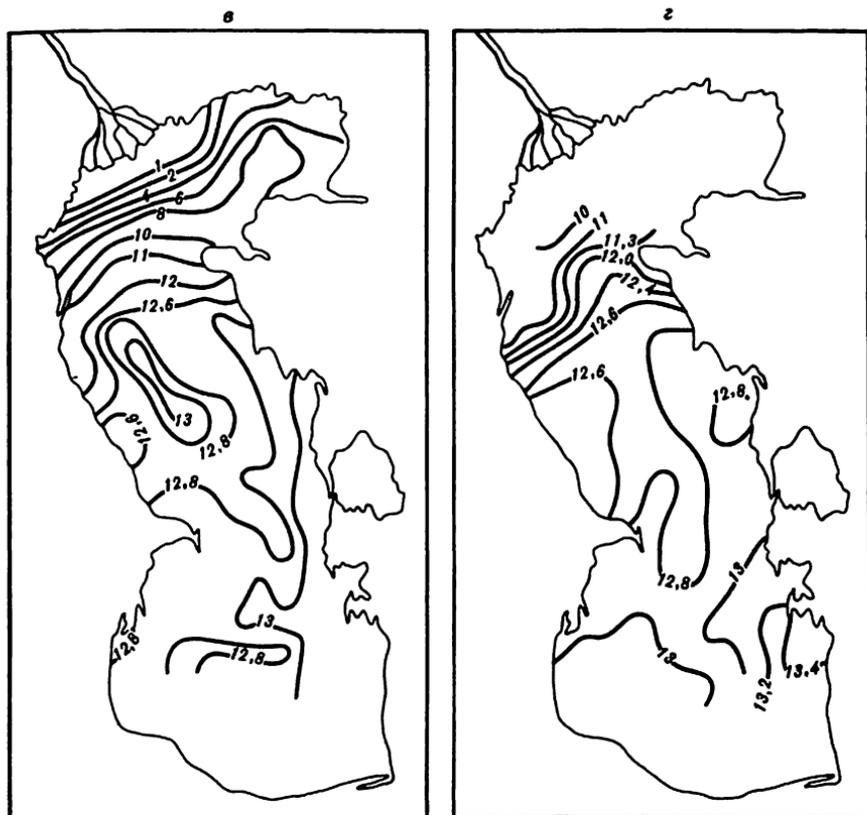


Рис. 10. Распределение солёности (‰) на поверхности Каспийского моря (I) и на разрезе по меридиану 51° в.д. (II) в феврале (а), апреле (б), августе (в) и октябре (з) [Косарев, 1975]

в приустьевых районах. На акватории открытого моря они весьма малы и составляют в среднем $0,2-0,4\text{‰}$.

Величины годовой разности солёности на разрезе по меридиану 51° в.д. показывают, что в толще вод они в основном не превышают $0,2-0,3\text{‰}$. Минимальные величины изменчивости ($0,1\text{‰}$ и менее) свойственны глубинным слоям бассейнов. На склонах Апшеронского порога годовые



изменения солёности больше, что связано с интенсивным водообменом между Средним и Южным Каспием через Апшеронский порог (см. рис.9,б).

Однородное распределение солёности в глубоководных частях Каспийского моря — важная черта его гидрологической структуры, обуславливающая ее сезонную изменчивость главным образом за счет температуры. Именно температура воды, при мало изменяющейся солёности, определяет основные особенности поля плотности в зимний и летний сезоны и влияет на вертикальную устойчивость вод, особенно в верхних слоях. В глубинных и придонных слоях моря, где изменения гидрологических характеристик малы, в формировании поля плотности возрастает роль солёности.

Как показывает распределение условной плотности на поверхности моря в феврале и августе (рис. 11), ее изменения по акватории моря малы — от 0,5 усл. ед. зимой до 1,5 усл. ед. летом. В феврале плотность в Среднем Каспии более 11,0 усл. ед., а в Южном — около 10,5 усл. ед. В августе значения плотности уменьшаются в среднем на 3 усл. ед., что и составляет величину годовых изменений плотности на поверхности моря.

Следует отметить однонаправленное влияние сезонных изменений температуры и солёности на плотность в Среднем Каспии и их противоположное влияние в Южном Каспии. Увеличение речного стока в период половодья по времени совпадает с прогревом поверхностных слоев воды и

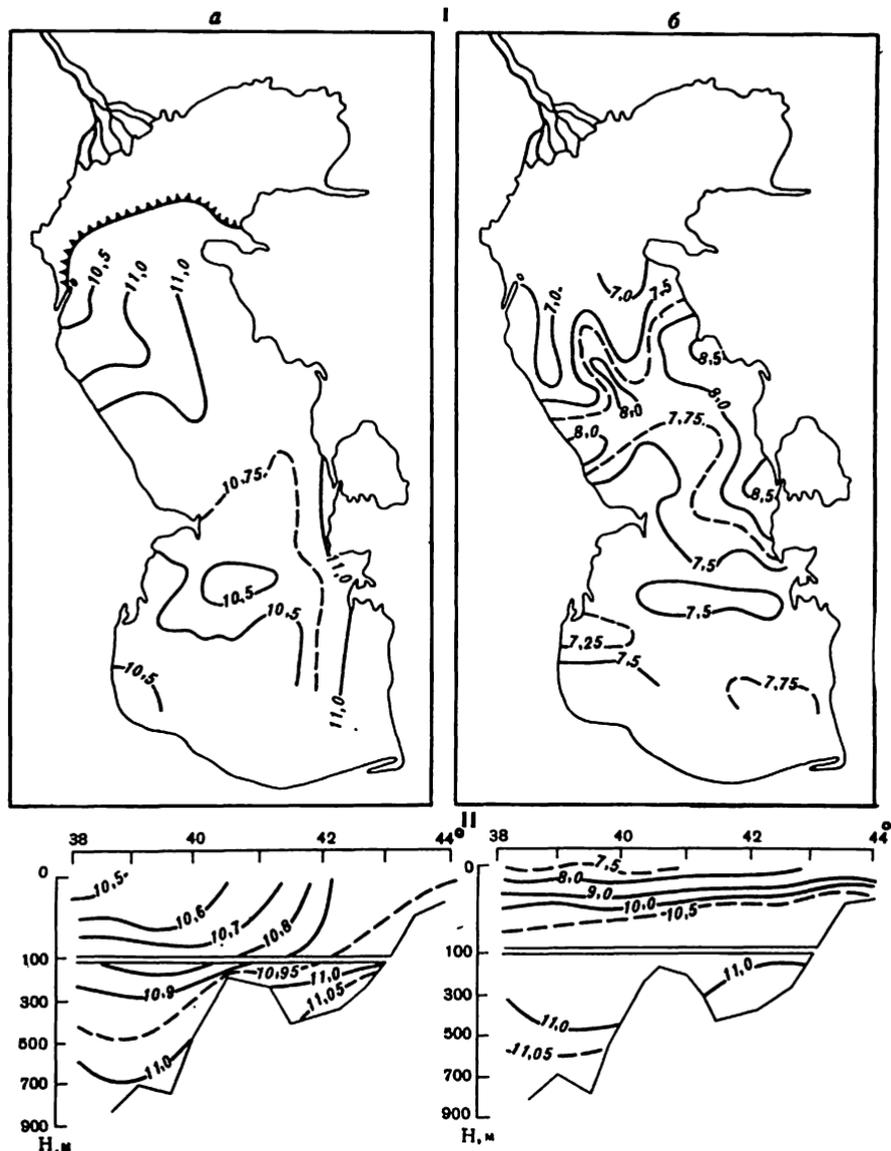


Рис. 11. Распределение условной плотности (усл. ед.) на поверхности Каспийского моря (I) и на разрезе по меридиану 51° в.д. (II) в феврале (а) и августе (б) [Косарев, 1975]

совместное влияние этих факторов способствует уменьшению плотности верхнего слоя воды в Среднем Каспии в весенне-летний сезон. В зимнее время наблюдается усиление поступления более соленых южнокаспийских вод в среднюю часть моря и дальнейшее их охлаждение. Оба фактора вызывают увеличение плотности вод в Среднем Каспии.

В Южном Каспии в летний сезон осолонение поверхностных слоев воды при испарении и интенсивный прогрев оказывают противоположное влия-

ние на изменения плотности воды. Зимой поступление в южную часть моря менее соленых среднекаспийских вод снижает эффект повышения плотности вод в процессе зимнего охлаждения. К тому же и само охлаждение вод в Южном Каспии существенно меньше, чем в Среднем.

Небольшая вертикальная стратификация Каспийского моря по солености и плотности — один из основных факторов, создающих благоприятные условия для развития конвективного перемешивания во всей толще его вод. Перемешивание верхних слоев моря, как отмечалось, происходит благодаря активно развитой зимней вертикальной циркуляции. В перемешивании и вентиляции глубинных слоев важную роль играет плотностной сток из северных мелководных районов моря. Высокая плотность образующихся здесь зимой вод позволяет им стекать до самых больших глубин среднекаспийской впадины и далее, переливаясь через Апшеронский порог, поступать в глубинные слои южной части моря. В придонном слое Южного Каспия перемешивание происходит также за счет конвекции, возбуждаемой тепловым потоком от дна моря.

Сравнение распределения плотности на разрезе по меридиану 51° в.д., в феврале и августе показывает, что зимой увеличение плотности происходит практически во всей толще вод. В летнее время небольшое повышение плотности отмечается в придонных слоях Южного Каспия, что может служить подтверждением постепенного поступления в этот бассейн вод с высокой плотностью, образовавшихся зимой в Среднем Каспии.

Зимняя вертикальная циркуляция и плотностной сток вод обеспечивают достаточное насыщение глубинных слоев кислородом и вызывают компенсационный подъем глубинных вод, обогащенных биогенными веществами, в верхний слой моря. Эти процессы создают благоприятные условия для формирования высокой биологической продуктивности в Среднем и Южном Каспии.

По совокупности физико-химических и биологических характеристик вод в Каспийском море были выделены следующие водные массы: северокаспийская, верхняя каспийская, глубинная среднекаспийская и глубинная южнокаспийская (рис. 12) [Косарев, 1962].

Северокаспийская водная масса занимает северную часть моря. Ее объем незначителен (менее 1% от общего объема моря), но она оказывает существенное влияние на гидрологические и биологические процессы всего моря. Основные условия формирования северокаспийской водной массы — влияние обильного речного стока и мелководность северной части моря. За южную границу северокаспийской водной массы можно условно принять изогалину $11^{\circ}/_{00}$. Температура северокаспийской водной массы изменяется в широких пределах — от 0 зимой до 25° летом. Зимой большая часть акватории Северного Каспия покрыта льдом, температура воды подо льдом почти равна температуре замерзания. Летом большая часть северокаспийской воды хорошо прогрета от поверхности до дна и имеет температуру выше $23-24^{\circ}$. Соленость северокаспийской воды пониженная даже относительно солености всего Каспийского моря. По направлению от устьев Волги и Урала на юг соленость ее увеличивается от 0,1—0,2 до $10-11^{\circ}/_{00}$. Поскольку это возрастание солености происходит постепенно, между северокаспийской и верхней каспийской водными массами существует довольно широкая переходная зона. Средняя соленость северо-

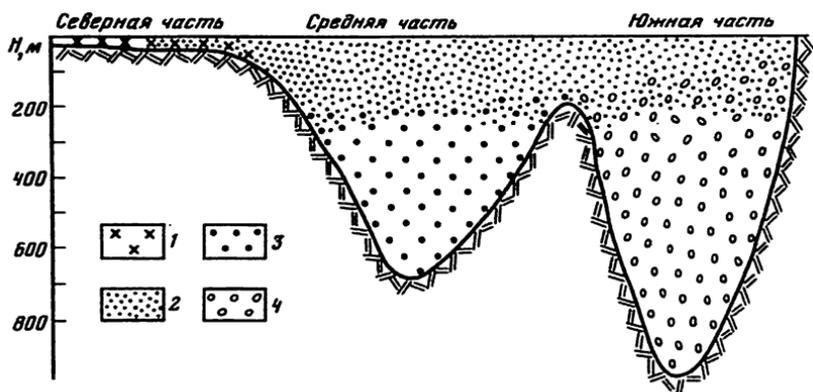


Рис. 12. Распределение водных масс в Каспийском море на меридиональном разрезе [Косарев, 1962]

1 – северокаспийская, 2 – верхняя каспийская, 3 – глубинная среднекаспийская, 4 – глубинная южнокаспийская

каспийской водной массы значительно изменяется в зависимости от многолетних колебаний волжского стока. В периоды опреснения средняя соленость равна $4-5\text{‰}$, в периоды осолонения – $9-11\text{‰}$. Вертикальные градиенты солености наблюдаются главным образом в западном районе, наиболее подверженном влиянию речного стока. В остальных районах вертикальные градиенты гидрологических характеристик весьма малы.

В формировании верхней каспийской водной массы главную роль играют процессы зимнего охлаждения и перемешивания и летнего прогрева, а также динамические процессы в верхнем слое моря (волнение, ветровые течения, сгонные явления, внутренние волны). Нижняя граница этой водной массы определяется глубиной распространения зимней вертикальной циркуляции и располагается в Среднем Каспии в слое 150–200 м, в Южном – 50–150 м. На нижней границе происходит существенное понижение содержания кислорода и уменьшение вертикальных градиентов температуры. В летней модификации выделяется хорошо прогретый и перемешанный верхний слой толщиной 20–30 м, ограниченный снизу резким термоклином. Соленость верхней каспийской водной массы в большинстве случаев равна $12,7-13,0\text{‰}$. Эта водная масса отличается высоким содержанием кислорода: в верхнем слое – от 7,5–8,0 зимой до 6,0–6,5 мл/л летом, на нижней границе содержание кислорода не менее 4,5–5,5 мл/л.

Глубинные водные массы формируются главным образом в зимние месяцы в результате плотностного стока холодных вод из северных районов моря, а также с восточного шельфа. Эти воды опускаются в придонные слои среднекаспийской котловины, а переливаясь через Апшеронский порог, поступают и в южнокаспийскую впадину. В суровые зимы в формировании глубинных вод принимает участие и зимняя вертикальная циркуляция. Глубинные каспийские водные массы имеют следующие средние термохалинные характеристики: среднекаспийская (250–300 м – дно) – температура $3,9-5,2^\circ$, соленость $12,7-13,0\text{‰}$, содержание кислорода 3,0–5,5 мл/л; южнокаспийская (100–150 м – дно) – температура 5,7–

6,3°, соленость 12,8–13,1‰, содержание кислорода 2,0–3,5 мл/л. Анализ изменчивости термохалинных характеристик глубинных водных масс показывает, что вся толща вод моря находится в подвижном состоянии, что имеет первостепенное значение для такого замкнутого водоема, как Каспийское море.

Глава 2

УСТЬЕВЫЕ ОБЛАСТИ РЕК, ВПАДАЮЩИХ В КАСПИЙСКОЕ МОРЕ

СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Значительные межгодовые колебания притока речных вод, поступающих в Каспийское море, обуславливают существенные изменения гидрологических и биологических условий устьевых областей рек и прибрежных зон моря. Эти изменения происходят здесь во много раз быстрее, чем в других районах моря и прилегающей суши, и их влияние выходит далеко за пределы устьевых областей рек.

Гидрологический режим устьевых областей рек, впадающих в Каспийское море, формируется под влиянием как речных, так и морских факторов, отражающих весь комплекс климатических, гидрологических, геолого-геоморфологических и химико-биологических процессов, протекающих в бассейнах рек и в самом море. Ослабление влияния речных факторов вследствие естественных и антропогенных причин увеличивает значение морских факторов, что приводит к изменению экологических условий устьевой области. Наблюдается увеличение дальности проникновения солоноватых вод в устье реки, осолонение устьевого взморья, отмирание гидрографической сети, перераспределение стока по рукавам и морскому краю дельты, сокращение заливаемых в половодье дельтовых равнин, изменение гидрохимических и гидробиологических процессов.

Развитие и отмирание устьевых областей рек, впадающих в море, происходит по общему закону стадийности процессов дельтообразования и цикличности динамики гидрографической сети. Обычно цикл развития дельты последовательно включает формирование однорукавного устья на конусе выноса наносов, многорукавного устья, промежуточной озерно-плавневой стадии и устья с внутренней дельтой (наложенной).

Дельта Волги формировалась в условиях открытого отмелого устьевого взморья со свалом глубин, Урала – открытого и отмелого устьевого взморья без свала глубин, Терека – закрытого отмелого, а пионерная дельта его рукава Аликазгана – открытого отмелого устьевого взморья. Формирование дельт Сулака и Куры происходило в открытом и приглубом взморье.

В настоящее время площадь активных дельт рек, впадающих в Каспийское море, уменьшается. Сокращение поступления стока воды и наносов, химических веществ и биологического стока рек в устье усиливает эти процессы.

Реки, питающие Каспий, впадают в разные части моря (Северный, Средний и Южный Каспий), которые отличаются друг от друга не только формой и размерами своих котловин, но также гидрологическими, гидрохимическими и биологическими характеристиками водных масс.

В зависимости от геоморфологических условий устьевой области реки, солености вод моря и величины речного стока меняются среднее положение зоны смешения речных и морских вод на приглубом взморье и размер зоны отмелого взморья, а также зоны периодического заливания (затопления) дельты реки водами половодья.

В последние десятилетия наблюдалось изменение гидрологических, гидрохимических и экологических условий устьевых областей рек, что обуславливалось в основном следующими причинами:

1) понижением уровня моря, осушением огромных мелководных акваторий, являющихся благоприятными районами для нереста и нагула молодой рыб и обитания птиц;

2) отъемом вод на хозяйственные нужды и регулированием речного стока;

3) перемещением песков континентальных пустынь в дельты, приведшим к усилению процессов формирования морем и дельтой песчаных территорий;

4) наличием террасовых равнин в местах впадения рек, образованных неоднократно трансгрессиями и регрессиями Каспийского моря, оказавшим большое влияние на формирование отмелой и приглубой зон устьевых взморьев с пресными и опресненными водами и на формирование гидрографической сети дельт.

Основной объем речных вод поступает в Северный Каспий и с западного побережья моря. Восточное побережье почти совсем лишено гидрографической сети. Такое распределение притока речных вод, как и величины испарения с акватории Каспия предопределяют формирование уклона водной поверхности моря с севера на юг и с запада на восток.

Исследование многолетних изменений стока воды, наносов и солей для разных рек затруднено тем, что ряды данных наблюдений не одинаковы. Менялось местоположение водомерных постов на реках (табл. 9).

С 1941 г. началось регулирование стока рек бассейна Каспийского моря, которое наиболее интенсивно происходило в 1955–1965 гг. В среднем за последние десятилетия в море поступало $289,1 \text{ км}^3$ в год речной воды и $45,43 \text{ млн. т}$ взвешенных наносов (табл. 10, 11).

Сооружение водохранилищ и регулирование стока вызвало внутригодовое и межгодовое перераспределение объема вод, наносов и солей, выносимых в море. Срезаны пики половодья, увеличились расходы воды в межень, уменьшились сток и размеры фракций наносов, изменился химический состав речных вод.

Анализ данных о многолетних колебаниях стока рек, впадающих в Каспийское море, показывает отсутствие синхронности в наступлении многоводных и маловодных периодов на разных реках.

Значительная часть стока Волги ($80\text{--}120 \text{ км}^3$) поступает во время весеннего половодья. Средний по пятилетиям сток Волги изменяется в пределах $\pm 20\%$. Величина межгодовых его колебаний значительно больше.

Таблица 9
Сток рек в Каспийском море

Река	Пункт	Сток воды, км ³ /год			Сток взвешенных на носов, млн. т. в год	
		годы	величина	потери до моря	годы	величина
Урал	Махамбет (Тополы)	1936–1980	8,13	0,82	1936–1973	4,5
Волга	Верхнее Лебяжье	1881–1980	240,98	10,00	1950–1975	9,2
Терек	Карагалинская	1930–1980	8,52	1,90	1966–1982	11,0
	Аликазган	1966–1980	3,91	–	1966–1980	7,0
Сулак	Миатлы	1925–1980	5,55	0,60	–	–
	Главный Сулак	1966–1980	4,10	–	1966–1980	6,1
Самур	Ахты (Усухчай)	1940–1980	2,34	–	1952–1980	13,0
	Нижний бьеф гидроузла	1966–1980	1,63	–	–	4,7
	Устье (сумма двух рукавов)	1966–1980	1,48	–	1966–1980	2,4
Кура	Сальяны	1938–1980	15,90	–	1966–1980	17,1
	Устье (сумма двух рукавов)	1966–1980	13,10	–	1966–1980	11,2

Река	Пункт	Сток солей, млн. т в год		Сток органических веществ, млн. т. в год	
		годы	величина	годы	величина
Урал	Махамбет (Тополы)	1955–1979	3,0	1974–1977	0,015
Волга	Верхнее Лебяжье	1951–1980	63,9	1952–1957	4,10
Терек	Карагалинская	1930–1968	3,6	–	–
	Аликазган	1981	0,2	–	–
Сулак	Миатлы	1951–1960	2,2	–	–
	Главный Сулак	1981	0,2	–	–
Самур	Ахты (Усухчай)	1948–1962	0,4	–	–
	Нижний бьеф гидроузла	–	–	–	–
	Устье (сумма двух рукавов)	1966–1975	0,4	–	–
Кура	Сальяны	1930–1965	6,5	–	–
	Устье (сумма двух рукавов)	1953–1962	8,0	–	–

Сток Урала колеблется по пятилетиям в пределах ± 60 –70% от нормы, а средний годовой расход – от 90 до 650 м³/с.

Средний пятилетний сток Терека изменяется в меньших пределах (± 15 –17% от нормы), хотя эта река горная и ей свойственны кратковременные значительные дождевые паводки, накладывающиеся на весеннее половодье от таяния снега и льда в горах.

Таблица 10
Среднемесячный и годовой сток воды рек бассейна
Каспийского моря, км³ (1966–1981 гг.)

Река	Пункт	I	II	III	IV	V
Волга	Верхнее Лебяжье	15,01	14,76	18,60	17,74	45,29
Урал	Махамбет	0,35	0,36	0,42	0,56	0,86
Терек	Карагалинский гид- роузел	0,38	0,39	0,46	0,61	0,94
Терек	Аликазган	0,36	0,37	0,33	0,18	0,26
Сулак	Главный Сулак	0,25	0,24	0,22	0,25	0,46
Самур	Нижний бьеф гидроузла	0,05	0,04	0,05	0,13	0,33
Кура	Сальяны	1,45	1,35	1,36	1,60	1,97
Реки юж- ного (иран- ского) по- бережья		0,71	0,74	1,21	2,32	2,85
Малые реки		-	-	-	-	-

Таблица 11
Среднемесячный и годовой сток взвешенных наносов рек,
впадающих в Каспийское море, млн. т (1966–1981 гг.)

Река	Пункт	I	II	III	IV	V
Урал	Махамбет	0,01	0,01	0,01	0,75	1,44
Волга	Верхнее Лебяжье	0,10	0,13	0,24	1,28	4,19
Терек	Аликазган	0,20	0,29	0,36	0,54	0,88
Сулак	Главный Сулак	0,25	0,22	0,19	0,28	0,80
Самур	устье	0,02	0,02	0,04	0,23	0,55
Кура	Сальяны	0,62	0,82	1,19	2,85	4,39

Данные о расходах воды Куры охватывают в основном годы с зарегулированным стоком, поэтому пока трудно установить истинный размах его колебаний по пятилетиям. После 1950 г. сток характеризовался небольшими отклонениями от нормы (10%), и лишь в середине 70-х годов эти отклонения достигли 20%.

В естественных условиях пик половодья и наибольшее затопление пойменных пространств и особенно дельты в устьевых областях Волги и Терека наблюдались в июне, а Куры и Урала – в мае. После зарегулирования стока Волги пик половодья в ее устье сдвинулся в среднем на май (рис. 13). Увеличение расходов воды на Волге начинается в апреле. Наиболее растянутое половодье в общем характерно для Терека и Куры. С января до мая месячный сток и уровень моря увеличиваются синхронно, затем в июне доля стока достигает 30%, а приращение уровня моря 20% от их годовых величин. В июле и августе сток сокращается до 5–10%, а уровень моря

VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
34,19	16,00	13,83	13,36	13,61	13,75	15,54	231,7
1,31	1,55	1,35	0,90	0,62	0,50	0,42	9,2
1,42	1,67	1,46	0,98	0,68	0,55	0,46	10,0
0,46	0,56	0,43	0,29	0,26	0,20	0,33	4,0
0,63	0,70	0,39	0,25	0,22	0,20	0,24	4,1
0,32	0,32	0,21	0,11	0,08	0,05	0,04	1,8
1,58	0,89	0,73	0,78	0,80	0,86	1,14	14,5
1,34	0,83	0,61	0,55	0,64	0,78	0,75	13,3
-	-	-	-	-	-	-	0,5

VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
0,34	0,07	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	2,70
1,60	0,50	0,28	0,22	0,28	0,27	0,15	9,24
1,32	1,44	0,01	0,39	0,21	0,14	0,24	7,02
1,50	1,50	0,52	0,31	0,19	0,16	0,14	6,06
1,19	0,80	0,33	0,05	0,03	0,02	0,01	3,29
3,88	0,67	0,34	0,62	0,70	0,52	0,52	17,12

остается высоким и лишь в октябре—декабре месячное приращение уровня моря в общем синхронно месячному приращению стока.

На западном побережье Каспийского моря ярко выражен процесс формирования пионерных дельт, что связано с прорытием прорезей из рек в море. Под пионерной понимается дельта на этапах формирования устьевой области от выхода реки в новый район побережья до разворота дельты выдвигания в направлении преобладающего переноса наносов вдоль морского берега.

От особенностей формирования пионерных дельт, темпов их выдвигания, которые, в свою очередь, определяются балансом наносов в районе формирования конуса выноса, зависит изменение гидрологического режима устьевой взморья. Выдвижение дельты в море происходит весьма быстро в первые годы ее образования.

Основная роль в формировании конуса выноса наносов принадлежит

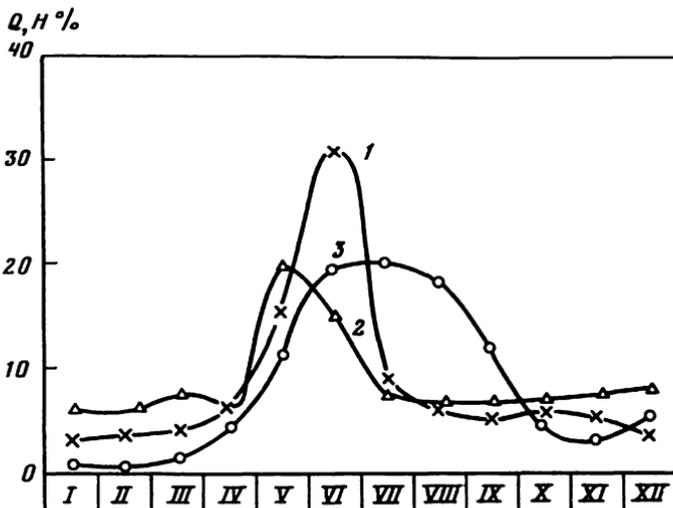


Рис. 13. Внутригодовое распределение стока Волги в естественных условиях (1881–1955 гг.) – (1), после зарегулирования (1956–1981 гг.) – 2 и уровня Каспия (3)

речным наносам. Это хорошо видно и на примере развития пионерных дельт. Так, из общего объема наносов, аккумулярованных на конусе выноса, речные наносы составили в устье Куры – 99, Терека – 62 и Малого Самура – около 40%. По мере выдвигания конуса выноса наносов в море относительная роль речных наносов в формировании пионерных дельт уменьшилась в устье Куры до 1,5, Терека до 15 и в устье Самура до 7%. Соответственно, постепенно возрастала роль морских наносов в формировании отелей подводной дельтовой платформы.

После вывода стока рек в новые районы побережья гидрологический режим прилегающих акваторий взморья сильно изменяется. Воды устьевых взморьев подвергаются опреснению, возникают значительные градиенты в распределении гидрохимических характеристик, изменяется динамика вод на взморьях.

По мере развития пионерной дельты опресняющее влияние речного стока ощущается на все большей акватории устьевых взморья. Однако под влиянием антропогенных воздействий естественный ход процессов дельтообразования нарушается и часто вместо увеличения происходит уменьшение зоны смешанных пресных и соленых вод.

УСТЬЕВАЯ ОБЛАСТЬ ВОЛГИ

Общие сведения. Режим устьевой области Волги имеет свои специфические, несколько отличные от других устьев рек, гидрологические и морфологические условия, осложняющие изучение и разработку прогноза их изменений и влияния на режим Каспийского моря. Основные из них: значительные колебания стока реки, сильное антропогенное воздействие на его режим, весьма значительная густота гидрографической сети, наличие буферной зоны на взморье и изменения уровня моря.

Естественное и антропогенное уменьшение стока, внутригодовое его перераспределение привели к отмиранию части гидрографической сети, сокращению площади, глубины и заливания дельты с ее обширными областями естественного воспроизводства рыбных запасов, уменьшению накопления детрита, к сокращению зоны смешения речных и морских вод.

На формирование сложной гидрографической сети устьевой области Волги огромное влияние оказал унаследованный от прошлых этапов ее развития рельеф дельты и дна устьевого взморья, представляющий собой каскад террас-платформ.

Между дельтой и морем на одной из таких террас сформировалась буферная зона — отмелое устьевое взморье размером 50X200 км. Эта зона представляет собой естественное водохранилище речных вод, которое несколько выравнивает (растягивает время) их поступление на приглубинную часть взморья. Здесь происходит интенсивное испарение речных вод. В пределах буферной зоны большая часть волжских вод направляется плоскостным стоком в западную часть Северного Каспия. Часть стока поступает в море по искусственным каналам и каналам-рыбоходам. При значительных ветрах западных румбов часть пресных вод направляется вдоль свала глубин в сторону восточной части Северного Каспия. Влияние моря на отмелое устьевое взморье сказывается только во время больших нагонов. Разница в отметках уровня в открытом море и у морского края дельты достигает 1,5–2 м.

Понижение уровня Каспия привело к осушению обширных мелководий моря, а также не только к активному (отложение наносов), но и пассивному (осушение части отмелого взморья) выдвиганию дельты Волги. Следует отметить, что даже в случае некоторого повышения уровня моря отмеченные процессы в пределах отмелой зоны устьевого взморья будут продолжаться.

Д е л ь т а. Территория современной дельты некогда была морским дном, покрытым каспийскими отложениями. Местоположение дельты менялось в зависимости от происходящих трансгрессий или регрессий моря. Малые уклоны поверхности Прикаспийской низменности и дна Северного Каспия обусловили значительные перемещения береговой линии моря при колебаниях его уровня. Мелководность отмелой зоны устьевого взморья определяет высокую степень дробления русловых водотоков при их выходе на взморье.

При выдвигании дельты обычно происходило выравнивание ее общего продольного профиля вследствие уменьшения уклонов при отложении наносов и повышении поверхности дельты. Это сказывалось и на величине площади заливания дельты водами половодья.

Первые наиболее достоверные данные о гидрографической сети дельты Волги относятся к началу XIX в. В этот период при отметках уровня моря выше современного происходило интенсивное отложение наносов и выдвигание дельты, особенно в восточной ее части с районами наиболее отмелого устьевого взморья. С понижением уровня моря на 1,2–1,5 м во второй половине XIX в. началось интенсивное пассивное выдвигание дельты и выравнивание ее морского края. Одновременно с этими процессами происходило устьевое удлинение водотоков и их дробление, т.е. формирование сложной системы многочисленных новых водотоков и выдвигание дельты.

Площадь современной дельты около 14000 км². Средняя протяженность ее с севера на юг 120 км, ширина по морскому краю около 200 км. Основные системы рукавов (Бахтемир, Камызяк, Старая Волга, Большая Болда, Бузан) расположены в центральном районе дельты. К западу и востоку находятся районы ильменей, обводняемые мелкими водотоками. По мере приближения к морю крупные рукава и протоки ветвятся и густота русловой сети достигает одного километра на один квадратный километр площади в приморской зоне дельты. В настоящее время сокращается гидрографическая сеть в системах Бузана, Старой Волги и Большой Болды. Развивается сеть систем Бахтемира и Камызяка. Отмирание водотоков, в основном боковых, носит необратимый и активный характер, сопровождающийся заилением русел, прежде всего в истоках, и зарастанием. Это отрицательно сказывается на питании водотоков и продолжительности и величине заливания дельтовых пространств водами половодья. Сооружение каскада водохранилищ на Волге уменьшило руслоформирующие расходы воды и увеличило интенсивность аккумулятивных процессов. Наносы на взморье стали откладываться в более узкой полосе взморья и непосредственно у морского края дельты. Увеличение безвозвратных изъятий стока может усилить эти процессы. Работа вододелителя, построенного в вершине дельты, активизирует русловые процессы и уменьшит интенсивность осадконакопления в ее западной части.

В случае падения уровня моря будущую систему русловой сети на отлом взморье будут составлять судоходные и рыбоходные каналы.

Суммарный объем стока воды, поступающей в вершину дельты, складывается из руслового (Волги и Ахтубы) и пойменного стока весной и зимой. За 1881–1981 гг. средний наблюдаемый сток Волги равен 241 км³. В условиях естественной водности 1881–1955 гг. объем стока был равен в среднем 247 км³, за время 1956–1965 гг. он уменьшился до 237 км³/год и в зарегулированных условиях — 1966–1981 гг. — составил около 232 км³/год (см. табл. 10). Средний максимальный расход воды половодья в естественных условиях составлял 22 000 м³/с, а в условиях зарегулированного режима и работы вододелителя по проектной схеме он может быть уменьшен до 12 000 м³/с.

Потери стока от замыкающего створа — с. Верхнее Лебяжье — до моря до 1965 г. составляли 3%, но с уменьшением объема половодья в условиях зарегулированного стока величина их сократилась почти на пятую часть.

Распределение стока воды по сезонам и месяцам в настоящее время зависит в основном от режима попусков Волгоградской ГЭС и работы вододелителя в дельте.

Сток отдельных водотоков дельты Волги существенно изменяется в зависимости от величины ее суммарного стока. Часть стока направляется в восточную часть дельты (системы Рычана и Бузана), а большая часть (две трети) — в западную (системы Большой Болды, Камызяка, Старой Волги и Бахтемира) (табл. 12).

Распределение стока Волги по отдельным системам крайне неравномерно. Так, Бахтемир по количеству водотоков занимает последнее место, а по расходу воды, приходящемуся на единицу обводняемой площади, — первое место. Наибольшая площадь обводнения у Бузана (табл. 13).

В половодье в восточной части дельты расход увеличивается в 5,5 раза,

Таблица 12
Распределение расходов воды между западной
и восточной частями дельты Волги

Расход воды в вершине дельты Волги, тыс. м ³ /с	Вершина дельты				Морской край			
	западная часть		восточная часть		западная часть		восточная часть	
	м ³ /с	%						
5	3460	69	1540	31	3350	67	1650	33
10	6500	65	3500	35	6360	64	3640	36
15	9600	64	5400	36	9180	61	5820	39
20	12400	62	7580	38	11940	57	8930	43
25	14500	58	10500	42	—	—	—	—

Таблица 13
Распределение расходов воды (%) по истокам основных водотоков
дельты Волги

Река, водоток	Расход воды Волги, м ³ /с			Площадь обводнения, %
	5000	12000	22000	
Волга	99,6	97,4	93,3	—
Волго-Ахтубинская пойма	0,0	0,1	1,2	—
Ахтуба	0,4	2,5	5,5	—
Бузан	30,4	32,7	32,7	40
Рычан	2,0	3,0	3,7	—
Большая Болда	4,8	6,3	6,9	17
Камызяк	17,0	16,5	15,3	8
Старая Волга	11,0	11,1	10,4	12
Бахтемир	34,4	25,6	21,7	11
Западная часть дельты	67,2	60,2	54,3	—
Восточная часть дельты	32,4	35,7	36,4	—

а в западной только в 4 раза. Это связано с более пониженным рельефом восточной части дельты и значительным увеличением уклонов водной поверхности в период половодья.

В отмелой зоне устьевого взморья речные воды текут по каналам и межканальным пространствам плоскостным стоком. Только Волго-Каспийский канал как продолжение Бахтемира сохраняет на взморье большую часть своего стока. До одной трети речного стока системы Бузана поступает в восточную часть Северного Каспия. Этот сток Волги обычно не учитывался при расчете водного и солевого баланса восточной части Северного Каспия (табл. 14).

Пропорционально стоку воды распределен сток взвешенных наносов. Наибольшее количество наносов проходит во время половодья (IV–VI). Из-за зарегулирования сток их уменьшился почти в 1,5 раза (табл. 15), меньше у Камызяка и Бахтемира, больше у Бузана и Рычана (табл. 16).

Таблица 14
**Распределение расхода воды между восточной
и западной частями системы Бузана, %**

Расход воды Волги у Верхнего Лебяжьего, м ³ /с	Восточная часть системы Бузана	Западная часть системы Бузана	Расход воды Волги у Верхнего Лебяжьего, м ³ /с	Восточная часть системы Бузана	Западная часть системы Бузана
400	7,5	23,2	20000	11,2	26,4
10000	9,4	24,8	24000	11,4	26,5
14000	10,4	25,6	30000	11,8	26,1

Таблица 15
Сток взвешенных наносов Волги у Верхнего Лебяжьего, тыс. т

Месяц	1950—1955 гг.	1956—1965 гг.	1966—1975 гг.	1950—1975 гг.
I	70	120	130	100
II	70	180	130	130
III	150	340	240	240
IV	2150	1200	650	1280
V	6240	4200	2810	4190
VI	2190	1830	780	1600
VII	730	480	300	500
VIII	280	320	250	280
IX	210	260	190	220
X	360	270	200	280
XI	370	260	190	270
XII	60	200	180	150
За год	13 · 10 ³	9,7 · 10 ³	6 · 10 ³	9 · 10 ³

От величины стока зависит также уровень воды в дельте и площадь ее заливания во время половодья (табл. 17). Размах колебаний уровня воды в рукавах изменяется от 5,5—6,5 м в вершине дельты до 0,5 м на ее морском крае.

В половодье с повышением уровня вода переливается через прирусловые валы и заливает территорию дельты (табл. 17, 18). При одной и той же отметке уровня площадь заливания дельты больше на спаде половодья. Высота стояния зимних уровней в зарегулированных условиях несколько увеличилась.

В вершине дельты средняя температура воды за безледный период после зарегулирования стока повысилась на 0,3° и достигла 14,7°. Межгодовая изменчивость температуры воды составляет 0,6—0,9°. Максимальная годовая температура воды в вершине дельты достигала 27,4°, а в восточной части взморья — 30,4°. В весеннее и осеннее время температура воды после зарегулирования повысилась на 0,7—0,9°, а в летнее — понизилась на 0,3—0,4°. Переход температуры воды через ноль градусов наблюдается в средней и верхней зоне дельты 24—29 марта и 12—14 декабря; в нижней

Таблица 16
Распределение стока взвешенных наносов Волги
по рукавам дельты, 10³ тыс. т

Рукав	1950—1955 гг.	1956—1965 гг.	1966—1975 гг.	1950—1975 гг.
Волга	13,0	9,7	6,0	9,0
Бузан	5,0	3,9	2,2	3,7
Рычан	0,6	0,4	0,2	0,4
Большая	1,0	0,7	0,4	0,7
Болда				
Камызяк	1,5	1,5	1,2	0,4
Старая Волга	1,5	1,2	0,7	1,1
Бахтемир	2,1	2,2	1,8	2,1
Ахтуба	—	0,2	0,1	0,1

Таблица 17
Площадь заливания дельты Волги, % (данные В.С. Рыбака)

Отметки уровня у Астрахани, см	Восточная часть дельты		Западная часть дельты		Западные ильмени
	подъем	спад	подъем	спад	
50	16	32	16	31	31
100	20	42	20	39	33
150	28	51	27	44	34
200	40	60	35	50	37
250	53	59	44	58	40
300	67	78	56	66	44
350	82	88	68	75	49
400	98	99	82	84	57

Таблица 18
Заливание восточной части дельты Волги при разной обеспеченности
стока воды половодья (данные В.С. Рыбака)

Обеспеченность стока по- ловодья, %	Площадь заливания, %	
	естественные условия	нарушенные условия
10	86	80
25	82	73
75	75	58

зоне этот переход осуществляется на неделю раньше весной и на неделю позднее осенью.

В дельте Волги водотоки и водоемы ежегодно покрываются льдом на 100—115 дней. Ледостав начинается в конце ноября—начале декабря и в целом крайне неустойчив. Толщина льда в среднем не превышает 25—30 см.

Процесс замерзания воды происходит с северо-востока на юго-запад,

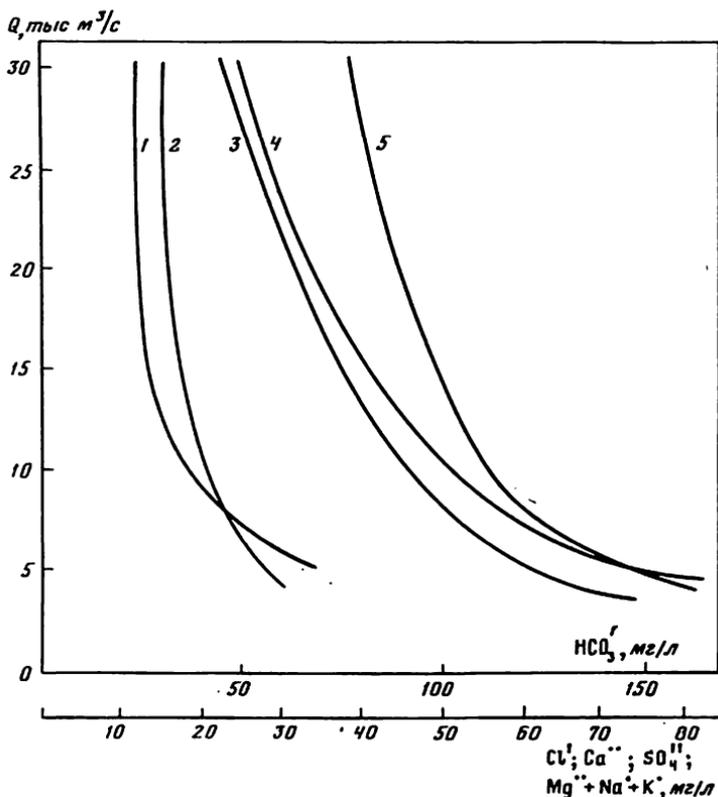


Рис. 14. Приближенная зависимость средней концентрации ионов (мг/л) и расходов воды Волги (тыс. м³/с). 1 - Cl⁻, 2 - Mg⁺⁺ + Na⁺ + K⁺, 3 - Ca⁺⁺, 4 - SO₄^{''}, 5 - HCO₃⁻

а вскрытие — в противоположном направлении. На судоходных рукавах вскрытие производят ледоколами. Полное очищение ото льда наблюдается в конце марта.

В зарегулированных условиях ледообразование начинается на 9–12 дней раньше, а продолжительность осеннего ледохода на несколько дней увеличилась. Вскрытие также происходит на 3–6 дней раньше. Продолжительность периода с ледовыми явлениями сократилась в среднем на 5–7 дней, а толщина льда несколько увеличилась.

Гидрохимический режим вод реки изменяется от половодья к межени (рис. 14). Это прежде всего относится к HCO₃⁻, SO₄^{''}, Ca⁺⁺ и Cl⁻. Наименьшая сумма ионов отмечается в мае–июне, наибольшая — в декабре–апреле. Процентное соотношение ионов в течение года меняется мало.

Тесная зависимость концентрации ионов от стока (паводочных и пойменных вод) наблюдается при расходах воды, равных 7000 м³/с и более. При малых стоках эта зависимость неустойчива.

Межгодовая изменчивость концентраций отдельных ионов также существенна. Так величины Ca⁺⁺, HCO₃⁻, SO₄^{''} могут изменяться в полтора раза, а общая минерализация на одну четверть.

В условиях зарегулированного стока наступление минимума минерали-

Таблица 19

Вынос биогенных веществ с волжскими водами
в Северный Каспий в 1977 г., тыс. т (данные Е.П. Кирилловой)

Месяц	Биогенные вещества				Сток воды, км ³
	фосфаты	нитриты	нитраты	кремний	
I	0,9	5,3	74,9	49,0	18
II	0,6	3,1	46,8	32,6	14
III	0,5	3,0	36,0	29,4	13
IV	0,5	4,3	27,1	27,6	12
V	3,0	41,1	83,6	94,7	42
VI	1,2	10,6	35,5	35,3	16
VII	0,2	0,8	76,6	17,5	12
VIII	0,2	0,5	41,2	20,6	12
IX	0,3	0,3	32,5	27,4	12
X	0,4	0,2	27,4	37,2	12
XI	0,6	1,1	28,5	29,2	12
XII	1,0	0,5	57,6	40,3	18
За год	9,4	70,8	467,7	440,8	193

зации воды происходит несколько позже наступления максимальных расходов воды.

После зарегулирования стока концентрация ионов в среднем за год оказалась больше весной и меньше летом и осенью. Щелочность речных вод больше весной и незначительна летом. В апреле она меняется от 2 до 2,5, а в июне—июле от 1,3 до 1,7 мг-экв/л.

Максимальное поступление фосфатов в море происходит весной и летом, когда их выносятся до 70—80%. Наибольшие колебания стока фосфатов отмечаются при малых расходах воды.

Содержание кремния в воде, в противоположность фосфору, достигает наибольших величин зимой и весной — в полтора-два раза больше по сравнению с осенними его концентрациями — и изменяется от 1000 до 5000 мг/л.

Средняя годовая величина окисляемости в речной воде изменяется от 5 до 11 мгО₂/л, причем закономерных внутригодовых изменений не усмотрено.

Представление о размерах химического стока Волги в настоящее время может дать анализ его поступления в 1978 г. при стоке воды 280 км³. В этом году в дельту поступило 12 тыс. т. фосфатов, 155 тыс. т азота нитратов и 169 тыс. т аммонийного азота. В 1977 г. при объеме стока воды около 193 км³ в море вынесено биогенных веществ меньше, чем в 1978 г. (табл. 19).

Устьевое взморье. Площадь устьевого взморья около 28000 км², ширина его по морскому краю дельты 200 км, а по мористой границе 350 км. Протяженность взморья с севера на юг 150 км. По геоморфологическим и гидрологическим признакам устьевое взморье дельты делится на две крупные зоны: отмелую и приглубую. По характеру рельефа дна в отмелой зоне выделяются речной устьевой бар и морской

устьевой бар, между которыми и располагается отмелая зона с глубинами менее 1 м. В приглубой зоне выделяется подводная равнина с глубинами 2–4 м (расположенная между морским устьевым баром и свалом глубин) и свал глубин взморья с резким изменением глубин до 8–12 м. Мористее располагаются переходная зона с глубинами 10–15 м и свал глубин Северного Каспия (15–25 м). К приглубой зоне устьевого взморья можно отнести почти всю акваторию западной части Северного Каспия.

Протяженность по нормали к генеральной линии морского края дельты составляет: речного бара — несколько десятков и сотен метров, подводной дельты с приустьевыми бороздинами (авандельты) — до 1–2 км, отмелой зоны — 25–45 км, морского устьевого бара — 3–8 км, зоны между морским баром и свалом глубин — 40–70 км, свала глубин — 10–15 км.

Отмелая зона представляет собой слегка наклонную в сторону моря, мало изрезанную неглубокими бороздинами (0,3–0,6 м) равнину. Общий уклон дна составляет 0,02–0,03‰, причем на значительном протяжении он близок к нулю, а местами имеет даже обратный знак. Отмелая зона расчленена множеством мелких и больших островов, отмелей, кос, которые вытянуты с севера на юг и препятствуют течениям, направленным вдоль морского края дельты.

Морской устьевой бар представляет собой вытянутые поперечно пресному потоку отмели (осушки) и острова высотой до 0,5–1,0 м, которые оконтуривают отмелую зону взморья со стороны моря. Эти острова и отмели затапливаются в половодье и при нагонах. Сложены они илом, мелкозернистым песком с примесью битой ракушки, а острова приглубой зоны — ракушей. Грунты дна отмелой зоны взморья состоят из илов, мелко- и крупнозернистого песка и подстилаются морской ракушей.

В вегетационный период отмелая зона зарастает густой подводной и надводной растительностью, площадь которой за последние 15–20 лет увеличилась с 1500 до 7000 км².

В настоящее время на устьевом взморье действуют 10 крупных каналов с глубинами до 1,5–2 м и 16 вспомогательных каналов-рыбоходов, не имеющих самостоятельного выхода в море, а подводящих волжскую воду к магистральным каналам.

В зависимости от величины стока Волги, волнения и развития растительности наблюдается большая пространственно-временная изменчивость мутности и прозрачности вод. Величина мутности меняется от 3–5 г/м³ в марте до 180–250 г/м³ в мае. Широко распространенная здесь растительность служит хорошим фильтром, создавая полосы осветленной воды длиной до 12 км и шириной до 0,5 км.

За пределы морского бара по каналам и бороздинам отмелой зоны взморья выносятся всего 25–32% взвешенных наносов. За морским баром до свала глубин мутность воды равна 50–150 г/м³.

Прозрачность волжских вод в половодье в отмелой зоне взморья равна 0,15 м, но уже на расстоянии 1–1,5 км вода прозрачна до дна, а на глубинах 4–5 м величина прозрачности составляет 0,2–2,0 м.

В рассматриваемом районе наибольшую повторяемость имеют ветры восточных румбов (СВ, В, ЮВ). Суммарная повторяемость их в году колеблется в пределах 50–60%, максимальную повторяемость имеют восточные ветры.

Таблица 20
Повторяемость направлений ветра, %, п-ов Искусственный (1954–1975 гг.)

Месяц	С	СВ	В	ЮВ	Ю	ЮЗ	З	СЗ
I	6,3	18,9	33,7	6,0	1,6	4,2	14,1	15,1
II	4,9	16,5	33,4	6,4	1,9	3,5	7,9	12,7
III	4,9	12,8	26,1	10,9	3,5	2,8	10,7	13,5
IV	4,9	10,1	33,7	16,6	6,5	2,8	6,8	11,0
V	6,3	12,7	29,5	16,3	9,0	5,0	8,7	12,5
VI	8,4	11,5	15,5	11,0	7,9	4,7	9,6	12,6
VII	9,1	13,0	21,4	12,1	11,3	6,5	10,8	16,0
VIII	8,0	15,4	30,1	12,4	8,0	3,6	8,2	14,2
IX	8,8	13,2	29,3	16,6	5,2	4,1	8,2	14,6
X	5,1	9,3	34,4	12,7	4,0	4,4	14,5	15,5
XI	4,4	15,9	37,6	9,9	3,1	4,1	12,2	12,9
XII	5,0	18,9	37,9	9,2	2,2	4,0	11,1	11,7
Средне- годовая	6,6	14,7	31,4	12,3	5,6	4,3	10,8	14,2

Таблица 21
Повторяемость направлений ветра, %, п-ов Искусственный (1954–1975 гг.)

Интервал скорости ветра, м/с	С	СВ	В	ЮВ	Ю	ЮЗ	З	СЗ
0–1	0,4	0,6	0,8	0,6	0,4	0,3	0,4	0,5
2–5	3,2	6,0	9,8	5,0	3,0	2,3	4,0	5,3
6–10	1,8	4,8	12,8	3,8	1,1	0,9	3,9	4,9
11–15	0,1	0,7	2,4	0,7	0,0	0,1	0,6	0,9
Более 15	0,1	0,3	0,8	0,2	0,0	0,0	0,2	0,3
Максималь- ная ско- рость	24	24	28	20	18	18	34	34

В начале года преобладают восточные (30–33%), северо-восточные (17%) и северо-западные ветры (14%). К июню–июлю увеличивается повторяемость западных направлений, а повторяемость восточных ветров уменьшается, оставаясь при этом преобладающей (табл. 20).

Максимум штормов (более 15 м/с) отмечается в ноябре (4–5 случаев) и в марте–апреле, минимум в июле в основном при восточных, юго-восточных и северо-западных ветрах.

Для взморья повторяемость скорости ветра от 2 до 5 м/с равна более 38%, от 6 до 10 – 34%, от 11 до 15 – около 6%, а свыше 15 м/с около 2% (табл. 21). Максимальная скорость ветра достигала 34–36 м/с. Средняя повторяемость штелей – 7%, чаще всего в июле и сентябре.

В 86% случаев продолжительность действия ветра одного направления (в секторе 45°) не более суток, но в отдельных случаях она достигала 10–14 суток.

Вследствие мелководья, наличия морского устьевое бара и густой водной растительности волнение на взморье развито слабо и его роль в формировании морского края дельты и рельефа дна отмелой зоны взморья незначительна. Морской устьевой бар препятствует проникновению воды с моря в отмелую зону взморья, и высота волны здесь не превышает 0,2–0,3 м.

Отметки уровня воды на морском крае дельты достигают в половодье –25,8, а в межень –26,6 м БС. В отмелой зоне взморья сезонный ход уровня аналогичен ходу уровня воды в дельте Волги. На морском крае дельты размах колебаний уровня достигает 30–60 см и уменьшается к морскому устьевому бару до 25–40 см.

До падения уровня моря в 30-х годах наклон водной поверхности в сторону моря был незначительным. В 1977 г. разность уровня воды у морского края дельты и у морского бара увеличилась в 4–5 раз (до 2–2,5 м). В районе морского бара уклоны водной поверхности изменяются под влиянием сгонно-нагонных колебаний уровня моря. За последние 35 лет, несмотря на происходившее понижение уровня моря, уровень воды в отмелой зоне не падал. В связи с тем что формирование русловой сети в отмелой зоне взморья и ее пропускная способность значительно отставали во времени от темпов падения уровня моря, вся отмелая зона взморья продолжала затопляться волжскими водами, несмотря на то что отметки дна этой зоны были значительно выше отметок уровня моря. В настоящее время морской устьевой бар выполняет роль затопленного водослива, а забровочное пространство между каналами представляет собой как бы постоянно затопленную пойму.

На мористом склоне морского устьевое бара формируются сгоны и нагоны. До падения уровня моря они четко проявлялись на морском крае дельты и нередко проникали далеко вверх по течению реки. Наибольшая величина нагона отмечалась на мористом склоне морского бара, а наибольшие сгоны – в районе глубин 2–3 м. В западной части взморья сгонно-нагонные колебания уровня больше, чем в восточной. Так, в ноябре 1952 г. величина катастрофического нагона в западной части достигла 4 м, а в восточной – 1,5–2 м. Максимальная величина сгонов достигает здесь соответственно 2 и 1,6 м.

В ближайшее время величина нагонов и сгонов на устьевом взморье Волги не изменится, и лишь при падении уровня моря до –31,0 м в западной части она может уменьшиться на 20–30 см, а в восточной – даже немного увеличиться. Однако в отдельных районах взморья это будет зависеть от характера продольного профиля, отметок глубин дна, грунтов, зарастаемости, расходов воды Волги и в меньшей степени от колебаний уровня моря.

В случае падения уровня моря, в местах выходов каналов на приглубое взморье будет происходить локальное увеличение уклонов водной поверхности и скоростей течения и размыв каналов, что вызовет сосредоточение пресных вод в каналах и понижение уровня воды в забровочных пространствах (на 20–25 см). Но в ближайшие 20 лет, даже при падении уровня моря, отмелая зона взморья Волги будет все еще затоплена волжскими водами.

В отмелой зоне взморья Волги волжские воды создают стоковые течения в каналах и бороздинах и более слабые в забровочном пространстве. Южнее морского устьевого бара стоковые течения охватывают почти весь слой воды от поверхности до дна (3—4 м). Скорости их в половодье 6—10, а в межень — 2—4 см/с.

В бороздинах и каналах скорость стокового течения изменяется от 20 до 80 см/с, а в забровочном пространстве — до 20 см/с. Максимальные скорости течения в каналах могут достигать почти 1,5 м/с. На некоторых каналах уже сформировались глубокие плесы — устьевые ямы. В ближайшие десятилетия структура стоковых течений в отмелой зоне взморья сохранится. Будут существовать оба вида стока волжских вод через эту зону — каналово-бороздинный и плоскостной по забровочному пространству. С понижением уровня моря роль стока по каналам будет увеличиваться.

Температура воды на отмелем взморье с мая по август в среднем на 2° выше температуры воздуха. Температура речных вод, особенно в половодье, вдоль морского края дельты неодинакова: в каналах и водотоках она ниже, чем в мелких ериках, выходящих из ильменей. В августе это различие не проявляется. Температура воды в отмелой зоне может достигать 36—37°. В забровочном пространстве отмелой зоны в мае—июле температура воды на 3—9° выше, чем в каналах, причем значительное повышение температуры отмечается в прозрачной воде, профильтрованной зарослями водной растительности. В период охлаждения (октябрь—ноябрь) температура волжских вод при прохождении их через отмелую зону взморья понижается в среднем на 1—3°.

От морского бара до свала глубин разность температуры воды меняется по месяцам — от 8° в апреле (больше на взморье) до 0° в августе и 8° в ноябре. Таким образом, отмелая зона взморья весной и летом играет роль своеобразного "нагревателя", а осенью — "охлаждителя" речных вод. В целом за год в пределах этой зоны температура волжских вод повышается примерно на 1°, а тепловой сток увеличивается в среднем на 10%. Поступающие речные воды, изменяя стратификацию вод на взморье, влияют на режим температуры воды на свале глубин, где расположена зона наибольших горизонтальных градиентов температуры.

На устьевом взморье формируется слой скачка температуры воды, обусловленный прогревом в теплый сезон, адвекцией тепла течениями, ветровым перемешиванием поверхностного слоя.

В период осеннего охлаждения на свале глубин, несмотря на относительно малые глубины (до 10 м), может существовать (продолжительностью до 10—15 дней) обратная стратификация температуры воды, образующаяся при сгонных ветрах и адвекции с отмелой зоны взморья холодных распресненных вод в поверхностном слое, а также при адвекции более теплых вод в придонном слое.

Периоды адвекции вод, отличающихся по температуре и солёности, чередуются в районе свала глубин с периодами интенсивного ветрового (обычно нагонного) перемешивания, вызывающего гомотермию. Чем сильнее и продолжительнее нагонный ветер, тем на большую глубину опускается слой скачка плотности и продолжительнее последующий период гомотермии на свале глубин. Отмечались случаи, когда при нагоне

Таблица 22

Величина суточных изменений температуры воды на взморье Волги, °С
(1955–1965 гг.)

Район	V	VI	VII	VIII	IX	X
Устья рукавов (река)	2,0	1,0	0,8	1,1	1,2	0,6
Отмелая зона взморья	7,6	5,2	5,1	5,0	6,0	3,2
Район 5-метровой изобаты	0,8	0,7	0,7	0,5	0,4	0,3
Район 10-метровой изобаты	0,4	0,5	0,6	0,3	0,2	0,1

температура воды у дна в результате перемешивания за три дня повышалась на 13°.

С сентября влияние адвекции холодных вод обычно уже не проявляется, температура воды у дна становится однородной, а позднее адвекция холодных вод сменяется притоком тешьх.

На свале глубин сначала появляются наибольшие вертикальные градиенты солености воды, а через 20–30 дней — вертикальные градиенты температуры воды.

В теплое время года четко выражен суточный ход температуры воды на взморье с минимумом в 6–7 и максимумом в 16–17 ч. Наибольшие суточные изменения отмечаются на морском баре (табл. 22). Наибольшая величина суточного хода температуры воды на взморье (до 3–4°) наблюдается в тонком прогревом поверхностном слое. Его образование чаще всего происходит в июне–июле при отсутствии турбулентного перемешивания при слабом ветре или при подъеме слоя скачка плотности вследствие адвекции соленых холодных вод в придонном слое при сгонных ветрах.

Резко выраженный слой скачка плотности воды в районе свала глубин вызывает существование зоны больших размахов суточного хода температуры в поверхностном и отсутствие его в придонном слоях.

После зарегулирования стока Волги температура поступающих на устьевое взморье волжских вод весной и осенью повысилась в среднем на 1° в апреле, на 0,7 в октябре и на 1,5° в ноябре и понизилась в июне на 0,6°. В остальные месяцы она практически не изменилась.

В случае понижения уровня моря на 1,5–2 м и уменьшения глубин на устьевом взморье, прогрев вод в весенне-летний и охлаждение в осенне-зимний сезоны будет несколько больше. Максимальная температура воды и переход ее через 0° в начале и конце зимы будут наступать на 5–10 дней раньше, горизонтальные градиенты температуры в районе свала глубин на взморье в апреле–июле увеличатся, а слой скачка температуры будет выражен более резко.

Отмелая зона взморья Волги ежегодно покрывается сплошным ледяным покровом. Ледовые явления здесь наблюдаются через 1–2 дня после устойчивого перехода среднесуточной температуры воздуха через 0° — в последней декаде ноября — начале декабря. Спустя 6–12 дней устанавливается ледяной покров в рукавах дельты Волги и на более приглубой зоне взморья. Такой процесс способствует созданию "ледяного пояса", отделяющего реку от остальной части взморья и моря.

Продолжительность ледового периода для отмелой зоны взморья равна в среднем 90–160 дням, причем в западной части в мягкие зимы она на 10–15 дней меньше.

Снега на льду мало (10–15 см), большая часть его сдувается ветром. Нарастание толщины льда происходит до середины февраля; в западной части взморья толщина льда на 10–20 см меньше, чем в восточной. В устьях слабoproточных ериков и в култушной зоне, на россыпях речных устьевых баров происходит смерзание льда с грунтом берегов и дна, что приводит в условиях сброса вод ГЭС к формированию наледей. Поздней осенью при нагонных подвижках льда в приглубой части взморья происходит его торошение на морском склоне бара и отмелях, образуются трещины и разводья. В отмелой зоне наблюдается только сжатие и торошение льда. Наибольшая высота торосов (3–6 м) из набивного льда отмечается на оконечностях кос бара и отдельных отмелях и островах. В среднем высота торосов увеличивается с востока на запад.

При сильных сгонных ветрах поздней осенью ледяные поля, расположенные южнее морского устьевого бара, отрываются и выносятся в море. На их месте образуется новый лед, в котором возникают трещины шириной до десяти километров и ледяные гряды высотой в несколько метров. В отмелой зоне взморья трещины достигают длины 20–30 км; они направлены вдоль бороздин и кос, а у морского бара — параллельно ему. Большое количество кос и отмелей способствует образованию стамух у морского бара в декабре при нагонах, которые, смерзаясь с грунтом, могут достигать высоты 10–12 м, ширины 30–50 м и несколько сот метров длины.

Вскрытие ледяного покрова в отмелой зоне устьевого взморья происходит в третьей декаде марта, после того как вскрыется ледяной покров южнее морского устьевого бара. В начале вскрываются каналы и бороздины, а на остальной акватории в большинстве случаев лед тает на месте и исчезает позднее. Из Волги лед почти не выносятся, так как вскрытие реки происходит позднее и лед тает ("распаляется") на месте при более высокой температуре воздуха.

В пределах отмелой зоны устьевого взморья при понижении уровня моря отмечалось увеличение толщины льда, торошение и промерзание воды до дна.

Зарегулирование стока привело к увеличению расходов и уровня воды в ледовый период, поэтому большая часть ледяного покрова на отмелом взморье не смерзалась с грунтом дна. Усилилось воздействие льда на формирование рельефа дна и морского края дельты при подвижках.

По величине солености воды и ее пространственному распределению на взморье Волги выделяются три основные зоны: пресных или почти пресных вод ($0,3-2^{\circ}/_{00}$), смешанных речных и морских вод ($2-12^{\circ}/_{00}$) и морских вод ($> 12^{\circ}/_{00}$). Границы этих зон, а следовательно, и их площади изменяются во времени в зависимости от влияния факторов, определяющих соленость воды — речного стока и ветра. Сток реки определяет среднее положение границы зоны смешения вод (рис. 15). Ветровые течения — основной динамический фактор, влияющий на интенсивность смешения вод и вносящий существенное изменение в пространственное распределение солености, сформировавшееся под влиянием стока реки. Кроме того, картина распределения солености воды по акватории устьевого взморья Волги зави-

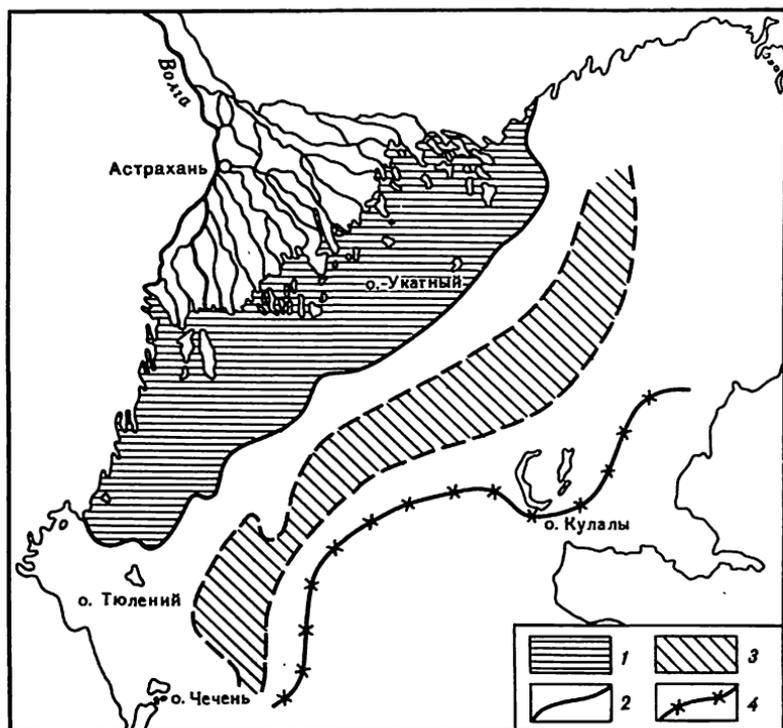


Рис. 15. Зоны характерной солености на устьевом взморье Волги (по данным Н.А. Скриптунова)

1 — зона транзита речных вод, 2 — граница между зонами транзита и смешения вод, 3 — фронтальная зона внутри зоны смешения вод, 4 — морская граница зоны смешения речных и морских вод

сит от местных условий: глубины и рельефа дна, местоположения района относительно каналов и устьев водотоков дельты и удаленности его от Среднего Каспия. Изогалины обычно располагаются параллельно изобатам.

Заметное смешение речных и морских вод начинается в районе трехметровой изобаты (50–55 км от морского края дельты) в межень и в 10–15 км мористее ее — в период половодья.

Наибольшее осолонение пресных вод происходит на участке от морского склона бара до устьевоего свала глубин. Последующее смешение пресных и соленых вод осуществляется на всей акватории до свала глубин Северного Каспия. По объему смешивающихся вод эта подзона значительно больше первой. Наблюдаются долгопериодные изменения солености, связанные в основном с сезонным изменением стока, и изменения синоптического периода, обусловленные воздействием сильных сгонно-нагонных ветров.

Весной и осенью распресненные воды располагаются в крайних западном и восточном районах взморья. Между ними в более приглубой части взморья (6–12 м) находится широкая полоса значительно осолоненной воды.

Летом поверхностные распресненные воды мало смешиваются с морской придонной водой и как бы скользят по ней 4–5-метровым слоем. В результате этого поверхностные распресненные воды в центральном приглубом районе распространяются в море почти на такое же расстояние от дельты, как и в отмелях западном и восточном районах.

В период охлаждения вод (IX–XII), когда в отмелой зоне вода холоднее, скорость и дальность продвижения волжских вод в море уменьшается. В период прогрева вод (IV–VII) более теплые, легкие пресные воды отмелой зоны взморья способствуют поступлению и распространению речных вод в поверхностном слое в море.

Мелководные районы зоны смешения отличаются от района свала глубин меньшей вероятностью появления соленостной стратификации, меньшими вертикальными градиентами и отсутствием резко выраженного слоя скачка солености воды.

Весенний и осенний сезоны характеризуются отсутствием стратификации вод. Весной это связано с поступлением холодных речных вод на взморье и активностью ветрового перемешивания, а осенью — совместным воздействием конвективного и усиливающегося ветрового перемешивания.

В период ледостава, особенно в суровые зимы, в зоне смешения вод отмечается резко выраженная соленостная стратификация. Ледяной покров изолирует воду от непосредственного ветрового (волнового) перемешивания, и поступающая на взморье пресная, относительно легкая вода подо льдом почти не смешивается с более плотной водой взморья. Только у кромки льда эти воды полностью перемешиваются по вертикали. Толщина поверхностного распресненного слоя подо льдом 2–4 м. Образование обширного припая на взморье Волги вызывает значительное опреснение тонкого поверхностного слоя и повышение солености придонного слоя воды.

Появление периодически сгонной циркуляции и разрушение ее нагонами приводит к тому, что в основном процесс смешения речных и морских вод происходит скачками. Поскольку устьевое взморье Волги является отмелым взморьем со свалом глубин, то здесь процесс смешения речных и морских вод в основном происходит по вертикали, без значительного бокового смешения.

В зоне смешения вод на взморье положение изогалин в период открытой водной поверхности за 2–4 дня может сместиться на 30–40 км мористее и область вод с соленостью $12^0/00$ будут занимать воды с соленостью 2–4⁰/00. При этом кратковременные изменения солености воды могут быть трех видов: адвективное понижение солености в поверхностном слое без изменений в придонном, резкое уменьшение солености в поверхностном слое и увеличение в придонном и однонаправленные синхронные изменения солености воды на всех горизонтах. Первый вид характерен для морской границы зоны транзита речных вод, второй наиболее часто встречается в районе свала глубин, где четко проявляется сгонная циркуляция, а третий — в отмелой зоне смешения вод. Таким образом, в основном процесс смешения вод на устьевом взморье происходит при кратковременных изменениях солености воды.

С увеличением безвозвратного водозабора из Волги, уменьшением естественного стока реки и понижением уровня моря режим солености вод

Таблица 23

Многолетние изменения концентрации биогенных веществ
вдоль морского края отмелого устьевго взморья Волги
(данные Н.В. Ивановой)

Период	Западный район				Центральный район	
	VI		VIII		VI	
	мг/м ³	%	мг/м ³	%	мг/м ³	%
Фосфаты						
1955-1959	9,5	100	6,6	100	7,3	100
1961-1970	7,6	80	6,7	101	6,8	93
1971-1977	7,1	75	3,7	56	7,8	107
Кремний						
1955-1959	2458	100	1388	100	1936	100
1961-1970	2012	82	1803	110	1908	98
1971-1977	1966	80	2154	155	2369	122
Азот аммонийный						
1955-1959	148	100	100	100	140	100
1961-1970	87	59	84	84	78	56
1971-1977	59	40	80	80	67	48

взморья существенно изменялся. Начиная с 1957 г. среднегодовая величина солености воды в целом уменьшилась с 6,35 до 5,2⁰/₀₀, уменьшились и межгодовые ее колебания. Несмотря на уменьшение стока Волги, южная граница пресноводной транзитной зоны волжских вод сместилась к югу. Но уменьшение стока в половодье в связи с его регулированием привело к небольшому осолонению вод в летний сезон (июль-август) в центральной приглубой части взморья. Наибольшая величина солености за год вместо января-февраля отмечается в марте. Максимальное распреснение вод стало наблюдаться на месяц раньше (в июне вместо июля). Время наступления летнего максимума солености воды сдвинулось на август. Предзимнее увеличение солености воды в среднем сократилось на 0,6⁰/₀₀. В общем сезонное регулирование стока обусловило незначительное осолонение вод взморья в летний сезон и уменьшение в осенне-зимний. Распределение солености стало более стабильным. Поскольку преобладающее действие ветра восточных румбов от весны к лету ослабевает, а западных румбов усиливается, то смещение пика половодья с июня-июля на май-июнь привело к некоторому уменьшению распресняющего влияния стока реки на восточную часть устьевго взморья.

По исследованиям Н.В. Ивановой, режим биогенных веществ на взморье тесно связан с величиной поступления речных вод. Больше содержание фосфатов и азота отмечается в западном районе, куда поступает наибольшая часть стока волжских вод (табл. 23). Но южнее морского края отмелой зоны эта связь нарушается. Концентрация биогенных веществ южнее отмелой зоны взморья была больше в условиях естественной водности, чем в условиях зарегулированного стока. При этом она уменьшалась с запада на вос-

Центральный район		Восточный район			
VIII		VI		VIII	
мг/м ³	%	мг/м ³	%	мг/м ³	%
Фосфаты					
6,4	100	4,2	100	5,2	100
6,9	108	5,4	128	3,8	123
4,2	65	5,2	124	3,1	60
Кремний					
1254	100	1430	100	1740	100
2082	166	1440	101	2433	140
2120	169	1262	88	2105	121
Азот аммонийный					
95	100	123	100	89	100
86	90	83	67	64	72
55	58	76	62	55	62

ток. Уменьшение количества питательных солей в волжской воде после зарегулирования обусловило понижение запасов фосфатов в западном районе и увеличение в центральном и восточном. Концентрация кремния повысилась только в центральном районе.

УСТЬЕВАЯ ОБЛАСТЬ УРАЛА

Общие сведения. Верхняя речная граница устьевой области р. Урал совпадает с вершиной дельты (ниже Гурьева), морская $\frac{1}{4}$ проходит на взморье примерно по изобате 3 м. В этих границах площадь устьевой области равна 1500 км². Площадь дельты реки — 600 км². Развитие современной устьевой области находится на стадии формирования дельты выдвигания и сосредоточения стока в двух крупных рукавах под влиянием естественного развития процесса дельтообразования и воздействий антропогенных факторов.

Гидрографическая сеть дельты Урала состоит из двух основных рукавов: Золотого и Яицкого. Продолжением рукава Золотого на устьевом взморье служит Урало-Каспийский канал, а Яицкого — искусственно прорытый в 60-х годах канал-рыбоход. В пределах устьевое взморья расположены острова Зюйдвестовая Шалыга и Нордостовая Шалыга. У восточного берега п-ова Пешной располагается Золотинский култук. Средний уклон дна взморья — 5 см на километр.

Дельта. Современная дельта начинается от места ответвления от русла небольшого протока Перетаски и далее тянется на юг — юго-запад почти на 40 км. По судоходному рукаву Золотой проходит речная часть Урало-

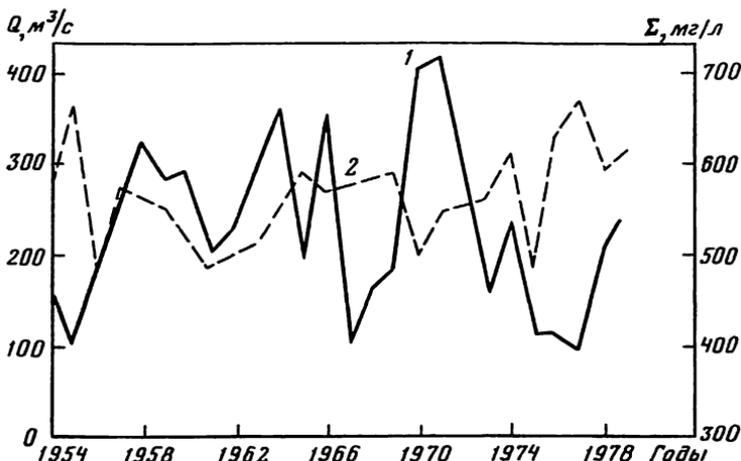


Рис. 16. Изменение среднегодовых расходов воды (в $\text{м}^3/\text{с}$) (1) и минерализации воды (в $\text{мг}/\text{л}$) (2) р. Урал

Каспийского канала, которая далее на протяжении 16 км на устьевом взморье переходит в морскую часть канала с глубинами до 1,8 м. Этот канал соединяет устье Урала с Уральской бороздиной — самой глубокой областью восточной части Северного Каспия. Уральская бороздина является продолжением подводного русла Урала и была выработана рекою при более низком стоянии уровня моря.

За последние 50 лет морской край дельты выдвинулся местами на 10–15 км, находившиеся на устьевом взморье реки отдельные острова (Каменный, Камынин, Пешные и др.) слились с сушей. На новом обмелевшем пространстве устьевое взморье образовались новые отмели. Пассивный прирост дельты за это время составил около 150 км^2 . Наблюдается интенсивное заиление Урало-Каспийского канала и баровых участков рукавов.

Сток Урала за 1936–1981 гг. составил в среднем $8,5 \text{ км}^3$ в год и изменялся от $2,9$ (1937 г.) до $20,5$ (1948 г.) км^3 в год. Весьма велики межгодовые изменения расходов воды (рис. 16). За многоводный период 1946–1950 гг. средний расход оказался равным $470 \text{ м}^3/\text{с}$, а за маловодный 1931–1940 гг. — $120 \text{ м}^3/\text{с}$, максимальные секундные расходы воды колебались от 460 (1937 г.) до $5100 \text{ м}^3/\text{с}$ (1957 г.). В апреле–августе проходит 78% общего стока. Минимальные расходы воды чаще всего наблюдаются перед ледоставом и несколько позже. Величина их изменялась от 11 (1957 г.) до $95 \text{ м}^3/\text{с}$ (1970 г.). Происходящие в дельте Урала нагоны могут препятствовать поступлению речных вод в море. С 1926 по 1977 г. доля стока основного рукава — Золотого возросла с 65 до 78%, а в 1981 г. — до 80%. Доля стока Яицкого рукава сократилась (табл. 24).

В последние годы отмечался процесс отмирания целого ряда водотоков, особенно левобережных (Перетаска, Бухарка, Зарослый, Золотенок). В связи с этим в восточную прибрежную зону устьевое взморье полностью прекратился сток воды, наносов, минеральных и органических веществ. Среднегодовой сток взвешенных наносов у Гурьева равен 3900 тыс. т. В период половодья в море выносятся 95% наносов, часть которых откла-

Таблица 24

Распределение расходов воды по основным рукавам дельты Урала

Водоток	1926—1927 гг.		1956—1964 гг.		1975—1977 гг.	
	м ³ /с	%	м ³ /с	%	м ³ /с	%
Урал	344	100,0	253,0	100,0	95,8	100
Золотой	224	65,1	168,0	66,4	75,0	78,3
Яицкий	103	30,0	80,5	31,8	20,8	21,7
Перетаска	17	4,9	4,5	1,8	0	0

двывается в дельте. В периоды падения уровня моря в основных рукавах дельты развиваются процессы эрозии, что приводит к увеличению стока наносов в море.

После резкого падения уровня моря в 1930—1940 гг. многолетние изменения уровня воды Урала у Гурьева имели тенденцию к постоянному снижению (рис. 17).

Характер сезонных изменений уровня в дельте в основном соответствует внутригодовому распределению стока воды. На стоковые колебания уровня накладываются сгонно-нагонные колебания. При понижении уровня моря и выдвигении морского края дельты сократились повторяемость и величина нагонов у Гурьева.

Во время весеннего половодья дельта заливается речными водами. Заливание дельты обычно начинается при отметке уровня $-25,5$ м. Площадь заливания зависит от высоты и продолжительности стояния наивысших уровней в реке. До падения уровня моря в 1936—1940 гг. площадь заливания достигала 250 км^2 , в настоящее время при стоке Урала в $7,5 \text{ км}^3/\text{год}$ она не превышает 150 км^2 . Сокращение стока до $5 \text{ км}^3/\text{год}$ уменьшает площадь заливания до 100, а при снижении уровня моря до $-29,5$ м — даже до 50 км^2 . В последние годы продолжительность заливания поймы и дельты сократилась с 45 до 15 дней в году.

Во время половодья температура воды от вершины дельты к морю увеличивается, и на взморье она выше, чем в реке на 3° и более. В полях и дельтовых разливах температура воды также выше (на $1-2^\circ$), чем в руслах водотоков.

Все водотоки дельты ежегодно покрываются льдом. Наступление ледостава происходит в начале ноября — конце декабря, а его продолжительность колеблется от 82 до 156 дней. В среднем толщина льда составляет $35-50$ см, а в отдельные годы может превышать 80 см.

Весной структура ледяного покрова нарушается под воздействием солнечной инсоляции, и при наличии ветра и волнения лед полностью взламывается в течение $1-3$ дней. Вскрытие происходит в начале марта — середине апреля, а в мягкие зимы может начинаться в первой половине февраля. На главных судоходных водотоках дельты вскрытие производится искусственно на несколько дней раньше естественного разрушения льда. Заторов и зажоров не наблюдается; ледоход, идущий с верховьев Урала, не доходит до дельты. Таким образом, речной лед не оказывает влияния на ледовые условия устьевого взморья.

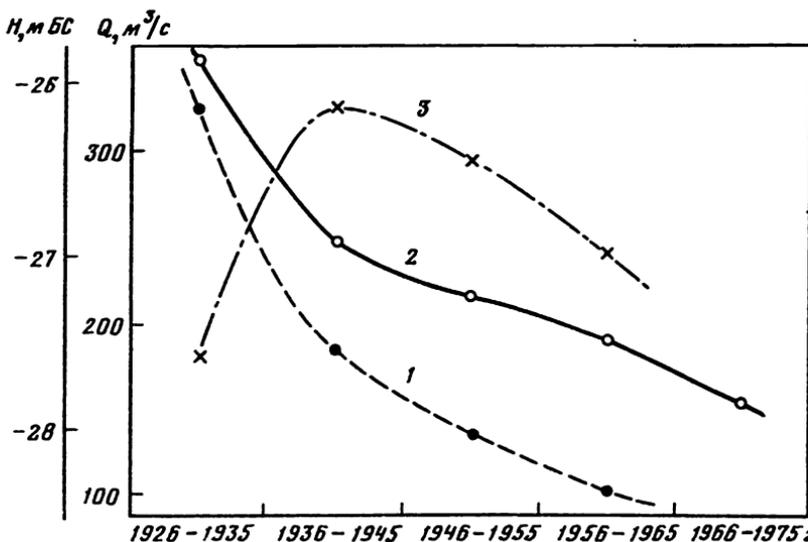


Рис. 17. Изменение средних по пятилетиям уровня моря (1) и Урала (2), стока Урала (3) (данные С.С. Байдина)

Устьевое взморье. Устьевое взморье Урала расположено в восточной части Северного Каспия, которая одновременно представляет собой и часть устьевого взморья восточных рукавов дельты Волги (рис. 18).

Нарастание глубины в сторону моря на взморье идет медленно, протяженность взморья составляет 25–30 км. Из-за пологости дна, во время кратковременных колебаний уровня моря, связанных со сгонами и нагонами, граница устьевого взморья изменяется в больших пределах. Устьевой бар может полностью осушаться и в отдельные годы зарастает водной растительностью.

Поступающие через Иголкинский и Ганюшкинский банки Волги 17–19 км³ воды в год и около миллиона тонн наносов оказывают влияние на изменение рельефа дна устьевого взморья Урала. При работе вододеливателя сток Волги в восточную часть Северного Каспия во время половодья может быть увеличен еще на 2–3 км³ (в маловодные и средние по водности годы). Эти волжские воды, смешиваясь с водами взморья Урала, распространяются практически по всей акватории восточной части Северного Каспия и играют основную роль в ее распреснении.

Скорость стокового течения на устьевом взморье Урала при нагонных ветрах, как правило, уменьшается. При сильных нагонах в тонком небольшом поверхностном слое могут наблюдаться даже обратные течения малой продолжительности.

В открытой части устьевого взморья преобладают ветровые течения, направленные по ветру. При продолжительных сгонах развиваются компенсационные течения противоположного направления.

Наибольшую повторяемость имеют скорости течения 5–10 см/с. Наибольшая скорость поверхностных течений достигала 46 см/с у Зюйдвестовой Шалыги при северо-западном ветре скоростью 5–8 м/с. При сильных

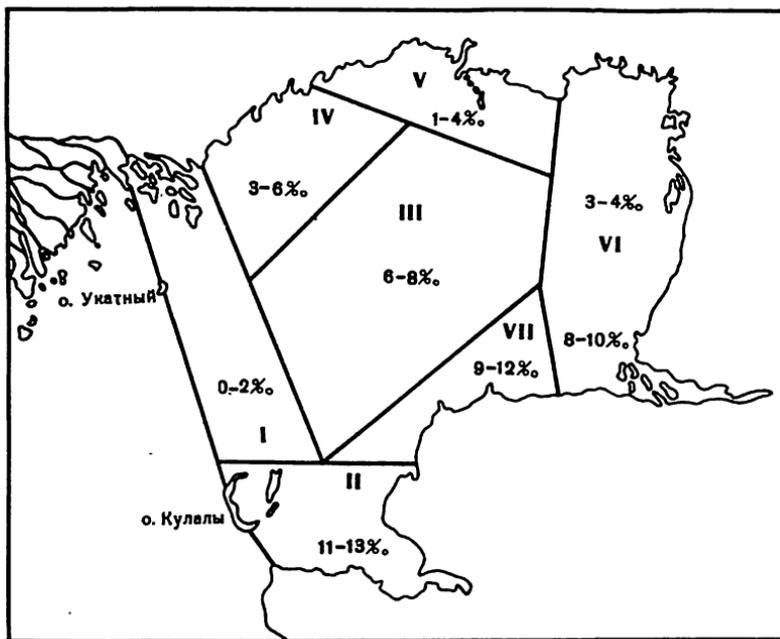


Рис. 18. Районирование восточной части Северного Каспия по среднегодовой солености (данные Н.А. Скриптунова)

осенних штормах (20 м/с и более) величины скоростей ветровых течений могут быть большими.

В обычных условиях зона распреснения вод на взморье Урала четко выражена в апреле—июне. В апреле на взморье Урала, по исследованиям Е.А. Дризо, площадь зоны с соленостью 0–2‰ составляет в среднем 420–500 км², а с соленостью в 5‰ — около 2500 км². В мае зона транзита увеличивается в три-четыре раза, а в июне уменьшается до 800–900 км². Начиная с июля заметного влияния уральских вод на соленость восточной части Северного Каспия не наблюдается.

В межень морские воды могут подходить вплотную к устью, а при нагонных ветрах даже поступать в русло Урала. Так, в 1977 г. в Урало-Каспийском канале воды с соленостью 2,5‰ наблюдались в 10 км от взморья. В 1974–1977 гг. в зависимости от водности года и сезона, соленость вод у приемного буя Урало-Каспийского канала изменялась в пределах 0,3–3,4‰ в половодье и 5,1–11,3‰ осенью.

Среднегодовая соленость на взморье (Зюйдвестовая Шалыга) равна 3,1‰. Среднемесячная соленость имеет два максимума и два минимума: первый максимум наблюдается в январе вследствие осолонения вод за счет ледообразования, второй — в июле и связан с часто повторяющимися в это время нагонными юго-западными ветрами. Таяние льда в апреле обуславливает первый минимум солености вод, а часто наблюдающиеся северо-восточные ветры — второй. Эти ветры способствуют переносу пресных вод Урала в район Зюйдвестовой Шалыги. Обычно при юго-западных, южных и юго-

Таблица 25

Пределы изменений водородного показателя (рН)
и концентраций главных ионов (мг/л) в дельте Урала (1975–1977 гг.)
(данные А.А. Большова, Е.А. Дризо)

Характеристика	Гидрологическая фаза				
	зимняя межень	половодье	спад по- ловодья	летняя ме- жень	осенняя межень
Хлориды	100–365	75–191	28–90	64–270	270–320
Сульфаты	100–175	70–123	43–85	9–140	135–155
Гидрокарбо- наты	146–295	155–265	110–171	146–290	205–235
Кальций	60–172	50–100	30–58	35–75	65–90
Магний	8–60	7–40	9–25	9–35	20–25
Натрий + калий	61–235	7–135	84–160	45–656	145–175
Сумма	625–1221	400–700	321–570	515–1072	840–1000
рН	7,4–8,2	7,1–7,6	7,8–8,0	8,0–8,2	7,7–8,2

восточных ветрах происходит повышение, а при западных, северо-западных и северо-восточных — понижение солености вод устьевого взморья.

Максимальная соленость у Зюйдвестовой Шальги ($13,7^0/_{00}$) отмечена в феврале 1956 г., что было связано с маловодностью Урала в предшествующем году и суровыми условиями зимы 1955–1956 гг.

Вертикальные градиенты солености из-за отmelости устьевого взморья небольшие и в среднем равны $0,10–0,15^0/_{00}$.

Воды Урала — гидрокарбонатные группы кальция и натрия. Общая минерализация воды равна 200–800 мг/л. Зимой концентрация может увеличиваться до 1500 и даже 3000 мг/л, и класс воды при этом изменяется на хлоридный группы натрия второго типа. В половодье минерализация воды сильно снижается. Сравнительно высокая минерализация воды Урала обуславливает больший вклад его стока в солевой баланс, чем в общий водный баланс Каспия. Сезонные изменения концентрации главных ионов в воде дельты Урала значительны (табл. 25). Минерализация воды находится в тесной зависимости от водности реки (см. рис. 16).

Насыщение вод дельты кислородом изменяется от 30 до 160%. Но если в начале зимы насыщение высокое, то к концу этого сезона оно сильно уменьшается — до 20–70% насыщения. В половодье содержание кислорода в воде повышается до 10–14 мг/л (80–120% насыщения), а в июне–июле часть кислорода уже расходуется на окисление органических веществ.

Влияние биогенного стока Урала распространяется только на небольшое пространство взморья. Так, в многоводный 1974 г. в мае повышение концентрации фосфора (20–45 мкг/л) наблюдалось на расстоянии до 50 км от дельты, а мористее не превышало 8–13 мкг/л.

Режим биогенных веществ формируется под воздействием и гидрологических и биологических факторов. Наибольшая концентрация минерального фосфора наблюдается весной, после прохождения пика половодья (13–46 мкг/л в 1974 г., 63–80 мкг/л в 1976 г.). С бурным развитием фитопланктона концентрация минерального фосфора снижается, но вследствие

проникновения в районы взморья Урала волжских вод в июне—августе она несколько возрастает. В маловодный 1977 г. минеральный фосфор обнаруживался в течение всего сезона, при наименьшей концентрации 4—13 мкг/л. Это, возможно, связано с повышенной соленостью вод взморья и замедленным развитием фитопланктона, главного потребителя растворенных фосфорсодержащих соединений.

Максимальная концентрация кремния в водах устьевого взморья наибольшая в мае и в сентябре—октябре (1,2—2,1 мг/л), а минимальная в июле (0,4—0,9 мг/л), что связано с особенностями гидрохимического режима реки и фазами развития диатомовых водорослей. В целом уменьшение стока Урала за последние годы снизило содержание кремния в водах взморья на 0,2—0,5 мг/л.

Насыщение кислородом вод взморья колеблется в пределах 85—100%.

Наибольшие величины перманганатной окисляемости вод наблюдаются в июне—июле и в отдельные годы в августе (6,5—13,0 мг O₂/л). С увеличением водности реки окисляемость воды на взморье возрастает, к осени — уменьшается до 1,5—7,5 мг O₂/л.

УСТЬЕВАЯ ОБЛАСТЬ ТЕРЕКА И СУЛАКА

Общие сведения. Устьевые области Терека и Сулака и прибрежная зона Каспийского моря от о-ва Чечень до Махачкалы (включая южную часть современного Кизлярского залива) представляют собой район с едиными процессами дельтообразования и изменений гидрографической сети, происходящими здесь более интенсивно, чем в устьях других рек, питающих Каспий. Все это связано с большой мутностью речных вод, отмелостью устьевых взморьев и значительным воздействием техногенных факторов.

Русло Терека в пределах дельты расположено на гребне песчано-илистой гряды, созданной самой рекой. Руслу реки и ее рукавов искусственно обвалованы, и лежат они выше окружающей местности. Вследствие этого в половодье происходят прорывы валов и затопление обширных территорий дельты. В нижней части дельты широко развиты современные процессы аккумуляции наносов (песок, ил, соли), которые со временем перемещаются в глубь дельты.

За верхнюю речную границу устьевой области Терека принимается створ у с. Степное, где уже мало сказывается влияние водораспределительной плотины и не происходит интенсивного подъема дна русла реки.

Современная дельта Сулака имеет клювовидную форму и примыкает к более ранней, почти отмершей дельте, возраст которой исчисляется всего несколькими сотнями лет. Направление формирования современной дельты обязано искусственным прокопам. Следов более древних дельт реки не обнаружено. Это дает основание предположить, что раньше Сулак имел единую систему с Терекком и в Средний Каспий самостоятельно не впадал.

В связи со строительством в 1974 г. Чиркейской ГЭС, а в последние годы и Миатлинской, естественный режим Сулака значительно нарушен.

Дельта. Частые прорывы вод и наводнения приводили к изменению направления реки и ее рукавов, формированию новой гидрографической сети, образованию нового микрорельефа в отдельных районах дельты, изменению места впадения устья в море и выдвиганию морского края

дельты на взморье. Так, со временем от Аграханского залива остался лишь небольшой лиман, отделенный от моря сложенным в основном наносами Терека п-вом Уч-Коса, а Сулак в настоящее время впадает в открытую приглубую зону Среднего Каспия.

Последний крупный прорыв вод Терека через береговые валы произошел в 1914 г., и река направила свои воды в Аграханский залив. Через этот залив терекские воды попадали в современный Кизлярский залив. Однако отложение наносов в Аграханском заливе и происшедшее падение уровня моря удлиннили путь речных вод до уреза воды. Возникла мысль сократить длину рукава и направить его сток в Средний Каспий по искусственной прорези через п-ов Уч-Коса. С августа 1977 г. Терек большую часть стока воды и наносов выносит в среднюю часть Каспийского моря. На побережье Среднего Каспия стала формироваться новая пионерная дельта Терека, оказывающая влияние на динамику вдольбереговых процессов.

До открытия прорези гидрографическая сеть дельты делилась на две части: верхнюю и нижнюю. В верхней части она состояла из Нового Терека и оросительных и обводнительных каналов, в нижней — из русла Главного банка и его ответвлений — банков Батмаклинского, Куни, Кубякинского, Среднего и Северного. После открытия прорези постояннодействующим остался только один водоток — Новый Терек, хотя воды половодья поступают ныне также и в первые три банка. В верхней части дельты у станции Каргалинская сооружена водорегулирующая плотина для подачи воды в Сулу-Чубутлинскую и Дельтовую оросительные системы.

Нижний участок Сулака сильно врезан и имеет плоскодонное поперечное сечение. В 1932 г. воды Сулака были искусственно направлены на север, и на прибрежном мелководье моря стал быстро формироваться новый конус выноса. Быстрому выдвиганию дельты способствовало происходившее в то время понижение уровня моря. Между выдвигающейся дельтой и морским берегом постепенно образовалась бухта.

К 1957 г. дельта Сулака выдвинулась в северном направлении на 8,5 км и ее площадь достигла 73,5 км². В это время сток Сулака был направлен по новой искусственной прорези на восток, и в месте выхода прорези в море стала формироваться современная дельта реки. Рукава старой дельты отмерли, а ее морской край стал разрушаться.

Средний многолетний сток воды Терека у с. Степное за 1930—1975 гг. составил 9,5 км³/год. Величина стока изменялась от 6,9 до 13,5 км³/год. К гидроствору Аликазган сток по руслу уменьшается из-за ограниченной пропускной способности русла и прорыва паводковых вод через огражденные береговые валы.

Максимальный расход воды у с. Степного за 1924—1985 гг. наблюдался в 1931 г. и достигал 2000 м³/с, а у Каргалинской — 1630 м³/с (1967 г.). Но наибольший расход воды — 2380 м³/с — был в 1914 г.

Минимальные расходы воды наблюдаются в зимний период: выше Каргалинского гидроузла — 70 м³/с, у Каргалинской — 25, а у Аликазгана — менее 2 м³/с (1975 г.): В стоке Терека отчетливо выражены межгодовые изменения. Так, до середины 40-х годов наблюдалась повышенная водность, затем произошло ее снижение, в 1959—1967 гг. сток несколько возрос, а с 1968 г. вновь наступила фаза маловодных лет (рис. 19).

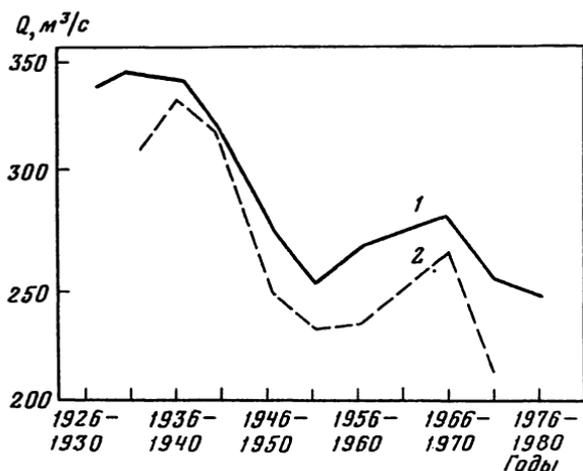


Рис. 19. Изменение средних пятилетних расходов воды Терека (данные С.С. Байдина)
1 — Степное, 2 — ст. Каргалинская

Внутригодовой режим стока Терека характеризуется гидрографом, свойственным горно-ледниковым рекам: продолжительным половодьем в теплый сезон и низким стоком в холодный. Несмотря на заборы вод Терека на орошение, распределение объема стока в течение года не изменяется и сохраняется таким же, как оно было в естественных условиях. В среднем по водности год доля стока в теплый сезон достигает 70%, уменьшаясь вниз по течению реки вследствие забора воды.

После того как воды Терека были направлены по прорези в Средний Каспий и произошло врезание русла, весь сток реки стал проходить только по Главному банку. С п-ова Уч-Коса на дельту стали наступать барханные пески и началось опустынивание ее нижних участков.

До сооружения на р. Сулак гидроэлектростанций в половодье проходило 65–66% общего стока. В настоящее время ниже Чиркейской плотины доля стока уменьшилась до 52% у Миатлов и до 47% — у пос. Сулак.

Воды Терека отличаются большой мутностью. Ее величина изменялась от 5300 г/м³ (1932 г.) до 650 (1975 г.), а средняя равна 1810 г/м³ (1930–1976 гг.). До сооружения прорези мутность вод в банках Куни, Кубякинском, Северном была меньше, чем в Новом Тереке.

Средний многолетний расход взвешенных наносов Терека у с. Степного равен 540 кг/с (17 млн т в год). Отложения наносов в русле реки обуславливали повышение отметок его дна, что вызывало постоянное наращивание береговых валов, ограничивающих наводнение в пределах дельты. Хотя на подъеме половодья дно Нового Терека размывалось на 1–2 м, на спаде половодья в русле вновь откладывались наносы, и дно вновь повышалось.

До сооружения прорези и обсыхания северной части Аграханского залива в море выносилось всего около 3 млн т наносов в год, остальные откладывались на пойме, в русле и в Аграханском заливе. После открытия прорези почти все наносы Терека, поступающие к Аликазгану, выносятся в море. Выносятся также и продукты размыва русла, вызванного регрессивной эрозией

Потери стока наносов Сулака от пос. Миатлы до пос. Главный Сулак (отложение наносов в оросительных системах и на пойме) составляли до зарегулирования реки 20%. После зарегулирования реки сток наносов сократился в 20 раз, в основном во время половодья; в зимний же сезон сток наносов стал больше в 2—4 раза.

Режим уровня воды в дельте Терека сильно искажается в результате работы Каргалинской плотины, забора воды на орошение, частых прорывов вод через русловые валы, заторно-зажорных явлений.

Годовой ход уровня характеризуется продолжительным половодьем в теплое время года и низкими уровнями в холодный сезон и в весеннюю межень. Максимальные уровни воды у Каргалинской плотины изменяются в пределах от 0,8 до 2,7 м БС. Минимальные годовые уровни в дельте Терека наблюдаются в основном в теплый сезон года и связаны с маловодностью реки и забором воды на орошение.

Затопление дельты Терека водами половодья делится на первичное и вторичное. Первичное затопление происходит в районах, где средние отметки уровня воды в водотоках ниже отметок окружающей местности. Вода на подъеме половодья затапливает пойму, а на спаде может возвращаться в русло. Первичное затопление оказывается катастрофическим при прорыве вод через валы в верхней части Нового Терека или выше Каргалинской плотины. Наибольшая площадь, подвергавшаяся затоплению, достигала 700 км². Вторичное затопление связано с устьевым удлинением рукава, поднятием его дна, в результате чего отметки уровня воды оказываются выше окружающей местности и бровок берегов. При таком затоплении значительная часть воды не возвращается в русло того же водотока. Вторичное затопление свойственно нижней части реки. По мере устьевого удлинения и поднятия русла переливы воды при вторичном затоплении захватывают все большие площади вверх по течению.

После сооружения канала-прорези через п-ов Уч-Коса перепад уровня между морем и Новым Тереком (Аграханским заливом), составляющий 2,5—3 м, рассредоточился по длине канала (6 км) и вверх по Новому Тереку, достигнув Аликазгана.

При понижении уровня моря снижался уровень воды и в устье Сулака. Этот процесс происходил с некоторым отставанием вследствие невозможности мгновенного размыва русла и продолжающегося устьевого удлинения. Кроме того, сооружение в 1957 г. прорези в дельте Сулака и направление вод реки по более короткому пути также привело к снижению уровня воды на устьевом участке реки.

Внутригодовой ход уровня соответствует ходу стока воды. Максимальные уровни наблюдались в июне—июле, реже в осенний период, во время выпадения ливневых осадков. После ввода Чиркейской ГЭС снизились пики половодья и паводков, уменьшились максимальные уровни и угроза затопления поймы реки.

На устьевых участках Терека и Сулака появление первых ледовых образований чаще всего происходит в конце декабря — начале января, а в отдельные зимы и в конце ноября. Здесь отмечается также образование заберегов и донного льда. Ежегодно наблюдается шуга, часто транзитная, принесенная с верхних участков реки. При зажорах подъемы уровня могут достигать 2—3 м. Во второй половине января устанавливается ледостав.

Толщина льда иногда достигает 50 см. Русло подо льдом часто забито шугой. Весной отмечаются заторы, приводящие к подъему уровня и затоплению пойменных пространств.

Устьевое взморье. Выносы Сулака и продукты размыва его старой дельты сформировали в последние годы косу, направленную на северо-запад и почти замкнувшую бухту между старой дельтой и морским берегом.

Изменение направления русла Сулака и его устья привело к существенному изменению природных условий дельты реки, а также гидрологического режима устьевого взморья и прилегающей к нему акватории моря. Изменились очертания и глубина прибрежной части моря, течения и поток морских наносов (на север вдоль п-ова Уч-Коса и на юг в сторону Махачкалы). У устья прорези через п-ов Уч-Коса наносы Сулака соединяются с наносами Терека, и значительная их часть идет на дальнейшее формирование п-ова Уч-Коса и пионерной дельты в устье прорези.

После направления терекских вод до прорези через п-ов Уч-Коса устьевым взморьем Терека стала прибрежная акватория Среднего Каспия. Здесь начались процессы взаимодействия и смешения пресных речных и соленых морских вод. Стоковое течение на устьевом взморье ощущается только в прибрежной зоне. Основное влияние на характер течений здесь оказывает ветер, особенно северо-западного и юго-восточного направлений. Наибольшую повторяемость имеют ветровые течения вдольбереговых направлений.

Дно отмелого устьевого взморья представляет собою чередующиеся валы, подходящие под углом к берегу. Вблизи уреза воды течения могут достигать скорости 1,4 м/с и играют большую роль в перетолжении наносов.

В зоне развития волновых процессов (до 5 м глубин) течения в основном направлены вдоль подводных валов, под небольшим углом к берегу, а их скорости изменяются от 15 до 90 см/с и более.

Мористее этой зоны преобладают ветровые течения двух вдольбереговых направлений: северо-северо-восточного и юго-юго-западного. Их скорость изменяется от 10 до 70 см/с. Средняя скорость течения вдоль берега в два раза больше, чем по нормали к берегу, что указывает на значительный вдольбереговой транзит наносов.

Характер течений в районе устья Сулака обуславливается ветрами и орографическими условиями (Сулакская коса). Здесь под действием юго-восточных ветров происходит восточный и северо-восточный перенос вод. Скорость течений на устьевом взморье Сулака больше, чем на взморье Нового Терека.

В южной части современного Кизлярского залива волжские воды, поступающие с севера, смешиваются с морскими и пресными терекскими водами, поступающими через бывший пролив, соединявший Аграханский и Кизлярский заливы. В Кизлярском заливе происходит смешение этих вод, откуда они направляются далее на юг вдоль п-ова Уч-Коса. До открытия прорези через п-ов Уч-Коса соленость воды изменялась от 9 до 12‰. Наибольшее распреснение вод в поверхностном слое взморья отмечалось весной (апрель—май), а на придонных горизонтах — летом.

После открытия прорези распределение солености воды на устьевом взморье изменилось. Соленость 10‰ в настоящее время наблюдается

на расстоянии 3,5 км от устья, в то время как раньше она отмечалась вблизи п-ова Уч-Коса.

Температура воды на взморье до глубин 10 м в штиль и при слабом ветре почти одинакова. Мористее в придонном слое температура в теплый сезон года незначительно уменьшается в сторону моря, в холодный — увеличивается.

Вертикальное распределение температуры воды в теплый сезон в основном зависит от ветра. В периоды наибольшего прогрева градиенты равны $0,1-0,3^\circ$ на метр. Иногда на горизонтах 4–8 м наблюдался слабо выраженный слой скачка температуры. При скоростях ветра более 8–10 м/с образуется гомотермия.

Наибольшую повторяемость в летний сезон имеет температура воды $22-22,5^\circ$ (26,6%) на поверхности и $21-21,5^\circ$ на горизонте 5 м (15,4%). В осенний сезон — соответственно $19,5-20,0^\circ$ (20,4%) и $19,0-19,5^\circ$ (28,2%).

В суровые зимы ледяной покров вдоль п-ова Уч-Коса достигает ширины 5 км, а в умеренные зимы он наблюдается севернее о-ва Чечень.

С выводом вод Терека в Средний Каспий наиболее раннее замерзание наблюдается на береговых участках устьевого взморья с распресненной водой. Несколько позднее ледовые явления могут образоваться на взморье Сулака. В очень суровые зимы может полностью заморозить Махачкалинская бухта, а к северу от Сулакской бухты в этих условиях образуется устойчивый припай. В феврале плавучий лед часто дрейфует вдоль п-ова Уч-Коса на юг. При штормовом юго-восточном ветре дрейф льдов происходит у берега, а при северо-западных — в нескольких километрах от него. Скорость дрейфа колеблется в пределах $0,05-1,0$ м/с.

Щелочность воды увеличивается от $1,8$ мг-экв/л в речной воде до $2,7$ мг-экв/л на взморье. Активная реакция (рН) изменяется мало, и ее величина равна $8,4-8,6$. Содержание кислорода в речной воде — $8,5$ мл/л, в морской — $8,2$ мл/л. Концентрация фосфора равна соответственно $3,5$ и 10 мкг/л, а кремния — 30 и 50 мкг/л.

УСТЬЕВАЯ ОБЛАСТЬ САМУРА

Общие сведения. Устьевая область Самура — самая малая по площади среди устьевых областей основных рек западного побережья Каспия.

Водные ресурсы бассейна Самура широко используются для орошения. В 35 км от устья в 1956 г. сооружен Самурский гидроузел, обеспечивающий водой Апшеронский полуостров и Южный Дагестан. Создание гидроузла нарушило естественные гидрологические условия дельты.

Дельта. Устьевая область Самура относится к типу устья с малорукавной дельтой и с открытым приглубым устьевым взморьем. Русловая сеть дельты состоит из двух водотоков: северного, или Малого Самура, через который в море выносятся около 90% стока воды, и южного, или Самура. Протяженность дельты Самура от ее вершины до моря — 19 км, Малого Самура — 24 км. Общая площадь дельты около 80 км², устьевого взморья 240 км².

Между устьями Самура и Малого Самура, расстояние между которыми равно 4 км, расположено устье р. Карасу. Эта река имеет родниковое пи-

Рис. 20. Распределение расходов воды (а) и наносов (б) по рукавам дельты Самура

1 - Малый Самур, 2 - Самур

тание, и в нее во время больших половодий сбрасываются лишние весенние воды из Малого Самура.

Малый сток реки и активное воздействие морских факторов (волнение, течения, вдольбереговой поток наносов) не благоприятствовали образованию на взморье дельты выдвигения и подводной дельты.

Питание Самура смешанное. Для реки характерны весенне-летнее половодье, хорошо выраженная зимняя межень, а также летние и осенние дождевые паводки.

Основной объем стока воды проходит в период половодья (май-август) - около 66%. При этом наибольший сток наблюдается в июне-июле (около 40%). В зимнюю межень (декабрь-март) выносятся всего 11% годового стока, а осенью (сентябрь-ноябрь) - около 14%. Межгодовая изменчивость стока в вершине устьевой области определяется режимом работы гидроузла, от которого часть стока поступает в каналы.

Сток неравномерно распределяется по рукавам дельты (рис. 20). В северный рукав (Малый Самур) в среднем поступает 86% общего объема стока.

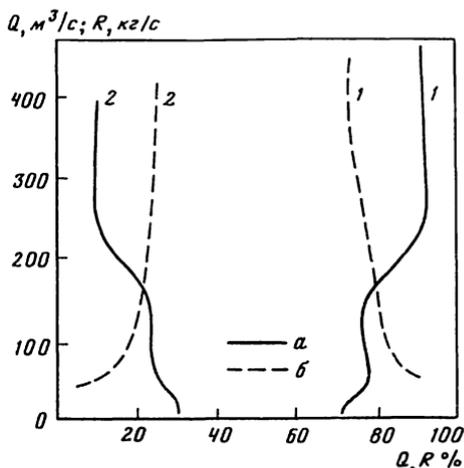
Природные условия бассейна Самура способствуют развитию интенсивных эрозионных процессов, что приводит к поступлению в русло реки большого количества твердого материала. Количество наносов, поступающих к вершине устьевой области, значительно меньше, чем в верховьях реки, что связано с осаждением наносов при выходе реки из гор.

Сток взвешенных наносов существенно зависит от водности года и изменяется в вершине дельты от 13,9 до 2,7 млн т в год. Практически весь сток взвешенных наносов поступает в дельту в период половодья.

Максимальный по стоку взвешенных наносов год совпадает с максимальным по водности. Однако в год с минимальной водностью сток наносов не наименьший. По данным наблюдений, наименьший сток взвешенных наносов был отмечен в 1971 г., когда в Каспийское море поступило всего 0,98 млн т.

Сток взвешенных наносов, так же как и сток воды, неравномерно распределяется по рукавам дельты (см. рис. 20). Через северный рукав в море выносятся 64, а через южный - 35% общего стока взвешенных наносов. В годы с большим стоком наносов это соотношение равно соответственно 74 и 26, а с малым - 90 и 10%.

Самур имеет наибольшую величину мутности воды из всех рек западного побережья Каспийского моря. Среднегодовая мутность воды в устье Малого Самура составляет 1100, а в устье Самура - 2200 г/м³. Изменение мут-



ности по длине реки в общем повторяет изменение стока взвешенных наносов.

Колебания уровня воды как в вершине устьевой области, так и в рукавах дельты незначительны и по размаху не превышают метра. Годовой ход уровней соответствует попускам воды в нижний бьеф гидроузла. Уклоны водной поверхности в рукавах дельты изменяются в пределах от 40 до 5 см/км.

Устьевое взморье. Акватория Каспийского моря, прилегающая к дельте Самура — самая приглубая вдоль всего западного побережья. Изобата 400 м в районе устья Самура проходит всего в 25 км от берега, а 5-метровая изобата — в 80—100 м.

Скорости течения в рукавах дельты изменяются от 2,5 м/с в пик половодья до 50 см/с в межень. Дальность распространения стоковых течений весьма незначительная: в пределах устья Самура — 300—400 м от его морского края, Малого Самура — 600—800 м.

В районе устьевого взморья Самура преобладают течения двух вдольбереговых направлений — северо-западные и юго-восточные.

Скорости ветровых течений увеличиваются от моря к берегу. Так, при ветрах северных направлений со скоростью более 10 м/с и продолжительностью не менее полусуток течения к югу имеют скорости 1,4—1,5 м/с на глубине 2 м, 1,2—1,3 м/с на глубине 3 м и 0,7—0,8 м/с на глубине 5 м. При кратковременных (5—6 часов) слабых северных ветрах скорости течений во всей береговой зоне снижаются до 20—35 см/с.

При сильных юго-восточных ветрах северо-западные течения не превышают 75 см/с на глубине 2 м и 0,50 см/с — на глубине 5 м. В районе взморья Самура наблюдались случаи северных течений со скоростью до 70 см/с при полном отсутствии ветра.

Суммарная повторяемость юго-восточных и северо-западных течений составляет 66%, причем преобладает перенос воды в южном направлении.

Скорости течений по вертикали в основном уменьшаются: например, в пределах глубин 25 м — от 0,80—0,90 м/с у поверхности до 0,18—0,26 м/с у дна. Наиболее устойчивы течения при ветрах со скоростью более 15 м/с. С изменением направления ветра инерционность движения вод сказывается еще около 3—6 часов, в зависимости от скорости ветра, причем наиболее устойчивы течения вдольбереговых направлений.

Течения с большими скоростями преобладают (свыше 25%) в холодный сезон (ноябрь—декабрь), что связано с ветровым режимом этого времени года.

Наблюдения показали, что в зоне глубин 5—50 м поток однороден по направлению, причем отклонение направления течения от направления ветра уменьшается с удалением от берега. После подачи основной части стока Самура в южный рукав на его взморье возросла дальность распространения в море стоковых течений.

Так как сток реки незначителен, его опресняющее влияние локализовано в узкой прибрежной зоне шириной до 80 м. В целом же режим солёности взморья практически не отличается от режима солёности прилегающей акватории моря. В апреле изогалина $10^0/00$ располагается в 0,5—1 км от берега, в мае граница клина распресненных вод находится в 2 км от устья. В июне вода с солёностью $4^0/00$ располагается в 1 км от устья. В шторм

соленость у побережья увеличивается до 11⁰/00 в полосе шириной до 1 км и протяженностью по 5 км в обе стороны от рукава Малый Самур.

Реки бассейна Самура выносят воду со средней минерализацией от 200 до 500 мг/л. Самурские воды относятся к гидрокарбонатному классу (преобладание HCO_3^-) преимущественно кальциевой, реже натриевой группы (по классификации О.А. Алекина) и II типу, который характеризуется соотношением ионов $\text{HCO}_3^- + \text{SO}_4^{2-} > \text{Ca} + \text{Mg} > \text{HCO}_3^-$. Химический состав воды в рукавах дельты практически одинаков. Основная часть ионного стока (60%) Самура как горной реки приходится на весенне-летнее половодье (май—август). За зимнюю межень (декабрь—март) и за осенний период (сентябрь—ноябрь) выносятся 20% ионного стока.

В соответствии с фазами гидрологического режима содержание почти всех основных ионов значительно изменяется, при этом вынос сульфатов может увеличиваться в межень с 23 до 40 мг/л, магния с 10 до 15, натрия + калия со 128 до 188 мг/л, а кальция уменьшается с 29 до 2 мг/л. И только количество хлоридов почти не изменяется — 2,3—2,5 мг/л. Щелочность воды по площади устьевое взморья и его глубине изменяется мало, в пределах 2,7—3,7 мг-экв/л. Содержание кислорода в поверхностном слое достигает 8,5, а у дна 6,0 мл/л. Насыщение воды кислородом может достигать 126%, а в среднем оно равно 110%. Величина активной реакции (pH) воды составляет 8,5.

УСТЬЕВАЯ ОБЛАСТЬ КУРЫ

Общие сведения. Верхняя граница устьевой области Куры проходит в 27 км от устья (пункт Каравелли). В вершине дельты река разветвляется на два водотока — юго-восточный (Судоходная Кура), пропускающий 90—95% общего стока, и северо-восточный (Старая Кура). Устьевое взморье Куры включает в себя открытую к востоку от дельты часть прибрежной зоны моря, а также акватории заливов Зюйдостовый Култук и Нордостовый Култук. Морская граница устьевой области удалена от морского края дельты в среднем на 30 км.

Влияние хозяйственной деятельности на гидрологические условия устьевой области Куры проявилось в результате: искусственного перераспределения стока по морскому краю дельты (сооружение в 1964 г. прорези в юго-западном направлении, выводящей часть стока в залив Зюйдостовый Култук), зарегулирования стока Мингечаурским водохранилищем (1953 г.), уменьшения водности реки (изъятие части стока на орошение и ирригацию). На водный режим устьевой области значительное влияние оказывают морские факторы, особенно колебания уровня Каспийского моря.

Дельта. Современная гидрографическая сеть дельты Куры находится на стадии завершения формирования однорукавного устья на конусе выноса наносов. Площадь дельты составляет почти 100 км².

В недалеком прошлом современная дельта Куры имела большое количество рукавов, но в результате понижения уровня моря и зарегулирования стока отдельные водотоки дельты начали отмирать, и этот процесс продолжается вплоть до последнего времени. В настоящее время функционируют в основном три рукава — юго-восточный, северо-восточный и юго-запад-

ный. В связи с продолжающимся отмиранием северо-восточного рукава его устьевой бар стал размываться. Бар ЮЗ рукава практически стабилен, так как он хорошо защищен от преобладающего здесь штормового северо-восточного волнения. Устьевой бар юго-восточного рукава продолжает выдвигаться в море. При естественном режиме Куры в период половодья бар выдвигался в море на 300–400 м (иногда на 600–800 м), а в межень он незначительно размывался. В условиях зарегулированного режима выдвигание бара происходит менее интенсивно (100–150 м).

Зарегулирование Куры (1953 г.) привело к значительному снижению годовых расходов за счет уменьшения объема половодья. Годовой расход 50%-ной обеспеченности уменьшился с 1640 до 1170 м³/с. Вследствие этих процессов зона распресненных вод на устьевом взморье уменьшилась.

До зарегулирования в период весенне-летнего половодья (апрель–июнь) к вершине дельты поступало около 50% годового объема стока, в летне-осеннюю межень (июль–сентябрь) – 15, в осенний период (октябрь–ноябрь) – 15, а зимой (декабрь–февраль) – 20%. В результате зарегулирования стока его объем в весенне-летнее половодье снизился до 35% от общего годового, сток летом и осенью увеличился на 16% (уменьшившись по абсолютной величине). На зимний период приходится 26% годового стока.

До зарегулирования максимальные расходы наблюдались в основном в апреле–июне, т.е. когда проходила волна весенне-летнего половодья. После зарегулирования максимальные расходы стали наблюдаться в разные месяцы. Минимальные расходы воды сейчас проходят обычно в августе–сентябре, наименьший наблюдался в 1961 г. (50 м³/с).

В распределении стока по рукавам дельты наблюдается устойчивая тенденция к сосредоточению его в юго-восточном рукаве, сток которого увеличился с 60% в 1926–1929 гг. до 80% в 1958 г. Процентное распределение стока по рукавам дельты в течение года почти не изменяется.

После зарегулирования стока объем наносов, поступающих в устьевую область Куры, уменьшился более чем на 50%.

До зарегулирования подавляющая часть стока взвешенных наносов приходилась на весенне-летнее половодье (апрель–июнь), когда в устьевую область поступало свыше 70% их годового объема. В 1958–1975 гг. годовой сток взвешенных наносов через северо-восточный рукав сократился (с 35 до 4%) за счет увеличения стока через юго-восточный рукав.

Размах колебаний уровня в вершине дельте (пункт Маяк-I) за 1959–1975 гг. составляет 162 см. В рукавах дельты колебания уровня в основном определяются изменениями уровня воды на устьевом взморье и нагонными явлениями. Сгонные явления в дельте Куры не наблюдаются. По мере приближения к морю величина колебаний уровня воды в реке уменьшается и составляет в устье юго-восточного рукава в среднем 70 см. Нагонные подъемы уровня в дельте не превышают 60 см и распространяются до верхней границы устьевой области. Нагоны наблюдаются при ветрах северных и северо-восточных направлений скоростью более 10 м/с. Наибольшую повторяемость нагоны имеют в холодный период года; средняя их продолжительность около 24 часов.

После снижения уровня моря произошло врезание русла реки, обуслов-

ленное понижением базиса эрозии, и как следствие — снижение уровня в реке.

Зарегулирование стока практически срезало волну половодья, и отметки максимальных годовых уровней уменьшились почти наполовину.

После зарегулирования затопление прилегающей к реке местности наблюдалось только в 1968 и 1976 гг., когда максимальные расходы воды достигали 2200 и 2000 м³/с, а отметки максимальных уровней — 545 и 538 см над нулем поста (–26,82 м). В самой же дельте ввиду расплывания волны половодья затопление территории не наблюдается.

Изъятия стока могут существенно снизить уровень воды на участке от Сальян до вершины дельты. Непосредственно в дельте изменения уровня будут незначительны, в пределах 10–15 см. Падение уровня Каспийского моря может вызвать соответствующее снижение уровня на морском крае дельты.

Снижение уровня, наиболее интенсивное в период весенне-летнего половодья, вызывает уменьшение объема воды в дельте и практически прекратит ее обводнение, что ухудшит условия воспроизводства проходных и полупроходных рыб.

Воды Куры на устьевом участке реки относятся к хлоридно-натриевому классу с средней минерализацией 700 мг/л и наибольшей — 1000 мг/л. По общему содержанию ионов воды рукавов дельты Куры относятся к водам повышенной минерализации.

Зарегулирование стока реки привело к увеличению минерализации вод Куры, и среднегодовой вынос солей в море увеличился на 1,8 млн. т, т. е. почти на 20%, несмотря на общее уменьшение объема водного стока.

Устьевое взморье. Устьевое взморье Куры представляет собой взморье открытого типа. Прилежащая к нему акватория Южного Каспия имеет очень неровный рельеф и изобилует многочисленными островами, подводными грядами и банками. Общая площадь устьевого взморья 700 км². К северу и северо-востоку от дельты глубины взморья не превышают 17–25 м. Мегровая изобата здесь проходит в 800 м от береговой линии, а 5-метровая — в 3,5 км. В юго-восточной части устьевого взморья 10-метровая изобата располагается всего в 1,5 км от дельты. В заливе Зюйдостовый Култук глубины 5–7 м.

Весной, с увеличением стока наносов реки, на взморье происходит рост и выдвижение бара, а мористее — подводных кос. Под воздействием волнения усиливается вдольбереговой поток наносов с севера к взморью юго-восточного рукава. Основная масса речного аллювия откладывается на взморье в юго-восточном и южном от дельты направлениях.

На взморье Куры в пределах глубин 10–13 м при северо-восточных ветрах скоростью 10 м/с образуются волны высотой 0,8 м, а при ветрах со скоростью 16 м/с — 1,6 м. При подходе к Куринской банке фронт волнения деформируется и происходит огибание волнами банки таким образом, что северная часть фронта волнения подходит к дельте Куры с севера, а южная часть — с востока.

В устье северо-восточного рукава при малых расходах воды (менее 10 м³/с) при достаточной продолжительности нагонного ветра могут наблюдаться обратные течения по всему живому сечению.

Скорость стоковых течений на взморье уменьшается по мере удале-

ния от устья к свалу глубин (изобата 5 м). Резкое затухание стоковых течений происходит при расходах воды $400 \text{ м}^3/\text{с}$ на расстоянии одного километра от гребня речного устьевго бара, а при расходе $1000 \text{ м}^3/\text{с}$ — на расстоянии 3 км.

Мористее, т. е. там, где уже не ощущается влияние стоковых течений, основным фактором, формирующим поле течений на устьевом взморье, является ветер. Преобладающие здесь ветры северных и южных румбов обуславливают соответствующие им южный и северный переносы масс воды. Ветры северных направлений преобладают в холодный период года, а южные ветры — в теплый.

Слабые неустойчивые ветры со скоростью менее 5 м/с , имеющие повторяемость около 50%, формируют течения со скоростью $4\text{--}18 \text{ см/с}$. Ветры северных и южных направлений со средней скоростью $4,9\text{--}9 \text{ м/с}$ вызывают течения со скоростью $40\text{--}60 \text{ см/с}$ на поверхности и $10\text{--}30 \text{ см/с}$ у дна. Эти течения устойчивые и, как правило, направлены по ветру.

Сильные ветры (более 10 м/с) в районе устья Куры — обычно северные — уже через $1,5\text{--}2$ часа формируют однонаправленный перенос воды. При штормовых ветрах на свале глубин скорости на поверхности могут достигать $1,5 \text{ м/с}$.

Наибольшая повторяемость присуща северным и северо-восточным течениям со скоростью $20\text{--}40 \text{ см/с}$, несколько меньше — юго-юго-западным течениям. Мористее 40-метровой изобаты наблюдается в основном постоянное течение северного направления со скоростью $7\text{--}20 \text{ см/с}$, на свале глубин повторяемость таких течений 60%.

Среднемесячная температура воды изменяется в течение года от 6 до 27° . С марта по июнь речная вода прогревается на $4\text{--}6^\circ$ больше, чем воды прибрежной зоны моря. В июле—августе речная и морская вода имеют почти одинаковую температуру, а начиная с сентября речная вода становится холоднее морской на $1,5\text{--}3^\circ$. В холодный период года температура воды увеличивается от отмельных районов в сторону моря. С глубиной на взморье отмечается, как правило, гомотермия.

В относительно теплые зимы температура воды на устьевом взморье в районе гребня бара равна $8\text{--}9^\circ$, постепенно увеличиваясь в сторону моря до $10\text{--}11^\circ$. В холодные зимы на свале глубин происходит охлаждение воды до 3° , а мористее — до 8° (рис. 21). В среднем разница температуры воды на устьевом баре и на значительном удалении от устья в сторону моря составляет $3\text{--}4^\circ$.

Лед в устье Куры наблюдался лишь в очень суровые зимы (1924—25 и 1949—50 гг.).

Весной при значительном стоке реки в спокойную погоду соленость воды на поверхности увеличивается в сторону моря таким образом, что влияние реки проявляется на расстоянии $10\text{--}15 \text{ км}$ и более. В то же время летом, когда сток реки невелик, опреснению подвергаются лишь воды на акватории взморья, прилегающей к морскому склону бара (рис. 22). Участок от устьевго края до гребня бара в спокойную погоду заполняется, как правило, речной водой.

Соленость за взморье распределяется по вертикали таким образом, что пресная вода ($0,5^\circ/0_0$) находится в поверхностном слое ($0\text{--}0,75 \text{ м}$) и не распространяется дальше $100\text{--}300 \text{ м}$ от гребня бара.

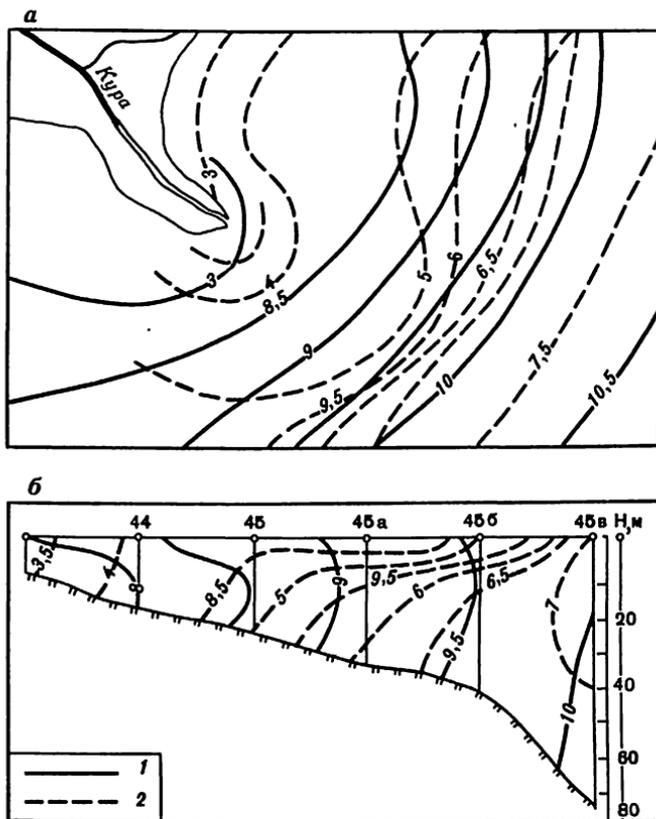


Рис. 21. Схема (а) и профиль (б) распределения температуры воды ($^{\circ}\text{C}$) на устьевом взморье Куры

1 – теплая зима, 2 – холодная зима

Основное смещение речных и морских вод происходит в слое 0,75–1,5 м сразу за баром. В 200 м от гребня бара у дна соленость равна $4^{\circ}/_{00}$, в 300 м – $10,5^{\circ}/_{00}$. Мористее с увеличением глубин слой интенсивного перемешивания ограничивает снизу изогалина $10^{\circ}/_{00}$, выходящая на поверхность на расстоянии 2,5 км от гребня бара. Между изогалинами 10 и $12^{\circ}/_{00}$ заключен довольно большой объем воды взморья.

Резкие горизонтальные изменения солености приурочены к гидрофронтам. Первый скачок солености ($2^{\circ}/_{00}$) приурочен к внутренней границе мутности; на внешней границе мутности скачок составляет $3\text{--}3,5^{\circ}/_{00}$. За фронтом с удалением от устья соленость плавню увеличивается до $12^{\circ}/_{00}$ и более. Под воздействием ветра обе границы могут сливаться, и горизонтальный градиент солености тогда достигает $4,9^{\circ}/_{00}$ на метр.

По степени опресняющего влияния реки в пределах устьевом взморья Куры выделяют три района. Первый район занимает площадь около 100 км^2 , мористая граница его в среднем удалена от устья на 3 км и проходит по изобате примерно 20 м. В пределах этой акватории отмечаются довольно значительные горизонтальные и вертикальные градиенты соле-

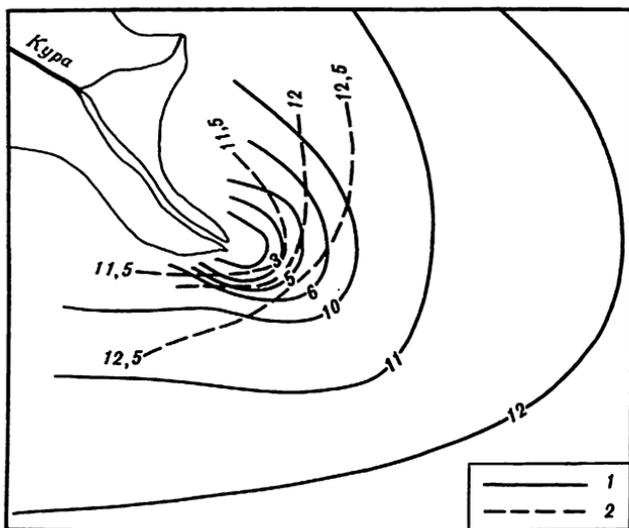


Рис. 22. Распределение солености воды (‰) на взморье Курсы
1 – весна, 2 – лето

ности. Среднее значение солености в этом районе за многолетний период равно $11,7^0/00$, пределы изменения – $10,1-12,5^0/00$.

Второй район, расположенный мористее первого, имеет площадь около 500 км^2 . Границы его удалены от устья в среднем на 15 км. В пределах этого района влияние речного стока существенно в половодье и незначительно в другие фазы гидрологического режима реки. Среднегодовая величина солености $12,3^0/00$.

Площадь третьего района, расположенного еще мористее, составляет 1600 км^2 . Границы третьего района удалены от устья в среднем на 30 км. Влияние речного стока в этом районе ощущается только в большие половодья. Величина средней солености равна $12,6^0/00$.

Соленые воды взморья могут проникать в реку. Это происходит при очень малом расходе воды и довольно продолжительном действии нагонного ветра. При медленном развитии нагонного ветра распространение солоноватой воды в реку начинается с поверхности. Однако осолонение при таком нагоне незначительно и проявляется на расстоянии не более 1 км вверх от устья.

При расходе воды в реке более $250 \text{ м}^3/\text{с}$ проникновения соленых вод в рукава дельты зафиксировано не было. При расходах более $500 \text{ м}^3/\text{с}$ соленая вода полностью вытесняется за пределы устьевых баров.

В случае изъятия значительной части речного стока увеличится частота и дальность проникновения осолоненных вод взморья в рукава дельты. Однако эти воды не будут доходить до вершины дельты (7 км). Изъятие стока вызовет также общее сокращение ареала распространения пресных вод на устьевом взморье и его сосредоточение на взморье юго-восточного рукава реки. Площадь, оконтуриваемая изоголиной $10^0/00$, сократится с 80 до 15 км^2 . Среднегодовая соленость возрастет на $2-3^0/00$ в районе

морского края бара, а ее внутригодовые изменения уменьшатся. Опреснение будет происходить за баром в тонком (до 0,5 м) поверхностном слое.

Процессы смешения речной и морской воды обуславливают изменчивость содержания химических ингредиентов вод устьевое взморья. Содержание кислорода в водах взморья изменяется в пределах 5–8 мг/л. Максимальная концентрация кислорода достигала 9,3 мг/л (120% насыщения), минимальная – 2,4 мг/л. Величина рН изменяется в узких пределах: 8,2–8,6. Экстремальные пределы щелочности могут достигать 1,7–4,1 мг-экв/л. Содержание кремния в водах взморья колеблется от 0 до 5000 мкг/л, фосфора – от 0 до 55, нитритного азота – от 0 до 200 мкг/л. Общий биогенный сток Куры в море после зарегулирования уменьшился на 22,4 тыс. т.

Глава 3

СЕВЕРНЫЙ КАСПИЙ

СГОННО-НАГОННЫЕ КОЛЕБАНИЯ УРОВНЯ

В мелководном Северном Каспии непериодические сгонно-нагонные колебания уровня и связанные с ними течения оказывают существенное влияние на формирование его гидрологических условий.

Основные факторы, определяющие характеристики сгонов и нагонов – величину, продолжительность, дальность распространения, – это барические градиенты и связанные с ними ветры (их направление, скорость и время действия), глубина моря, морфологические особенности дна и берегов, наличие водной растительности и ледового покрова.

Часто повторяющиеся на Северном Каспии юго-восточные и восточные ветры вызывают нагон у западного и северо-западного побережий моря и на устьевом взморье Волги и сгон у восточных берегов, от п-ова Бузачи до Ремонтных Шалыг. Северо-западные и западные, также часто наблюдающиеся здесь ветры, вызывают противоположный эффект в кратковременных колебаниях уровня моря.

На устьевом взморье Волги развитию сгонно-нагонных явлений способствует бар, который суживает сечение потока и препятствует проникновению нагона (сгона) на мелководную часть взморья. Поэтому на участках взморья, расположенных за морским устьевым баром сгонно-нагонные колебания уровня выражены слабо. Затуханию нагонов и сгонов на взморье способствуют также речной сток и широко развитая водная растительность.

Ледяной покров и особенно неподвижный лед уменьшают величину сгонно-нагонных колебаний уровня. Так, в зависимости от положения кромки припая величина нагона у о-ва Укатный может уменьшаться наполовину, а в восточной части Северного Каспия – в три раза.

В Северном Каспии выделяются две зоны значительных нагонных колебаний уровня: западное побережье и район морского устьевое бара Волги (от Брянской косы до о-ва Новинский) и северо-восточное и восточное побережье на участке от Мартышечей косы до м. Бурунчук. В западной

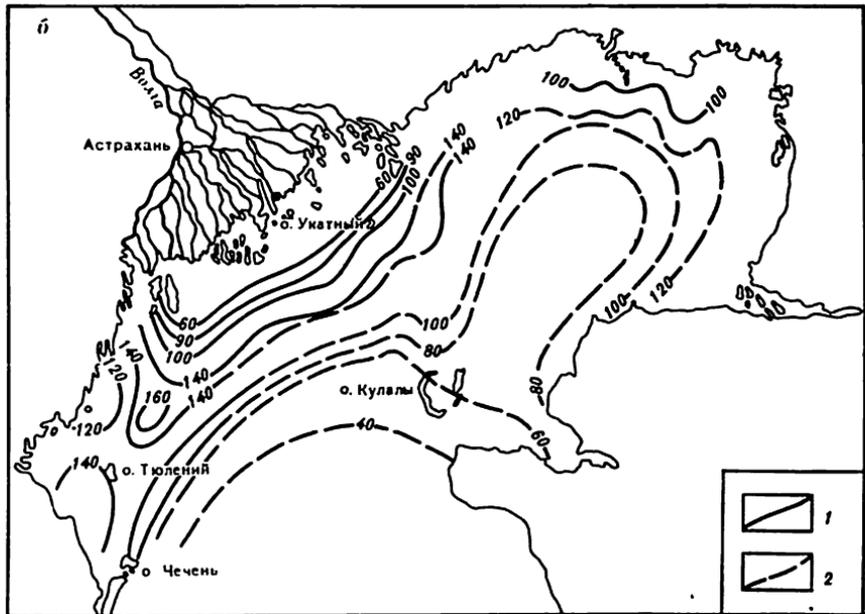
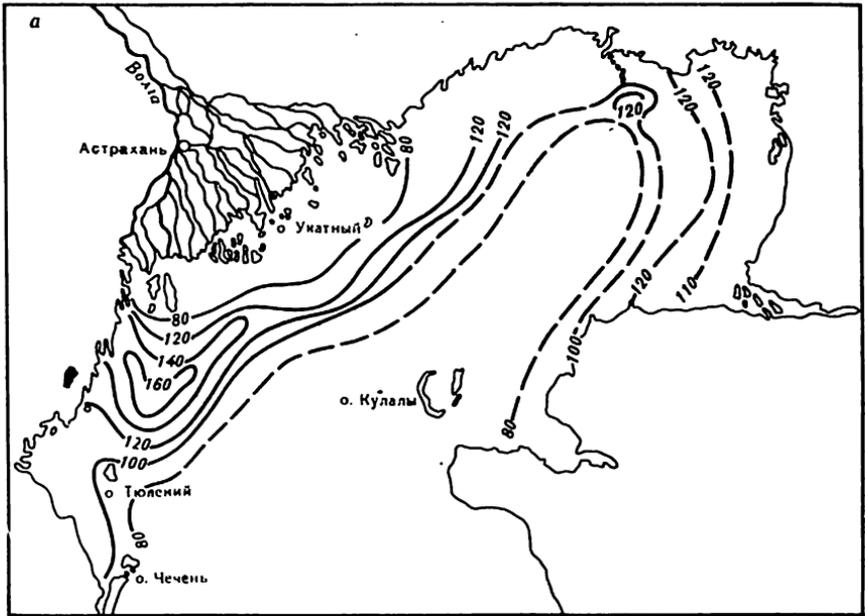


Рис. 23. Величина (в см) нагона (а) и сгона (б), возможных один раз в год
 1 – по наблюдениям, 2 – по расчетам

части моря наибольшие нагоны отмечались у пос. Каспийский (4,5 м), в восточной — у пос. Жилая Коса (2,3 м); максимальные сгоны наблюдались соответственно у плавмаяка Волго-Каспийский (2,3 м) и у Ракушечного рейда и о-ва Зюйдвестовая Шалыга (1,5 м). В некоторых районах восточной части Северного Каспия сгоны могут достигать 2,5–3,0 м (в ноябре 1952 г.). Значительные сгоны наблюдаются также на акватории моря между устьевым морским баром Волги и свалом глубин. Характерно, что величина сгонов сначала увеличивается от берега в сторону открытого моря, достигает максимума на некотором удалении от него и затем уменьшается по мере возрастания глубин.

На свале глубин (7–10 м) величина максимальных нагонов составляет 1,0–1,2 м, а сильных сгонов — 1,0–1,4 м. В Уральской бороздине подъем уровня при нагонах не превышает 0,8 м (рис. 23). Средняя продолжительность нагона в рассматриваемых районах составляет 4,8 суток, максимальная — 8,1 суток. Средняя продолжительность сгона не превышает 3,3 суток, максимальная — 7,2 суток.

До резкого падения уровня моря в 30-х годах сгонно-нагонные колебания уровня на морском крае дельты Волги были значительными и свободно распространялись в дельту, достигая Астрахани и даже с. Верхнее Лебяжье. После понижения уровня моря величина нагонов у морского края дельты Волги значительно уменьшилась и редко превышала 10 см. Распространение нагонной волны в дельту Волги отмечалось лишь в экстремальных случаях. Так, при исключительном нагоне в ноябре 1952 г., достигшем у пос. Каспийский максимальной величины 4,5 м, наибольший подъем уровня на морском крае дельты составил 1,0–1,5 м, у Астрахани — 0,4 м.

Пологость берегов Северного Каспия и прибрежных участков дна приводит к тому, что при нагонах затопляются значительные площади суши, а при сгонах — осушаются большие акватории прибрежных мелководий.

На западном побережье моря, на участке Кизлярский залив — с. Вышка, при сильных нагонах зона затопления может достигать ширины 30–50 км, на северном, на меридиане о-ва Новинский, — 40–50 км, на участке Деметьевская коса — устье Урала — 5–10 км, на восточном, от устья Урала до п-ова Дурнев, — 30–40 км.

При сильных сгонных ветрах вдоль западного, северного и восточного берегов Северного Каспия могут образовываться осушенные зоны шириной до 10–15 км. Большие площади акватории обсыхают при сгонах также в районе устьевого морского бара Волги. Поэтому сведения о характере сгонно-нагонных явлений в Северном Каспии, своевременное их прогнозирование имеют первостепенное значение для успешного развития хозяйственной деятельности в прибрежной зоне суши и моря.

В северной части Каспия имеют место и правильные суточные колебания уровня, вызываемые бризами, с минимумом утром и максимумом во второй половине дня. Они наблюдаются в теплый период года, чаще всего в июле, на всей акватории моря, причем наибольшая величина этих колебаний отмечается на глубинах 1,5–2,0 м.

В большинстве случаев высота бризовых колебаний уровня не превышает 10–20 см, но иногда может достигать 40–50 см. Кроме колебаний

уровня с суточной периодичностью часто выделяются колебания с периодами, близкими к естественным синоптическим, — от 4 до 12 суток. Колебания уровня синоптического периода в Северном Каспии, как и во всем море, нуждаются в детальном изучении.

ВЕТРОВОЕ ВОЛНЕНИЕ

В Северном Каспии наблюдается в основном ветровое волнение. Зыбь (приходящая, как правило, с юго-востока) развивается здесь редко.

Величина параметров волн, зависящая от скорости и продолжительности ветра, в условиях мелкого моря связана также с глубиной места. Уже при ветре со скоростью 5–9 м/с волны на мелководье могут достигать своих предельных размеров.

Наибольшие величины элементов волн в Северном Каспии следующие: высота — 5 м, период — 10 секунд, длина — 85 м. В районе свала глубин отмечаются волны высотой 2 м, южнее высота их увеличивается до 4 м и более.

В западной части Северного Каспия (о-в Тюлений) наибольшую повторяемость имеет волнение юго-восточного и восточного направлений, в северо-восточном районе моря (о-в Зюйдвестовая Шалыга) — западного и восточного направлений. В южных районах водоема преобладает восточное и северное волнение.

Наиболее слабое волнение наблюдается в летние месяцы (май—июль), когда нередки случаи полного штиля на всей акватории северной части моря.

Средняя годовая повторяемость волн высотой менее 0,5 м составляет 58,6%, 0,5–1,0 м — 27,5, 1,0–2,0 м — 13, 2,0–3,0 м — 0,8 и более 3,0 м — 0,1%.

ТЕЧЕНИЯ

Исследования течений Северного Каспия началось фактически одновременно с возникновением общего интереса к этому бассейну. Однако лишь после создания современной приборной базы (1950–1960-е гг.) стало возможным проведение работ по изучению общих статистических закономерностей полей течений.

Исследования показали, что скорости течений в Северном Каспии изменяются от нескольких до 100 см/с. Максимальные скорости, приближенно рассчитанные путем экстраполяции зависимости скорости течений от скорости ветра, могут достигать 1,2–1,3 м/с при скорости ветра 24–28 м/с. Кривая распределения вероятностей модуля скорости течений хорошо аппроксимируется кривой распределения Рэлея. Наибольшая вероятность приходится на скорости 11–12 см/с. Средняя скорость течений для различных районов Северного Каспия равна 14–18 см/с. Направления течений с наибольшими абсолютными и средними скоростями совпадают с направлениями течений наибольшей повторяемости. Эти течения направлены вдоль морского устьевого бара Волги и северного побережья, а в западном и восточном прибрежных районах — вдоль береговой черты Северного Каспия. В связи с этим основной перенос воды происходит вдоль его главной оси на юго-запад и северо-восток.

Таблица 26

Среднемесячные скорости ветра, разность условной плотности воды и средних скоростей течений между поверхностным и придонным слоями в районе свала глубин взморья Волги (плавмаек Астраханский приемный, 1961–1979 гг.)

Характеристика	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI
Средняя скорость ветра, м/с	6,9	6,6	5,9	5,5	4,8	6,1	6,0	7,0
Разность условной плотности воды	1,50	1,88	2,71	3,07	1,35	0,89	0,46	0,3
Разность средних скоростей течений, см/с	7	6	7	7	4	2	2	2

Таблица 27

Средние скорости течений (в см/с) в западной части Северного Каспия (плавмаек Астраханский приемный, 1961–1979 гг.)

Горизонт, м	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	Среднее значение
0	19,0	17,9	16,8	14,7	13,2	15,0	14,3	14,8	15,7
5	16,6	16,5	16,0	14,2	14,3	15,6	14,2	14,1	15,2
9	11,4	11,9	10,1	8,2	9,8	13,1	12,8	12,0	11,1

Соотношения средних скоростей поверхностного и придонного слоев изменяются по сезонам года в зависимости от разности плотности воды и средней скорости ветра. Для районов с глубинами более 8 м чем больше средние месячные скорости ветра и чем меньше разность плотности воды поверхностного и придонного слоев, тем меньше различия в величинах скоростей, а также и направлениях течений в этих слоях (табл. 26).

Н.А. Скриптуновым [1974] отмечено, что наибольшие различия между скоростями поверхностного и придонного течений отмечаются при сгонах, а наименьшие — при нагонах. В отдельных случаях различия в скоростях в толще воды выше и ниже слоя скачка плотности на взморье Волги могут достигать 25 см/с.

Наибольшие скорости течений отмечаются весной, летом они минимальны, а к осени вновь несколько увеличиваются (табл. 27), что находится в полном соответствии с режимом ветра над Северным Каспием.

Межгодовые изменения течений и переноса вод определяются межгодовыми изменениями анемобарических условий над Каспийским морем и стока Волги. Влияние стока Волги сказывается в том, что в многоводные годы в период половодья усиливаются перенос вод от дельты на юг в поверхностном слое и подток морских вод на север в придонном слое, в результате чего увеличивается различие в характеристиках водных масс и, как следствие этого, в течениях поверхностного и придонного слоев. В маловодные годы эти процессы выражены слабее. Материалы гидрологических наблюдений на плавмаеке Астраханский приемный за 1961–1979 гг. показали, что в 1974–1979 гг. по сравнению с 1961

Таблица 28

Повторяемость (в %) направлений течений (осредненная за май–ноябрь)
за 1961–1973 и 1974–1979 гг.
(плавмаяк Астраханский приемный)

Горизонт, м	Годы	С	СВ	В
0	1961–1973	12,6	14,6	7,8
	1974–1979	5,0	6,0	6,0
5	1961–1973	14,7	19,0	8,8
	1974–1979	12,4	13,2	4,7
9	1961–1973	21,1	12,0	6,1
	1974–1979	14,2	9,4	3,9

1973 г. повторяемость южных, юго-западных и западных ветров уменьшилась, а северо-западных – увеличилась. В связи с этим в 1974–1979 гг. произошло значительное усиление переноса вод на юг и юго-запад и ослабление переноса вод на север и северо-восток (табл. 28).

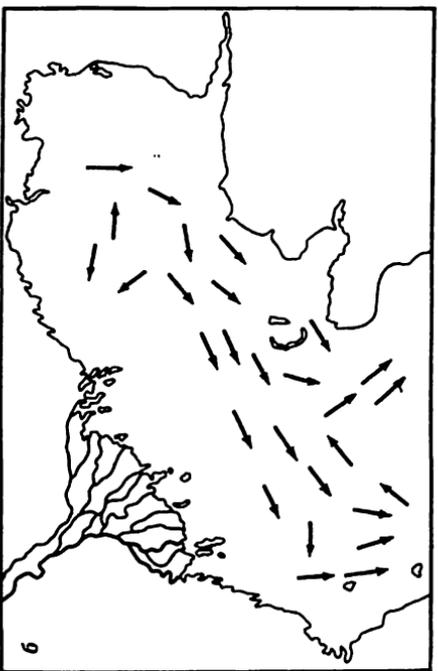
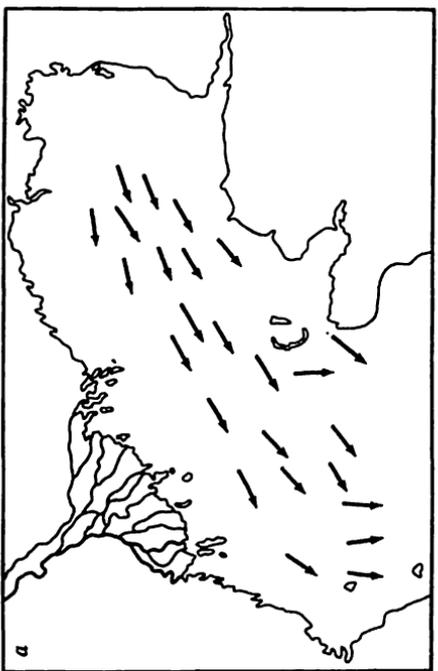
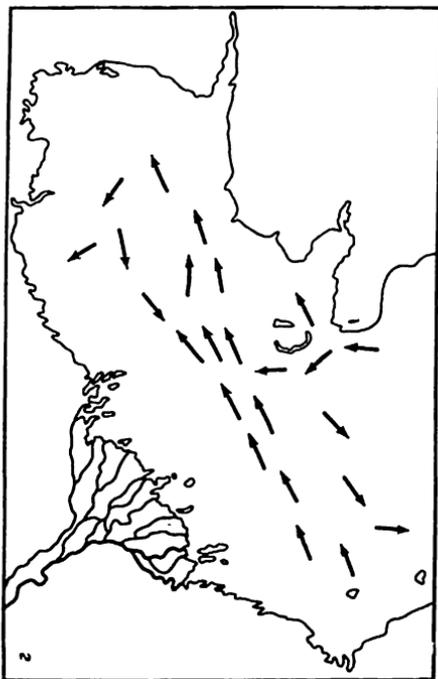
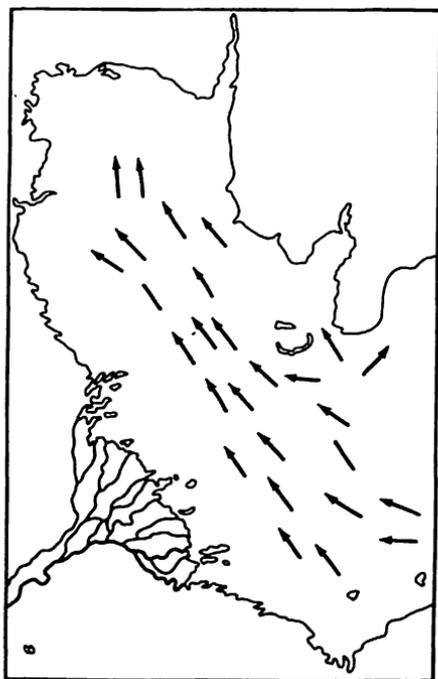
Н.А. Скриптунов [1970] делает вывод, что изменения гидрометеорологических условий (главным образом ветра), определяющих непериодические течения, не выходят за определенные пределы, а носят чисто случайный характер. Поэтому они не имеют направленных изменений и, вероятно, не могут внести коренных изменений в сложившийся характер течений Северного Каспия.

Преобладающий перенос вод Северного Каспия рассмотрен в работе Ф.И. Валлера и И.Г. Егорова [1980], где на основе большого фактического материала наблюдений на 30 станциях были посчитаны характеристики среднего результирующего вектора переноса водных масс. Анализируя характеристики векторов переноса, авторы обращают внимание на существование на западном участке устьевом взморья Волги, в непосредственной близости к ее западным рукавам, устойчивого юго-восточного переноса с довольно высокими остаточными скоростями – 5–8 см/с. Второй район с повышенными результирующими скоростями – 2–4 см/с – отмечается на крайнем востоке Северного Каспия. Здесь получен ярко выраженный вдольбереговой поток, направленный на юг, юго-восток. В восточной половине акватории преобладающий перенос вод обусловлен стоком восточных рукавов и протоков дельты Волги, а также стоком Урала и значительным испарением с обширных мелководий, расположенных в восточной части моря. По данным И.Г. Егорова [1972], в восточную часть Северного Каспия через северную и центральную часть Кулалинского порога вода в основном поступает, а через южную его часть вытекает, что и поддерживает результирующий перенос, направленный по часовой стрелке. Необходимо, разумеется, все время помнить, что этот перенос, как и всякий другой на Каспийском море, не существует в любой момент времени, а прослеживается лишь как среднее за достаточно продолжительный период. В западной половине Северного Каспия основная масса волжской воды из Волго-Каспийского канала направляется вдоль западного берега моря на юг. В районе Астраханского рейда и южнее его волжские воды сливаются с устойчивым течением, идущим вдоль западных берегов Среднего Каспия к Апшеронскому порогу. Схема пре-

ЮВ	Ю	ЮЗ	З	СЗ	Течение отсутствует
8,8	12,2	18,3	12,9	10,4	2,4
14,3	14,5	22,1	16,8	14,5	0,1
9,4	18,3	14,5	7,0	6,3	1,7
8,9	20,9	23,0	8,6	6,6	1,7
10,8	21,4	13,2	5,4	8,3	1,6
9,9	23,2	21,6	7,3	8,4	2,1

обладающего переноса вод в зимний сезон соответствует в общих чертах аналогичной схеме в навигационный период. Зимой перенос ненамного меньше, чем летом, вследствие большой стабильности (по направлению) подледных течений; преобладают стоковые течения.

Работы по построению схем преобладающих течений, приуроченных к основным полям ветра над акваторией Северного Каспия, были выполнены Ю.И. Компанийцем [1973] (рис. 24), для западной части Северного Каспия – Н.А. Скриптуновым [1974]. В целом обе схемы согласуются между собой. По Ю.А. Компанийцу [1973], наибольшую повторяемость имеют течения юго-западного (25,2%) и северо-восточного (15,6%) направлений, наименьшую – юго-восточного (5,2%) и северо-западного (6,7%) направлений. Это хорошо соответствует повторяемости действующих над акваторией Северного Каспия ветров. Наиболее устойчивы течения, вызванные северо-восточными, северными, северо-западными и юго-западными ветрами. Средние скорости юго-западных и северо-восточных течений составляют 22 см/с у поверхности и 17 см/с у дна. Значительно меньшие скорости (13 см/с на поверхности и 9 см/с у дна) имеют юго-восточные и северо-западные течения. Максимальные скорости течений (до 72 см/с у поверхности и 65 см/с у дна) в Северном Каспии устанавливались при устойчивом северо-восточном ветре силой 15–16 м/с. Схемы обоих авторов показывают соответствие направлений течений направлениям воздействующих ветров. Несмотря на несомненные достоинства, эти схемы не могут ответить на целый ряд возникающих вопросов, так как отражают какую-то осредненную картину, возможно и соответствующую реальности в какой-то определенный момент воздействия ветра. К сожалению, натурные наблюдения за течениями на сегодняшний день не могут показать динамики процесса возникновения и развития течений на акватории в целом. Имеется всего одна работа, где на основе данных натурных наблюдений исследована изменчивость течений в условиях нестационарного воздействия ветра. В 1984 г. Н.А. Скриптунов составил схемы генеральных направлений течений для устойчивого по направлению и развивающегося до максимума ветра (для основных восьми румбов) и провел анализ повторяемости схем течений по основным направлениям ветра. Оказалось, что суммарная повторяемость действия течений по установленным схемам для всех восьми румбов составляет 42%. В остальное время обычно отмечаются неупорядоченные, слабые и разнонаправленные тече-



ния. Скорость течений в таких случаях мала, а перенос вод незначителен. Исключение составляют периоды действия градиентных течений после устойчивых по направлению сильных ветров.

Несмотря на несомненные успехи, достигнутые в вопросе изучения течений Северного Каспия на основе статистического анализа данных наблюдений за течениями, процессы формирования пространственно-временной изменчивости течений в этом районе моря до сих пор изучены слабо. В частности, остается не до конца выясненным вопрос формирования двухслойных потоков в северной части Каспийского моря. Н.А. Скриптунов [1974, 1984] показал, что для свала глубин на взморье Волги (при глубинах более 4–5 м) характерны двухслойные течения, особенно при наличии вертикальной стратификации плотности.

В то же время в мелководном Северном Каспии ветровое перемешивание может довольно быстро охватывать всю водную толщу, разрушая слой скачка плотности и способствуя развитию течения от поверхности до дна в одном направлении. Это подтвердили материалы наблюдений (1981–1983 гг.) на многосуточной станции, расположенной к северо-западу от о-ва Кулалы, на глубине 5,5 м.

Данные наблюдений показывают, что зависимость ветер – скорость течения не аппроксимируется однозначной кривой, а в целом зависит от нескольких факторов (направления ветра, времени его работы, предыдущего течения, морфометрии района и т. д.). Вертикальная структура скоростей течений в зависимости от скорости действующего ветра показывает, что скорости течения на поверхности (0 м) и на горизонте, равном половине глубины места (Нм : 2), практически совпадают при всех действующих ветрах, скорость на придонном горизонте аналогична скорости течения на поверхности моря и на горизонте Нм: 2 только при ветрах более 5 м/с. При ветрах менее 5 м/с течения характеризуются неизменностью направлений по всей толще воды и уменьшением скоростей ко дну.

Сложность и разнообразие физико-географических условий Северного Каспия сильно затрудняет возможность построения адекватных схем течений этой акватории по данным натурных наблюдений, так как в силу их ограниченности во времени и пространстве трудно выявить роль таких факторов, как неравномерность и нестационарность ветрового воздействия, влияние рельефа дна и островов, речного стока и т. д. Поэтому большое значение приобретает исследование режима течений Северного Каспия путем численного моделирования.

Модельные расчеты течений Северного Каспия проводятся с конца 50-х годов. Как правило, при моделировании циркуляции в этом районе моря использовались линейные стационарные модели [Бахмалов, 1968; Шкудова, 1972; Гетман, Кутало, 1972; Казаков, 1976; и др.], которые из-за своих ограничений не могли дать ответа на главный вопрос: при каких ветрах и за какое время формируются характерные циркуляционные системы в Северном Каспии? Между тем именно это имеет наибольшее практи-

Рис. 24. Схемы течений Северного Каспия [Ю.И. Компаниец, 1973].

Направление поверхностных (а) и придонных (б) течений при северо-восточном ветре; поверхностных (в) и придонных (г) течений при юго-западном ветре

ческое значение, поскольку позволяет, в свою очередь, оценить, каким образом происходит перераспределение в Северном Каспии речных вод, биогенных и загрязняющих веществ, наносов и т. д.

В последнее время предпринята попытка исследовать процессы формирования горизонтальной циркуляции вод Северного Каспия в рамках интегральной, нестационарной и нелинейной модели динамики мелкой воды. Основанием для выбора этой модели послужила успешность ее применения для исследования циркуляции вод в близком по физикогеографическим и гидрологическим условиям районе — северо-западной части Черного моря [Блатов и др., 1983]. Кроме того, выбор интегральной по вертикали модели сделан на основании данных натурных наблюдений, показывающих, что на рассматриваемой акватории под воздействием ветра со скоростью более 5 м/с течения в основном имеют однородное направление во всем слое воды.

Для расчета течений в Северном Каспии была использована система уравнений теории мелкой воды с сохранением нелинейных адвективных членов, которая имеет следующий вид:

$$\frac{\partial U}{\partial t} + U \frac{\partial U}{\partial x} + V \frac{\partial U}{\partial y} - fV + g \frac{\partial \xi}{\partial x} = \frac{1}{\rho H} (\tau_x - k_2 U |\vec{U}|), \quad (3.1)$$

$$\frac{\partial V}{\partial t} + U \frac{\partial V}{\partial x} + V \frac{\partial V}{\partial y} + fU + g \frac{\partial \xi}{\partial y} = \frac{1}{\rho H} (\tau_y - k_2 V |\vec{U}|), \quad (3.2)$$

$$\frac{\partial \xi}{\partial t} + \frac{\partial (HU)}{\partial x} + \frac{\partial (HV)}{\partial y} = 0, \quad (3.3)$$

где U и V — осредненные по глубине горизонтальные компоненты скорости течений на оси, направленные соответственно на восток и север, ξ — возмущения уровня свободной поверхности, $H = h + \xi$ — глубина места, $f = 2\Omega \sin \varphi$ — параметр Кориолиса, τ_x, τ_y — компоненты тангенциального напряжения ветра $\vec{\tau} = k_1 \rho_a |\vec{W}| \vec{W}$; $|\vec{U}| = \sqrt{U^2 + V^2}$ — модуль вектора; осредненного по глубине течения, ρ и ρ_a — плотность воды и воздуха соответственно, \vec{W} — вектор скорости ветра, k_1 и k_2 — безразмерные величины. Подробное описание этой системы и ее свойств приведено в работе [Баклановская и др., 1979], там же приведено описание численной схемы и метод ее решения. Здесь мы остановимся только на кратком изложении постановки задачи и особенностей постановки граничных условий.

Для системы уравнений (3.1)–(3.3) в докритическом режиме течений с числом Фруда $F = \frac{U^2}{gH} < 1$ можно выбрать устойчивые и диссипативные

граничные, условия в виде: $U_n = 0$ — условие непротекания на границах, состоящих из участков суши; $U_n = \xi \sqrt{g/H}$ — условие излучения длинных гравитационных волн на открытой границе; $U_n^2 + g\xi = Q$ и $U_\tau = 0$ — условия на участке впадения рек в море, где U_τ — тангенциальная составляющая вектора скорости, Q — аналог расхода рек.

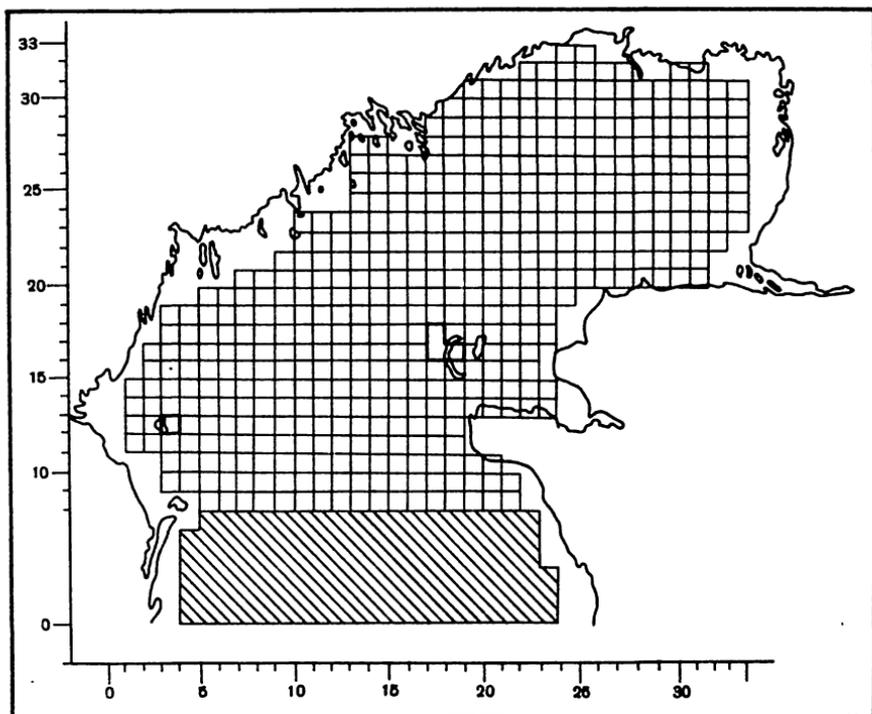


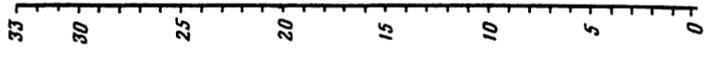
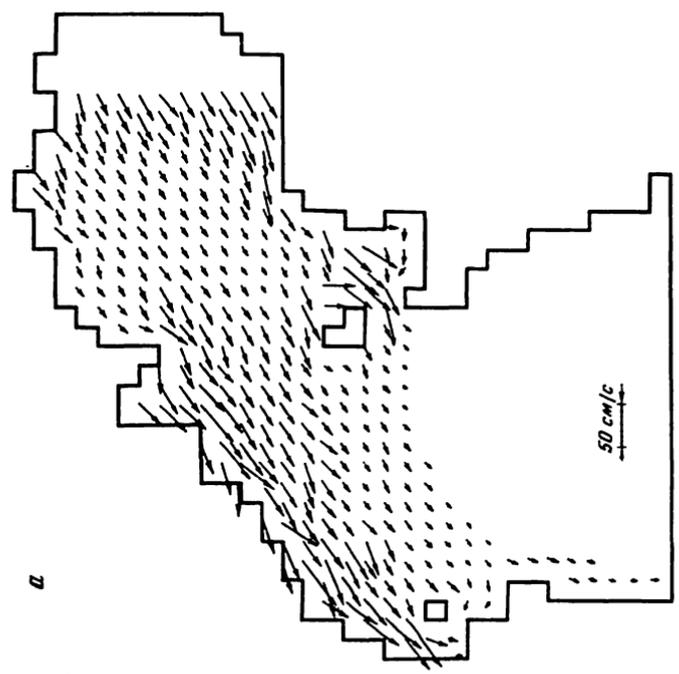
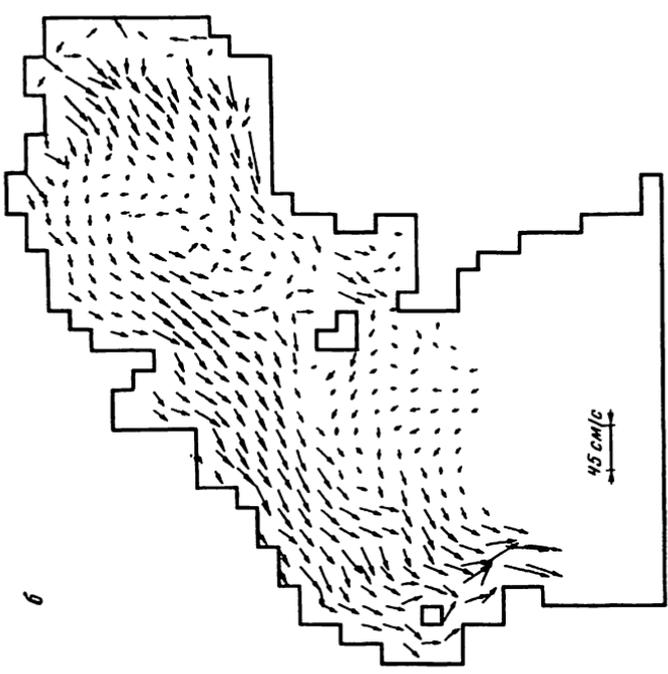
Рис. 25. Сеточная область для расчета течений Северного Каспия.
Цифрами показаны координаты сетки

В качестве начальных условий в данной работе было выбрано отсутствие движений $\vec{U}|_t = 0 = 0$, однако в модели можно принять и другие начальные условия, удовлетворяющие уравнению неразрывности, что чрезвычайно важно при расчете течений в реально существующих ветровых ситуациях.

Для решения системы уравнений (3.1)–(3.3) с заданными начальными и граничными условиями использовался метод переменных направлений с применением неявной разностной схемы, описанной в работе В.Ф. Баклановской и др. [1979]. Одновременно с расчетами течений вычислялись приращения уровня моря, причем использовалась разреженная сетка, т.е. значения U , V и ξ вычислялись в сдвинутых относительно друг друга узлах. Сеточная область была выбрана таким образом, чтобы максимально исключить влияние граничных эффектов (на жидкой границе) на поле рассчитываемых течений, для чего граница области была отодвинута в глубоководные районы Среднего Каспия. Пространственный шаг сетки 13 км, шаг по времени 4 мин (рис. 25).

Расчеты проводились до установления, которое определялось путем вычисления на каждом временном шаге общей механической энергии модели. Задача считалась установившейся, если на нескольких последующих шагах по времени механическая энергия модели не изменялась.

Для расчетов использовались поля северо-восточных и юго-западных ветров, характерные для Северного Каспия. Выбор таких ветровых ситуаций



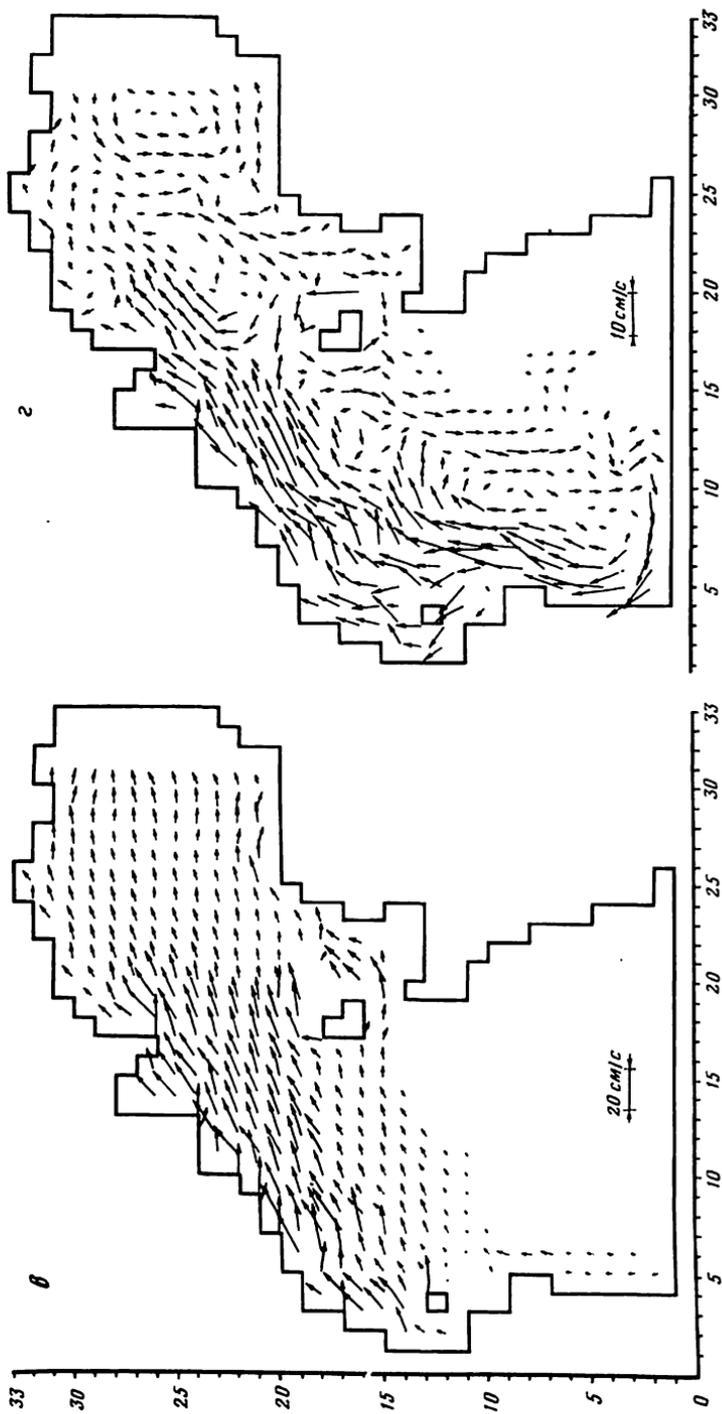


Рис. 26. Расчетные схемы течений Северного Каспия при северо-восточном ветре продолжительностью 100 минут (а), 1600 минут (б), при юго-западном ветре продолжительностью 200 минут (в), 2400 минут (г)

позволяет сопоставить результаты численного моделирования с имеющимися данными натурных наблюдений и тем самым оценить степень достоверности используемой модели.

Расчетное поле течений при воздействии северо-восточного ветра отличается относительной простотой. В начальные моменты времени течение широким потоком движется по ветру с северо-востока на юго-запад, а по мере приближения к западному побережью отклоняется к югу и поступает в Средний Каспий (рис. 26, а). Эта ситуация очень напоминает схемы ветровых течений, составленные Ю.И. Компанийцем [1973] на основе анализа обширного материала натурных наблюдений. По мере развития ветра происходит формирование локального циклонического круговорота в районе Уральской бороздины и интенсивного течения у западного берега со скоростями до 45 см/с. Время установления циркуляции при северо-восточном ветре 7 сут (см. рис. 26, б).

Значительно более сложная картина течений образуется при воздействии юго-западных ветров. В начальные моменты времени течения на всей акватории исследуемого района направлены по ветру или в соответствии с теорией полных потоков отклоняются от него вправо тем значительнее, чем больше глубина места (см. рис. 26, в). При дальнейшем действии ветра характер течений в различных районах моря существенно усложняется. Так, за 17–20 ч. действия этого ветра в восточной части Северного Каспия начинается формирование нескольких вихревых образований, в западной части акватории характер течений меняется мало, лишь в непосредственной близости от о-ва Кулалы возникает поток, отклоняющийся к югу и уходящий в Средний Каспий. По мере развития нагона вод в восточную часть Северного Каспия начинает формироваться противотечение, направленное на юго-запад и запад. К сорока часам работы ветра это противотечение усиливается и распространяется через Кулалинский порог в западную часть Северного Каспия и далее – в Средний Каспий (рис. 26, г). Время установления циркуляции вод Северного Каспия при юго-западном ветре 9 суток, максимальная скорость до 25 см/с.

Анализ временной изменчивости рассчитанных течений в отдельных узлах сеточной области показал, что как при северо-восточных, так и при юго-западных ветрах скорость течений сначала резко увеличивается, а затем изменяется незначительно. В целом скорости при северо-восточных ветрах выше, чем при юго-западных. Направление течений также устанавливается быстрее при северо-восточных ветрах.

Отмеченные особенности эволюции течений в зависимости от продолжительности и направления действия ветра неплохо соответствуют результатам, полученным Ю.И. Компанийцем [1974] на основе натурных данных.

Сравнение временной изменчивости направлений течений, полученных путем осреднения данных наблюдений на горизонтах во всем слое воды и рассчитанных по модели для точки (узла сетки), расположенной вблизи места наблюдений, показало, что с момента, когда ветровое воздействие охватывает всю толщу воды, направление рассчитанного течения хорошо согласуется со средним направлением реального потока.

Одновременно с расчетом течений проводился расчет приращений уровня моря. Это дало возможность дополнительно проверить правильность

модельных расчетов по материалам наблюдений за уровнем моря на гидрометеостанциях. Сравнение результатов расчета приращений уровня моря для 0-ва Тюлений и реальных уровней при умеренных северо-восточных ветрах, начавшихся после 10–12 ч штилевой погоды, показало, что рассчитанные и реальные изменения уровня весьма близки. Это дает основание считать, что используемая модель может применяться и для прогностических расчетов сгонно-нагонных явлений в северной части Каспийского моря.

Важную задачу представляет дальнейшее сопоставление результатов численного моделирования течений в Северном Каспии с данными натурных наблюдений.

ТЕМПЕРАТУРА ВОДЫ

Температурный режим Северного Каспия определяется его географическим положением, глубинами, теплообменом с атмосферой, конвекцией и внутриводным обменом теплом между речными и морскими водами Северного и Среднего Каспия.

Средняя годовая температура воды северной части Каспийского моря составляет 11–13°. Она на 1–2° ниже температуры воды океанских вод на тех же широтах [Степанов, 1974]. Это является следствием географического положения моря, расположенного в глубине Евразийского материка. Низкие пологие берега северной части моря не препятствуют притоку континентальных воздушных масс, которые свободно проникают на акваторию моря.

Северная часть моря очень мелководна, и теплозапас ее мал. Каждую зиму Северный Каспий покрывается льдом, и вода в поверхностном слое подо льдом близка к температуре замерзания. Летом вода прогревается до 24–26°.

Годовой размах температуры воды в Северном Каспии изменяется в пределах от 20° в глубоководных до 27° в мелководных районах. В океанах на тех же широтах годовой размах температуры воды не превышает 7–10°. Большая внутригодовая изменчивость температуры воды обусловлена влиянием мелководности и континентальности. Суша, окружающая со всех сторон море, оказывает отепляющее действие на море летом и охлаждающее – осенью и зимой.

Абсолютный максимум достигает 30–34°, на устьевом взморье Волги 35–37°.

Годовой ход температуры воды и время наступления минимальных и максимальных температур определяются главным образом процессами теплообмена на границе раздела вода–воздух, в которых ведущую роль играют приток тепла от солнечной радиации и расход тепла на испарение.

С ноября по март, когда море покрыто льдом, по данным Е.Г. Архиповой [1957], месячные суммы солнечной радиации, поглощенной поверхностью моря, составляют в среднем 3,0–3,5 ккал/см². С апреля по июль приток тепла от Солнца увеличивается до 13–15 ккал/см² в месяц, а расход тепла на испарение еще невелик (4–7 ккал/см² в месяц), в результате чего вода прогревается. В августе, сентябре и октябре от Солнца поступает значительно меньше тепла и одновременно возрастает расход тепла на

испарение и теплообмен, в итоге сумма тепловых потоков оказывается отрицательной, что приводит к понижению температуры воды.

Сезонные изменения температуры воды на акватории Северного Каспия можно проследить по материалам экспедиционных наблюдений, обобщенных по 20-минутным квадратам [Шереметевская, 1958], и материалам стационарных наблюдений на островных станциях за 1940–1980 гг. [Справочник основных гидрологических характеристик..., 1971; и др.].

Минимальная температура воды наблюдается в феврале: от $0,0^{\circ}$ до $-0,6^{\circ}$ подо льдом и до $3-4^{\circ}$ на акваториях, свободных от льда.

В марте море частично покрыто льдом. Температура воды колеблется от 0 до 5 градусов, уменьшаясь в направлении к берегу. Ледяной покров интенсивно тает и разрушается.

В апреле море полностью очищается от льда. Температура воды изменяется от 6° в открытом море до 12° в Кизлярском заливе и на предустьевом пространстве Волги. На мелководьях восточной части температура воды несколько ниже, чем в западной, поскольку они окружены более холодными в это время районами суши и граничат с Гурьевской бороздиной, где температура воды на $1-2^{\circ}$ ниже, чем в открытой глубоководной части моря.

На мелководьях прогрев воды осуществляется не только сверху за счет процессов теплообмена с атмосферой, но также и снизу, от дна, которое вследствие малой теплопроводности и сравнительно малой теплоемкости быстро прогревается при поглощении солнечной радиации. В ночные часы дно также передает накопленное за день тепло слою воды, расположенному над ним, и возникает своеобразный парниковый эффект.

В апреле наблюдаются самые большие горизонтальные градиенты температуры воды, направленные от берега в открытое море (см. рис. 8, б). В аномально холодные годы (1949, 1969) температура воды в открытом море бывает выше, чем у берегов. В аномально теплые (1947, 1952) и близкие к норме годы, когда море свободно ото льда, у отмелей берегов температура воды выше, чем в открытом море.

От апреля к маю температура воды быстро повышается: на $8-10^{\circ}$ в мелководных районах и на $7-8^{\circ}$ в центральной части моря. Она изменяется от $15-16^{\circ}$ в глубоководной части до $19-20^{\circ}$ в прибрежной зоне. В Гурьевской бороздине вода на $1-2^{\circ}$ холоднее, чем на мелководьях, но на 1° теплее, чем в центральной части Северного Каспия. В это время в Северном Каспии хорошо выражена фронтальная зона, в которой идет интенсивное перемешивание прогретых на мелководьях пресных речных вод с солеными и холодными морскими водами. Струи холодных речных вод, выходя на обширные морские мелководья, расплываются и, просачиваясь сквозь заросшие пространства отмелого взморья, быстрогреваются, оказывая в результате отепляющее влияние на Северный Каспий. Более низкие температуры воды наблюдаются только в каналах и бороздинах.

От мая к июню температура воды повышается на $5-6^{\circ}$. Большая часть Северного Каспия занята водами с температурой на поверхности $21-24^{\circ}$. В Гурьевской бороздине температура воды равна $22-24^{\circ}$. Самая низкая температура воды наблюдается у восточного побережья в районе п-ова Мангышлак ($19-21^{\circ}$).

В июле среднемесячная температура воды на большей части поверхности моря достигает максимума ($25-26^{\circ}$), у п-ова Мангышлак — $22-24^{\circ}$. Отчетливо выраженного понижения температуры по мере удаления от берега к большим глубинам, характерного для предыдущих месяцев (мая, июня), в июле не наблюдается. В это время поле температуры воды на поверхности в Северном Каспии довольно однородно. В нем временами возникают и исчезают теплые и холодные пятна. Происхождение этих пятен связано с непостоянством тепловых потоков, проходящих через поверхность моря, и переносом тепла течениями. Межгодовые колебания температуры воды в июле велики. Максимальные температуры достигают $29-31^{\circ}$, минимальные опускаются до $21-22^{\circ}$.

В августе температура воды на мелководьях начинает понижаться, а в глубоководных районах она еще сохраняет июльские значения или несколько (на десятки доли градуса) повышается. Большая часть пространства занята водой с температурой 25° (см. рис. 8, в). В юго-восточной части продолжает сохраняться область с несколько пониженной температурой ($22-24^{\circ}$), обусловленная подъемом к поверхности холодных глубинных вод.

В сентябре продолжается понижение температуры воды на всей поверхности моря. Быстрее всего вода охлаждается на мелководьях. Понижение температуры воды от августа к сентябрю составляет на мелководьях $4-5^{\circ}$, а в более глубоководных районах $2-3^{\circ}$. На поверхности моря температура изменяется в пределах от 19 до 23° . При этом в открытом море она становится выше, чем у берегов. Область выхода холодных глубинных вод у п-ова Мангышлак менее заметна вследствие выхолаживания воды с поверхности.

В октябре происходит дальнейшее охлаждение. От сентября к октябрю температура воды понижается на $7-9^{\circ}$ в мелководных районах и на $5-6^{\circ}$ в глубоководных. Горизонтальные градиенты температуры возрастают: на мелководьях температура воды понижается до 10° , а в глубоководных районах до $15-16^{\circ}$ (см. рис. 8, г, з).

В ноябре продолжается интенсивная потеря тепла поверхностью моря. Конвективное перемешивание достигает дна. В это время наблюдаются наибольшие горизонтальные градиенты температуры воды, направленные от моря к берегу. Температура воды изменяется от 0° на северо-востоке до 10° в центральной части Северного Каспия. Обычно в ноябре температура воды на северо-востоке и северо-западе достигает точки замерзания и здесь образуется молодой лед. В южной части Гурьевской бороздины сохраняется ядро теплой воды (6°), что можно объяснить сравнительно большим теплозапасом в этом районе и притоком на глубине теплых и соленых вод из Среднего Каспия.

С декабря по февраль большая часть Северного Каспия покрыта льдом. Сезонный ход температуры воды по данным многолетних наблюдений на островных гидрометстанциях Северного Каспия показан в табл. 29.

Изменения температуры воды по вертикали находятся в тесной зависимости от распределения солености. На необходимость совместного изучения режима температуры и солености в Северном Каспии указывал Н.М. Книпович [1921].

С ноября по март, когда большая часть поверхности Северного Каспия

Таблица 29

Средняя месячная температура воды на станциях Северного Каспия, °С

Остров	I	II	III	IV	V	VI
Тюлений	0,7	0,9	3,4	11,8	20,6	24,2
Кулалы	0,1	0,3	2,1	11,4	19,9	24,2

Остров	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Тюлений	26,6	25,7	20,5	13,6	6,9	0,5	13,1
Кулалы	26,0	25,2	19,3	12,3	4,3	0,9	12,2

покрыта льдом, вертикальное распределение температуры характеризуется преимущественно гомотермией. Лишь в отдельных районах у островов Кулалы и Тюлений, где соленость увеличивается с глубиной, температура воды на сотые доли градуса выше, чем у поверхности, что указывает на адвекцию среднекаспийских вод.

В мае—июне, когда в море поступает основной объем речных вод и увеличивается приток тепла из атмосферы, в Северном Каспии создаются большие контрасты в распределении температуры и солености по вертикали и горизонтали. На свалах глубин устанавливается устойчивая стратификация вод, постоянно поддерживаемая притоком в поверхностном слое речных вод, перемешавшихся и прогретых на мелководьях, и поступлением в глубинных слоях более холодных и соленых морских вод.

Анализ профилей вертикального распределения температуры воды в мае—июне показывает, что разность температуры у поверхности и у дна даже в районах с глубинами до 3 м составляет 0,3–0,5°, в Гурьевской бороздине 0,5–1,5°, а в центральной глубоководной части с глубинами до 25 м 6–7° при толщине однородного слоя 10–12 м.

В июле и августе на мелководьях и в Гурьевской бороздине от поверхности до дна вода имеет одинаковую температуру 24–26°. На свале глубин градиенты плотности возрастают, разность температуры воды в поверхностном и придонном слоях достигает 8–10°, толщина однородного слоя увеличивается до 15–20 м.

В сентябре с началом охлаждения воды с поверхности, развитием конвекции и усилением ветрового перемешивания происходит постепенное выравнивание температуры по вертикали.

В октябре и начале ноября обычно уже всюду наблюдается гомотермия. Однако в вертикальном распределении температуры воды нередко можно обнаружить инверсию: у дна, где соленость выше, температура воды может быть выше, чем у поверхности, на 0,1–0,3°.

С декабря по февраль по мере развития ледяного покрова продолжается дальнейшее осолонение и охлаждение северокаспийских вод, которые, уплотняясь, стекают в среднекаспийскую впадину [Косарев, 1975].

Годовой размах температуры с глубиной убывает. Если в глубоководном районе на поверхности он составляет 20–21°, то на глубине 25 м уменьшается до 12–14°.

Характерно, что продолжительность прогрева 25-метровой толщи северокаспийских вод с 10 до 21° в 2 раза дольше, чем продолжительность ее охлаждения с 21 до 10°. Это можно объяснить большой устойчивостью вод в весенне-летний период и интенсивным развитием конвекции и ветрового перемешивания во время охлаждения осенью и зимой.

Наиболее резкие изменения в вертикальном распределении температуры обычно наблюдаются в весенне-летний сезон при штормовых сгонно-нагонных ветрах. В поверхностном слое при сгонах усиливается течение, направленное от берега в море, а у дна развивается компенсационное течение к берегу. Вследствие сгонной циркуляции и неравномерного прогрева вод на мелководьях и в глубоководной части моря в поверхностном слое на свале глубин наблюдается повышение температуры воды и понижение солености, в то время как у дна соленость выше, а температура ниже, в результате чего устойчивость вод возрастает. В работе Н.А. Скриптунова [19716] рассмотрено вертикальное распределение температуры у Астраханского приемного плавмаяка в навигацию 1964 г. После значительных сгонов, наблюдавшихся в мае и июне, на свале глубин резко возросли вертикальные градиенты температуры и солености, сохранившиеся долгое время. В течение полутора месяцев разность температуры между поверхностным и придонным слоями была в среднем 12°, а разность солености — 9‰.

На свалах глубин штормовые ветры способствуют перемешиванию и выравниванию температуры и солености. Однако после прекращения сильных ветров в весенне-летний период здесь вновь восстанавливается нарушенная стратификация температуры и солености.

Кратковременные изменения температуры воды (в интервале от нескольких часов до нескольких суток) обуславливаются процессами теплообмена с атмосферой, адвекцией, конвективным и ветровым перемешиванием. Влияние этих процессов на изменения температуры воды в разных районах моря в разные сезоны и разное время суток неодинаково.

На большей части мелководной акватории, где теплозапас ничтожен, ведущую роль в изменениях температуры воды играет теплообмен поверхности моря с атмосферой, а во время резких сгонно-нагонных колебаний проявляется влияние адвекции. Здесь изменения температуры воды следуют за изменениями температуры воздуха почти синхронно и могут испытывать значительные колебания. Так, в навигационный период у островов Тюлений, Кулалы, Зюйдвестовая Шалыга температура воды на поверхности может измениться за сутки на 8–13°.

Мористее, в районах с глубинами до 10 м, наибольшие суточные изменения температуры на поверхности составляют 2–4°. На свалах глубин наряду с теплообменом поверхности моря с атмосферой велико влияние адвекции и перемешивания.

Самые резкие кратковременные изменения температуры воды на поверхности моря наблюдаются у восточного побережья в районе Форт-Шевченко. Здесь летом при северо-западных ветрах вследствие сгона теплых поверхностных вод и выхода на поверхность холодных глубинных температура воды за несколько часов может понизиться с 25 до 9°.

Суточный ход температуры на поверхности воды характеризуется утренним (6–7 ч) минимумом и послеполуденным (16–17 ч) макси-

мумом. Размах суточного хода изменяется от 3–7° на отмелем взморья до 0,1–0,6° в районе свала глубин. Наибольший суточный ход температуры воды наблюдается в апреле–июне, в период интенсивного прогрева. В это время за счет неравномерности прогрева горизонтальные градиенты температуры могут быть утром направлены к берегу, а вечером – от берега.

Большая пространственно-временная изменчивость температуры воды в Северном Каспии – одна из характерных черт его гидрологического режима. В настоящее время сложное взаимодействие процессов перемешивания, адвекции и теплообмена с атмосферой, обуславливающих пространственно-временную изменчивость температуры воды, изучено недостаточно. Из-за несовершенства расчетных методов и недостатка специальных наблюдений пока не удается точно определить количественный вклад каждого процесса в наблюдающиеся изменения температуры воды.

Температурный режим Северного Каспия изменяется как под влиянием климатических факторов, так и в результате колебаний уровня моря, с чем связано изменение глубин и площади акватории. При изменении глубин происходит изменение теплооборота (разности между максимальным и минимальным теплосодержанием моря), величины годового размаха температуры воды, наступления температурных и ледовых фаз: максимума и минимума температуры воды, времени перехода ее через среднегодовое значение и через 0° осенью и весной.

Для выяснения причин многолетних изменений температуры в Северном Каспии был проведен ее анализ как за 1941–1977 гг. – время неуклонного понижения уровня моря, обусловленного совокупным влиянием естественных и антропогенных факторов, так и за 1941–1982 гг., т.е. включая последний подъем уровня Каспия.

Анализ позволил установить, что при определенных ситуациях климатические изменения и колебания уровня моря оказывают противоположное по характеру воздействие на температурные характеристики моря. Так, потепление климата приводит к повышению среднегодовой температуры воздуха и воды, уменьшению их годового размаха. Понижение уровня моря ведет к увеличению годовых разностей температуры.

Согласно расчетам, наибольшие изменения теплооборота, годового разности температуры воды в зависимости от положения уровня моря должны происходить в самых мелководных районах Северного Каспия. При понижении уровня на 4 м в этих районах объем воды уменьшился бы в 4,0–4,5 раза, средняя глубина – на 1,4–1,6 м, теплооборот – в 2–4 раза, а размах колебаний температуры воды увеличился бы на 0,3–0,9°. При понижении уровня моря на 1 м эти изменения должны быть незначительными [Потайчук, 1978].

Изменения, происшедшие в температурных условиях Северного Каспия, подтверждают высказанные соображения. За 1941–1977 гг. уровень моря понизился на 1,2 м, причем на 0,9 м – за счет хозяйственной деятельности. При этом теплооборот во всех районах Северного Каспия уменьшился в полтора раза. В то же время изменения температурных характеристик, определяемые климатическими факторами, оказались гораздо более ощутимыми. Расчеты их многолетних тенденций свидетельствуют, что за

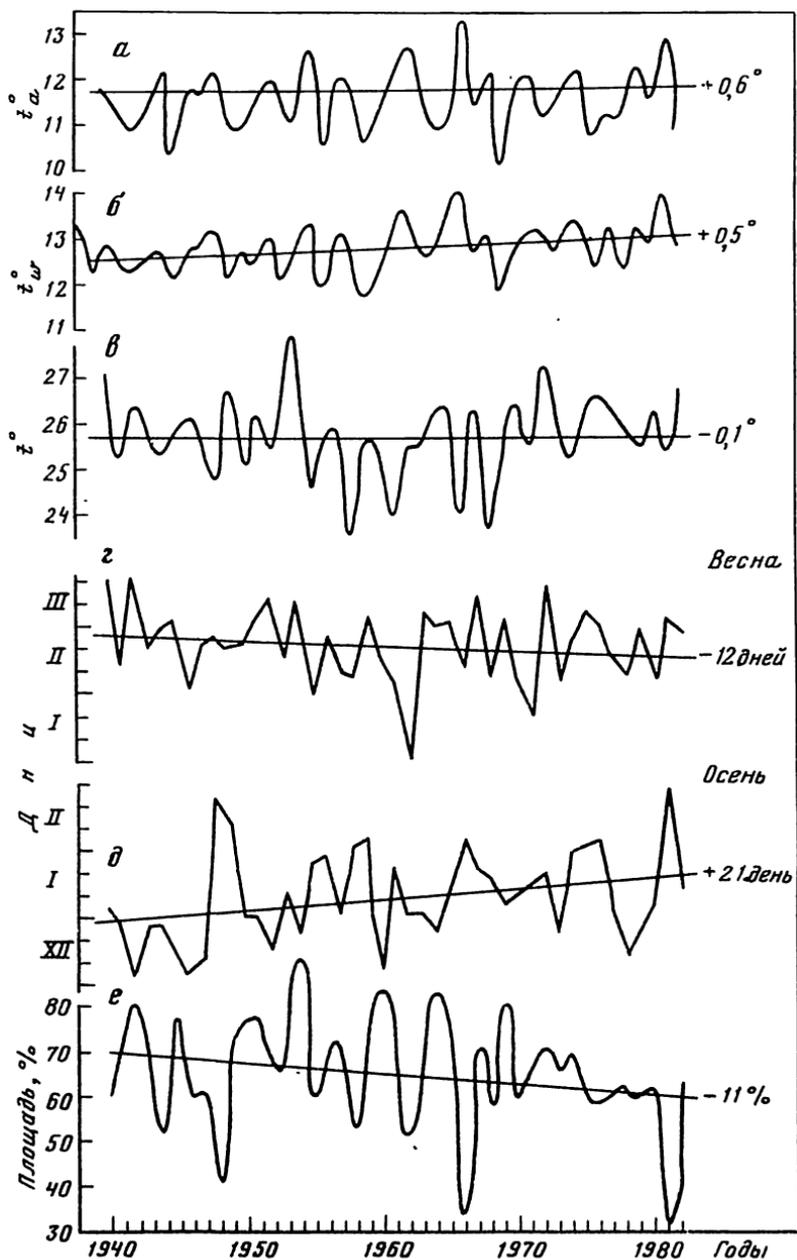


Рис. 27. Тенденции многолетних изменений гидрометеорологических характеристик в Северном Каспии

Среднегодовая температура ($^{\circ}\text{C}$): а – воздуха, б – воды; размах годовых изменений температуры воды ($^{\circ}\text{C}$) – в. Сроки (день) перехода температуры воды через 0°C по данным ГМС о-ва Тюлений, г – весной и д – осенью; е – ледовитость (% от площади)

рассмотренные отрезки времени в северной части Каспийского моря произошли следующие изменения, отразившиеся в данных всех гидрометстанций, расположенных в Северном Каспии: средняя годовая температура воздуха повысилась на $0,6-0,8^{\circ}$, а зимняя на 2° ; средняя годовая температура воды повысилась на $0,1-0,5^{\circ}$; размах колебаний температуры воды уменьшился на $0,1-0,4^{\circ}$ (рис. 27).

ЛЕДОВЫЙ РЕЖИМ

Каспийское море — частично замерзающий водоем. В южной части моря лед появляется лишь в исключительно суровые зимы. В средней части ледяной покров занимает в целом незначительную площадь, а в мягкие зимы его совсем не бывает. Северная часть моря замерзает ежегодно, причем значительная акватория покрывается неподвижным льдом — припаем, который составляет здесь основную часть ледового покрова моря. Даже в очень мягкие зимы северные и северо-восточные берега Северного Каспия блокированы припаем и плавучим льдом. Площадь, занимаемая плавучим льдом, невелика. Плавучий лед наиболее распространен в марте—апреле при общем взломе припая. Обычно же полоса плавучего льда шириной 10—20 миль окаймляет границы припая.

На основании обобщения материалов многолетних наблюдений характеристики ледового режима Каспийского моря даются не для средних условий, а для суровых, умеренных и мягких зим, что позволяет более полно отразить его особенности. Тип зимы определялся по сумме градусодней мороза. Для определения типа зимы были подсчитаны суммы градусодней мороза $\Sigma(-T_a^{\circ})$ за каждую зиму с 1938/39 по 1972/73 г. по каждой гидрометеорологической станции. Затем находилась их сумма и средняя величина, а также разность наибольшей и наименьшей $\Sigma(-T_a^{\circ})$. Зимы, $\Sigma(-T_a^{\circ})$ которых больше (по абсолютной величине) 20% разности, отнесены к суровым, а зимы, $\Sigma(-T_a^{\circ})$ которых меньше 20% разности, — к мягким, а остальные зимы — к умеренным (классификация ААНИИ).

В наиболее суровые зимы сумма градусодней мороза, например в Астрахани, достигает -1264 (1953/54 г.), -1058 (1941/42 г.), -890° (1970/71 г.), в наиболее мягкие зимы -189° (1957/58 г.), -117° (1947/48 г.), -93 (1965/66 г.). В умеренные зимы эта сумма составляет -500 , -600° . Примерно за рассматриваемые годы 55% зим относятся к умеренным, 20% — к суровым и 25% — к мягким.

В умеренные зимы первое появление льда в море происходит в крайней северо-восточной части моря в середине ноября (рис. 28). К концу ноября льдообразование быстро распространяется по акватории, охватывая северное побережье, включая взморье Волги, и восточное побережье, включая внутренние районы Мангышлакского залива. В первой декаде лед появляется во всех мелководных районах Северного Каспия, ограниченных трехметровыми глубинами, в том числе в Кизлярском заливе и районе о-ва Тюлений. К концу декабря льдообразование распространяется в более мористые районы, но здесь этот процесс протекает медленнее из-за больших глубин и подтока более теплых вод Северного Каспия. В это время лед появляется у о-ва Чечень и вдоль п-ова Аграханский, на большей части Гурьевской бороздины, в районе архипелага Тюленьих островов, вдоль западного по-

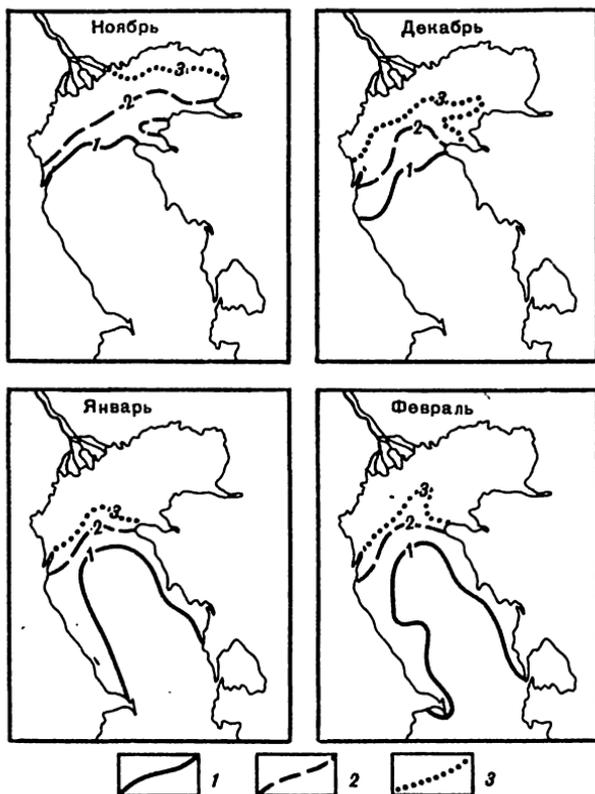


Рис. 28. Положение кромки льда в Каспийском море в суровые (1), умеренные (2) и мягкие (3) зимы

бережья о-ва Кулалы, в Тюб-Караганском заливе, а также в некоторых бухтах и заливах восточного побережья Среднего Каспия. В январе ледяной покров появляется в открытом море у п-ова Тюб-Караган, в Краснодарском заливе и Махачкалинской бухте. В этом месяце льдом покрываются южная часть Гурьевской бороздины, южные районы Северного Каспия; лед появляется также у западного побережья Среднего Каспия на участке Махачкала—Дербент.

В умеренные и мягкие зимы первый молодой лед тает в первую же оттепель, затем вновь образуется, и этот процесс может повторяться неоднократно; в умеренные зимы бывает два-три повторных замерзания, а в мягкие — от четырех до десяти и более.

Припай получает наибольшее распространение в январе, когда его граница проходит от о-ва Чечень к о-ву Тюлений и далее по пятиметровой изобате к о-ву Кулалы и п-ову Тюб-Караган.

В мягкие зимы появление льда у побережья и на мелководье происходит позже, чем в умеренные зимы, на три-четыре недели, а в открытых районах моря — даже на полтора-два месяца. Первое появление льда в открытом море в рассматриваемых условиях часто связано не с его образованием в

данном месте, а с приносом дрейфующего битого льда с севера. Окончательного замерзания на значительной части акватории вообще не бывает, а в северо-восточных районах моря припай образуется только в январе.

В суровые зимы первое появление льда отмечается на 3—4 недели раньше, чем в умеренные. В такие зимы льдообразование часто происходит при глубоком затоке арктического воздуха, сопровождающемся резким понижением температуры и штормовыми ветрами северных направлений. В этих условиях лед появляется в середине и даже в первой декаде октября. Но такая ситуация бывает не всегда; суровая зима может начаться и в более поздние сроки.

Время между первым появлением льда и окончательным замерзанием в суровые зимы составляет всего несколько дней, и образовавшийся впервые лед обычно сохраняется до наступления весны. Граница припая располагается на глубинах от 10 до 20 м. Кроме того, припай образуется и в Среднем (вдоль п-ова Аграханский и в изолированных бухтах и заливах восточного побережья) и в Южном Каспии, достигая здесь наибольшего развития в феврале.

Наибольшее число дней со льдом (110—130) в мягкие зимы отмечается в северо-восточных районах. На взморье Урала, между Уралом и Волгой, в восточной части взморья Волги и в Мангышлакском заливе продолжительность ледового периода 100—70 дней, в западной части взморья Волги 50 дней. В южных частях западной половины Северного Каспия (острова Тюлений, Кулалы, п-ов Тюб-Караган) в мягкие зимы число дней со льдом сокращается до 20—15.

Взлом припая в море происходит главным образом под воздействием ветра, волнения и стонно-нагонных колебаний уровня. Большую часть зимы главную роль при этом играют ветры юго-восточных и восточных направлений.

В мягкие зимы, когда припаем занята только небольшая часть Северного Каспия, а также в период становления или общего разрушения ледового покрова в другие типы зим дрейф льда в Северном Каспии происходит, в общем, по направлению ветра с некоторым отклонением от него. Коэффициент дрейфа (отношение скорости дрейфа к скорости ветра) чаще всего равен 0,02—0,03, но может быть и больше. Угол отклонения дрейфа от направления ветра может быть различным, но чаще всего составляет 20° [Веселова, 1956]. Нередки случаи, когда лед дрейфует против ветра, и в целом характер дрейфа льда в Северном Каспии отличается сложностью, что связано с особенностями рельефа дна и влиянием течений.

В умеренные зимы, когда большая часть Северного Каспия покрыта припаем, а плавучий лед располагается вдоль его границы, дрейф льда происходит главным образом с востока на запад и юго-запад, вдоль границы припая и вблизи западного берега Среднего Каспия. Генеральное направление дрейфа сохраняется и в суровые зимы, но поскольку в этих условиях граница припая смещается к югу, то и полоса дрейфующего льда также смещается на юг. Лед дрейфует от о-ова Тюб-Караган к п-ову Аграханский (Уч-Коса) и далее на юг вдоль западного берега моря. Скорость генерального дрейфа льда в Северном Каспии в суровые и умеренные зимы около 7 км в сутки.

В суровые и умеренные зимы значительные массы плавучих льдов вы-

носятся из Северного в Средний Каспий вдоль побережья п-ова Уч-Коса и далее, на юг и юго-восток, достигая в отдельные годы Апшеронского полуострова.

Наибольшие скорости дрейфа плавучих льдов отмечаются при вдольбереговых ветрах северо-западного направления. При смене направления на юго-восточное скорость дрейфа льда уменьшается сначала у берега, а затем во всей полосе плавучих льдов.

В зоне дрейфа увеличение сплоченности с последующим сжатием и нажимом льда на берег происходит как при северо-западных, так и при юго-восточных ветрах. В первом случае сплочение льда и дрейф его к югу связаны с увеличением выноса больших масс льда из Северного Каспия. Поступление в район дрейфа новых порций льдов вызывает увеличение сплоченности плавучих льдов в прибрежной зоне. Наибольшее увеличение сплоченности и сжатия льда, сопровождаемое образованием торосов, наблюдается при смене северо-западных ветров на восточные и юго-восточные и усилении их скорости до 10–12 м/с и более. В таких случаях вдоль всего западного побережья Среднего Каспия создают критические ледовые условия – тяжелые льды блокируют подходы к Махачкалинской бухте и возникает угроза гидротехническим сооружениям нефтяной промышленности Дагестана и Азербайджана.

Вероятность появления приносимых плавучих льдов на подходах к Махачкале равна 46%, у Дербента – 37%, у Сумгаита – 14% и у северного побережья Апшеронского полуострова – около 4–6%. За последнее пятидесятилетие плавучий лед достигал п-ова Апшеронского лишь в 1928–1929, 1949–1950, 1953–1954, 1968–1969 и 1971–1972 годы.

На всей поверхности припая возможно образование торосов. Наибольшая торосистость наблюдается в умеренные зимы в феврале в Гурьевской бороздине и составляет пять баллов.

В умеренные зимы наибольшая продолжительность ледового периода, как и следовало ожидать, отмечается на крайнем востоке и северо-востоке Северного Каспия, на взморье Урала, у северных берегов между Уралом и Волгой и в восточной части взморья Волги (140–120 дней). В западной части взморья Волги, в Мангышлакском заливе, в Гурьевской бороздине, на Астраханском рейде и на акватории моря с глубинами от 2 до 5 м ледовый период длится 90–80 дней. У островов Тюлений и Кулалы лед держится около 70 дней, у п-ова Тюб-Караган – 50–60 дней.

Число дней со льдом в суровые зимы в наиболее ледовитых районах достигает 140–170; в районах островов Тюлений и Кулалы – 130–140 дней, у п-ова Тюб-Караган – порядка 100 дней, а в остальных районах – 140–150 дней.

Наибольшая ледовитость моря в суровые зимы отмечается в первой декаде февраля. Рост площади ледяного покрова происходит с ноября до февраля, а уменьшение ее – с февраля до апреля. При этом увеличение ледовитости осенью происходит медленнее, чем ее уменьшение весной.

В умеренные зимы припай достигает наибольшей толщины в конце января – начале февраля.

В исключительно суровые зимы толщина льда на северо-востоке моря достигает 80–90 см, на взморье Урала – 70 см. Более 60 см достигает толщина припая в Мангышлакском заливе, в проливах архипелага Тю-

леньих островов и на мелководьях центральной и восточной частей взморья Волги. В центральных и юго-западных районах Северного Каспия толщина неподвижного льда составляет 50–60 см [Валлер, 1970].

Толщина плавучего льда в январе–феврале равна 40–50 см, в марте–апреле, при общем разрушении припая и превращении его в плавучий лед, толщина его может возрасти до 70 см. Однако в море могут встречаться и наслоенные плавучие льдины толщиной 1,0–1,5 м. В районе Махачкалы в суровые зимы при продолжительных и сильных юго-восточных ветрах битый лед образует плотную массу толщиной до 5–6 м. Большой торосистостью отличаются также Астраханский рейд и район между островами Чечень, Тюлений и Жемчужными банками.

Вследствие мелководности Северного Каспия здесь образуются многочисленные стамухи и барьеры стамух. Последние могут достигать более полутора километров в длину, десятков метров в ширину и 10–12 м высоты.

В суровые и умеренные зимы в северной части зоны плавучих льдов уже в декабре их сплоченность составляет 9–10 баллов, в южной же ее части она всего 1–3 балла. В районе от Астраханского рейда до о-ва Чечень сплоченность равняется 4–6 баллам. В январе–феврале преобладающая сплоченность 9–10 баллов. В марте она почти повсеместно уменьшается до 7–8, в районе же Астраханского рейда – о-ва Чечень, наоборот, достигает 9–10 баллов. В мягкие зимы сплоченность льдов редко достигает 9–10 баллов. Обычно она колеблется от 1–3 до 6–7.

В умеренные зимы в первой декаде марта в центральных районах Северного Каспия, во второй декаде – на взморье Волги и в третьей декаде – на северо-востоке моря припай окончательно разрушается и превращается в плавучий лед, состоящий из ледяных полей, обломков полей и битого льда, которые дрейфуют, сталкиваются друг с другом, ломаются и уменьшаются в размерах. Одновременно с этим происходит также термическое разрушение льда под влиянием радиационных факторов. Динамические и термические процессы приводят к быстрому разрушению льдин, а также к частичному выносу их в Средний Каспий. Полное очищение Северного Каспия ото льда происходит: к концу первой декады марта южнее линии о-в Чечень – о-в Кулалы, в конце второй декады марта – южнее линии о-в Тюлений – архипелаг Тюленых островов, к концу месяца – по линии о-в Чистая Банка – о-в Укатный – п-ов Бузачи. Окончательное очищение взморья Волги и северо-восточных районов моря наблюдается в первой декаде апреля. Последним исчезает скопление плавучих льдов в северной части Гурьевской бороздины, в наиболее суровые зимы – в третьей декаде апреля.

Изучение физико-химических свойств льда в Северном Каспии позволило определить следующие его характеристики. Температура поверхностного слоя льда обычно меньше температуры воздуха на 1–3°, иногда на десятые доли градуса. Указанная разница в температуре обычно бывает при устойчивой погоде, а при похолодании возрастает до 8–9°.

Температура внутренних и нижних слоев льда заметно отличается от поверхностной, при этом чем ниже находится исследуемый слой и чем ниже температура воздуха, тем больше эта разница. Во время наблюдений в северной части Гурьевской бороздины на глубине 4,8 м при толщине льда

50 см наибольшая разница в температуре поверхностного и нижнего слоев льда была $11,7^{\circ}$. В этом случае при температуре воздуха $-18,9^{\circ}$, а воды $-0,15^{\circ}$, температура на поверхности льда была $-14,5^{\circ}$, на глубине 16 см $-7,8^{\circ}$, 28 см $-4,6^{\circ}$, 40 см $-2,8^{\circ}$.

В середине зимы наиболее опресненный лед наблюдается на взморье Волги, а наиболее соленый — на крайнем востоке Северного Каспия и в его центральной части, куда поступают среднекаспийские воды. К концу зимы соленость изменяется от 0,1 до $4,4\text{‰}$ а средняя соленость составляет около $1,0\text{‰}$.

Прочность льда¹ в основном зависит от его температуры и солености. Чем ниже температура льда и чем меньше соленость, тем больше прочность. При повышении температуры льда от -10 до -1° его прочность уменьшается примерно на 40%. Такое же уменьшение прочности происходит при повышении солености от 0,5 до $3,0\text{‰}$. Большая прочность отмечалась в верхних слоях льда, меньшая — в нижних, но к концу зимы она почти выравнивалась.

Прочность ледяного покрова связана с расположением припая относительно устьев Волги и Урала. Наибольшая прочность отмечена на опресненных взморьях рек. По мере приближения к границе между припаяем и плавающим льдом, толщина припая и его прочность уменьшались.

Анализ изменений ледовых условий за 1941–1982 гг. показал, что сроки замерзания сдвинулись на более поздние в среднем на 5–15 дней, а сроки таяния — на более ранние на 6–12 дней, продолжительность ледового периода сократилась на 15–20 дней; ледовитость Северного Каспия уменьшилась на 11% (см. рис. 27).

СОЛЕНОСТЬ ВОДЫ

Соленость Северного Каспия — это не только одна из важнейших физико-химических характеристик его вод, но она во многом определяет и биологическую продуктивность.

В настоящее время установлено, что главные факторы, определяющие формирование режима солености Северного Каспия, — это речной сток, динамика вод (течения, волнение) и водообмен со средней частью моря.

На основе детальных исследований, проведенных в последние десятилетия, выявлены основные особенности пространственно-временных изменений солености в зависимости от динамики речного стока.

За последние полвека (апрель–октябрь 1931–1980 гг.) средние годовые величины солености Северного Каспия изменились от 11,7 до $6,4\text{‰}$, т.е. на $5,3\text{‰}$. В условиях квазистационарного водного и солевого балансов (1956–1970 гг.) величина изменений солености всего Северного Каспия была значительно меньше и составила лишь $2,2\text{‰}$; для западной его части она оказалась равной $1,8\text{‰}$, для восточной — $3,2\text{‰}$ (табл. 30).

Эта таблица составлена по данным К.И. Иванова [1953] за 1934–1951 гг. и Д.Н. Катунина за 1952–1980 гг. Наблюдениями была охвачена практически вся открытая часть акватории моря, за исключением при-

¹ Под прочностью льда понимается величина сопротивления его на изгиб, полученная при испытании пластин льда, вырезанных из ледяных кернов.

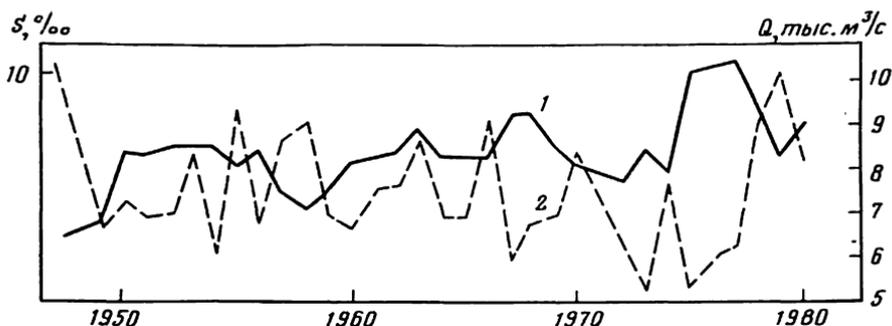


Рис. 29. Многолетние изменения солёности Северного Каспия (1) и годовых расходов воды Волги (2)

брежной зоны с глубинами менее 1,5–1,8 м. Ежемесячные съёмки включали около 120 гидрологических станций, расположенных по единой схеме. Определения солёности производились на стандартных горизонтах (поверхность, 5, 10 м и дно). Все данные по солёности с 1940 по 1956 г. откорректированы в соответствии с "Океанологическими таблицами для Каспийского моря" [1949 г.]. Средние величины солёности вычислены объёмным методом.

Анализ многолетних изменений солёности показывает, что в основном они были обусловлены колебаниями волжского стока (рис. 29). В экстремально маловодные 1932–1940 гг. отмечалось постепенное повышение солёности. В 40-х годах, когда наблюдалось увеличение водности Волги и Урала, произошло понижение солёности Северного Каспия (до $7,1\text{‰}$). Уменьшение водности Волги в 70-х годах привело к повышению солёности. Особенно возросла солёность в середине 70-х годов (см. табл. 30).

Как видно из табл. 30, изменения солёности Северного Каспия от года к году в основном невелики и находятся в диапазоне $\pm 0,5\text{‰}$, но в переходные стадии от маловодных периодов на Волге к многоводным (или наоборот) величины изменений средней солёности Северного Каспия могут возрастать до $\pm 2,3\text{‰}$ за 1–4 года. Столь значительные изменения солёности оказывают существенное влияние на изменения экологических условий во всем Северном Каспии.

Наиболее тесная связь межгодовых изменений солёности в западной и восточной частях Северного Каспия прослеживается с изменениями суммарного стока Волги за два года, т.е. солезапас предшествующего года сказывается на формировании режима солёности в последующем году [Винецкая, 1952]. Большой объём стока Волги в течение нескольких лет подряд может привести к сильному опреснению водоема. Так, например, после многоводных 1946–1948 гг. ($281\text{--}331\text{ км}^3/\text{год}$) солёность оставалась низкой ($6,86\text{‰}$) даже и в маловодном 1949 г.

Сокращение речного стока вследствие увеличения безвозвратного водопотребления приводит, с одной стороны, к ослаблению его воздействия на формирование режима солёности Северного Каспия, а с другой стороны, — к возрастанию значения водообмена между Северным и Средним Каспием.

Сезонные изменения солёности Северного Каспия до зарегулирования

стока, как правило, хорошо согласовывались с сезонными изменениями волжского стока. Максимальные величины солёности наблюдались зимой. Весной, по мере увеличения притока речных вод, солёность Северного Каспия понижалась, достигая своего минимума только в июле. Максимальное опреснение Северного Каспия, таким образом, наступало примерно через месяц после прохождения максимальных расходов воды половодья Волги. После прохождения половодья и установления летне-осенней межени солёность постепенно возрастала.

Продолжительность максимального опреснения составляла почти два месяца, причем в западной части моря опреснение наблюдалось в июне—июле, а в восточной оно было сдвинуто на июль—август. Средняя многолетняя годовая величина изменений солёности в западной части Северного Каспия составляла $1,6^0/00$, в восточной — $0,7^0/00$. В маловодные годы максимальное опреснение западной части Северного Каспия происходило в июне, а в многоводные годы — в июле. В восточной части в маловодные годы низкая солёность сохранялась с июля по октябрь.

Сезонный ход солёности в отдельных районах Северного Каспия неодинаков и может существенно отличаться от изменений в целом для его западной и восточной частей. Эти различия связаны с удалённостью отдельных районов моря как от устьев рек, так и от Среднего Каспия.

Наблюдения за солёностью на отдельных гидрометстанциях показывают, что сезонные ее изменения у о-ва Тюлений и Астраханского плавмаяка (северо-западная часть моря) и у о-ва Кулалы и Форт-Шевченко (юго-восточная часть) асинхронны. Увеличение интенсивности западной волжской струи способствует усилению компенсационного подтока среднекаспийских вод вдоль восточного побережья.

Годовой ход солёности у о-ва Тюлений имеет два максимума: зимний (февраль) и летний (август) и два минимума: летний (июнь) и осенний (октябрь) [Скриптунов, 1971а]. Повышение солёности в феврале, по-видимому, объясняется тем, что ледяной покров на мелководье, достигающий в этом месяце своего максимального развития, препятствует растеканию струи опресненной воды, поступающей по Волго-Каспийскому каналу. Летний максимум (август) обусловлен общим уменьшением расходов воды в межень, усилением компенсационного подтока вод из Среднего Каспия и увеличением испарения. Понижение солёности в июне связано с прохождением максимальных расходов воды Волги, а второй минимум — в октябре — с влиянием преобладающих в это время года северо-западных сгонных ветров.

В юго-восточном районе Северного Каспия (о-в Кулалы) повышение величины солёности в мае и октябре вызывается усилением компенсационной адвекции среднекаспийских вод. Наибольшее опреснение этого района происходит в июле, т.е. через два месяца после прохождения волны половодья Волги. Второй минимум солёности наблюдается в марте и третий — в ноябре, что объясняется особенностями ветрового режима. Средне многолетняя годовая величина изменений солёности у островов Тюлений и Кулалы (по материалам 1961—1971 гг.) оказалась равной соответственно $3,0$ и $2,0^0/00$.

Влияние зарегулирования волжского стока сказалось на уменьшении объема весеннего половодья. В 1959—1980 гг. объем половодья только

Таблица 30

Средние значения солености Северного Каспия и отдельных его частей, ‰

Год	Западная часть					Среднее
	IV	VI	VII	VIII	X	
1934	—	(9,33)	—	(10,18)	—	(9,75)
1935	—	(8,58)	—	(9,70)	—	(9,14)
1936	—	7,15	8,78	8,92	—	(8,28)
1937	—	10,46	9,76	9,76	11,22	(10,48)
1938	—	9,90	—	9,63	11,43	(10,32)
1939	—	10,66	—	—	—	—
1940	—	9,24	—	9,45	10,50	(9,73)
1941	—	(9,77)	—	6,73	—	(8,25)
1942	—	—	—	—	—	—
1943	—	7,80	7,04	8,94	(10,00)	8,44
1944	—	—	—	—	—	—
1945	—	—	—	—	—	—
1946	—	—	—	9,44	—	—
1947	9,37	5,43	5,95	7,16	8,94	7,37
1948	—	8,05	(6,50)	—	(8,40)	7,65
1949	8,91	7,59	9,23	8,89	10,46	9,02
1950	10,51	9,05	9,21	10,07	10,01	9,77
1951	9,38	8,57	9,34	(9,49)	10,49	(9,45)
1952	(10,73)	(7,56)	(8,26)	8,84	8,76	8,83
1953	10,06	7,61	7,60	9,22	9,33	8,76
1954	(9,14)	7,76	(7,39)	8,63	(8,59)	(8,30)
1955	10,25	7,48	(6,66)	7,67	(9,35)	8,28
1956	8,82	8,89	9,57	10,06	(9,95)	9,46
1957	8,58	7,85	8,02	8,02	9,51	9,40
1958	9,01	7,70	6,76	7,64	8,73	7,97
1959	8,53	8,43	8,20	8,73	9,95	8,77
1960	8,78	8,51	(9,07)	9,44	10,05	9,37
1961	10,88	8,69	8,71	9,96	10,20	9,69
1962	10,06	9,38	(9,14)	9,77	9,15	9,50
1963	10,24	10,22	9,94	8,89	9,07	9,67
1964	(8,18)	8,12	(9,59)	9,08	9,54	8,90
1965	9,80	9,24	(9,02)	(9,14)	9,34	9,31
1966	10,49	8,27	(7,50)	8,48	8,46	8,64
1967	10,00	9,00	(9,89)	9,64	(9,59)	9,82
1968	10,33	8,60	(8,90)	9,44	10,76	9,61
1969	9,71	8,69	8,80	9,66	8,93	9,16
1970	10,56	8,61	7,45	(8,87)	(9,53)	(9,00)
1971	9,07	8,50	9,12	9,35	9,30	9,07
1972	8,28	8,01	(7,48)	8,27	10,24	8,46
1973	8,98	7,66	8,91	9,73	10,21	9,10
1974	10,04	8,42	(8,04)	9,73	9,75	9,20
1975	10,14	10,75	11,05	11,76	11,53	11,05
1976	11,02	9,97	(10,36)	10,05	11,54	(10,59)
1977	9,53	9,45	(10,47)	10,56	(11,19)	(10,24)
1978	10,35	8,34	(9,06)	9,56	(9,44)	(9,35)
1979	(9,19)	9,00	(7,44)	7,28	(9,06)	(8,39)
1980	(9,98)	8,58	(8,58)	9,21	(9,86)	(9,24)

Таблица 30 (продолжение)

Год	Восточная часть					
	IV	VI	VII	VIII	X	Среднее
1934	8,87	(8,13)	—	(7,67)	—	(8,22)
1935	—	(8,91)	—	(7,93)	—	(8,42)
1936	—	9,59	—	9,59	—	9,59
1937	—	—	8,49	—	9,86	(9,18)
1938	—	11,07	—	9,39	11,94	(10,80)
1939	12,46	—	—	—	—	—
1940	—	11,89	—	12,31	(12,57)	(12,25)
1941	—	11,96	—	7,96	9,74	(9,88)
1942	—	—	—	—	—	—
1943	(6,63)	7,01	6,13	5,59	6,52	6,38
1944	—	—	—	—	—	—
1945	—	—	—	—	—	—
1946	—	—	—	6,13	—	—
1947	5,71	4,23	4,24	4,00	4,40	4,52
1948	5,70	5,75	5,40	5,43	5,78	6,51
1949	4,44	4,58	4,73	5,22	5,60	4,91
1950	6,91	6,72	5,12	5,92	6,00	6,13
1951	6,63	6,26	(6,35)	7,01	6,93	6,64
1952	7,40	7,53	7,34	7,71	7,96	7,59
1953	8,44	8,06	7,27	7,76	7,60	7,83
1954	7,91	7,44	7,13	7,55	7,58	7,52
1955	8,36	7,98	7,31	6,48	8,10	7,65
1956	7,37	7,42	6,60	6,28	5,63	6,66
1957	5,67	6,27	5,98	5,55	5,79	5,79
1958	6,44	5,64	5,29	5,53	3,85	5,32
1959	4,65	5,74	5,35	5,88	4,71	5,27
1960	6,0	6,08	5,64	5,84	6,94	6,11
1961	6,07	5,90	5,64	5,29	6,00	5,78
1962	7,04	6,47	5,89	5,46	5,99	6,17
1963	7,04	7,55	7,24	7,86	7,79	7,50
1964	6,57	7,24	6,81	7,32	6,86	6,96
1965	6,45	6,84	6,79	5,64	6,61	6,47
1966	7,45	6,89	7,07	7,70	7,71	7,36
1967	7,95	7,45	7,59	8,44	(8,09)	7,90
1968	8,47	7,82	7,77	8,48	9,84	8,48
1969	8,77	6,93	6,52	7,86	7,03	7,42
1970	7,02	6,27	6,48	(6,70)	(6,72)	(6,64)
1971	(6,02)	5,42	5,96	6,21	5,96	5,91
1972	5,75	5,86	6,27	6,86	7,64	6,48
1973	7,54	6,70	7,15	7,44	7,87	7,34
1974	5,71	5,83	5,06	5,42	6,22	5,65
1975	6,58	8,68	8,75	9,11	9,49	8,52
1976	9,04	9,45	(8,98)	9,19	10,42	(9,42)
1977	10,06	10,62	(11,13)	10,86	(11,20)	(10,77)
1978	10,47	8,42	9,22	10,63	9,74	9,70
1979	(8,31)	7,88	7,35	7,87	(7,81)	7,84
1980	(8,78)	8,09	8,38	8,46	(8,19)	(8,38)

Таблица 30 (окончание)

Год	Северный Каспий					
	IV	VI	VII	VIII	X	Среднее
1934	—	(8,79)	—	(9,10)	—	—
1935	—	(8,74)	—	(8,94)	—	—
1936	—	8,20	—	9,20	—	—
1937	—	—	9,24	—	10,69	—
1938	—	(10,38)	—	9,65	(11,65)	(10,56)
1939	—	(11,35)	—	—	—	—
1940	—	10,29	—	10,56	11,12	(10,66)
1941	—	10,66	—	7,21	—	—
1942	—	—	—	—	—	—
1943	—	7,49	—	7,65	—	—
1944	—	—	—	—	—	—
1945	—	—	—	—	—	—
1946	—	—	—	8,16	—	—
1947	7,85	4,94	—	5,89	7,09	6,44
1948	—	7,10	—	—	—	—
1949	6,95	6,43	7,30	7,25	6,37	6,86
1950	9,07	8,31	7,50	8,33	8,39	8,32
1951	8,30	—	7,60	8,40	9,03	(8,33)
1952	9,47	7,55	7,91	8,41	8,46	8,36
1953	9,45	7,78	7,47	8,67	8,68	8,41
1954	8,68	7,64	7,29	8,22	—	(8,36)
1955	9,54	7,67	6,91	7,22	8,88	8,04
1956	8,28	8,34	8,45	8,63	8,34	8,41
1957	7,49	7,25	7,24	7,08	8,01	7,41
1958	8,04	6,91	6,19	6,82	6,83	6,96
1959	7,06	7,42	7,10	7,63	7,98	7,44
1960	8,38	7,58	7,76	8,03	8,88	8,13
1961	9,08	7,64	7,56	8,18	8,65	8,22
1962	8,95	8,30	7,93	8,16	8,00	8,27
1963	9,06	9,25	8,92	8,50	8,59	8,86
1964	7,58	7,79	8,57	8,66	8,54	8,23
1965	8,55	8,33	8,18	7,82	8,34	8,24
1966	9,35	7,74	7,34	8,18	8,18	8,16
1967	9,23	8,41	9,06	9,19	9,70	9,12
1968	9,64	8,37	8,47	9,08	10,42	9,20
1969	9,36	8,04	7,92	8,98	8,23	8,51
1970	9,24	7,72	7,08	(8,05)	(8,48)	(8,11)
1971	(7,93)	(7,33)	(7,92)	8,26	8,05	(7,90)
1972	7,33	7,35	(7,02)	7,74	9,28	7,74
1973	8,45	7,30	8,25	8,88	9,36	8,45
1974	8,72	7,45	6,92	8,14	8,46	7,94
1975	8,84	9,98	10,21	10,80	10,77	10,12
1976	10,29	9,77	(9,86)	9,74	11,14	10,16
1977	9,72	9,87	(10,70)	10,67	(11,19)	(10,43)
1978	10,39	8,37	9,12	9,95	9,55	9,48
1979	(8,87)	8,80	(7,40)	7,50	(8,59)	(8,23)
1980	(9,52)	8,40	8,50	9,04	(9,30)	(8,95)

П р и м е ч а н и е. Значения солености в скобках приближенные.

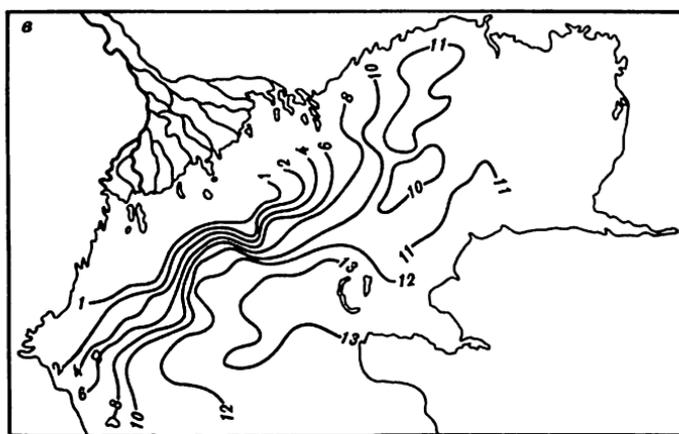
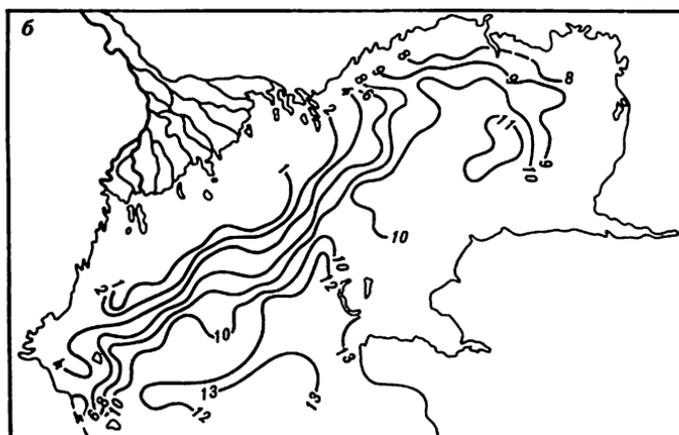
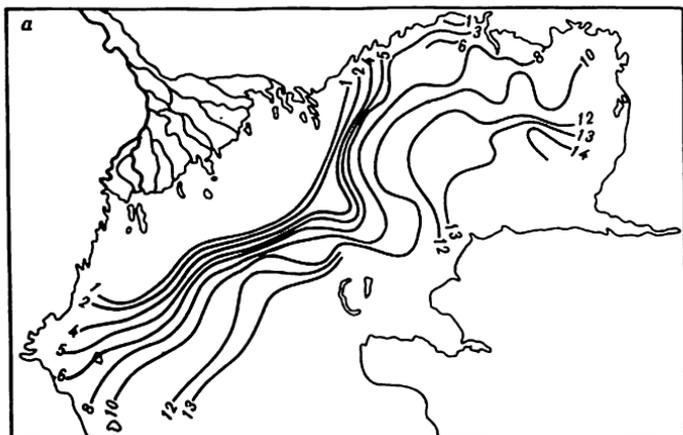


Рис. 30. Распределение солености (‰) в поверхностном слое Северного Каспия в апреле 1978 г. (а), июне (б) и октябре (в) 1976 г.

два раза превысил его среднюю многолетнюю величину для периода естественной водности реки — 144 км^3 . В предшествующем двадцатилетии повторяемость половодий с объемом стока, превышающим среднюю многолетнюю величину, составляла около 50%. В настоящее время возросла повторяемость лет с наибольшим опреснением в июне (в западной части Северного Каспия) и в июне—июле (в восточной части) вместо июля—августа в условиях естественной водности реки. Смещение сроков максимального опреснения на более ранние существенно повлияло на естественное воспроизводство гидробионтов, эволюционно адаптированных к условиям размножения в период максимального прогрева и опреснения вод Северного Каспия (июль—август).

В связи с неравномерным распределением речных вод по акватории Северного Каспия наиболее интенсивное смещение происходит в его западной части. Наибольшие горизонтальные градиенты солености здесь могут достигать 1‰ на километр. Восточная часть Северного Каспия характеризуется более однородным полем солености, так как большая часть речных и морских вод поступает сюда уже в трансформированном виде (рис. 30).

Основную площадь Северного Каспия (в среднем 60%) занимает зона, где соленость изменяется от 2 до $6-8\text{‰}$; зона, в которой происходит метаморфизация речных вод ($S < 2\text{‰}$), составляет около 25%. Наименьшую площадь (около 15%), но наибольшую по объему занимают воды с соленостью более 10‰ .

Пространственное распределение солености вод в Северном Каспии определяется влиянием нескольких факторов: речного стока, динамики вод, рельефа дна, площади сечения на Кулалинском пороге и испарения. Влияние речного стока зависит от его объема, интенсивности сбросов воды из Волгоградского водохранилища и распределения стока на морском крае дельты. На характер распределения солености оказывают влияние ветровые течения, водообмен между западной и восточной частями Северного Каспия и между Северным и Средним Каспием. Площадь сечения на Кулалинском пороге определяет, при прочих равных условиях, величину возможного водообмена между западной и восточной частями Северного Каспия. Благодаря большому испарению формируется отрицательный пресный баланс восточной части моря, что вызывает компенсационный подток вод и образование очага повышенной солености в этой части Северного Каспия.

Волжская вода из западных рукавов дельты Волги продвигается к югу вдоль западного побережья моря. Вода из восточных рукавов дельты переносится в северо-восточном, восточном и юго-восточном направлениях. Опресняющее действие уральского стока локализовано на устьевом взморье и прилегающей к нему северо-восточной части моря (район Гоголевской косы — Каратонских шалыг) и проявляется в основном в апреле—июне. Максимальное опреснение уральского взморья происходит через 3—4 дня после прохождения наивысших расходов воды (в среднем в конце мая).

В июле начинается постепенное осолонение мелководных районов моря, сокращение опресненных площадей. В августе происходит повышение солености на всей акватории водоема. На свале глубин вновь возрастают горизонтальные градиенты солености.

В сентябре—октябре продолжается сокращение площадей с опресненными водами, увеличение притока среднекаспийских вод (см. рис. 30, в). Однако некоторые черты летнего опреснения еще сохраняются, особенно в приглубой зоне западной части водоема. Осенью под действием процессов конвективного и ветрового перемешивания вертикальные градиенты солености на свале глубин уменьшаются до $0,01-0,08\text{‰}/\text{м}$.

Зимой наибольшее повышение солености наблюдается в западной части моря на свале глубин и на акватории, прилегающей к устьевому взморью Волги. По сравнению с октябрём соленость в этих районах возрастает в среднем на $1-2,5\text{‰}$, а в отдельных случаях может быть и больше. В период развития ледяного покрова происходит увеличение солености вод Северного Каспия примерно на $0,6-0,7\text{‰}$ (в западной части — на $0,4\text{‰}$, восточной — на $1,2-1,3\text{‰}$). Таяние льдов способствует понижению солености, поскольку ледяной покров к началу его разрушения имеет более низкую соленость ($0,1-0,5\text{‰}$), чем вода.

Вертикальное распределение солености в Северном Каспии часто характеризуется гомохалинностью или же возрастанием солености ко дну. В результате взаимодействия речных и морских вод образуется галоклин, формирующийся в основном на свале глубин (8–15 м). Этот слой скачка солености достаточно устойчив и хорошо прослеживается в зоне прохождения западной волжской струи. Он залегает в среднем на горизонте 4–6 м, имеет толщину в межень около 1 м, в период прохождения волны половодья 2–3 м. За свалом глубин, на границе со Средним Каспием, галоклин располагается на горизонтах 10–15 м. Галоклин в Северном Каспии обычно совпадает с термоклином и служит индикатором интенсивности поступления пресных вод в море [Скриптунов, 1962]. Устойчивость галоклина наибольшая во время прохождения волны половодья, исключение составляют маловодные годы. В меженный период формирование слоя скачка солености связано с развитием западных, северо-западных ветров со скоростью не менее 8–10 м/с. Галоклин может образовываться и при устойчивых юго-восточных ветрах, хотя при их усилении он разрушается.

Средняя величина вертикальных градиентов солености в современных условиях составляет в июне $0,22$, в августе $0,06$, октябре $0,09\text{‰}/\text{м}$. После зарегулирования волжского стока произошло внутригодовое перераспределение градиентов солености: увеличение в межень и уменьшение во время прохождения волны половодья.

Для восточной части Северного Каспия характерна гомохалинность. Вертикальная стратификация солености, причем весьма незначительная (до $0,01\text{‰}/\text{м}$), отмечается только в северной части Уральской бороздины. Это обусловлено незначительным поступлением речного стока, относительной изоляцией от Среднего Каспия, мелководностью района и интенсивным ветровым перемешиванием. Как речные, так и морские воды поступают в восточную часть моря в основном в трансформированном виде. Зимой вблизи устья Урала вертикальные градиенты солености составляют $0,3-0,5\text{‰}/\text{м}$.

Максимальные величины этих градиентов в навигационный период на отдельных участках восточной части Северного Каспия могут достигать $1,3\text{‰}/\text{м}$ (июнь 1958 г.), однако устойчивых вертикальных градиентов солености в этой части моря не наблюдается.

Фоновое поле солёности в Северном Каспии претерпевает существенные изменения под воздействием ветра. Наиболее значительные изменения происходят во фронтальной зоне устьевого взморья, где отмечаются наибольшие величины горизонтальных и вертикальных градиентов солёности воды. В районе свала глубин и на границе между западной и восточной частями Северного Каспия адвекция опреснённых или осолонённых вод ветровыми течениями, особенно в поверхностном слое, может значительно изменять пространственное распределение солёности, сформированное под воздействием речного стока.

Влияние ветровых условий на формирование поля солёности значительно возрастает в межень: в июне—августе около 40—50% изменений солёности определяется изменением водности Волги, а осенью — не более 20%.

В западной части моря с большой вероятностью можно ожидать опреснения вод под действием западных, северо-западных, северных и северо-восточных ветров. Для восточной части подобный эффект достигается при западных, северо-западных и северных ветрах. В период поступления волжских вод половодья в море (май—июль) вероятность опреснения восточной части Северного Каспия под воздействием северо-западных и северных ветров возрастает.

В некоторых районах Северного Каспия воздействие ветров одних и тех же направлений может вызвать неоднозначное изменение поля солёности. Это связано с возникновением компенсационных потоков вод. Так, после сильных сгонных ветров компенсационный поток может способствовать осолонению не только отдельных участков, но и всей западной части Северного Каспия [Скриптунов, 1962].

Для отдельных участков акватории имеют значение не только направление и скорость ветра, но и продолжительность его действия. Поэтому четкие закономерности влияния ветров на распределение солёности в разных районах моря могут быть установлены только при детальном исследовании динамики вод Северного Каспия.

С середины 50-х годов для определения различных характеристик режима солёности Северного Каспия начали применяться расчётные методы [Норина, 1955; Симонов и др., 1966; Пахомова, Затучная, 1966; Катунин, 1967; Тимофеев, 1972; Катунин, 1975а].

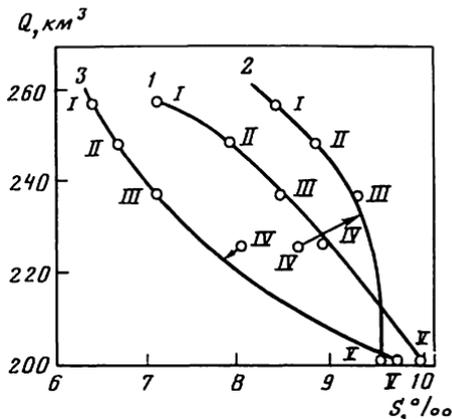
При использовании предлагаемых методов необходимо учитывать, что область их применения ограничена условиями, при которых были получены исходные ряды выборок, а именно периодом 1940—1973 гг., когда уровень моря находился в интервале от $-27,9$ до $-28,5$ м БС. При понижении уровня ниже отметки $-28,5$ м применение предлагаемых эмпирических зависимостей неэффективно, так как сильно возрастают ошибки в расчётах, обусловленные изменением водного и солевого баланса Северного Каспия. Зависимость между величиной стока Волги и средней солёностью нарушается для отдельных частей Северного Каспия и сохраняется для всего водоёма в целом (рис. 31).

Кроме того, поскольку в уравнениях присутствует только "водная" составляющая и не учтена "ветровая", расчётная величина солёности для конкретного года может существенно отличаться от фактической.

Для прогнозирования солёности с полугодовой заблаговременностью, а также для восстановления рядов был проведён корреляционно-регрес-

Рис. 31. Зависимость между стоком Волги и соленостью воды Северного Каспия (осредненная по десятилетиям при различных отметках уровня моря)

1 — Северный Каспий, 2 — западная его часть, 3 — восточная его часть. I — 1941—1950 гг. ($H = -27,9$ м); II — 1951—1960 гг. ($H = -28,2$ м); III — 1961—1970 гг. ($H = -28,3$ м); IV — 1971—1980 гг. ($H = -28,6$ м), V — 1931—1940 гг. ($H = -26,9$ м)



сионный анализ по выявлению зависимости между среднегодовой соленостью и средними месячными ее величинами. Соотношения получены отдельно для западной и восточной частей Северного Каспия. В отличие от подобных расчетов, произведенных Б.М. Затушной [1970], использованы только ряды солености для квазистационарного уровня моря (1940—1971).

Для каждого летнего месяца получены зависимости типа

$$S_i = a S_m + b, \quad (3.4)$$

где S_i — среднегодовая соленость (‰), а S_m — среднемесячная соленость (‰).

Найдена также зависимость между соленостью за период апрель—сентябрь западной части Северного Каспия и уровнем Каспийского моря

$$x = 0,03 y_{t-1} - 0,04 y + 10,4; \quad r = -0,88 \pm 0,03; \quad S_x = 0,14\text{‰}, \quad (3.5)$$

где x — средняя соленость западной части (‰), y — уровень моря в год наблюдений, определяемый как разность между отметкой уровня (в м БС) и прежним нулем поста ($-29,38$ м), а y_{t-1} — то же за предыдущий год.

Средняя ошибка предлагаемого уравнения для расчетного ряда 1960—1977 гг. составила 1%, максимальная 10%.

При анализе корреляции между соленостью западной части и речным стоком наиболее тесная связь получена между средней соленостью и величиной стока Волги и Урала за два года (y').

$$x = 12,56 - 0,007 y'; \quad r = -0,74 \pm 0,06; \quad S_x = 0,37\text{‰}. \quad (3.6)$$

Как видно, в уравнении (3.6) средняя квадратическая ошибка значительно больше, чем в уравнении (3.5). Поэтому и точность расчетных величин солености по данному уравнению несколько ниже, чем по уравнению (3.5). Средняя ошибка для 1970—1977 гг. составила около 2%, максимальная — 13,8%.

Получение прогностических уравнений для расчета солености восточной части Северного Каспия более затруднительно, так как волжский сток поступает в эту часть моря в процессе водо- и солеобмена с западной частью. Предложенные для расчета формулы [Симонов и др., 1966; Тимофеев, 1972] имеют сравнительно большие ошибки (до 1‰). Наши расчеты подтвердили вывод Н.А. Тимофеева [1972] о том, что наиболее тесная

зависимость средней солености вод восточной части моря существует с речным стоком, суммированным за 4 и 5 лет.

Уравнение регрессии для расчета солености восточной части моря для апреля–октября по суммарному стоку Волги и Урала за 5 лет имеет вид

$$x = -0,0073 y' + 15,82; \quad r = -0,59 \pm 0,09; \quad Sx = 0,78\text{‰}, \quad (3.7)$$

где x – средняя соленость восточной части, y' – суммарный сток Волги и Урала за 5 лет.

Близкие результаты можно получить и при использовании зависимости между средней соленостью восточной части моря и уровнем Каспийского моря

$$x = -0,032 y + 10,63; \quad r = -0,54 \pm 0,11; \quad Sx = 0,84\text{‰}, \quad (3.8)$$

где x – средняя соленость восточной части Северного Каспия; y – уровень моря в год наблюдений, определяемый как разность между отметкой уровня моря (в м БС) и прежним нулем поста ($-29,38$ м).

В конце семидесятых годов в результате понижения уровня Каспийского моря до отметки -29 м произошло увеличение солености в обеих частях Северного Каспия, особенно значительное (до $11,2\text{‰}$) – в его восточной части [Катунин, Косарев, 1981]. При этом в некоторые годы характерным было образование вдоль Кулалинского порога устойчивой фронтальной зоны. Пресные воды из восточных рукавов дельты Волги поступали в основном на юг, продвигаясь вдоль Кулалинского порога.

Осередки, острова, расположенные восточнее Иголкинского банка, соединились, создав естественное препятствие для поступления пресных вод непосредственно в восточную часть моря. В районе архипелага Тюленьих островов образовался очаг вод с повышенной соленостью – до 14‰ . Очаги вод с соленостью, превышающей среднекаспийскую, располагались также вдоль восточного побережья Северного Каспия.

При новом значительном понижении уровня произойдет усиление изоляции не только восточной части Северного Каспия, но и западных районов (западнее условной линии: Волго-Каспийский канал – о-в Тюлений).

Все это предопределяет сложность расчета будущей солености Северного Каспия при понижении уровня моря, особенно отдельных его районов, часть которых может в этих условиях не осолоняться, а опресняться. Это относится, в частности, к зоне восточнее о-ва Тюлений (Бахтемирский осередок), через которую осуществляется перенос волжских вод, выходящих из западных рукавов дельты Волги. В целом же следует ожидать, что при понижении уровня моря произойдет повышение солености Северного Каспия.

ГИДРОХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ

Гидрохимические условия Северного Каспия отличаются значительной сезонной и межгодовой изменчивостью, определяемой в основном влиянием стока Волги и водообменом со средней частью моря.

Средние месячные многолетние (1960–1980 гг.) значения содержания кислорода в отмелом районе Северного Каспия колебались в пределах от 5,3 до 10,6 мл/л и от 89 до 122% насыщения, а в приглубоком районе – от 4,6 до 10,4 мл/л и от 80 до 129%.

В апреле как в отмелом, так и в приглубом районах Северного Каспия отмечаются максимальные значения содержания и насыщения кислорода на поверхностном и придонном горизонтах. При этом наиболее активно продуцирование органического вещества протекает в западной части (табл. 31), что можно объяснить возросшим зимним стоком Волги после ее зарегулирования.

Летом кислородный режим формируется в условиях активного фотосинтеза и максимального прогрева воды. В этот сезон наблюдаются минимальные значения содержания кислорода. В июне, при поступлении в море стока половодья, в зонах, разнородных по солевому и термическому режимам, наблюдаются различные концентрации кислорода. Максимальные средние величины содержания и насыщения кислорода отмечаются в поверхностном слое западной части моря, минимальные — у дна в западной части приглубого района (см. табл. 31). В августе влияние речных вод весьма ослаблено, а прогрев моря больше, поэтому величины растворенного кислорода пониженные. Максимальные средние значения содержания кислорода в это время отмечаются в западной части отмелого района, минимальные — у дна западной части приглубого района.

В октябре при понижении температуры воды среднее содержание кислорода увеличивается, причем величины его в восточной части моря несколько выше, чем в западной, что, по-видимому, можно объяснить более низкими температурами воды на востоке.

Сезонные изменения кислорода в 1976 г., по материалам комплексных съемок моря, в основном характеризуются теми же особенностями, что и в среднем за 1960—1980 гг.

Суточные изменения кислорода в воде связаны главным образом с биохимическими процессами. Максимум содержания кислорода в северокаспийских водах отмечается с 15 до 21 ч, минимум — в 3—9 ч утра. Плавный ход суточных колебаний кислорода часто нарушается под влиянием гидрометеорологических факторов.

Наиболее интенсивные суточные колебания кислорода выявлены в западной части акватории, особенно у о-ва Тюлений и в районе свала глубин, что было отмечено в свое время Н.И. Винецкой [1962]. Вследствие понижения фотосинтеза фитопланктона в восточной части Северного Каспия, по сравнению с западной, суточные колебания кислорода в этом районе выражены слабее.

После зарегулирования стока Волги среднее содержание кислорода в Северном Каспии в апреле колебалось в пределах 7,2—10,6 мл/л, в июне — 4,9—6,9, в августе — 4,9—6,8 и в октябре — 5,6—8,7 мл/л. Происшедшее увеличение насыщения северокаспийских вод кислородом на 1—9% (за исключением осеннего сезона), можно объяснить возросшей динамической активностью вод. Уменьшение же насыщения вод в осенний сезон в отмелом районе на 4% связано с возросшим потреблением кислорода на окислительные процессы, происходящие на устьевом взморье Волги и мелководных акваториях с обильной надводной и подводной растительностью. В современных условиях у дна в приглубом районе западной части Северного Каспия и на границе со Средним Каспием в летнее время возникает дефицит кислорода (гипоксия). Причин, вызывающих гипоксию в придонных слоях воды, несколько: повышенный расход кислорода на

9. Зак. 284

Таблица 31
Средние многолетние значения содержания и насыщения кислородом
в Северном Каспии

Годы [литературный источник]	Западная часть			
	IV	VI	VIII	X
Отмелый район				
1935–1955	<u>7,36</u>	<u>6,00</u>	<u>5,85</u>	<u>8,13</u>
[Винецкая, 1962]	—	—	—	—
	<u>105</u>	<u>104</u>	—	<u>103</u>
	—	—	—	—
1960–1980	<u>8,32</u>	<u>6,32</u>	<u>6,12</u>	<u>7,42</u>
	<u>8,25</u>	<u>6,24</u>	<u>6,06</u>	<u>7,36</u>
	<u>109</u>	<u>106</u>	<u>104</u>	<u>100</u>
	<u>108</u>	<u>105</u>	<u>103</u>	<u>100</u>
Приглубый район				
1935–1955	<u>7,41</u>	<u>6,22</u>	<u>5,92</u>	<u>7,11</u>
[Винецкая, 1962]	<u>7,20</u>	<u>5,53</u>	<u>5,23</u>	<u>6,82</u>
	<u>108</u>	<u>108</u>	<u>106</u>	<u>102</u>
	<u>101</u>	<u>93</u>	<u>91</u>	<u>97</u>
1960–1980	<u>8,24</u>	<u>6,18</u>	<u>5,98</u>	<u>6,98</u>
	<u>8,24</u>	<u>5,86</u>	<u>5,45</u>	<u>6,76</u>
	<u>112</u>	<u>108</u>	<u>109</u>	<u>106</u>
	<u>110</u>	<u>100</u>	<u>98</u>	<u>101</u>

Примечание. Первая строчка — содержание кислорода, мл/л, вторая строчка — насыщение кислорода, %. Дробь: числитель — поверхностный горизонт, знаменатель — придонный.

окисление оседающих в результате коагуляции на дно моря органических веществ, малая прозрачность вод, вследствие чего процессы образования органического вещества в нижних слоях воды протекают менее интенсивно, чем потребление кислорода на окислительные процессы на дне водоема; расслоение водной толщи (при движении на поверхности опресненных вод и компенсационном подтоке у дна более соленых вод из Среднего Каспия) и образование значительных вертикальных градиентов солености и температуры, затрудняющих перемешивание.

Наибольшее развитие дефицита кислорода у дна отмечается в августе, меньше — в июне (табл. 32).

Величина акваторий с дефицитом кислорода значительно изменяется от года к году в зависимости от объема половодья, ветровой активности, величины стратификации и устойчивости вод. Резкий дефицит кислорода у дна образуется при устойчивости водных слоев более 10–15 тыс. усл. ед. Как правило, площади с гипоксией увеличиваются в годы с объемом половодья Волги более 120 км³; максимальная отмечалась в августе 1955 г.

В случае увеличения стока по Волго-Каспийскому каналу можно ожидать, что мористее канала будет наблюдаться дальнейшее расширение зон с гипоксией. С целью улучшения режима кислорода и солености в этом

Восточная часть				Вся акватория			
IV	VI	VIII	X	IV	VI	VIII	X
Отмельный район							
<u>8,18</u>	<u>5,63</u>	<u>5,94</u>	<u>8,51</u>	<u>7,77</u>	<u>5,81</u>	<u>5,89</u>	<u>8,32</u>
—	—	—	—	—	—	—	—
<u>105</u>	<u>102</u>	<u>100</u>	<u>106</u>	<u>105</u>	<u>103</u>	—	<u>105</u>
—	—	—	—	—	—	—	—
<u>7,74</u>	<u>5,95</u>	<u>5,98</u>	<u>7,81</u>	<u>7,98</u>	<u>6,10</u>	<u>6,04</u>	<u>7,65</u>
<u>7,84</u>	<u>5,92</u>	<u>5,91</u>	<u>7,73</u>	<u>8,01</u>	<u>6,05</u>	<u>5,97</u>	<u>7,58</u>
<u>107</u>	<u>103</u>	<u>103</u>	<u>101</u>	<u>108</u>	<u>104</u>	<u>103</u>	<u>101</u>
<u>108</u>	<u>103</u>	<u>102</u>	<u>100</u>	<u>108</u>	<u>104</u>	<u>102</u>	<u>100</u>
Приглубый район							
<u>7,58</u>	<u>5,91</u>	<u>6,12</u>	<u>7,49</u>	<u>7,50</u>	<u>6,06</u>	<u>6,02</u>	<u>7,30</u>
<u>7,52</u>	<u>5,62</u>	<u>5,72</u>	<u>7,27</u>	<u>7,18</u>	<u>5,58</u>	<u>5,48</u>	<u>7,04</u>
<u>105</u>	<u>103</u>	<u>103</u>	<u>101</u>	<u>107</u>	<u>105</u>	<u>105</u>	<u>101</u>
<u>104</u>	<u>99</u>	<u>97</u>	<u>99</u>	<u>102</u>	<u>96</u>	<u>94</u>	<u>98</u>
<u>8,25</u>	<u>5,85</u>	<u>5,89</u>	<u>7,37</u>	<u>8,24</u>	<u>6,03</u>	<u>5,94</u>	<u>7,15</u>
<u>8,21</u>	<u>5,80</u>	<u>5,83</u>	<u>7,34</u>	<u>8,23</u>	<u>5,83</u>	<u>5,62</u>	<u>7,02</u>
<u>113</u>	<u>104</u>	<u>105</u>	<u>103</u>	<u>112</u>	<u>106</u>	<u>107</u>	<u>105</u>
<u>112</u>	<u>103</u>	<u>104</u>	<u>103</u>	<u>111</u>	<u>101</u>	<u>101</u>	<u>102</u>

важном биопродуктивном районе Северного Каспия целесообразно увеличить поступление воды по восточным рукавам дельты Волги с помощью вододеливателя и провести реконструкцию каналов-рыбоходов [Катунин, 1975б]. При понижении уровня моря улучшится перемешивание вод, что будет способствовать сокращению площадей с гипоксией в придонном горизонте. В то же время в Северном Каспии увеличивается зарастаемость мелководных акваторий надводной и подводной растительностью, что приведет к увеличению в донных отложениях органического вещества и к дальнейшему расходу кислорода на окислительные процессы на дне водоема.

Концентрация водородных ионов (рН)—показатель интенсивности процессов образования и разрушения органического вещества, а также степени минерализации вод. После зарегулирования Волги средние многолетние значения рН в поверхностном и придонном слоях северокаспийских вод колебались в пределах 8,37—8,74.

Отмельный район Северного Каспия характеризуется более высокими средними величинами рН (8,37—8,74), чем приглубый (8,38—8,47), что свидетельствует о более активном образовании органического вещества на мелководье. В восточной части моря значения рН ниже, чем в западной.

В апреле средние значения рН изменяются от 8,37 до 8,53 в отмелом

Таблица 32
Величины акватории Северного Каспия с дефицитом кислорода
(< 80% насыщения) в придонном слое воды

Годы	Средний объем головожья Волги, км ³	Площадь, тыс. км ²	
		июнь	август
1954–1959	133	2,0	13,3
1960–1970	104	2,1	5,7
1971–1981	94	2,6	6,8

Таблица 33
Средняя многолетняя концентрация биогенных веществ (мкг-ат/л)
в Северном Каспии. 1955–1979 гг.

Часть моря	Район	Фосфор минеральный	Азот		Кремний
			аммонийный	нитритный	
Западная	отмелый	0,17	5,69	0,12	62
	приглубый	0,18	4,27	0,04	32
Восточная	отмелый	0,16	4,63	0,04	54
	приглубый	0,16	3,44	0,03	47

районе и от 8,44 до 8,47 в приглубом. В дальнейшем в связи с усилением процесса фотосинтеза и повышением температуры воды происходит увеличение значений рН, которые достигают в августе в отмелем районе своего максимума (8,48–8,74). В приглубом районе в это время величины рН довольно низкие, так как сюда поступают воды из Среднего Каспия, богатые углекислотой. Понижение величины рН в летний сезон в придонном слое воды в районах свала глубин, вблизи островов Тюлений и Чечень часто совпадает с образованием дефицита кислорода.

В октябре средние значения рН в Северном Каспии на придонном и поверхностном горизонтах выравниваются и колеблются от 8,41 до 8,48.

Со стоком Волги и Урала в Северный Каспий постоянно поступает большое количество биогенных веществ. Это хорошо видно при сравнении концентрации биогенных веществ в отмелем и приглубом районах (кроме $R_{мин}$) (табл. 33).

В зоне непосредственного поступления волжского стока (мелководье западной части) концентрация биогенных веществ выше, чем в отмелем районе восточной части Северного Каспия (табл. 34).

Многолетние изменения запасов биогенных веществ во многом определяются колебаниями волжского стока, поскольку объем Северного Каспия сравнительно невелик и сопоставим (особенно в многоводные годы) с объемом материкового стока.

Важное значение в биогенном питании моря имеет минеральный растворенный фосфор, который непосредственно вовлекается в биопродукционные процессы. На фоне общего понижения годового поступления в море

неорганических соединений фосфора к концу 40-х годов и последующей стабилизации в 50–70-х годах отмечалось уменьшение (почти вдвое) поступления в море минерального фосфора во время половодья. Интенсивность сокращения величины выноса в море общего фосфора во время половодья меньше, чем минерального растворенного. Однако этот процесс устойчив и обусловлен постепенным усилением регулирующего воздействия каскада ГЭС на внутригодовое распределение стока (уменьшение его в весенний сезон).

Подобная закономерность прослеживается и для тенденции изменений минерального растворенного азота и кремнекислоты. Исключение представляет валовой азот, поступление которого значительно возросло в 70-е годы за счет увеличения притока его органических форм.

Сокращение объема вод Северного Каспия сказывается в увеличении нагрузки биогенных веществ на водоем. Так, например, при несколько меньшей годовой величине поступления минерального растворенного фосфора в 1971–1976 гг., по сравнению с 1956–1959 гг., его удельная нагрузка на водоем в семидесятые годы возросла. Аналогичное положение характерно для азота и кремния. При этом основным фактором, определяющим уровень нагрузки биогенных веществ на водоем, пока остается все же величина их поступления, а не изменение объема вод Северного Каспия. Отметим также, что существовавшее ранее в водоеме азотно-фосфорное соотношение изменилось в сторону еще большего преобладания соединений азота над фосфором.

Сезонные изменения концентраций биогенных веществ (табл. 35) носят сложный характер и зависят, с одной стороны, от количества поступления их с речными водами, а с другой — от интенсивности потребления и скорости регенерации и процессов обмена между грунтом и водой. Определенное значение в сезонной динамике биогенных веществ имеет также водообмен между Северным и Средним Каспием.

Современный уровень наших знаний о природе водоема не позволяет дифференцировать воздействия каждого из факторов, определяющих сезонные изменения биогенных веществ. Поэтому ограничимся рассмотрением многолетних сезонных колебаний концентраций биогенных веществ в различных районах Северного Каспия.

Средние многолетние концентрации минерального растворенного фосфора в Северном Каспии невелики и незначительно изменяются по сезонам.

Минимальное содержание фосфора отмечается в апреле, во время весенней вспышки развития фитопланктона и до начала поступления в море волжских вод во время половодья, когда концентрация фосфатов возрастает и достигает максимальных сезонных значений. При этом наибольшее обогащение Северного Каспия происходит в июне, т.е. примерно через две-три недели после прохождения максимальных расходов воды. Летом, когда усиливается деятельность фитопланктона, концентрация минерального растворенного фосфора уменьшается, причем наиболее значительно в мелководном районе западной части Северного Каспия, где в августе интенсивность фотосинтеза наибольшая [Винецкая, 1968].

Осенью концентрация минерального фосфора в мелководном районе западной части акватории возрастает вследствие увеличения его поступления из дельты Волги. В мелководном районе восточной части моря концент-

Таблица 34
Многолетние изменения минеральных форм биогенных веществ
в Северном Каспии, мкг-ат/л

Месяц	Годы	Западная часть			
		P	NH ₄	NO ₂	Si
Отмелый район (до 4 м)					
Июнь	1935-1955	0,53	9,63	-	56
	1954-1959	0,23	9,40	0,07	64
	1961-1970	0,20	5,55	0,15	66
	1971-1979	0,20	7,06	0,20	68
	1976	0,10	5,55	0,01	53
Август	1935-1955	0,38	9,25	-	42
	1954-1959	0,20	8,26	0,01	55
	1961-1970	0,20	5,12	0,06	73
	1971-1979	0,13	3,92	0,08	70
	1976	0,08	5,12	0,12	70
Приглубый район					
Июнь	1935-1955	0,37	7,32	-	33
	1954-1959	0,20	6,78	0,12	42
	1961-1970	0,17	4,12	0,10	41
	1971-1979	0,22	3,62	0,03	42
	1976	0,07	5,10	0,01	20
Август	1935-1955	0,30	10,0	-	19
	1954-1959	0,20	4,25	0,01	30
	1961-1970	0,20	4,92	0,02	32
	1971-1979	0,16	3,62	0,03	36
	1976	0,04	1,10	0	25,5

Месяц	Годы	Восточная часть			
		P	NH ₄	NO ₂	Si
Отмелый район (до 4 м)					
Июнь	1935-1955	-	3,42	-	41
	1954-1959	0,17	6,62	0,01	54
	1961-1970	0,24	4,27	0,06	60
	1971-1979	0,13	5,70	0,08	56
	1976	0,07	2,70	0,0	32
Август	1935-1955	-	3,88	-	53
	1954-1959	0,20	6,80	0,01	60
	1961-1970	0,20	3,20	0,09	55
	1971-1979	0,13	3,88	0,05	52
	1976	0,10	4,20	0,03	51
Приглубый район					
Июнь	1935-1955	0,23	4,25	-	28
	1954-1959	0,13	3,20	0,01	37
	1961-1970	0,16	3,85	0,04	49
	1971-1979	0,22	3,20	0,04	49
	1976	0,04	4,50	0,005	20

Таблица 34 (окончание)

Месяц	Годы	Восточная часть			
		P	NH ₄	NO ₂	Si
Август	1935–1955	0,17	9,98	–	30
	1954–1959	0,17	4,07	0,005	47
	1961–1970	0,17	3,85	0,02	65
	1971–1979	0,12	3,15	0,04	54
	1976	0,07	1,30	0	21

рация минерального фосфора снижается в связи с уменьшением поступления сюда речного стока. В октябре концентрации фосфатов в приглубых районах Северного Каспия выравниваются.

Концентрация нитратного азота в летний сезон в отмелом районе значительно уменьшается вследствие его потребления, и в открытом море он почти не обнаруживается. Таким образом, основная форма азота,

Таблица 35

Средние многолетние сезонные изменения концентраций биогенных веществ в Северном Каспии, мкг-ат/л (минеральные растворенные формы)

Биогенные вещества	Западная часть							
	IV	V	VI	VII	VIII	XI	X	Среднее
Минеральный фосфор	0,16	0,185	0,19	0,17	0,16	0,17	0,18	0,17
	0,15	0,17	0,20	0,19	0,18	0,18	0,17	0,18
Азот аммиачный	5,40	6,42	7,55	3,57	5,65	5,65	5,60	5,69
	3,25	3,72	4,12	4,22	4,22	4,85	5,50	4,27
Азот нитритный	0,16	0,21	0,16	0,10	0,05	0,08	0,10	0,12
	0,05	0,06	0,08	0,01	0,04	0,02	0,01	0,04
Кремнекислота	47	57	56	66,5	67	66,5	65,5	62,2
	19	30	41	44	34	29	25	31,7

Биогенные вещества	Восточная часть							
	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	Среднее
Минеральный фосфор	0,12	0,15	0,18	0,18	0,18	0,16	0,13	0,16
	0,13	0,16	0,18	0,16	0,14	0,16	0,17	0,16
Азот аммиачный	3,87	4,72	5,50	4,42	4,42	4,65	4,85	4,63
	2,85	3,15	3,42	3,50	3,65	3,72	3,77	3,44
Азот нитритный	0,05	0,04	0,03	0,04	0,05	0,04	0,03	0,04
	0,03	0,03	0,03	0,03	0,02	0,02	0,03	0,03
Кремнекислота	29	42,5	58	64,5	55	61,5	66,2	53,8
	33,5	40	48,5	45,5	61	47	51,2	46,7

Примечание. Числитель – отмелый район; знаменатель – приглубый.

содержащаяся в водах Северного Каспия в вегетационный период, — это аммонийный азот. Его сезонные изменения в различных районах Северного Каспия происходят неодинаково. В мелководных районах водоема как на западе, так и на востоке от апреля к июню наблюдается обогащение вод ионом аммония вследствие увеличения притока вод во время половодья. В это время концентрация аммонийного азота больше, поскольку речные воды интенсивно промывают дельту и взморье, способствуя поступлению в море минерализованного органического вещества. В июле содержание аммонийного азота значительно понижается, особенно в западной части водоема, для которой характерны наиболее резкие сезонные изменения. Такое уменьшение концентраций аммонийного азота в первую очередь связано с усиленным потреблением его фитопланктоном, когда концентрация нитратов близка к аналитическому нулю. Для различных видов северокаспийского фитопланктона предпочтительным видом азотного питания служит аммонийный азот. Поэтому при уменьшении фотосинтетической активности фитопланктона начинается увеличение содержания аммонийного азота в мелководном районе и в августе—октябре его концентрации превышают апрельские, наиболее существенно в восточной части моря.

В приглубом районе водоема сезонные изменения аммонийного азота характеризуются его постепенным накоплением от апреля к октябрю. Здесь процессы продуцирования органического вещества фитопланктона проходят менее интенсивно, чем в мелководной зоне. Вследствие этого аммонификация происходит более интенсивно, чем процесс потребления иона аммония фитопланктоном.

Наибольшие сезонные колебания аммонийного азота характерны для западной части Северного Каспия, находящейся под непосредственным воздействием волжского стока. В восточной части сезонная динамика аммиака более сглажена, в основном в приглубом районе, наиболее удаленном от непосредственного воздействия волжского стока. В целом концентрация аммонийного азота в западной части Северного Каспия значительно более высокая, чем в восточной.

Сезонные изменения содержания нитритов в Северном Каспии определяются главным образом величиной их поступления с волжским стоком. Максимальные концентрации нитритов в волжской воде наблюдаются обычно в конце половодья (июнь), т.е. после того как начинается спад воды с временно затопляемых водоемов дельты (полоев). В это время происходит обогащение волжских вод в дельте соединениями азота как в органической, так и в минеральной форме, в том числе нитритами. Поступающие в море в июне волжские воды значительно обогащают нитритами западную часть Северного Каспия.

Наибольшие сезонные концентрации нитритов обычно отмечаются вдоль морского края дельты, особенно вблизи Белинского банка, через который, как известно, поступает основной объем вод из Волго-Ахтубинской поймы. После прохождения волны волжского половодья содержание нитритов в западной части моря уменьшается, особенно в приглубой зоне. Минимальная концентрация в среднем приходится на август—сентябрь. В восточной части Северного Каспия сезонные колебания нитритов сильно сглажены, в основном в приглубой зоне (Уральская бороздина). Некоторое увели-

чение нитритного азота наблюдается в мелководной зоне в августе, по-видимому вследствие увеличения притока волжских вод, так как в это время происходит их продвижение вдоль северного побережья вплоть до уральского взморья.

Сведения о содержании нитратов в Северном Каспии немногочисленны и отрывочны. Данные, приведенные А.С. Пахомовой и Б.М. Затушной [1966], свидетельствуют об очень малой концентрации нитратов в открытой части моря. Наблюдения 1977—1978 гг. также свидетельствуют о небольших концентрациях нитратов весной и летом. Так, в июне—июле 1977 г. они не превышали 0,5 мкг-ат/л. Волжский сток не обогащает море нитратной формой азота, так как этот азот потребляется фитопланктоном в зоне до двухметровых глубин. В апреле 1978 г. непосредственно за пределами двухметровой изобаты вдоль морской границы взморья концентрация нитратов изменялась от следов до 0,1 мкг-ат/л. В июне в этом районе она была близка к аналитическому нулю. Основным потребителем нитратов на взморье, по-видимому, нитчатые водоросли, в частности спирогира.

Осенью, с началом затухания развития растительных организмов происходит обогащение моря нитратами. В ноябре—декабре концентрация нитратов на морском крае отмелой зоны взморья достигает 6,8-10 мкг-ат/л.

Сезонные изменения концентрации кремния в Северном Каспии выражены резко: значительное ее увеличение происходит после половодья Волги [Винецкая, 1957]. Величина сезонных колебаний содержания кремнекислоты в различных районах Северного Каспия неодинакова, однако наименьшая концентрация кремнекислоты по всей акватории Северного Каспия отмечается в апреле, в период весенней вспышки развития диатомовых водорослей — активных ее потребителей.

В мелководных районах после обогащения их кремнекислотой при прохождении волны половодья высокий уровень ее содержания сохраняется и в межень (рис. 32). Высокая концентрация кремнекислоты в это время поддерживается, с одной стороны, постоянным поступлением его с речным стоком, с другой — уменьшением потребления фитопланктоном.

В мелководном районе восточной части водоема сезонные изменения концентраций кремнекислоты во многом совпадают с таковыми в западной части. Однако в августе в восточной части наблюдается заметный спад содержания кремния. Можно полагать, что это связано не с сокращением притока речных вод, а с увеличением потребления кремнекислоты фитопланктоном. Осенью в восточной части моря снова происходит увеличение концентраций кремния.

В приглубом районе западной части акватории сезонные изменения кремнекислоты определяются в основном воздействием волжского стока (апрель—июнь) и поступлением среднекаспийских вод (осенне-зимняя межень). Увеличение количества волжских вод во время половодья способствует постепенному возрастанию концентраций кремнекислоты в этом районе с максимумом в июле. После этого влияние волжского стока ослабевает и усиливается воздействие среднекаспийских вод, которые к осени заполняют всю приглубую центральную часть Северного Каспия [Катунин, 1975б]. Концентрация кремнекислоты при этом понижается, что связано с потреблением ее среднекаспийским фитопланктоном (в

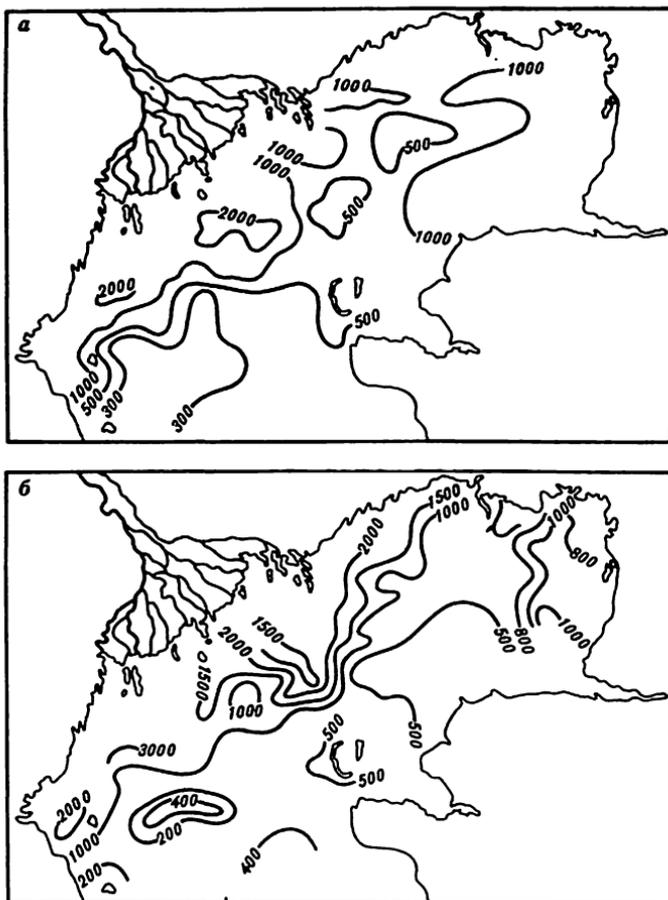


Рис. 32. Распределение кремния (в мкг/л) в поверхностном слое Северного Каспия в июне (а) и августе (б) 1976 г.

основном *Rhizosolenia calcar-avis*). Кроме того, среднекаспийские воды менее богаты кремнекислотой, чем северокаспийские. В некоторых районах в летний сезон (август) наблюдается уменьшение концентрации кремнекислоты до следов, в данном случае она выступает как фактор, лимитирующий развитие фитопланктона.

В приглубом районе восточной части Северного Каспия (Уральская бороздина) сезонные изменения концентраций кремния характеризуются постепенным их возрастанием от апреля к октябрю. На этом фоне наблюдается резкое повышение концентраций в августе и некоторое их понижение в июле и сентябре. Изменения концентраций кремнекислоты в мелководном районе на востоке противоположный по знаку. Такие разнонаправленные изменения содержания кремния связаны с увеличением или ослаблением притока волжских вод в эти районы.

Наиболее высокая и устойчивая концентрация кремния наблюдается в мелководном районе западной части Северного Каспия, находящемся

Таблица 36

Многолетние изменения содержания минерального и органического фосфора в воде Волги и Северного Каспия, тыс. г

Годы	Волга (у Астрахани)		Северный Каспий	
	минеральный	органический	минеральный	органический
1954–1959	2,8	27,7	2,3	28,2
1961–1969	2,4	26,6	2,4	22,9
1970–1976	2,6	23,2	2,0	26,1

Таблица 37

Содержание органического фосфора в Северном Каспии, мкг-ат/л

Годы	Мелководный район				Глубоководный район			
	западная часть		восточная часть		западная часть		восточная часть	
	VI	VIII	VI	VIII	VI	VIII	VI	VIII
1954–1959	2,75	2,75	2,50	2,30	1,75	2,60	1,52	2,02
1960–1979	2,23	2,47	2,20	1,82	1,82	1,95	1,82	1,70

под непосредственным воздействием волжского стока. Центральный приглубый район западной части характеризуется наименьшими концентрациями кремния (см. рис. 32), что обусловлено воздействием обедненных кремнием среднекаспийских вод и повышенным его потреблением в этом районе фитопланктоном в вегетационный период. Таким образом, корреляция между распространением вод различной солёности и содержанием кремнекислоты в Северном Каспии прослеживается отчетливо, но с учетом потребления кремния фитопланктоном.

Содержание органических форм фосфора в Северном Каспии по величине близко к его количеству, поступающему в море с волжским стоком (табл. 36). Такое соотношение показывает, что экосистема Северного Каспия весьма быстро реагирует на изменения поступления фосфора с волжским стоком. В Северном Каспии органический фосфор составляет подавляющую часть общего фосфора (90–93%).

Наибольшее поступление органического фосфора на устьевое взморье Волги происходит в весенне-летний период, что обусловлено смывом органики в бассейне Волги, в частности в Волго-Ахтубинской пойме, а летом — преобладанием процессов потребления минерального фосфора фитопланктоном и макрофитами литорали и выделением фосфора органических соединений в составе метаболитов. Таким образом, в это время года происходит обогащение моря органическими формами фосфора. Наибольшая концентрация при этом характерна для западного мелководного района (табл. 37).

В глубоководном районе водоема, находящемся под воздействием

Таблица 38

Многолетние изменения содержания азота (тыс. т) в водах Волги и Северного Каспия

Годы	Волга		Северный Каспий	
	минеральный	органический	минеральный	органический
1954–1959	114,2	238,2	30,7	399,1
1961–1962	95,8	223,5	22,6	388,4
1966–1967	111,0	160,1	32,1	594,2
1979	139,6	211,3	43,4	770,7

среднекаспийских вод, концентрация фосфора органических соединений ниже, чем на мелководье.

Совместный анализ изменений солености и органического фосфора в восточной части Северного Каспия показывает, что понижению солености в целом соответствует увеличение в этом районе содержания органического фосфора. Коэффициент корреляции этой связи составляет около 0,8. Таким образом, обогащение восточной части Северного Каспия общим фосфором определяется величиной поступления опресненных вод из западной части.

Вследствие малых глубин Северного Каспия вертикальное распределение органического и общего фосфора однородное. Только на границе со Средним Каспием наблюдается слабо выраженный подповерхностный минимум (на горизонтах 5–10 м), отвечающий залеганию верхней границы термоклина.

В Северном Каспии, по данным июньской съемки 1976 г., содержание органического фосфора во взвешенном состоянии составило в западной части от 13 до 20, а в восточной — от 15 до 23%, т.е. было довольно высоким. При этом в приглубом районе западной части моря отмечалось увеличение доли фосфора взвешенных веществ в придонном слое, в восточной части — в поверхностном.

Сведения о содержании азота в водах Волги и Северного Каспия в разные годы приведены в табл. 38. Материалы по содержанию азота в Северном Каспии относятся к летнему сезону (июнь–август), в 1979 г. — только к июню.

К числу наиболее важных факторов, определяющих внутrigодовые колебания концентраций органического азота, Н.И. Винецкая [1962] относит поступление азота с речным стоком и скорость его круговорота в водоеме. При этом автор отмечает, что сезонные изменения содержания органических соединений азота в разные годы неодинаковы. По материалам 1955 г., максимальные концентрации органического азота были отмечены в апреле, минимальные — в июне. Высокие концентрации органического азота наблюдались в мелководных районах водоема (33–287 мкг-ат/л). В приглубых районах Северного Каспия они составляли 7–173 мкг-ат/л. Таким образом, воздействие волжского стока сказывается в обогащении мелководных районов не только минеральными формами азота, но и органическими. Среднее содержание органического азота в Северном Каспии

в 2–3 раза превышает его годовое поступление с волжским стоком (см. табл. 38).

С середины 60-х годов запасы общего азота в водоеме резко возросли, в первую очередь за счет увеличения органических азотсодержащих соединений. Доля органического азота в составе общего азота составляет 93–95%.

Повышенная концентрация органического азота в Северном Каспии не только характеризует этот водоем как высокотрофный, но и свидетельствует о высоком содержании в составе органического вещества стойкого водного гумуса. Подтверждением служит то, что значительное увеличение содержания общего азота, начиная с середины 60-х годов (при устойчивой величине многолетнего поступления азота с речным стоком), способствовало в первую очередь резкому возрастанию запасов органических соединений азота (на 193%).

В связи с ухудшением проточности, обмелением, интенсивным зарастанием нижней зоны дельты Волги и отмелой зоны устьевой взморья сток азота в вершине дельты недостаточно репрезентативно отражает фактическое поступление его в море. Так, по материалам 1970–1979 гг., в июне–августе сток органического азота в нижней зоне дельты был на 190–228% больше, чем в ее вершине. Вследствие этого вполне возможно, что увеличение количества органического азота в Северном Каспии связано с его возросшим выносом из култушной зоны дельты Волги и отмелой зоны взморья.

Н.И. Винецкая [1957] показала, что при деструкции органики происходит более интенсивное обогащение воды соединениями азота, чем соединениями фосфора. Поэтому можно полагать, что в весенне-летний период (а при повышенных зимних попусках воды и зимой) происходит обогащение Северного Каспия трудноминерализуемой органикой, поступающей из култушной зоны дельты Волги и отмелой зоны взморья, а также из водохранилищ в виде "водного гумуса" в составе растворенного органического вещества. Усиливающееся воздействие этих факторов – наиболее вероятная причина увеличения органических азотсодержащих веществ в Северном Каспии. Не исключено, что определенный вклад в этот процесс вносит и загрязнение речных и морских вод.

В общем содержание органического азота в Северном Каспии в современных условиях в летние месяцы больше, чем до зарегулирования стока (до 50-х годов) (табл. 39).

За последние десятилетия в Северном Каспии произошли значительные многолетние изменения в содержании и распределении минеральных форм биогенных веществ. В различных районах моря уменьшилась концентрация минерального азота (аммонийный ион) и фосфора, что в большей степени сказалось в конце лета, после половодья. Вместе с тем произошло увеличение концентраций кремнекислоты и нитратного азота.

Азотно-фосфорное соотношение в мелководном районе изменилось в сторону увеличения азотсодержащих соединений, а в приглубом, наоборот, наблюдалось обеднение минеральных форм азота [Катунин и др., 1979]. В экстремально маловодные годы, например в 1976 г., в условиях зарегулирования волжского стока концентрация минерального фосфора на большей части акватории водоема была весьма низкой,

Таблица 39
Содержание органического азота в Северном Каспии
в летние месяцы, мкг-ат/л

Годы	Отмелый район				Приглубый район			
	западная часть		восточная часть		западная часть		восточная часть	
	VI	VIII	VI	VIII	VI	VIII	VI	VIII
1954–1959	33,0	62,5	64,0	65,5	71,0	57,0	70,9	54,5
1961–1979	79,5	64,0	100	–	84,0	78,0	102,0	90,0

значительно меньше верхнего предела лимитирующих концентраций – 0,15–0,55 мкг-атР/л.

Причины таких изменений в режиме минеральных форм биогенных веществ определяются воздействием двух основных факторов формирования приходной части их баланса: сокращением поступления минерального азота и фосфора с волжским стоком в период половодья и трансформацией биогенного стока в отмелой зоне устьевого взморья.

Возрастающее поступление нитратов в мелководную часть Северного Каспия при одновременном снижении уровня поступления минерального фосфора и аммонийного азота свидетельствует об усилении эвтрофикации отмелой зоны устьевого взморья.

Глава 4

СРЕДНИЙ И ЮЖНЫЙ КАСПИЙ

ВЕТРОВОЕ ВОЛНЕНИЕ

Ветровое волнение, достигающее на Каспийском море значительной силы, во многом определяет условия формирования верхнего слоя воды, глубину залегания термоклина, представляет собой важный рельефообразующий фактор в прибрежной зоне моря.

Наиболее полная характеристика ветрового волнения в Среднем и Южном Каспии, полученная расчетными методами, дана в "Атласе волнения и ветра Среднего и Южного Каспия" [1968] и работе Л.П. Тамбовцевой [1966]. При этом была использована типизация ветровых условий, предложенная С.Д. Кошинским [1964]. Результаты расчетов волнения сопоставлялись с данными инструментальных наблюдений, полученными на гидрометеорологических станциях и волномерных постах, расположенных в разных районах моря. Сопоставление показало, что относительные погрешности методов расчета элементов волн не превышают 10%. Материалы указанных работ использованы для характеристики ветрового волнения в Среднем и Южном Каспии.

В главе первой показано, что особенности орографии побережья Каспия, воздействие на акваторию моря различных типов атмосферной циркуляции обуславливают своеобразие ветровых условий над теми или иными его районами. Сильные и штормовые ветры (со скоростью более 10 м/с) чаще всего устанавливаются над районами Среднего Каспия, причем штормовая деятельность здесь не только наблюдается чаще, но имеет наибольшую продолжительность. Наиболее устойчивые и жестокие штормы отмечаются в районах: Баку—Апшеронский полуостров, Махачкала—Дербент и Форт-Шевченко—Кендерли. Самые волноопасные направления штормовых ветров — северо-западное (северо-северо-западное) и юго-восточное. Максимальные высоты волн при северо-западных штормах обычно наблюдаются в районе Апшеронского архипелага, при юго-восточных — в районах Махачкалы—Дербента и Форта-Шевченко—Кендерли.

Высоты волн 5%-ной обеспеченности, превышающие 5 м, чаще всего отмечаются при штормах северных направлений. Не меньшее значение имеют и штормы южных направлений. Повторяемость поля юго-восточного волнения (30%) даже несколько больше общей повторяемости полей волн северных направлений (32%). При юго-восточном направлении распространения ветровых волн максимальное волнение развивается на границе Северного и Среднего Каспия. Наибольшие высоты волн 5%-ной обеспеченности достигали в этом районе 7 м, а максимальные — 10 м [Керимов, 1976].

Максимальные высоты волн — 10—11 м, наблюдаемые при ветрах северных направлений, совпадают с расчетными. При штормах же южных направлений, из-за недостаточной репрезентативности наблюдений за волнением этого направления, ни одна гидрометеорологическая станция на Каспийском море не фиксировала волны высотой более 5 м.

Характер волнения в различных районах Среднего и Южного Каспия отличается следующими особенностями. В районе Махачкалы—Дербента при ветрах северных направлений наибольшие высоты волн 5%-ной обеспеченности 2—3 м в прибрежной зоне и 4—6 м в мористой части района. Средние периоды и длины волн составляют соответственно 4 с и 16 м у берега и 5—7 с и 20—25 м — вдали от него.

Увеличение размеров волн прослеживается и в направлении с севера на юг. Восточный перенос воздушных масс над Каспийским морем при всех скоростях ветра (максимальная 16—20 м/с) вызывает волны высотой порядка 1,5 м с периодом 4 с. В рассматриваемом районе при восточных ветрах могут наблюдаться крупные волны зыби. По данным гидрометеостанций Махачкала и Изберг, высоты их были соответственно 2,9 и 4,7 м. Максимальный период волн в Изберге при восточном ветре равен 10 с, в Махачкале при юго-восточном ветре — 12,5 с.

При юго-восточных штормах в открытой части моря наибольшие параметры волн следующие: высота 6—7 м, период 8—8,5 с. Высоты волн с обеспеченностью 1% изменяются от 2,5—3,5 м у берега до 5,5—7,5 м в открытом море. Высоты волн с обеспеченностью в 0,1% изменяются соответственно от 4,5—6,0 до 9—10,5 м.

В районе Апшеронского архипелага штормовая деятельность достигает наибольшей интенсивности при северных и северо-западных ветрах. Скорость ветра северных направлений почти каждый год может здесь превы-

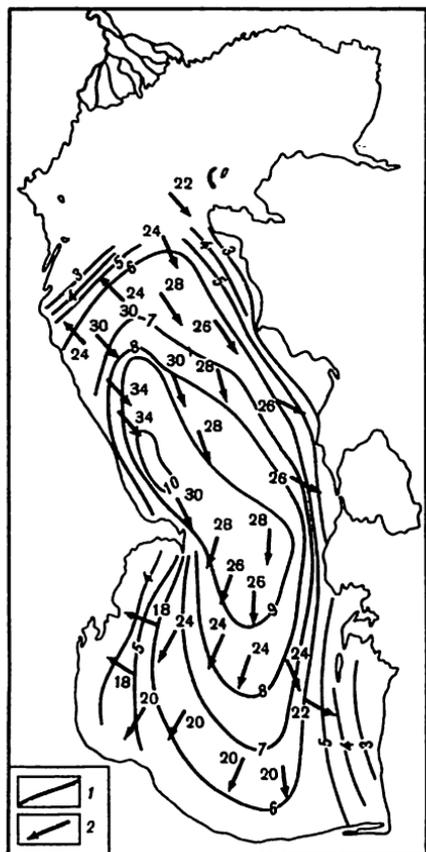


Рис. 33. Обобщенное экстремальное поле высот волн и скорости ветра [Атлас волнения и ветра Среднего и Южного Каспия, 1968]

1 — высота волн 5%-ной обеспеченности, м, 2 — направление ветра и волнения. Цифры у стрелок — наибольшие скорости ветра (в м/с), соответствующие высоте волн в данном районе

шать 28–30 м/с. Область с максимальным волнением располагается к северо-западу от Нефтяных Камней. При увеличении силы северо-западного шторма до стадии жестокого (со скоростями более 25 м/с) в эпицентре штормового волнения — к северу и востоку от Апшеронского полуострова — развиваются волны высотой 7,5–8,0 м, а в экстремальные штормы и до 9–10 м (рис. 33). При этом максимальные высоты волн могут достигать 11–12 м.

Штормовая деятельность в районе Бакинского архипелага значительно уступает по силе волнению в Апшеронском районе. Наиболее сильные штормы наблюдаются при ветрах северных направлений.

При умеренных северо-западных ветрах (5–9 м/с) высоты волн

5%-ной обеспеченности составляют около 1 м. Во время сильных ветров (10–15 м/с) преобладают волны высотой 2 м, а на отдельных прибрежных участках отмечается лишь слабое волнение. С увеличением скорости ветра до 16–20 м/с высоты волн возрастают до 3 м, а при сильном шторме (21–25 м/с) достигают 4 м и более. Заметно увеличиваются и периоды волн: от 4 с при умеренных ветрах до 6–7 с при сильных штормах.

При умеренных и сильных северных и северо-восточных ветрах (5–15 м/с) высоты волн в этом районе достигают 1–2 м, а с увеличением скорости до 16–20 м/с развиваются волны высотой 2–3 м. Развитие сильных (21–25 м/с) и жестоких (более 25 м/с) штормов приводит к увеличению высоты волн до 4–5 м.

Восточные ветры со скоростью 5–9 м/с вызывают развитие волн высотой до 1 м, а ветры со скоростью 10–15 м/с — волны высотой до 2 м, период волн увеличивается от 3,0 до 4–4,7 с. При скорости восточного ветра 16–20 м/с высоты волн достигают 3–3,5 м, а периоды — 6 с. Полю юго-восточных ветров на всей акватории Южного Каспия соответствует слабое волнение (0,5–1,0 м).

Наибольшие параметры волн в районе Форт-Шевченко—Кендерли наблюдаются при юго-восточных штормовых ветрах, когда область их макси-

мальных скоростей расположена в восточной половине Среднего и Северного Каспия.

Умеренные юго-восточные ветры не вызывают здесь значительного волнения, однако при увеличении скорости ветра до 10–15 м/с может развиваться волнение до 2–3 м высоты и периодом до 5–6 с. При скорости ветра 16–20 м/с высота волн 5%-ной обеспеченности составляла 3,5–4,5 м и отмечалась к юго-западу от Форта-Шевченко. Установление сильных юго-восточных ветров вызывает примерно на одной трети акватории района волны высотой не менее 5 м и с периодами до 7 с. Вблизи п-ова Мангышлак при сильном юго-восточном ветре высота и период волн могут составлять соответственно 7–8 м и 6–10 с, а в более мористой части – 10–11 и 15 с.

У Туркменского побережья наибольшие скорости ветра – до 24 м/с наблюдаются в основном при северных и северо-западных ветрах. В районе п-ова Челекен был отмечен северный ветер со скоростью 34 м/с. Однако наиболее сильное волнение в пределах района развивается при северо-западном ветре, так как при этом направлении ветра в большей степени влияет разгон волн, чем при северном. При умеренных и сильных северо-западных ветрах (от 5 до 15 м/с) в восточном районе Южного Каспия высота волн не превышает 1 м. Штормовые ветры (16–20 м/с) вызывают волнение до 2–3 м, а сильные штормы (21–25 м/с) – до 3–4 м. При ветрах северных и северо-восточных направлений высоты волн невелики – порядка 1–2 м. При восточных и юго-восточных ветрах волнение относительно слабое (менее 1 м).

Большой практический интерес представляют максимальные параметры волн в различных районах моря при особо жестких штормах. Высокие волны на Каспийском море, особенно в его средней и южной частях, наблюдались нередко. Так, волнографные записи, полученные в районе Нефтяных Камней, неоднократно отмечали высоту волны более 8–9 м. Кроме того, анализ натуральных наблюдений показал, что в некоторых случаях наблюдаются даже "аномальные" волны, размеры которых могут значительно превышать рассчитанные величины. Необычность таких волн проявляется не столько в их абсолютных размерах, сколько в несоответствии величины параметров волн исходным полям приземного ветра.

В работах ряда авторов [Ржеплинский и др., 1975; Иваненков и др., 1977] было высказано предположение, что аномальные волны могут образовываться в результате резонансного воздействия атмосферного давления (теория генерации волн Филлипса) в области движущегося атмосферного фронта. Анализ синоптических ситуаций при наблюдении волн на Черном море, а также аналогичный анализ, проделанный А.А. Керимовым [1976] для штормов, прошедших на Каспийском море 17–18 декабря 1965 г., 27–28 января 1966 г., 13 января и 24 декабря 1975 г., качественно подтверждают гипотезу о "фронтальном" происхождении аномальных волн. Исследования аномальных волн имеют важное значение, особенно в области прогнозирования ветрового волнения.

СЕЙШИ И ВНУТРЕННИЕ ВОЛНЫ

Поверхностные и внутренние сейши, то есть собственные колебания водоема, возникающие под воздействием возмущающих сил, представляют собой характерную особенность замкнутого Каспийского моря.

Исследование особенностей и параметров сейшевых колебаний уровня в Каспийском море проводилось как теоретическим путем, так и с помощью натурных наблюдений. Теоретические параметры сейш моря были получены Г.В. Полукаровым [1960] и А.Б. Рабиновичем [1976] с помощью решения задачи определения собственных колебаний в замкнутом или полужамкнутом бассейне. При решении этой задачи был введен ряд допущений, но, как показали авторы, результаты расчетов дают неплохое совпадение с параметрами, полученными на основании натурных наблюдений. В этих работах было показано, в частности, что наличие в Каспийском море двух глубоководных котловин, разделенных мелководным Апшеронским порогом, способствует образованию в каждой котловине своих, сравнительно независимых колебаний (часто с различными амплитудами), а также одноузловых сейш, охватывающих весь глубинный бассейн моря.

В работах В.Х. Германа [1970], А.Н. Косарева и В.Ф. Цыганова [1972] приведены параметры сейшевых колебаний уровня в Каспийском море, которые были получены на основании анализа записей самописцев уровня моря (СУМ) в различных пунктах побережья. Обобщив все указанные теоретические и экспериментальные данные, А.Н. Косарев [1975] делает вывод, что для Каспийского моря типичны сейши с периодами: 9,1–9,5; 4,4–4,7; 2,7–3,0 ч.

В настоящем исследовании все эти материалы были дополнены результатами анализа данных измерений колебаний уровня моря, проведенных с помощью самописцев СУМ в 1977 г. в нескольких пунктах (Махачкала, Изберг, Баку, Огурчинский, Красноводск, Бекдаш, Форт-Шевченко). Спектральный анализ данных наблюдений проводился с помощью метода быстрого преобразования Фурье для отрезков различной длины — от нескольких суток до месяца [Коняев, 1975].

На полученных спектрах в Среднем и Южном Каспии можно выделить колебания со следующими периодами: 16; 6; 2 суток; 24; 12, 4; 9,0–9,5; 4,7; 2,7–3,0 ч (рис. 34). Некоторые из этих периодов были отмечены и другими авторами [Герман, 1970; Косарев, Цыганов, 1972]. Сейши с меньшими периодами наблюдаются на записях СУМ, находящихся в заливах и бухтах (Махачкала, Красноводск и др.), и являются собственными колебаниями этих акваторий.

Сейши с периодом 2,7–3,0 ч выделяются на всех записях СУМ в Среднем и Южном Каспии (рис. 35). Возможно, что это многоузловые сейши, причиной которых могут быть сгонно-нагонные колебания уровня. Эти сейши значительны по величине, но быстро затухают.

Колебания с периодом 4,7 ч, очевидно, представляют собой поперечные одноузловые сейши в средней и южной частях моря. Формула Мерiana для этих котловин моря дает приблизительно такие же периоды. Аналогичные результаты были получены В.Х. Германом [1970].

Сейши с периодом 9,0–9,5 ч прослеживаются только в пунктах восточно-

Рис. 34. Спектры колебаний уровня Каспийского моря в портах Форт-Шевченко (1) и Махачкала (2)

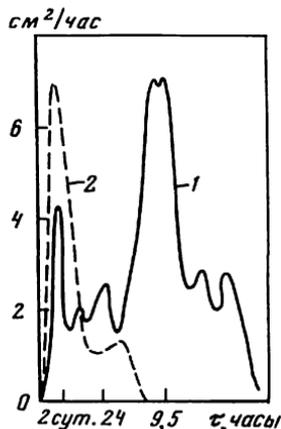
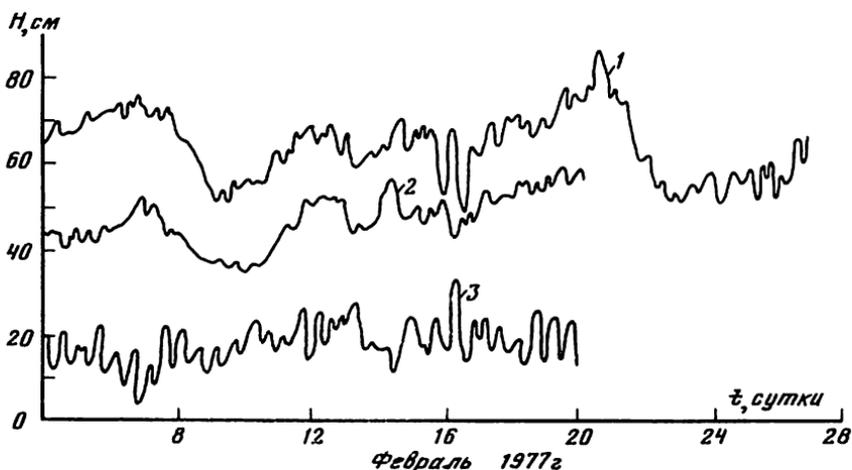


Рис. 35. Сейшевые колебания уровня Каспийского моря (февраль, 1977) в портах Махачкала (1), Красноводск (2), Бекташ (3)



го побережья Каспийского моря. Обоснованного объяснения их причин пока найти не удалось.

Колебания с периодом 12,4 ч наблюдаются на всех записях в обеих котловинах моря, когерентность их высока, что отмечалось и ранее. Можно предположить, что колебания с периодом около 12,4 ч представляют собой одноузловую сейшу, в создании которой, вероятнее всего, участвуют приливные силы. Устойчивость полусуточных колебаний подтверждается незначительными изменениями сдвигов фаз для пунктов Баку—Форт-Шевченко [Герман, 1970]. Узловая линия проходит в направлении Изберг—Бекдаш. К северу и к югу от нее значения средних квадратов амплитуд полусуточной волны увеличиваются. Максимальный размах этих колебаний наблюдалась на о-ве Огурчинский и равна приблизительно 20—25 см.

Двадцатичетырехчасовая сейша отмечается только на станциях восточного побережья моря в летне-осенний сезон. По мнению В.Х. Германа [1970], она возбуждается под влиянием бризов.

На всех станциях в Среднем и Южном Каспии выделяются сейши с периодами двое и шесть суток. Одна из наиболее значительных по амплитуде

Таблица 40

Параметры короткопериодных внутренних волн в Каспийском море

Время измерений	Период, мин.	Длина, м	Высота, м
1972 г., август	1–3	20–60	1
1973 г., май	5–8	50–100	2
1973 г., август	10–30	–	6

де – 16-суточная одноузловая сейша, с узловой линией в районе Апшеронского порога.

Кроме сейшевых колебаний в различных районах Каспийского моря исследовались также короткопериодные внутренние волны. Их измерения проводились в 1972–1975 гг., с апреля по ноябрь, с заякоренных судов, а также с платформы (Каспийская экспериментальная научная станция), находящейся к северо-востоку от банки Андриевского, на глубине около 40 м.

По результатам измерений с помощью спектрального анализа с высоким разрешением (адаптивные оценки) рассчитывались двумерные пространственные спектры, позволяющие оценить пространственное строение короткопериодных внутренних волн.

Экспериментальные исследования 1972–1973 гг. были выполнены в западной и восточной шельфовых зонах Южного Каспия с помощью системы распределенных датчиков, которые по сравнению с точечными обладают более линейными и стабильными коэффициентами соответствия колебаний температуры колебаниям слоев воды [Коняев, Сабинин, 1973].

Анализ материалов наблюдений за колебаниями температуры воды, показал, что преобладали короткопериодные внутренние волны со следующими параметрами (табл. 40).

Для регистрации модальной структуры короткопериодных внутренних волн использовалось несколько распределенных датчиков температуры, разнесенных по вертикали. Длина датчиков в зависимости от толщины термоклина варьировала от 1 до 3–4 м. Набор датчиков выбирался такой, чтобы перекрыть весь термоклин, а верхним и нижним датчиками захватить однородные слои воды.

Измерения показали, что максимальные амплитуды колебаний наблюдались в центре термоклина в слое с относительно большими градиентами температуры. Это говорит о том, что во время наблюдений преобладали колебания первой моды, т.е. амплитуда внутренних волн уменьшалась от центра термоклина к поверхности и ко дну по экспоненте.

По измерениям 1972 г., в характере короткопериодных внутренних волн можно выделить ряд особенностей. Часто короткопериодные внутренние волны имели характер стоячих колебаний. На записях видно, как происходит изменение интенсивности колебаний от датчика к датчику и скачкообразное изменение фазы на 180° на двух расположенных рядом датчиках, где амплитуда колебаний уменьшается до нуля при неизменных взаимных фазах на всех других датчиках.

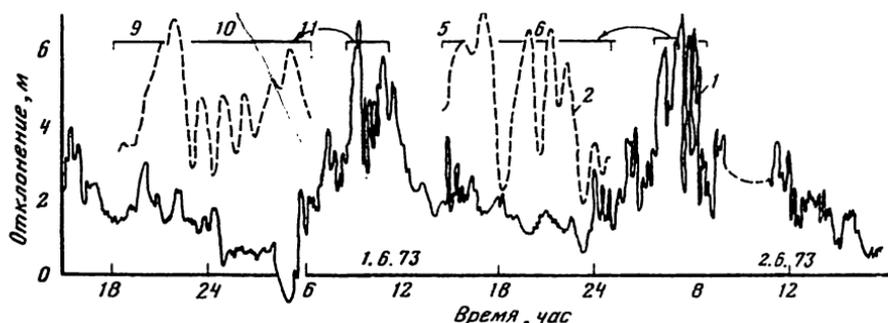


Рис. 36. Временные изменения температуры воды в Южном Каспии в диапазоне внутренних волн (1). Температура на участках отмеченных стрелкой – в увеличенном масштабе времени (2)

Во время измерений наблюдалось несколько четких уединенных углублений до 1 м, причем эти прогибы сопровождалась малыми по амплитуде короткопериодными внутренними волнами, захватывающими как сам прогиб, так и соседние участки. Иногда прогибы разделены небольшими интервалами времени, иногда единичные.

Во время измерений в июне 1973 г. были зафиксированы длиннопериодные внутренние волны (около 19 часов) с острыми гребнями (размах до 7 м), на которых образовывались 15-минутные волны (размах до 3–4 м) (рис. 36). Колебания на гребнях волн на этом рисунке показаны в растянутом по времени масштабе (верхняя шкала времени). Скобки со стрелками – положение растягиваемых участков записи. Приведенные примеры позволяют сделать вывод о временной связи короткопериодных и длиннопериодных внутренних волн.

В Каспийском море часты случаи, когда термоклин расположен вблизи от поверхности или дна. Так, в июле 1974 г. с платформы были проведены наблюдения в термоклине, расположенном у дна. При этом 14 июля удалось зарегистрировать образование внутреннего бора. В 7 ч, до появления бора, термоклин был прижат ко дну, размах внутренних волн не превышал 0,3 м. Около 9 ч термоклин резко поднялся (на $4,5 \pm 1,5$ м), и это поднятие перемещалось в юго-западном направлении. Через 15–25 минут после прохождения бора на термоклине наблюдались внутренние волны с периодом около 8 мин и размахом 2–3 м. Через 12 ч размах колебаний стал уменьшаться и к 20 ч сократился до уровня, наблюдавшегося в утренние часы [Иванов, Коняев, 1976].

Через четыре дня (18 июля) был отмечен еще один внутренний бор (подъем на 1,5–2,0 м) с внутренними волнами, имевшими период 10–12 мин и размах около 1 м. Волны были неправильной формы и быстро диссипировали. Такие явления наблюдаются не только в Каспийском море. Они были отмечены, например, у побережья Калифорнии и в Балтийском море для случая, когда термоклин был вблизи от поверхности.

В дополнение к натурным измерениям проведены расчеты параметров короткопериодных внутренних волн в Каспийском море при различной гидрологической структуре вод, влияющей на условия их существования. Такие расчеты были выполнены на основе численного решения задачи

на собственные значения линейного уравнения внутренних волн по заданым типовым кривым частоты Вайсяля—Брента [Иванов и др., 1974]. При этом были рассчитаны дисперсионные кривые для первых трех мод [Блатов, Иванов, 1978]. Эти кривые позволили оценить параметры внутренних волн, возникновение которых в Каспийском море возможно весной, летом и осенью. При проведении наблюдений в эти сезоны необходимо учитывать возможные изменения распределения гидрологических и гидрохимических характеристик в области термоклина под влиянием внутренних волн.

ТЕЧЕНИЯ

Основные причины, вызывающие течения в замкнутом Каспийском море, — это воздействие ветра, особенно на верхние слои моря, и неравномерность поля плотности в толще воды. Существенное влияние на характер течений оказывают также конфигурация берега и рельеф дна моря, а в предустьевых районах — сток рек.

Изученность течений Каспия до сих пор остается явно недостаточной, что прежде всего связано с малым количеством долговременных инструментальных наблюдений. Кроме того, до самого последнего времени наблюдения за течениями были приурочены к мелководным прибрежным районам моря с глубинами не более 50–100 м.

На всех имеющихся в настоящее время схемах результирующие течения в Каспийском море даны в виде общей циклонической циркуляции, охватывающей весь глубоководный бассейн моря и состоящей из двух циклонических круговоротов — в Среднем и Южном Каспии. Эти схемы составлялись на основе осреднения разнородных материалов наблюдений или использования косвенных методов и не учитывали особенности ветровых полей над акваторией моря. До сих пор нет надежных натуральных материалов для построения результирующих схем течений Каспийского моря.

Вместе с тем все исследователи течений Каспийского моря, начиная с В.Б. Штокмана [1938], указывали на тесную связь между характером течений и ветром. Такие связи были установлены и в других работах [Леднев, 1943; Ржеплинский, 1972; Клевцова, 1966 а, б, 1967, 1968]. Результаты этих исследований отражены в работах [Каспийское море, 1969; Косарев, 1975] и поэтому здесь приводятся очень кратко. Основное внимание в настоящем разделе уделено новым результатам долговременных наблюдений за течениями, полученным в конце 70-х годов.

Начало изучению изменчивости течений в Каспийском море на основе натуральных наблюдений положили шесть инструментальных съемок течений, выполненных в 1935–1937 гг. под руководством В.Б. Штокмана. Съемки проводились 5–10 дней с двух судов и охватывали обширную акваторию у западного побережья Среднего Каспия от Махачкалы до Апшеронского полуострова.

По полученным материалам построены схемы линий тока и вертикальные разрезы распределения скоростей по нормали к береговой линии [Штокман, 1938].

Съемки показали, что с наибольшей вероятностью течение на участке между Махачкалой и Апшеронским полуостровом направлено на юго-восток, т.е. вдоль берега. Стержень течения следует вдоль изобат 50–70 м

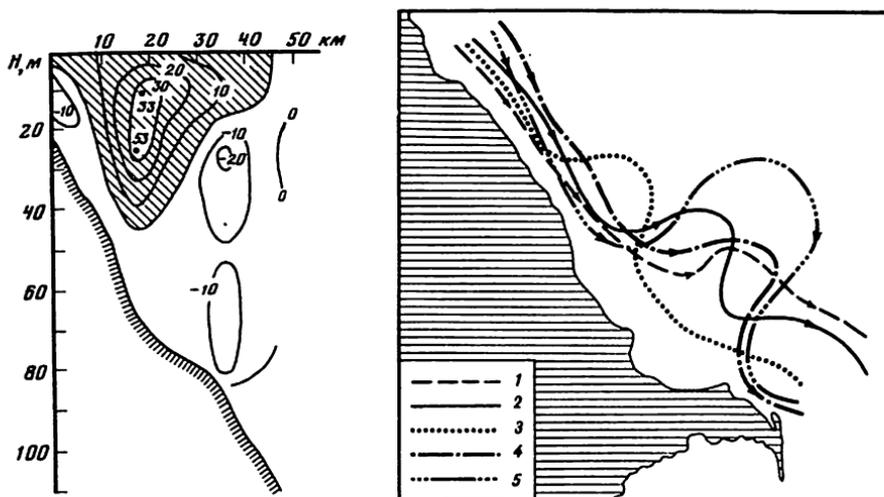


Рис. 37. Распределение скорости течений на вертикальном разрезе по нормали к берегу в районе Дербента в июне 1935 г. Положительные значения соответствуют направлению на юго-восток вдоль западного побережья Каспийского моря [Штокман, 1938]

Рис. 38. Положение стрежня устойчивого течения вдоль западного побережья Среднего Каспия, полученное по максимальным скоростям течения во время квазисинхронных съемок 1935–1937 гг.

Время проведения съемок: 1 – 30 мая – 12 июня 1935 г.; 2 – 22–25 сентября 1935 г.; 3 – 31 августа – 6 сентября 1936 г.; 4 – 31 октября – 6 ноября 1937 г.; 5 – 23–26 апреля 1937 г.

со скоростями 30–40 см/с, максимальные скорости могут достигать 80–100 см/с. В прибрежной зоне между основным течением и берегом наблюдаются слабые течения со скоростями порядка 10–15 см/с. Скорости уменьшаются и при удалении от стрежня основного потока на сторону глубокого моря. При совпадении направления течения с направлением действующего ветра максимальные скорости в стрежне потока отмечаются в поверхностном слое. В противном случае течение сохраняет свое направление, но максимум скорости отмечается не в поверхностном слое, а на горизонтах 20–30 м (рис. 37). Ширина основного потока равна почти 20–30 км.

При усилении ветров северных направлений в стрежне потока отмечают волнообразные отклонения (рис. 38), которые могут приводить к образованию отдельных нестационарных вихрей как циклонического, так и антициклонического вращения. Меандрирование течения при увеличении скорости в его стрежне, отмеченное В.Б. Штокманом еще в 1938 г, впоследствии было описано как процесс образования вихрей в районах струйных пограничных течений в океане и подобных вихревых образований в морях, например в Черном море [Абрамов и др., 1981; Блатов, 1981].

По сходству с этими процессами можно предположить, что меандрирование течения вдоль западного побережья Среднего Каспия и образование нестационарных вихрей связано с его гидродинамической неустойчивостью по типу неустойчивости основного черноморского течения.

Если принять эту гипотезу, то характерный размер вихрей, образовавшихся при меандрировании квазистационарного течения, должен быть

порядка внутреннего радиуса деформации Россби. Принимая для простоты двухслойную аппроксимацию внутреннего радиуса деформации

$$R_d = \sqrt{g' h_b / f},$$

где $g' = (\Delta\rho/\rho)g$ ($\Delta\rho$ — перепад плотности между верхним и нижним слоем, ρ — средняя потенциальная плотность; g — ускорение силы тяжести); h_b — эффективная глубина моря (вычисляемая из соотношения $h_b = h_1 h_2 / (h_1 + h_2)$, где h_1 — толщина верхнего слоя, h_2 — толщина нижнего слоя); f — параметр Кориолиса, получаем для характерных летних условий Среднего Каспия: $h_1 = 20$ м, $h_2 = 600$ м, $g' = 2,5$, $f = 9,72 \cdot 10^{-5} \text{ с}^{-1}$, что дает оценку $R_d \approx 7,5 \div 10$ км. Эта оценка показывает, что характерный размер вихрей, образующихся при гидродинамической неустойчивости квазистационарного течения вдоль западного берега Среднего Каспия, должен быть порядка 15–20 км.

Результаты съемок показали также существование квазистационарных антициклонических вихрей размером 40 км в районе между Дербентом и м. Киязинская Коса, связанных с влиянием рельефа дна. Квазистационарные циклонические и антициклонические вихри размером 50–80 км имеют место также с лобовой стороны Апшеронского полуострова. Их образование связывается с особенностями конфигурации береговой линии [Штокман, 1938].

Таким образом, инструментальные съемки течений, проведенные под руководством В.Б. Штокмана, показали, что на фоне квазистационарного юго-восточного течения, распространяющегося в виде свободной струи над свалом глубин вдоль западного берега Среднего Каспия, существует сложная вихревая изменчивость течений, связанная с гидродинамической неустойчивостью основного потока, с особенностями топографии дна, конфигурацией береговой линии и процессами горизонтального турбулентного обмена.

В соответствии с регионально-генетической классификацией синоптических вихревых образований, проведенной А.С. Блатовым и др. [1983], и учитывая указанные выше причины, можно предположить, что у западного берега Среднего Каспия могут наблюдаться вихри трех типов: струйных течений, топографические и фрикционные.

В 60-х годах в прибрежных районах Среднего и Южного Каспия был выполнен значительный объем инструментальных наблюдений за течениями с помощью самописцев БПВ-2 с судов и неподвижных свайных оснований [Клевцова, 1966а, б; 1967; 1968]. Результаты этих исследований подтвердили выводы В.Б. Штокмана о том, что вдоль западного берега Среднего Каспия уже на расстоянии более 5 км при различных ветровых ситуациях преобладает юго-восточное течение со скоростями 30–40 см/с, в некоторых случаях до 100 см/с. Это течение образуется в результате нагонов воды в Северный Каспий под воздействием юго-восточных и восточных ветров и поступления в его западную часть большого объема речного, преимущественно волжского стока. В результате этого создаются значительные горизонтальные градиенты плотности и как следствие — плотностное течение в поверхностном слое на юг, вдоль западного берега Среднего Каспия. В последнее время, в связи с увеличением струи волжских вод вдоль западного берега моря, их влияние должно усилиться. Значи-

тельное влияние на усиление или ослабление преобладающего южного течения оказывают и местные ветры, чаще всего южных или северных направлений.

Таким образом, многолетние наблюдения показывают, что юго-восточное течение вдоль западного берега Среднего Каспия представляет собой один из крупномасштабных элементов циркуляции вод Каспийского моря. Это течение проявляется и на схемах динамической топографии (см. рис. 44, 45 наст. книги), а также при диагностических расчетах течений [Зарипов и др. 1977].

Весьма велика устойчивость южных течений в районе Апшеронского полуострова, между островами Жилой и Нефтяные Камни. Южное течение преобладает при всех направлениях ветра, кроме южного, вызывающего течение на север. Течения на юг не только устойчивые, но и сильные — до 80 в поверхностном и 50–60 см/с в придонном слоях.

Течения у западного берега Южного Каспия в основном сохраняют тенденцию следовать за ветром. Так, у южного побережья Апшеронского полуострова при всех направлениях ветра, кроме южного, течение в 70–80% случаев имеет ветровой характер. В районе Бакинского архипелага и устья Куры преобладает течение на юг. Ближе к берегу течения чаще направлены на север (50–60%). В непосредственной близости от островов и банок направление течений искажается.

При слабых ветрах для течений у западного побережья Южного Каспия характерны скорости 10–20 см/с, при умеренных — около 30 см/с. При ветрах северных направлений силой 8–9 баллов зафиксированы скорости порядка 40–50 см/с и выше.

Характерная особенность течений рассматриваемого района — наличие локального антициклонического круговорота, располагающегося между Апшеронским полуостровом и устьем Куры. Его существование было выявлено А.Н. Цицаревым [1967] на основании анализа инструментальных наблюдений за течениями в 1961–1965 гг. Этот круговорот прослеживается также на схемах динамической топографии.

Распределение течений у восточного берега Среднего Каспия по сравнению с западным более сложное, что связано прежде всего с четко выраженной сезонной изменчивостью преобладающих ветров. Кроме того, на течения в этой части моря оказывает влияние изрезанность береговой черты: наличие многочисленных мысов, бухт заливов. Течения здесь, особенно в поверхностном слое, менее устойчивы, чем у западного берега Среднего Каспия, и скорости их меньше.

Как показывают рейдовые и экспедиционные наблюдения, вдоль восточного побережья Среднего Каспия в прибрежной полосе течения имеют тенденцию следовать за ветром. Так, рейдовые наблюдения у м. Тюб-Караган показывают, что при ветрах северных румбов течения в 85% случаев направлены на юг, а при ветрах южных румбов в 56% случаев — на север [Клевцова, 1968].

На участке м. Куули — м. Песчаный в поверхностном слое скорости течений распределяются следующим образом: 0–10 см/с — 50%, 10–20 см/с — 40% и от 20 до 30 см/с — 10% случаев. С глубиной увеличивается процент повторяемости слабых течений. Район Форт-Шевченко отличается более сильными течениями.

Поскольку у восточного побережья Южного Каспия преобладают слабые ветры, здесь около 60% повторяемости имеют течения со скоростями до 10 см/с.

Преобладающее направление поверхностных течений вдоль восточного побережья моря — южное. Наибольшая повторяемость его — в теплый период года (апрель—сентябрь). В холодный сезон (октябрь—март), кроме южных течений, значительную повторяемость имеют течения с северной составляющей [Клевцова, 1967]. Преобладающий перенос вод зимой на север в восточной части моря проявляется на картах температуры воды, где четко виден язык теплых вод, распространяющихся далеко на север вдоль восточного берега моря (см. рис. 8, I, а).

Рассмотренные особенности течений у восточного побережья Каспия в целом подтверждаются наблюдениями 1967—1968 гг. [Косарев, Жирнов, 1972]. На поверхности течения в большинстве случаев следуют за ветром. В глубинных слоях преобладают течения северных направлений, не связанные с местными ветрами. В случае развития у восточного берега сгонной циркуляции, часто наблюдаемой в летние месяцы, в глубинных слоях отмечается подток вод к берегу.

Таким образом, анализ наблюдений за течениями в прибрежной зоне Каспийского моря показал их хорошую связь с ветром, особенно в поверхностном слое. Вторичный эффект действия ветра проявляется в создании нагона вод в северных или южных районах моря и, как следствие, в возбуждении градиентного течения, направленного против действующего ветра. В глубинных слоях воды чаще всего отмечаются течения, не связанные непосредственно с местными ветрами.

Проведенные исследования показали, что с увеличением силы ветра связь между направлением ветра и течения становятся все более тесной и при ветрах 8—9 баллов наблюдается почти полное их соответствие. Такая же связь существует и между скоростями ветра и течения, однако скорости течений обычно возрастают медленнее, чем скорости ветра.

При ветрах силой 4—5 баллов скорости течений в поверхностном слое в среднем равны 20—30 см/с, а при ветре 6 баллов и более они возрастают до 50—60 см/с. При штилях более чем в 50% случаев течение весьма слабое и может иметь различные направления, связанные с предыдущей ветровой деятельностью и вызванные изменениями уровня поверхности моря.

Отмеченные выше закономерности течений Каспийского моря, выявленные по работам 60-х годов, относятся к течениям поверхностного слоя и в основном охватывают прибрежную зону. Они показывают, что течения Каспийского моря отличаются сложностью и высокой степенью изменчивости, что обуславливается наложением многих факторов. Следует иметь в виду, что в то время как течения поверхностного слоя в известной мере изучены, глубинная циркуляция в море до сих пор остается практически не исследованной.

Сложный характер течений Каспийского моря, выявленный по материалам разовых съемок, обусловил необходимость поиска статистических закономерностей в поле течений, их связей с ветром. Это стало возможным лишь в 70-х годах благодаря накоплению длительных рядов наблюдений за течениями, полученных на автономных буйковых станциях (АБС), с судов, неподвижных свайных оснований.

В работе Б.Р. Зарипова и А.Н. Косарева [1973] статистические характеристики течений были рассмотрены на основании анализа данных девяти многосуточных станций (длительностью до двух недель), выполненных в Южном Каспии в 1966–1972 гг. Анализ этих данных показал, что влияние местного ветра сказывается только на течениях поверхностного слоя, причем наиболее действенны ветры, направление которых близко к меридиональному. Течения на глубинных горизонтах (25–90 м) не связаны с местными ветрами и представляют собой результат действия иных факторов, определяемых характером поля масс в обширных районах моря. Кроме того, показана возможность применения статистических методов для исследования изменчивости течений, в частности, спектрального анализа, который позволяет оценивать энергетический вклад флуктуаций течений разных пространственно-временных масштабов в общую энергию изменчивости течений.

В 1975–1979 гг. в юго-западной части Каспийского моря, от Апшеронского полуострова до района Ленкорани были проведены долговременные наблюдения за течениями с помощью самописцев БПВ на автономных буйковых станциях (АБС), с неподвижных оснований (эстакад) и с закоренного судна. Всего было выполнено 14 многосуточных станций на глубинах до 50 м, с горизонтами наблюдений 10, 25 и 50 м в зависимости от глубины места.

Указанные наблюдения на АБС дали обширный количественный материал, позволивший оценить такие особенности течений, как синоптическая изменчивость, различия в структуре течений в пределах прибрежных и глубоководных районов моря, зависимость спектрального состава течений от ветрового воздействия и его отличия при разной вертикальной гидрологической структуре вод, изменчивость спектрального состава мезомасштабных флуктуаций течений с глубиной.

Для анализа были отобраны данные шести автономных буйковых станций, продолжительность работы которых превышала месяц (рис. 39). Выбранные АБС располагались в мелководной прибрежной зоне на глубинах до 20 м (АБС-3), в зоне свала глубин (АБС-1,-2) и в глубоководном районе открытого моря с глубинами более 300 м (АБС-4, -5, 6). Методика статистической обработки данных наблюдений на АБС подробно описана в монографии "Изменчивость гидрофизических полей Черного моря" [1984].

Самый длительный ряд наблюдений (41 сутки) был на АБС-1, работавшей с 17 марта по 26 апреля 1977 г. в районе о-ва Куринский Камень на глубине 54 м (см. рис. 39). Вертикальная гидрологическая структура вод в это время была однородной. Ветровая обстановка характеризовалась тем, что в первую половину срока преобладали штили, а во второй половине увеличилась повторяемость умеренных южных ветров (до 50%). Основной энергетический вклад в изменчивость ветра вносила суммарная дисперсия его меридиональной составляющей. Спектральный состав изменчивости ветра отличался сложностью.

Однако по виду функций спектральной плотности для составляющих можно отметить, что характерная черта энергетического спектра – уменьшение энергии от естественного синоптического периода (приблизительно 5 сут) в сторону меньших периодов.

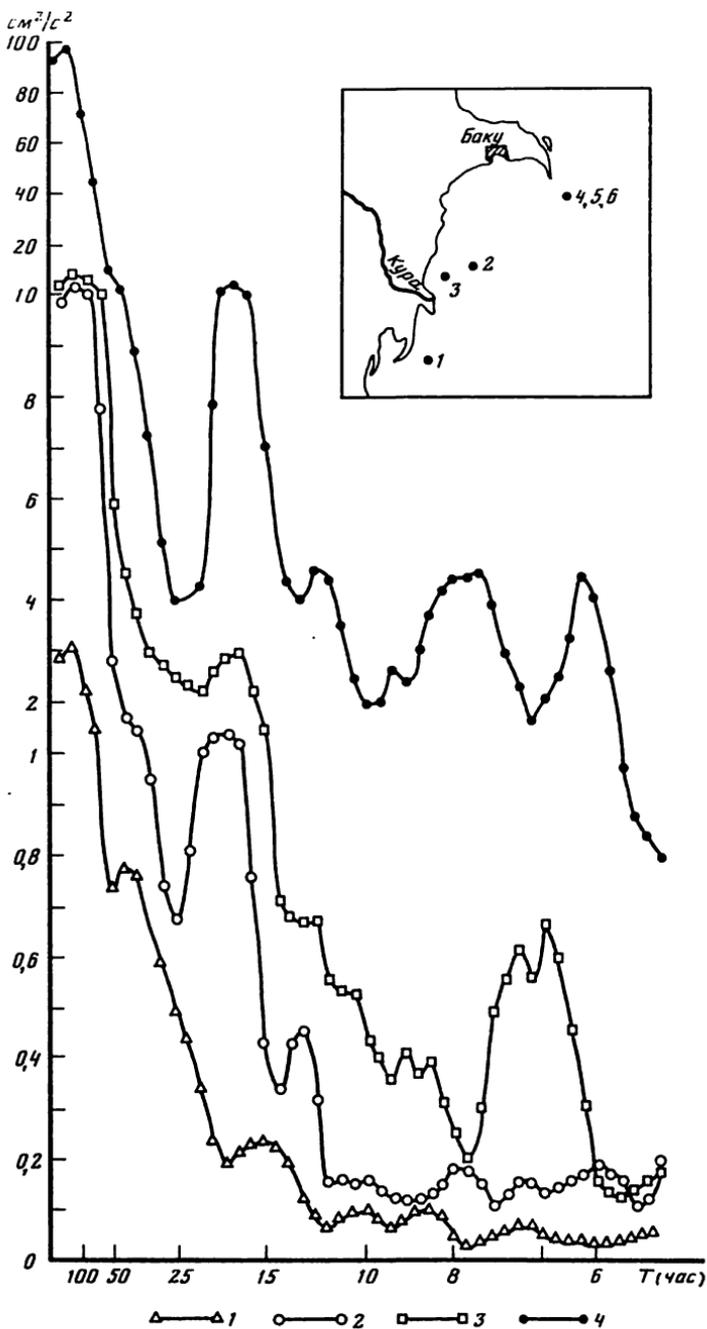


Рис. 39. Энергетические спектры временной изменчивости ветра и течений на АБС
 На врезке показано положение АБС (цифры — номера станций). Инварианты:
 ветра — 1; течений: 2 — на горизонте 10 м, 3 — 25 м и 4 — 50 м

Таблица 41

Средние скорости течений на АБС-1 при разных ветрах, см/с

Скорость ветра, м/с	Направление ветра							
	СЗ	С	СВ	В	ЮВ	Ю	ЮЗ	З
0-5	25	16	26	25	16	16	14	17
6-10	30	27	40	25	21	19	-	12
11-15	-	60	61	43	-	-	-	-
16-20	-	-	55					

На горизонте 10 м при штилях и слабых ветрах устойчивых по направлению течений не наблюдалось, более того, отмечалась тенденция к вращению вектора течений по часовой стрелке с периодом, близким к инерционному (порядка 20 ч). После возникновения ветра со скоростью более 5 м/с течение устанавливалось по ветру, при этом наблюдалось неплохое согласование скорости течения и ветра (табл. 41). Через 3-8 ч после "пика" ветра отмечался "пик" скорости течений величиной 60-70 см/с.

При ветрах северных направлений наблюдались течения на юг, имеющие максимальные значения модуля скорости, т.е. в соответствии с преобладающими ветрами в направлениях течений доминировала изменчивость с меридиональной составляющей.

Спектральный анализ рядов составляющих на меридиан и параллель на горизонте 10 м также показывает, что доминирующий вклад в общую энергию изменчивости течений вносила меридиональная составляющая. Это качественно указывает на наличие хорошей статистической связи между колебаниями ветра и флуктуациями течений.

Расчет коэффициентов корреляции для составляющих ветра и течений на меридиан и параллель в диапазоне периодов от 6 до 128 ч дал довольно большие значения: $K_m \sim 0,56$ и $K_n \sim 0,5$, при 95%-ном уровне нулевой корреляции 0,45, что свидетельствует (уже количественно) о наличии статистической связи флуктуаций ветра и течений на горизонте 10 м.

В спектре колебаний скорости течения четко выделяются четыре энергонесущих максимума, соответствующих естественному синоптическому периоду (~5 сут), инерционному периоду места постановки станции (~19 ч), периодам 8 и 6 ч (см. рис. 39). Слабее выделяются пики, соответствующие периодам 12 и 9 ч (но и эти периоды статистически обеспечены).

Доминирующий естественный синоптический период в спектрах течений на горизонте 10 м, по-видимому, определялся ветровым воздействием на толщу вод, причем когерентность на частоте, соответствующей этому периоду, между колебаниями ветра и флуктуациями течений имела значения ~0,8 для составляющих на меридиан и параллель, при 95%-ном доверительном уровне нулевой когерентности ~0,5.

Существование очень хорошо выраженного энергетического максимума на инерционной частоте (высокий и узкий пик, см. рис. 39,) может

быть связано, как показано А.С. Блатовым и В.А. Ивановым [1983], с несколькими причинами: с ветровым воздействием и возникновением инерционных течений, внутренними инерционно-гравитационными волнами и топографическими волнами.

Анализ характеристик ветра и вертикальной структуры течений в районе наблюдений показывает, что инерционные движения не были связаны с непосредственным воздействием ветра, поскольку для их возникновения необходимо резкое усиление ветра, имеющее продолжительность действия значительно меньшую, чем инерционный период, и резкое уменьшение энергии инерционных движений с глубиной, чего не наблюдалось во время постановки АБС-1. В то же время этот анализ позволяет предположить, что причина возбуждения инерционных движений в районе постановки АБС-1 — это топографические волны на частотах, близких к инерционной частоте. Возможность существования таких волн в районе наблюдений определяется, во-первых, тем, что АБС-1 была установлена на свале глубин, и, во-вторых, тем, что инерционные движения выявлены во всей толще вод, на что указывают спектры флуктуаций на горизонтах 25 и 50 м (см. рис. 39). При этом было отмечено возрастание энергии инерционных движений ко дну. Высказанные предположения требуют более детального подтверждения по материалам нескольких одновременно работающих станций.

Энергетический пик, соответствующий периоду 8 ч, прослеживается на спектрах для горизонта 50 м и не отмечается на спектрах для горизонта 25 м, т.е. характер распределения энергии с глубиной напоминает отмеченный выше характер распределения энергии инерционных движений. Этот период может быть связан с кратными гармониками инерционных движений, на возможность существования которых в океанах и морях указано в работе В.Б. Титова [1973].

Максимум, соответствующий периоду 6 ч, прослеживается на спектрах практически для всех горизонтов наблюдений и представляет собой вторую гармонику полусуточного приливного периода, который, в свою очередь, хотя и прослеживается во всем слое вод, но выражен менее четко, очевидно, из-за маскировки очень интенсивным инерционным пиком.

Обращает внимание, что на АБС-1 разность фаз для всех энергонесущих частот (кроме инерционной) оказалась в пределах 2–9 ч, т.е. очень хорошо соответствует временному сдвигу между ветром и течениями, полученному при предварительном анализе. Этот факт и в целом общее уменьшение энергии флуктуаций течений с глубиной при доминирующем вкладе колебаний с естественным синоптическим периодом свидетельствует о том, что главный энергетический источник мезомасштабной изменчивости течений в районе наблюдений — ветровое воздействие на водную толщу.

С 24 мая по 29 июня 1977 г. вблизи о-ва Камень Игнатия проводились наблюдения за течениями одновременно на двух станциях: АБС-2, установленной на глубине 57 м, и АБС-3, которая располагалась на 30 миль ближе к берегу, на глубине 15 м (см. рис. 39). На АБС-2 регистрация течений проводилась на горизонтах 10, 25, 50 м, а на АБС-3 — на горизонте 10 м.

В районе постановки АБС-2 вертикальная гидрологическая структура отличалась четко выраженным сезонным термоклинном в слое 20–30 м,

а в районе АБС-3 она была однородной. Ветровые условия для обеих станций были одинаковыми и характеризовались преобладанием северных и северо-восточных ветров. Следовательно, здесь, как и на АБС-1, доминировала меридиональная составляющая ветра, вносящая основной энергетический вклад в изменчивость ветровых условий.

Энергетический спектр колебаний ветра в целом тот же, что и на АБС-1, как по общему энергетическому уровню, так и по спектральному составу, с преобладанием естественного синоптического периода. Однако на этом спектре более четко выделяются колебания с периодами 15, 12, 8 и 6 ч, а также с суточным и инерционными периодами. Наличие суточного периода и его гармоник (12 и 6 ч), очевидно, связано с развитием в летнее время бризовой циркуляции (рис. 40).

Одновременные наблюдения на двух АБС, работавших при одинаковых ветровых условиях, но расположенных на разных глубинах, позволяют исследовать изменчивость спектрального состава мезомасштабных флуктуаций течений верхнего слоя при удалении от берега и их связи с ветром.

Предварительный анализ наблюдений за течениями показал, что с удалением от берега максимум повторяемости модуля скорости смещается в сторону больших значений, что указывает на существование среднего горизонтального сдвига скорости в прибрежной зоне. На спектрах течений обеих станций в низкочастотной области спектра общий энергетический уровень колебаний одинаков. В более высокочастотной части, на периодах меньше инерционного, уровень энергии в мористой зоне выше, чем в мелководной прибрежной зоне.

На АБС-3, расположенной вблизи берега, энергетические вклады меридиональной и широтной составляющих в общую изменчивость течений поверхностного слоя одинаковы, что, очевидно, связано с влиянием физико-географических условий — сложной конфигурации берегов и рельефа дна.

На спектре флуктуаций течений на АБС-2, помимо энергетического пика, связанного с естественным синоптическим периодом и воздействием ветра, довольно четко выделяются периоды, соответствующие инерционному движению и 9 ч. Последний период, очевидно, связан с сейшевыми колебаниями, он неоднократно выделялся по данным уренных наблюдений [Косарев, 1975].

На АБС-2 коэффициенты корреляции между колебаниями составляющих ветра и течений в диапазоне частот, соответствующих периодам 6–128 ч, равны: $K_m \sim 0,49$ и $K_n \sim 0,46$, при доверительном уровне нулевой корреляции 0,45, т.е. статистическая связь между ветром и течениями существует, но она меньше, чем на АБС-1. Одна из основных причин этого — ослабление ветрового воздействия в летнее время.

Значительная когерентность между ветром и течениями была получена на инерционной частоте $\sim 0,55$, что, учитывая наличие в спектре ветра энергетических максимумов на периодах меньше инерционного (см. рис. 40), позволяет предположить существование в поверхностном слое чисто инерционных течений [Блатов, Иванов, 1983].

В спектре флуктуаций течений на АБС-3, за исключением синоптического периода, ни один из указанных выше периодов не выделяется четко. Слабо выражены максимумы на периодах 15, 12, 9 и 7 ч. Период 15 ч, по-види-

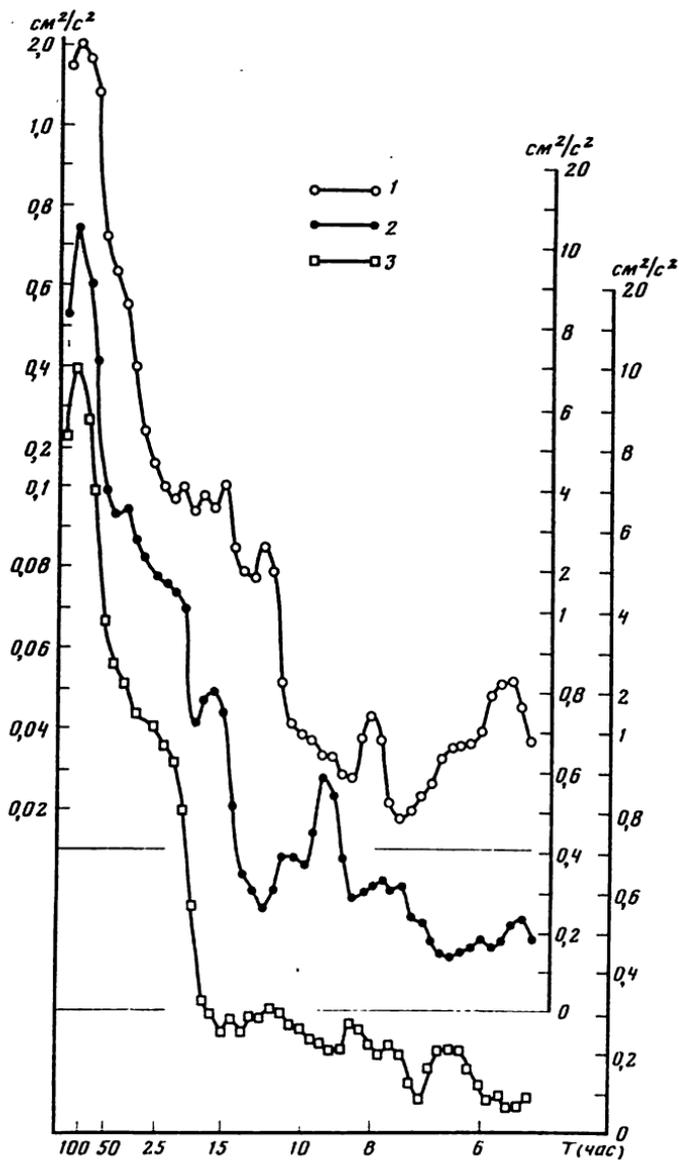


Рис. 40. Энергетические спектры временной изменчивости ветра и течений на горизонте 10 м на АБС 2 и 3

Инварианты: 1 – ветра; 2 – течений на АБС 2; 3 – АБС 3

тому, соответствует инерционным движениям с частотами, смещенными в более высокочастотную область из-за влияния рельефа берегов и дна. Уменьшение периода инерционных движений отмечалось и в прибрежных зонах других морей, в частности Черного [Титов, 1973]. В соответствии с этим период 7 ч – одна из кратных гармоник инерционных движений, которые в прибрежной зоне могут доминировать над собственными инер-

ционными колебаниями. Причины существования периодов 12 и 9 ч обсуждались выше.

В целом средний коэффициент корреляции между ветром и течениями верхнего слоя в прибрежной мелководной зоне оказался ниже, чем для АБС-1 и АБС-2, — 0,44 и 0,46 для составляющих на меридиан и параллель соответственно, т.е. на уровне 95%-ного доверительного предела нулевой корреляции. Как отмечалось, по-видимому, это объясняется тем, что в прибрежной зоне на характер течений оказывает влияние большое количество неучтенных факторов, таких, как рельеф берегов и дна и других.

Взаимный спектральный анализ изменчивости течений поверхностного слоя на АБС-2 и АБС-3 показал, что коэффициент корреляции в рассматриваемом диапазоне частот находится на уровне 95% доверительного предела. Однако на инерционной частоте он оказался значительно выше 0,61, что дает для инерционных течений поверхностного слоя горизонтальный масштаб когерентности более 50 км. Такой же масштаб был получен в Северной Атлантике для инерционных течений верхнего слоя и в Черном море для топографических волн на частотах, близких к инерционной частоте [Блатов и др., 1983].

В 1979 г. в Южном Каспии, в одной и той же точке, расположенной к юго-востоку от Апшеронского полуострова, на глубине более 300 м было выполнено три буйковых постановки (АБС-4, -5, -6; см. рис. 39). Материалы, полученные на этих станциях, — по существу, первые данные долговременных наблюдений за течениями в открытых районах моря. Станции работали в различные гидрологические сезоны: в апреле — во время формирования сезонного термоклина; в июне — в период его развития и в ноябре—декабре, когда термоклин уже разрушен.

Течения на АБС регистрировались в слое от 0 до 300 м. Одновременно с этим проводились многосуточные наблюдения за изменчивостью гидрологической структуры вод. Таким образом, данные наблюдений 1979 г. позволили оценить изменчивость характера течений от сезона к сезону, ее связь с ветровым воздействием, а также изменчивость спектрального состава мезомасштабных флуктуаций течений и гидрологической структуры вод с глубиной.

Во время работы АБС-4, с 10 по 27 апреля, преобладали северо-западные и северные (более 60%) и южные (26%) ветры, т.е. доминировали составляющие ветра на меридиан. Во время работы АБС-5, с 10 по 28 июня, ветровая обстановка характеризовалась явным преобладанием северных ветров (63%), а во время работы АБС-6, с 23 ноября по 10 декабря, ветры северных и южных румбов имели практически равную повторяемость (23 и 22%).

Спектральный анализ колебаний ветра и течений отличается существенной изменчивостью от сезона к сезону (рис. 41).

Спектр флуктуаций течений в апреле на горизонте 50 м характеризуется весьма сложной структурой и высоким средним энергетическим уровнем. Однако и в нем могут быть выделены несколько периодов: естественный синоптический, суточный приливный около 15 ч и полусуточный приливный.

В июне спектр флуктуаций течений на этом горизонте также отличается сложной структурой, а общий энергетический уровень колебаний примерно

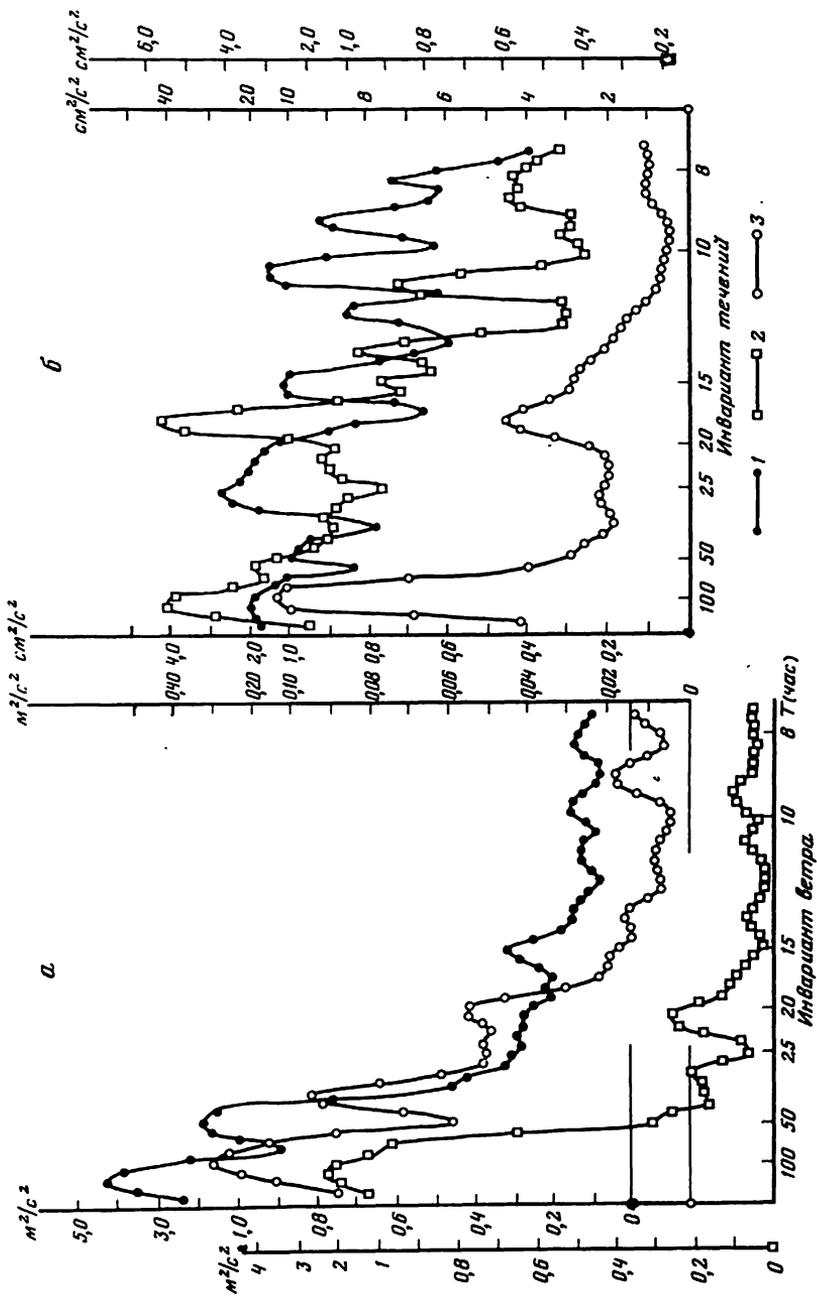


Рис. 41. Энергетические спектры временной изменчивости:
 а — ветра, б — течений на горизонте 50 м на АБС 4 — 1, АБС 5 — 2, АБС 6 — 3

такой же, как в апреле. В спектре наиболее четко выделяются колебания с естественным синоптическим периодом и периодом, близким к инерционному.

Наиболее простой спектральный состав флуктуаций течений отмечается в ноябре—декабре, когда выделяются колебания с естественным синоптическим и квазиинерционным периодами. В то же время общий энергетический уровень колебаний течений в этом случае на порядок выше, чем в апреле и июне, тогда как энергетический уровень для колебаний ветра, наоборот, на порядок ниже.

Общий коэффициент корреляции между колебаниями ветра и течений на горизонте 50 м для всех случаев оказался приблизительно одинаковым: $\sim 0,48-0,50$, при 95%-ном доверительном уровне $\sim 0,44$, что свидетельствует о слабой связи флуктуаций течений с колебаниями местного ветра в открытых районах моря.

С глубиной общий коэффициент корреляции колебаний ветра и течений уменьшается, постепенно падая до уровня 95% нулевой корреляции, т.е. статистическая связь ветра и течений полностью отсутствует. Так, например, на АБС-5 коэффициент корреляции на горизонте 50 м $K_{50}^B \sim 0,52$, на горизонте 200 м $K_{200}^B = 0,42$, а на горизонте 300 м $K_{300}^B = 0,40$. Спектральный состав колебаний с глубиной существенно упрощается, на АБС-5 на горизонте 200 м четко выделяются колебания с ранее отмеченными периодами: естественным синоптическим, инерционным, полусуточным приливным и 9-часовым сейшевым (рис. 42). Такие же периоды в структуре течений выделяются в глубинных слоях воды и на АБС-6.

В общем для всех станций характерно уменьшение общего энергетического уровня колебаний течений с глубиной, которое в период интенсивного развития термоклина происходит быстрее (АБС-5), чем при его отсутствии (АБС-6). Такая вертикальная структура течений, а также отсутствие на горизонтах глубже 100 м пика, соответствующего естественному синоптическому периоду, свидетельствует о том, что энергетический источник синоптической изменчивости течений в открытых районах моря — крупномасштабное ветровое воздействие на водную толщу, имеющее не местный, а региональный характер.

Данные наблюдений на АБС показывают, что с глубиной наблюдается также уменьшение общего энергетического уровня флуктуаций гидрологических характеристик, в частности энергии колебаний температуры (рис. 43). В спектрах колебаний температуры на горизонтах, расположенных ниже сезонного термоклина, выделяются практически все периоды, отмеченные по данным наблюдений за течениями. Обращает на себя внимание наличие энергетического пика на инерционной частоте в спектре колебаний температуры. Между флуктуациями температуры и течений отмечаются большие значения когерентности на инерционной частоте: 0,8 и 0,9 для составляющих на параллель и меридиан соответственно. С увеличением глубины когерентность на этой частоте возрастает: между горизонтами 50—200 м — $0,82 \div 0,86$, между горизонтами 200—300 м — 0,90. Приведенные значения характеризуют взаимосвязь колебаний между горизонтами 50 и 200, 200 и 300 м соответственно. Такой характер взаимосвязей позволяет предположить существование в период наблюдений горизонтально поляризованных топографических волн на часто-

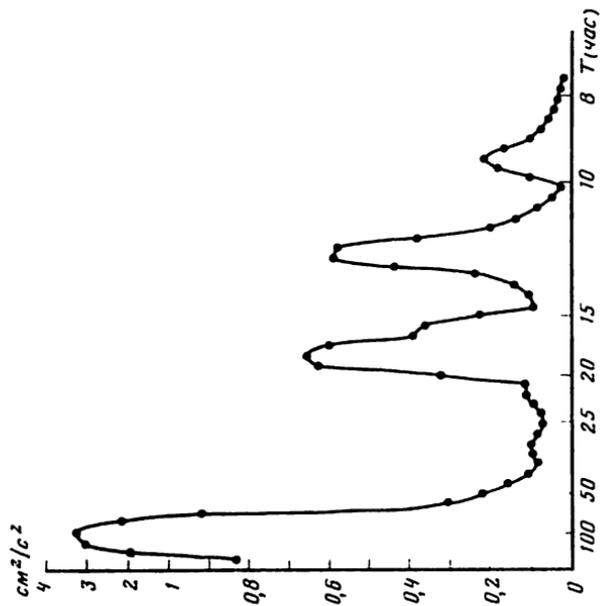


Рис. 42. Энергетический спектр временной изменчивости течений на горизонте 200 м на АБС 5

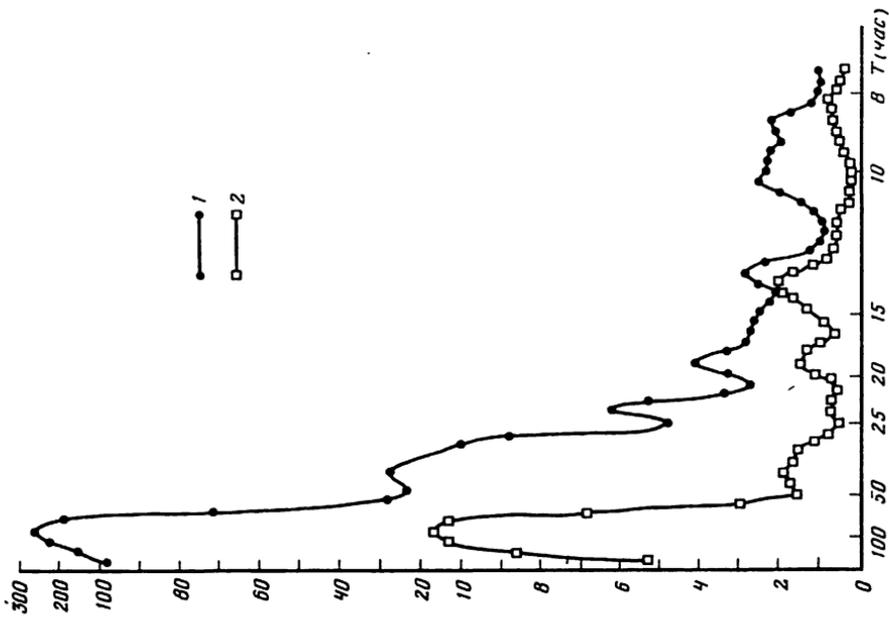


Рис. 43. Энергетические спектры временной изменчивости температуры воды на АБВ 6 на горизонтах: 1 — 25 м; 2 — 100 м

тах, близких к инерционной, индуцируемых в исследуемом районе нестационарными крупномасштабными течениями над неоднородностями дна.

Таким образом, статистический анализ обширного материала наблюдений за ветром, течениями и гидрологическими характеристиками на многосуточных станциях в 1975—1979 гг. в Южном Каспии позволил получить следующие выводы.

Средний коэффициент корреляции между ветром и течениями в поверхностном слое в прибрежной мелководной зоне ниже, чем в глубоководных районах, что связано с влиянием на изменчивость течений в прибрежной зоне рельефа берегов и дна и других факторов.

В спектрах колебаний течений и гидрологических характеристик в открытых глубоководных районах моря отмечаются в основном колебания четырех периодов: естественного синоптического, квазинерционного, полусуточного приливного и 9-часового сейшевого. В прибрежной зоне спектральный состав колебаний значительно более сложный, а для основных энергонесущих частот характерно смещение в более высокочастотную область.

С глубиной энергия мезомасштабных колебаний уменьшается, причем наиболее сильно в летний сезон, в условиях хорошо развитого сезонного термоклина.

В прибрежной зоне моря наиболее интенсивны инерционные течения, связанные с непосредственным ветровым воздействием, в открытых районах моря — топографические волны на частотах, близких к инерционной, которые возникают над областями с резкими изменениями глубин.

В общем анализ связей локального воздействия ветра с изменчивостью течений показал, что такие связи статистически плохо обусловлены, за исключением колебаний в диапазоне инерционных частот в прибрежной зоне моря. Анализ сезонной изменчивости спектрального состава колебаний гидрологических характеристик и его изменения с глубиной свидетельствует о том, что, за исключением инерционных движений, энергетический источник мезомасштабной изменчивости в открытых районах моря — ветровое воздействие на водную толщу, имеющее не локальный, а крупномасштабный адвективный характер.

Геострофические течения в Каспийском море исследовались с помощью динамического метода как по материалам отдельных гидрологических съемок моря, так и по осредненным данным наблюдений [Зайцев, 1935; Косарев, Мамедов, 1967; Косарев, Барбаш, 1969; Косарев, 1975].

В Каспии существуют как благоприятные, так и неблагоприятные условия для применения динамического метода. К благоприятным обстоятельствам относится прежде всего отсутствие приливов, сильно осложняющих исследование течений.

Вместе с тем некоторые присущие морю особенности значительно затрудняют использование динамического метода. Во-первых, это мелководность ряда районов и неравномерность распределения глубин. Так, впадины Среднего и Южного Каспия с глубинами, превышающими 700 м, разделены Апшеронским порогом, глубины над которым не более 170 м. Для Южного Каспия характерны широкий мелководный восточный шельф, сложный рельеф дна и наличие островов и банок. Такие условия вызыва-

ют необходимость приведения динамических высот к единому отсчетному уровню, что вносит в расчеты дополнительные погрешности.

Во-вторых, слабая стратифицированность моря (за исключением слоя резкого, неглубокого залегающего термоклина, формирующегося в летний сезон). Это обуславливает преобладание в толще воды слабых плотностных течений, хуже определяемых с помощью динамического метода. Кроме того, течения в верхнем слое моря отличаются большой изменчивостью.

Указанные условия следует иметь в виду при оценке результатов применения динамического метода в Каспийском море.

Анализ динамических карт, полученных в предыдущих работах (см. выше), позволил установить многие характерные особенности геострофической циркуляции в море. Не останавливаясь на анализе всех работ, обратимся к динамическим картам, опубликованным в монографии А.Н. Косарева [1975]. Они были построены по средним значениям плотности для 30' квадратов, для февраля и августа. За отсчетную поверхность для зимнего сезона был принят горизонт 250 дбар, для летнего — 200 дбар. Карты построены для слоя 0–150 дбар, причем для зимнего сезона впервые.

Анализ этих карт показал, что геострофическая циркуляция в верхних слоях Каспийского моря существенно меняется от сезона к сезону. Наибольшей интенсивности она достигает летом и значительно ослаблена зимой ввиду общей слабой бароклинности моря. Летом циркуляция сосредоточена в тонком верхнем слое, в области термоклина отмечаются большие вертикальные сдвиги в скорости. Зимой уменьшение скоростей с глубиной происходит равномернее. В поверхностном слое преобладают скорости 10–20 см/с, а на горизонтах 100–150 м в среднем не превышают 35 см/с.

В зимний сезон циркуляция характеризуется крупномасштабными круговоротами разных знаков — циклоническим в средней и антициклоническим в южной частях моря. Летом в Среднем Каспии в структуре геострофических течений выделяются отдельные круговороты разных знаков, а в Южном Каспии сохраняется антициклоническое движение вод, интенсифицированное в западной части [Косарев, 1975].

В 1976 г. в Каспийском море были выполнены четыре гидрологические квазисинхронные съемки — в феврале, апреле, августе и ноябре, охватившие большую часть акватории средней и южной частей моря. Данные этих съемок использованы для построения новых схем геострофических течений.

Значения температуры и солености, полученные во время съемок на стандартных поперечных разрезах через море (см. рис. 1), были интерполированы в узлы регулярной 30-минутной сетки с помощью метода последовательных приближений. Обработка данных для построения динамических карт велась на ЭВМ ЕС-1022. Расчеты проведены на стандартных горизонтах в слое 0–400 м. За отсчетную поверхность выбран горизонт 400 дбар. Приведение динамических высот проводилось по методу Буркова–Морошкина [1965]. Динамические карты были построены для слоя 0–200 м. Анализ этих карт дает возможность впервые проследить сезонную изменчивость геострофической циркуляции на протяжении одного года, выявив ее отличия от средней многолетней картины.

В феврале горизонтальная структура течений характеризуется чередованием круговоротов разной завихренности (рис. 44, а, б). Большая часть Среднего Каспия охвачена обширным, но слабым циклоническим круговоротом со скоростями 3–4 см/с. В южном районе Среднего Каспия отмечается слабое антициклоническое движение вод с такими же скоростями. К юго-востоку от Апшеронского полуострова четко прослеживается циклонический вихрь (скорости до 10 см/с), а вся центральная часть Южного Каспия охвачена слабым антициклоническим круговоротом (скорости 3–5 см/с). На стыке циркуляционных образований средней и южной частей моря, над Апшеронским порогом находится зона существенных скоростей течений.

Все отмеченные особенности циркуляции прослеживаются на схемах течений до горизонта 200 дбар. Скорости сохраняются примерно такими же до 75–100 дбар, особенно в циклоническом круговороте Южного Каспия. Глубже они уменьшаются и не превышают 6–7 см/с, на основной же части акватории скорости 2–3 см/с.

Среднее многолетнее поле геострофических течений в феврале также характеризуется антициклонической циркуляцией в Южном Каспии, но циклонический вихрь в районе Апшеронского полуострова выражен слабо и только на поверхности. Различается характер течений в южном районе Среднего Каспия. Скорости течений соответствуют среднемноголетним.

Следовательно, наряду с расхождениями, схемы течений 1976 г. подтверждают такие особенности геострофической циркуляции в феврале, как циклоническое движение вод в центральной части Среднего и антициклоническое – Южного Каспия, небольшие величины скоростей (3–10 см/с), однородную вертикальную структуру течений, определяемую слабой бароклинностью вод зимой.

В апреле горизонтальное распределение течений в Южном Каспии упрощается (см. рис. 44, в). Вся центральная часть характеризуется слабым антициклоническим движением (4–5 см/с), в восточной мелководной части на поверхности отмечается небольшое понижение в динамическом рельефе. Циклонический вихрь в районе Апшеронского полуострова практически не выражен, но над Апшеронским порогом прослеживается ложбина динамического рельефа в поверхностном слое.

В Среднем Каспии поле геострофических течений сложнее, чем в Южном, здесь выделяются два вихревых образования. Большую часть акватории занимает обширный циклонический круговорот, интенсифицированный у западного берега, где скорости составляют 12–13 см/с. В юго-восточной части Среднего Каспия прослеживается антициклонический вихрь со скоростями в районе сопряжения с циклоническим вихрем до 10–11 см/с. На остальной акватории скорости около 4–5 см/с.

Все основные особенности поля геострофических течений, выделенных на поверхности моря, сохраняются и глубже, хотя характер циркуляции упрощается. Скорости течений в Среднем Каспии остаются почти без изменений до горизонтов 75–100 дбар (см. рис. 44, г). Ниже они убывают и на горизонте 200 дбар не превышают 8 см/с, а в основном 3–4 см/с. В Южном Каспии в слое до 100 дбар скорости также меняются мало (4–5 см/с), а на горизонтах 150–200 дбар они всего 2–3 см/с.

Обобщая картину геострофической циркуляции в апреле, следует вы-

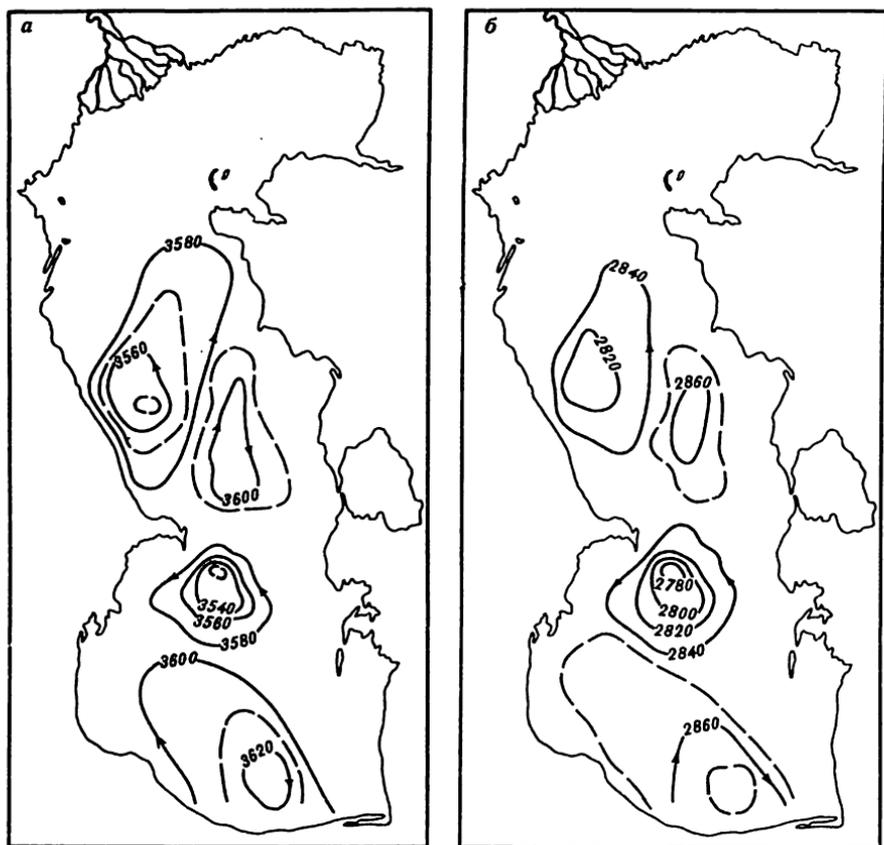
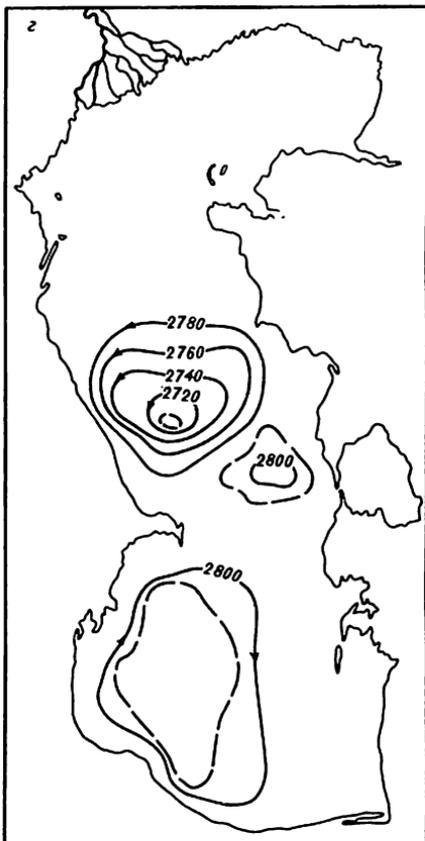
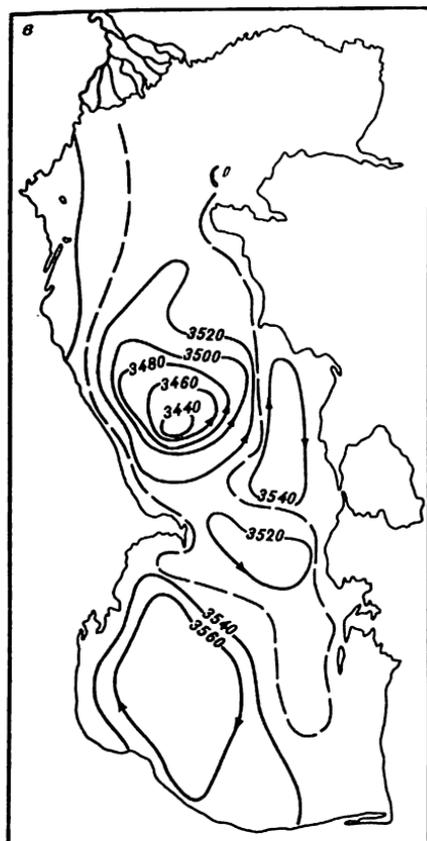


Рис. 44. Динамическая топография по данным съемок 1976 г.
Февраль: а – 0/400, б – 75/400 дбар. Апрель: а – 0/400, б – 75/400 дбар

делить такие ее черты, как слабый антициклонический круговорот в южной части моря и преобладающее интенсивное циклоническое движение – в средней. Характерно, что движение вод на юг вдоль восточного берега Среднего Каспия в районе Бекдаша отражалось и на динамической карте, построенной по данным съемки в апреле 1959 г. [Косарев, Мамедов, 1967].

Сопоставление апрельских и августовских схем показывает, что за это время происходит более существенная эволюция динамической топографии, чем за время от февраля до апреля. Действительно, в августе в море уже присутствует интенсивный, неглубоко залегающий термоклин, который существенно усложняет динамический рельеф в верхнем слое моря.

На схемах для августа 1976 г. акватория Среднего Каспия была охвачена общим циклоническим движением вод, осложненным небольшими вихрями (рис. 45, а). На поверхности моря выделяются три циклонических вихря: в северо-восточном, западном и юго-восточном районах, а в районе м. Песчаный – антициклонический. Скорости течения в август-



те в средней части моря меньше, чем в апреле. Вблизи западного побережья и в районе Апшеронского порога они составляют 8–10 см/с, а в центральной части моря и вдоль восточного побережья еще меньше – 4–6 см/с.

Довольно сложная геострофическая циркуляция летом и в Южном Каспии. В его центральной и восточной частях на поверхности выделяется слабое циклоническое движение вод, а в юго-восточном районе моря и у Красноводского залива – локальные антициклонические вихри. Наиболее выраженное циркуляционное образование в Южном Каспии – интенсивный антициклонический круговорот, занимающий всю западную часть и развитый значительно сильнее, чем в апреле (см. рис. 45, а). Наибольшие скорости в нем (около 15 см/с) отмечаются в районе устья Куры и вблизи Апшеронского полуострова. На остальной акватории южной части моря скорости также несколько выше, чем в средней, и составляют 6–7 см/с.

Таким образом, летом по сравнению с зимой и весной произошло усложнение циркуляции в средней части моря, при сохранении ее циклонического характера. Скорости течений по сравнению с апрелем умень-

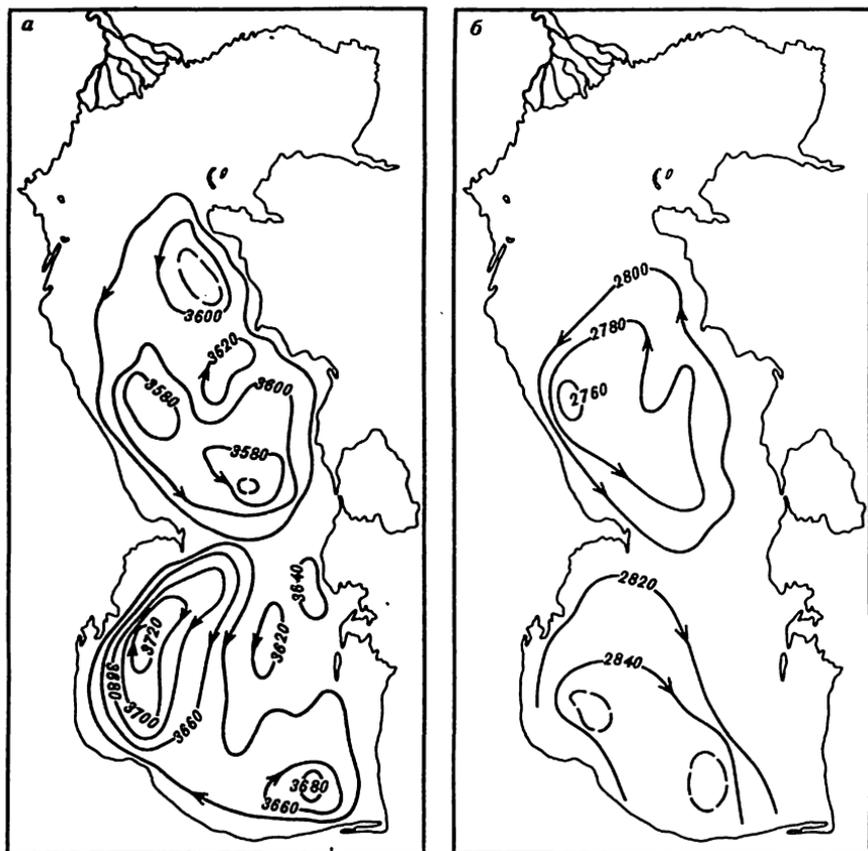
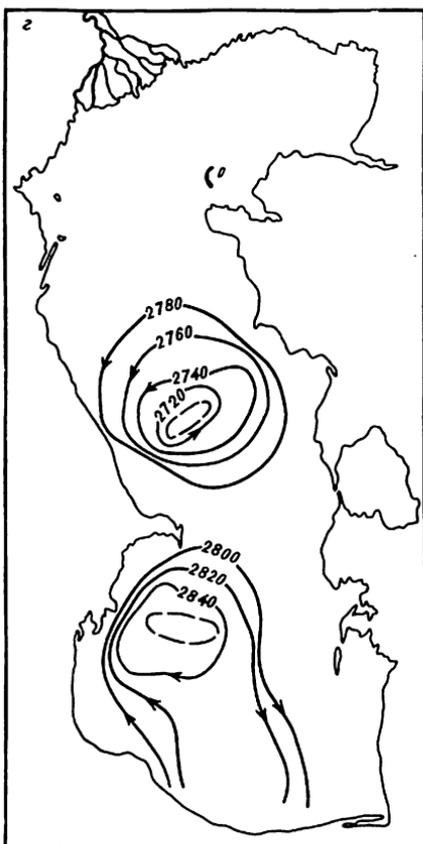
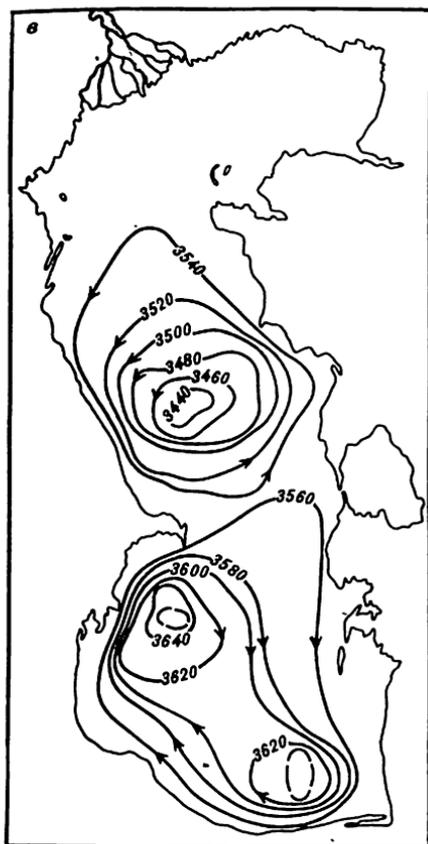


Рис. 45. Динамическая топография по данным съемок 1976 г.
 Август: а – 0/400, б – 75/400 дбар. Ноябрь: в – 0/400, г – 75/400 дбар

шились. В западной части Южного Каспия сохранилась антициклоническая циркуляция, причем интенсивность ее значительно увеличилась.

Вертикальная структура течений в августе, в отличие от февраля и апреля, характеризуется значительной изменчивостью. Уже на поверхности 30 дбар исчезают все мелкие круговороты и выделяются лишь циклонический круговорот, охватывающий весь Средний Каспий, и антициклонический – в западной части Южного Каспия с центром в районе устья Куры. Еще более сглаженно поле течений на горизонте 75 дбар (см. рис. 45, б). Скорости течений в слое 30–50 дбар резко убывают и составляют 6–8 см/с.

Сопоставление новых схем геострофических течений для августа с полученными ранее показывает следующее. Характерная особенность всех схем – наличие циклонического движения вод в Среднем Каспии, хотя и отличающегося на разных схемах деталями. В западной части Южного Каспия, по средним многолетним картам динамической топографии, так же как и на схемах для августа 1976 г., четко выражен антициклонический круговорот, в центральном районе циркуляция слабая. Более всего построен-



ные схемы течений соответствуют динамической карте для поверхности 25 дбар для августа, построенной по средним многолетним данным [Косарев, Барбаш, 1969].

Схемы геострофических течений в ноябре построены для Каспийского моря впервые. Они отличаются четкими циркуляционными образованиями в каждой из глубоководных частей моря: в Среднем Каспии выделяется циклонический, в Южном — антициклонический круговороты, интенсифицированные у западного берега моря (см. рис. 45, в). На западной периферии круговоротов скорости течений на поверхности достигают в средней части моря 16–17, в южной — 14–15 см/с. В других частях круговоротов они составляют 9–11 см/с.

Вертикальная структура течений характеризуется однородностью их по направлению (см. рис. 45, в, з). Скорости течений вблизи западного берега моря убывают с глубиной и на поверхности 50 дбар максимум скорости в средней части моря 12–13 см/с, в южной — 10–11 см/с. На остальной акватории значения скоростей на этом горизонте почти такие же, как на поверхности, и уменьшаются лишь глубже 75 дбар.

На динамических картах, построенных по данным съемки в октябре 1958 г. [Косарев, Мамедов, 1967], в Среднем Каспии также четко выде-

ляется циклоническое движение вод, а в Южном Каспии антициклонический круговорот свойствен западному району и циклонический круговорот — центральному.

По сравнению с другими сезонами геострофические течения в ноябре отличаются простотой структуры и интенсивностью циркуляции в обеих частях моря. Упрощение горизонтальной и вертикальной структуры течений от лета к осени связано с тем, что в ноябре термоклин заглубляется до горизонтов 50—60 м, а градиенты в нем существенно уменьшаются.

Таким образом, карты динамической топографии, построенные по данным 1976 г., показывают, что геострофическая циркуляция в Среднем и Южном Каспии имеет вихревую структуру, которая весьма изменчива во времени. Это выражается в изменении положения круговоротов, направлений и скоростей течений. Наибольшая эволюция структуры течений происходит от весны к лету и от лета к осени в связи с тем, что в это время существенно перестраивается термическая структура верхнего слоя моря.

Большинство схем показывает, что для Среднего Каспия характерно преобладание циклонической циркуляции, на фоне которой выделяются локальные вихри разных знаков. В западной части Южного Каспия четко прослеживается антициклонический круговорот, особенно развитый летом и осенью. В центральном районе южной части моря преобладает слабое антициклоническое движение вод, хотя в августе отмечено и циклоническое вращение. Зимой выделяется циклонический круговорот к юго-востоку от Апшеронского полуострова.

Интенсивность циркуляции в разных районах моря неодинаковая. Особенно значительные геострофические течения отмечаются вдоль западного берега Среднего и Южного Каспия, на остальной акватории движение вод более слабое. Относительные скорости течений весьма изменчивы от сезона к сезону. В феврале они минимальны (2—10 см/с) и однородны по акватории моря. В апреле интенсифицируется циклонический круговорот в средней части моря, где скорости составляют 12—13 см/с, а в антициклоническом круговороте в южной части моря они не более 4—6 см/с. В августе, напротив, наибольшие скорости (15 см/с) наблюдаются в южном антициклоническом круговороте, а в Среднем Каспии они убывают (8—9 см/с). В ноябре скорости течений значительны в обеих частях моря, причем в Среднем Каспии несколько выше.

Вертикальная структура течений в феврале и апреле довольно однородная. В августе течения отличаются наибольшей вертикальной изменчивостью, выражающейся в том, что ниже термоклина характер циркуляции заметно упрощается, скорости уменьшаются. В ноябре распределение течений по вертикали однородное, но скорости уменьшаются, хотя и менее заметно, чем в августе.

Ввиду того что соленость в глубоководных частях Каспийского моря изменяется мало, особенности плотностной структуры вод, а следовательно, и геострофических течений определяет в основном температура. Именно сезонные изменения термической структуры вод приводят к изменениям геострофических течений.

Интенсификация геострофической циркуляции в верхнем слое моря в летнее время связана с образованием резкого термоклина в этот сезон. Ниже сезонного термоклина, расположенного в слое 20—40 м, циркуляция

упрощается, скорости затухают. Однородность поля течений в ноябре объясняется заглублиением термоклина до 50–60 м и уменьшением в нем вертикальных градиентов температуры. Зимой, когда толща вод моря хорошо перемешана и вертикальные градиенты температуры весьма малы, скорости геострофических течений и их вертикальные изменения также незначительны.

Гидрологические условия в Каспийском море таковы, что летом поле реальных течений с большей вероятностью может аппроксимироваться геострофическими течениями, чем зимой. Это объясняется тем, что летом в верхнем бароклинном слое моря геострофические течения вносят больший вклад в реальное поле течений. Зимой же бароклинность вод слабая, геострофические течения имеют небольшие скорости, а воздействие ветра на формирование поля течений сильное. Поэтому зимой следует ожидать худшего согласования геострофических и результирующих течений, что подтверждается некоторыми данными натурных наблюдений.

Кроме динамического метода, дающего общее представление о характере геострофической циркуляции в море, для расчета течений в Каспии была использована более совершенная диагностическая модель, разработанная А.С.Саркисяном [1966]. По этой модели расчеты поля течений производятся с учетом совместного влияния основных факторов их формирования: поля плотности, рельефа дна и тангенциального напряжения ветра.

Для расчетов были использованы уравнения для функций полных потоков, аппроксимированные системой разностных уравнений. Скорости и направления течений рассчитывались по средним многолетним значениям условной плотности, осредненным по 30' трапециям для всей акватории моря, за февраль и август на стандартных горизонтах: 0, 10, 20, 30, 40, 50, 75, 100, 150, 200 м и далее до дна через 100 м. Расчеты были выполнены для случая отсутствия ветра и для двух полей ветра – северо-западных и юго-восточных (скоростью 5–9 и 10–15 м/с), имеющих наибольшую повторяемость и влияющих на характер циркуляции вод. Результаты отражены на схемах, построенных для упомянутых стандартных горизонтов в слое 0–150 м, так как с глубиной количество исходных данных уменьшается, скорости течения ослабевают.

На схемах суммарных течений при юго-восточном ветре 5–9 м/с как в феврале (рис. 46, а), так и в августе на поверхности моря преобладают течения на север; на севере Среднего Каспия, в соответствии с конфигурацией берегов и рельефом дна, – северо-западные, в Северном Каспии (летом) преобладают западные течения. Скорости течений в глубоководных районах моря увеличиваются с юга на север, в пределах мелководного Северного Каспия скорости вновь уменьшаются. В августе в Южном Каспии скорости течений составляют 5–10 см/с, достигая в западной половине Среднего Каспия 20–25 см/с, в восточной – от 5 до 20 см/с. В феврале на поверхности скорости течений в основном 10–20 см/с. На горизонте 10 м течения поворачивают на восток и северо-восток, а в Северном Каспии (летом) – на север. В Южном Каспии скорости течений на этих глубинах равны 5–10 см/с, в Среднем Каспии в августе увеличиваются до 25 см/с, в феврале до 10–15 см/с. В Северном Каспии скорости менее 5 см/с. На горизонте 30 м в средней части моря уже отмечается перенос вод на юг и юго-восток; в северо-западном районе южной части моря в августе прослежи-

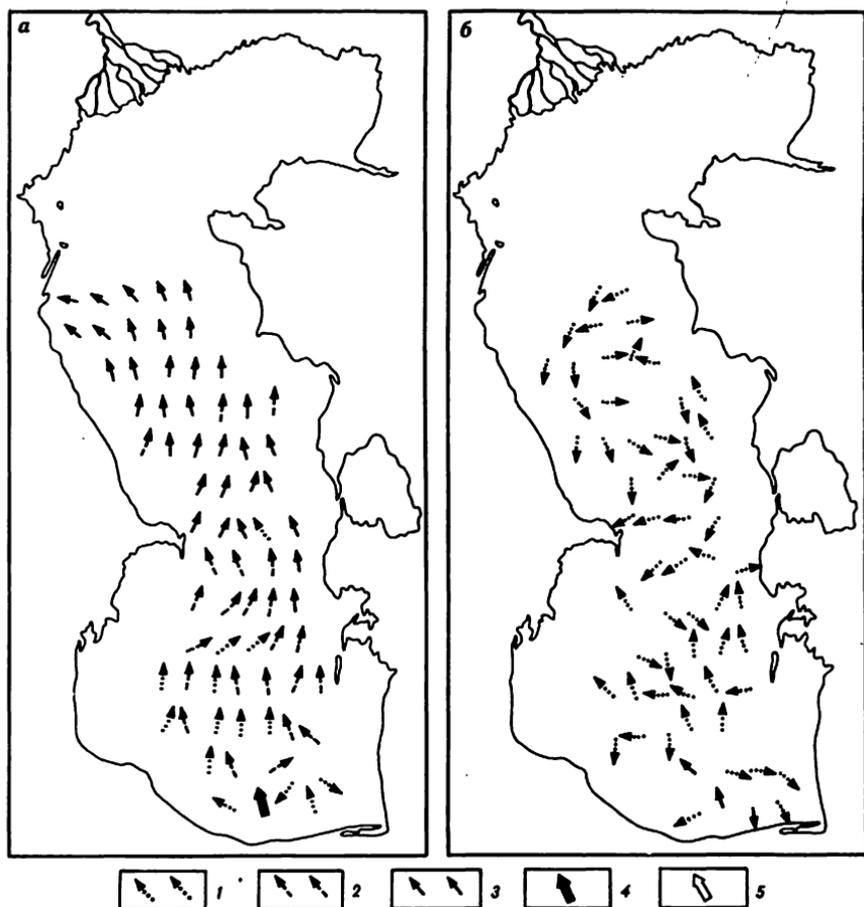


Рис. 46. Схемы течений в феврале: при юго-восточном ветре 5–9 м/с на горизонтах 0 м (а), 50 м (б)

Скорости течений, см/с: 1 - < 5; 2 - 5–10; 3 - 10–20; 4 - 20–30; 5 - 30–40

вается локальный антициклонический круговорот. Летом в слое 20–30 м, характеризующемся резкой бароклинностью, течения менее устойчивые, чем зимой. В слое 50–100 м скорости течений невелики – почти везде меньше 5 см/с (рис. 46, б). В средней части моря зимой и летом формируется циклонический круговорот; в северо-западном районе Южного Каспия летом сохраняется слабое антициклоническое движение.

При юго-восточном ветре 10–15 м/с качественная картина течений сходна с рассмотренной. На поверхности моря общее для двух сезонов направление течений – северное и северо-восточное, лишь на севере Среднего Каспия и летом в Северном Каспии – северо-западное. Скорости течений значительные: в южной части моря от 10 до 20 см/с, в средней – зимой 20–40 см/с, летом до 50 см/с. На горизонтах 20–30 м течения на большей части акватории уже направлены против ветра – на юго-восток и юг; лишь вблизи восточного берега сохраняется перенос на север. Преобладаю-

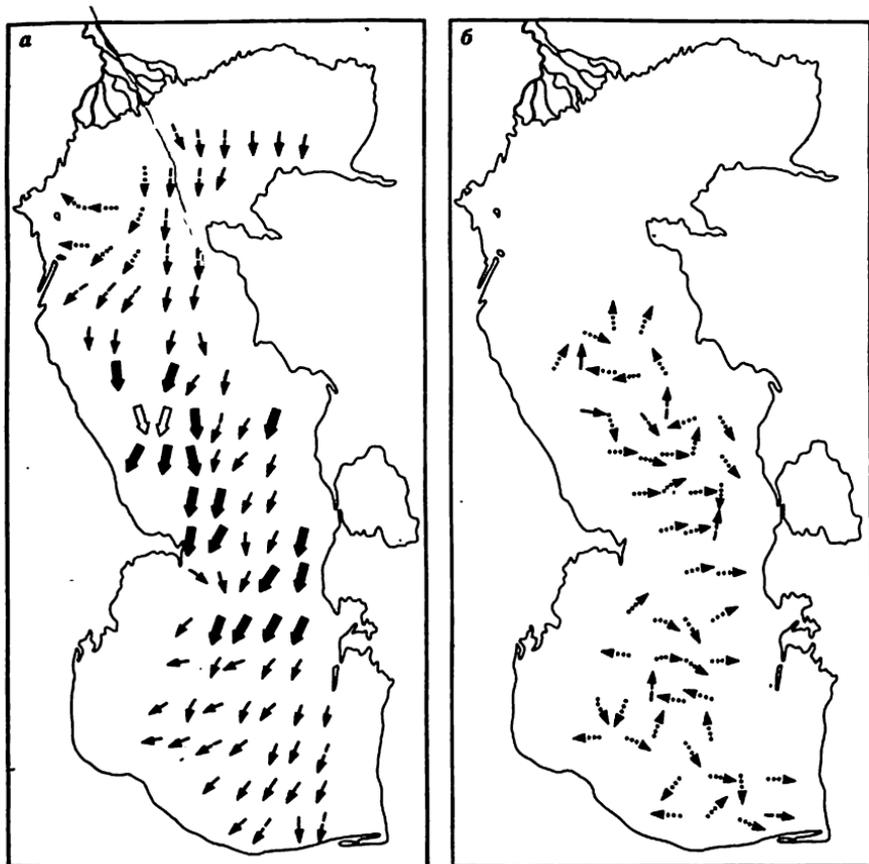


Рис. 47. Схемы течений в августе при северо-западном ветре 5–9 м/с на горизонтах 0 м (а), 75 м (б). Усл. обозначения см. рис. 46

щие скорости – 5–10 см/с, летом в средней части моря – до 20–30 см/с. На горизонтах 50, 75 и 100 м зимой и летом в средней части моря выделяется циклонический круговорот, в юго-восточном районе моря в феврале отмечен слабо выраженный циклонический вихрь. Скорости в этом слое небольшие, в основном меньше 5 см/с.

При северо-западном ветре 5–9 м/с направление течений на поверхности однородное для всего моря – южное и юго-западное, преобладающие скорости 15–20 см/с (рис. 47, а). Максимальные скорости до 35 см/с отмечены в августе в западной половине Среднего Каспия. На горизонте 10 м в этом месяце в Южном Каспии течения направлены уже большей частью на запад, их скорости составляют 10–15 см/с. Зимой на горизонтах 20–30 м течения движутся против ветра – на север и северо-запад, скорости их 5–10 см/с, иногда до 20 см/с. Летом на этих горизонтах течения менее устойчивые, хотя на 30-метровой глубине в Среднем Каспии также преобладает движение северных направлений. Скорости течений летом больше в средней части моря – до 20–30 см/с. В слое 50–100 м скорости уменьшаются до 2–5 см/с

(см. рис. 47, б). Выделяется циклоническое движение в центральном районе Среднего Каспия и слабое антициклоническое — на северо-западе Южного Каспия. В восточной половине этой части моря отмечено перемещение вод на север; над Апшеронским порогом образуется зона конвергенции течений.

Течения при северо-западном ветре 10–15 м/с отличаются наибольшими скоростями, а пространственное распределение их сходно с полем течений при более слабых ветрах того же направления. На поверхности по всей акватории течения имеют южные и юго-западные направления с высокими скоростями (30–50 см/с), наибольшие скорости вблизи западного побережья достигают 50–60 см/с. На горизонте 10 м преобладают уже течения западного направления, их скорости от 10 до 30 см/с. Сезонные различия небольшие. На горизонтах 20 и 30 м на большей части акватории течения направлены против ветра, а скорости изменяются от 5–10 до 20–25 см/с. В слое 50–100 м скорости течений уменьшаются до 5–10 см/с, летом в средней части моря сохраняются скорости до 10–20 см/с. Центральный район Среднего Каспия охвачен циклоническим движением; в восточной половине южной части моря сохраняется перенос вод на север.

Расчет суммарных течений в Каспийском море показал, что в верхнем слое 0–10 м они направлены по ветру, причем с увеличением пути ветра над глубоким морем ("разгона" вод) направления течений становятся более устойчивыми, а скорости растут. Наибольшие скорости оказались в западной половине средней части моря, что связано со структурой ветровых полей и согласуется с натурными наблюдениями. С глубиной вектор течения вращается вправо, и на горизонтах 20–30 м направления течений становятся противоположными ветру, т.е. происходит компенсационное движение вод. Эта особенность структуры поля течений также подтверждается наблюдениями на многосуточных станциях. Для вертикальной структуры течений ниже слоя трения на горизонтах 50–100 м характерно значительное уменьшение их скоростей и образование четкого циклонического круговорота в Среднем Каспии. На северо-западе южной части моря преобладает антициклоническое движение, в восточной его половине зимой происходит перенос вод на север. Над Апшеронским порогом образуется зона конвергенции течений.

Скорости суммарных течений значительно больше градиентных, особенно в верхнем слое, где ветер оказывает определяющее влияние на циркуляцию вод. Сезонная изменчивость поля течений проявляется в увеличении их скоростей и более сложном распределении летом, когда бароклинность слоев воды наибольшая. В феврале течения более слабые и однородные по направлению.

Сравнение результатов расчета течений с данными натурных наблюдений подтверждает такие важные их особенности, как связь с ветром, характер вертикальной изменчивости, порядок скоростей. Следовательно, использованная модель с достаточной степенью достоверности отражает закономерности циркуляции вод в Каспийском море.

КОНВЕКТИВНОЕ ПЕРЕМЕШИВАНИЕ

В замкнутом Каспийском море конвективное перемешивание играет первостепенную роль в формировании гидрологической структуры вод, вентиляции придонных слоев. Благодаря активно развитым процессам конвекции, охватывающим всю толщу вод моря, происходит интенсивный обмен между верхними и глубинными слоями.

В разных частях Каспийского моря выделяется три типа конвективного перемешивания: полярный, субполярный и субтропический [Зубов, 1947]. Полярный тип характерен для северной части моря, где зимой происходит льдообразование. В большинстве районов средней и южной его частей конвекция протекает по субполярному типу — за счет охлаждения поверхностных слоев воды. В мелководных районах, заливах у восточного берега Среднего и особенно Южного Каспия, где летом наблюдается осолонение поверхностного слоя вследствие сильного испарения, отмечается субтропический тип конвекции.

Кроме зимней вертикальной циркуляции, перемешивание обеспечивает плотностным стоком вод, охлаждающихся в северных районах моря, в глубинные слои. В придонном слое Южного Каспия возбуждается геотермическая конвекция, связанная с повышением температуры в результате потока тепла от дна моря.

Зимняя вертикальная циркуляция развита по всей акватории Каспия, но ввиду уменьшения величины охлаждения в направлении с севера на юг глубина ее распространения также уменьшается в этом направлении. Следует отметить, что у восточного берега моря условия развития конвекции облегчаются в связи с большим выхолаживанием в зимнее время и значительным осолонением вод при испарении в летний сезон.

В верхнем слое воды, охваченном зимней вертикальной циркуляцией, наблюдается однородное распределение температуры, солености, плотности воды, высокое содержание кислорода. Нижняя граница перемешанного слоя четко выделяется по повышенным градиентам этих характеристик. Таким образом, зная вертикальное распределение гидрологических и гидрохимических параметров в конце периода охлаждения, можно довольно точно определить глубину распространения зимней вертикальной циркуляции в разных частях моря. В случае распространения ее до дна, во всем слое воды обычно наблюдается однородность гидрологических условий.

Исходя из этого глубина распространения зимней вертикальной циркуляции в Каспийском море определялась путем анализа вертикального распределения условной плотности (σ_t) и содержания кислорода по материалам зимних гидрологических съемок, проведенных в феврале — начале марта в 1956—1975 гг. Нижняя граница однородного слоя, охваченного конвекцией, в это время достаточно четко выделяется по горизонтам значительного возрастания плотности и уменьшения содержания кислорода.

В мелководном Северном Каспии зимняя циркуляция доходит до дна весьма быстро (уже в ноябре—декабре) и сопровождается льдообразованием.

В Среднем Каспии глубина распространения конвекции в средних условиях уменьшается с севера на юг от 200 до 120 м. Следовательно, в районах с глубинами меньше 120—200 м зимняя вертикальная циркуляция во мно-

гие годы доходит до дна. В суровые зимы глубина распространения конвекции в средней части моря увеличивается на 50—100 м и более. При этом температура верхнего слоя воды, в котором происходит интенсивное выхолаживание, часто становится ниже температуры подстилающих слоев, где ее распределение может быть однородным до дна. В умеренные и мягкие зимы в Среднем Каспии температура в слое, охваченном зимней циркуляцией, остается выше, чем в нижележащих слоях.

В центральных районах южной части моря глубина конвекции в среднем равна 80—100 м, а на самом юге, в иранских водах, — 40—60 м [Бруевич, 1937]. Нижняя граница зимней конвекции в Южном Каспии хорошо согласуется с глубиной расположения максимума устойчивости.

В Южном Каспии в большинстве случаев температура слоя, охваченного зимней циркуляцией, остается выше, чем глубинных слоев воды, поскольку они формируются путем адвекции через Апшеронский порог более холодных среднекаспийских вод. При интенсивном выхолаживании верхнего слоя на промежуточных горизонтах может образоваться теплый промежуточный слой, характеризующий глубину проникновения конвекции. Влияние суровости зимы на температуру воды и глубину распространения перемещения в Южном Каспии сказывается только в верхнем стометровом слое и, за редким исключением, не распространяется глубже.

Особенность вертикальной гидрологической структуры вод Каспийского моря такова, что в нем, в отличие от Черного моря, не образуется холодного промежуточного слоя на нижней границе зимней циркуляции. В тех районах Каспия, где циркуляция распространяется до дна, происходит выравнивание температуры и плотности по вертикали. Там же, где она до дна не доходит, температура охваченного ею слоя остается выше, чем нижележащих слоев, что также исключает возможность образования холодного промежуточного слоя.

Материалы повторных гидрологических наблюдений на одних и тех же разрезах показывают, что наиболее интенсивное развитие зимней циркуляции в открытых районах Каспийского моря наблюдается с декабря по февраль. У берегов, где охлаждение больше, конвекция происходит быстрее, чем в открытом море.

В разные по суровости зимы глубина распространения вертикальной циркуляции изменяется в широких пределах, особенно в Среднем Каспии (рис. 48). На разрезе Дивичи—Кендерли в умеренные и мягкие зимы циркуляция распространяется до горизонтов 150—200 м. В суровые зимы на этом разрезе вертикальная циркуляция часто охватывает всю толщу вод, доходя до дна (1969, 1973 гг.).

На разрезе Жилой—Куули в суровые и умеренные зимы конвекция либо доходит до дна (1969 г.), либо остается неохваченным лишь тонкий придонный слой над Апшеронским порогом (1973 г. и др.), т.е. распространяется до 150 м. В некоторые умеренные и мягкие зимы ее нижняя граница располагалась на горизонте порядка 100—110 м (1959 г., 1975 г.). Конвективному перемещиванию в этом районе способствуют активно развитые динамические процессы — волнение, течения, интенсивный водообмен.

В Южном Каспии на разрезе Куринский Камень—Огурчинский глубина распространения зимней вертикальной циркуляции в западной части моря в некоторые годы была существенно больше, чем в восточной (1969 г.,

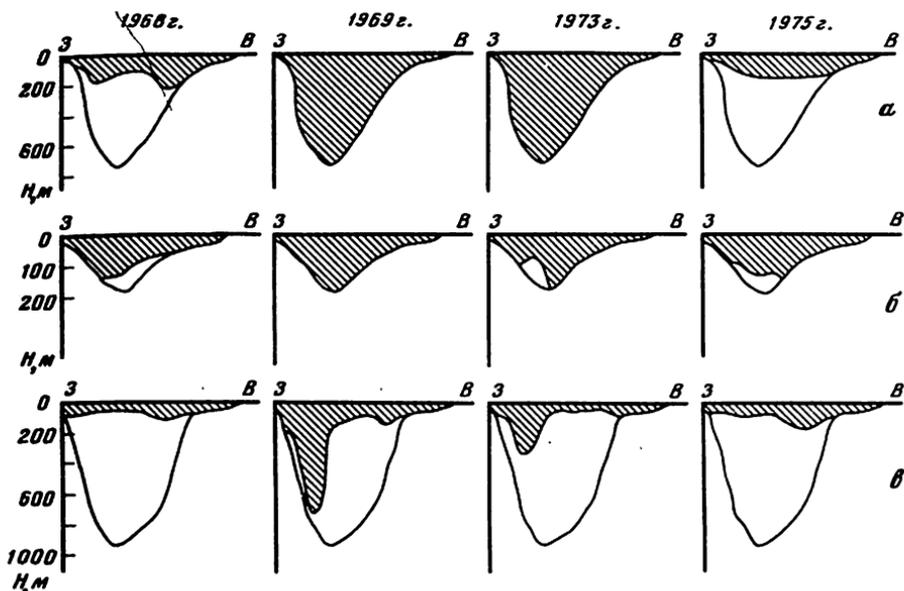


Рис. 48. Глубина распространения зимней вертикальной циркуляции (штриховка) на разрезах Дивичи—Кендерли (а), Жилой—Куули (б) и Куринский Камень—Огурчинский (в) в феврале 1968, 1969, 1973, 1977 гг.

а также 1973 г., 1974 г.). В феврале экстремально холодной зимы 1968/69 г. вблизи западного берега однородный охлажденный слой прослеживался до горизонта 680 м (см. рис. 48). Вероятная причина этого явления заключается в адвекции в Южный Каспий вдоль западного берега более холодных вод из северных районов моря. В общем на разрезе Куринский Камень—Огурчинский глубина зимней циркуляции изменяется от 100–150 м в суровые и умеренные зимы до 80 м в мягкие.

Таким образом, по данным за 1956–1975 гг., толщина слоя, охваченного зимней конвекцией, составляла 150–200 м в Среднем Каспии, 100–150 м на Апшеронском пороге и 80–150 м в Южном Каспии.

Наряду с зимней вертикальной циркуляцией важную роль в формировании и вентиляции глубинных и придонных слоев воды играет плотностной сток вод из северных районов моря.

Холодные воды с высокой плотностью формируются в обширном мелководном районе вблизи кромки льда в Северном Каспии и на северном склоне среднекаспийской впадины. Сильное выхолаживание, а также осолонение при льдообразовании создают условия для образования здесь вод с такой плотностью, которая позволяет им стекать по склонам дна и вдоль своих изопикнических поверхностей в глубинные слои среднекаспийской впадины.

Материалы нескольких экспедиций кафедры океанологии МГУ, проведенных в районе формирования вод высокой плотности, показали, что этот процесс происходит следующим образом. Теплые (5–6°) среднекаспийские воды, имеющие соленность 12,9–13,0‰ и пониженное содержание кислорода, распространяются на север в восточной половине Среднего Каспия.

В районе кромки льда они охлаждаются (а иногда и осолоняются), приобретают высокую плотность (11,1–11,3 усл. ед.) и начинают погружаться. В промежуточных слоях Среднего Каспия условная плотность (σ_t) равна 10,9–11,0, а у дна – 11,1–11,3 усл. ед., что позволяет водам из северных районов стекать до самых больших глубин впадины Среднего Каспия. В северные районы поступают новые порции среднекаспийских вод и таким образом устанавливается своеобразная циркуляция. Существование именно такой циркуляции делает роль плотностного стока (шельфового эффекта) весомой в вентилиации глубинных слоев, несмотря на сравнительно небольшой объем вод, одновременно охлаждающихся в северных районах моря.

Величина охлаждения вод зависит от суровости зимы, и поэтому возможность плотностного стока в разные годы неодинакова. Однако сравнение условной плотности в районах образования холодных вод (разрез Чечень–Мангышлак) и их распространения (разрез Дивичи–Кендерли) показывает, что в феврале величина σ_t на разрезе Чечень–Мангышлак становится несколько больше, чем на разрезе Дивичи–Кендерли, не только в суровые и умеренные, но и в некоторые мягкие зимы.

В случаях мягких зим, когда кромка льда отодвигается к северу, плотность воды в районе вблизи кромки льда повышается за счет интенсивного подтока более соленых среднекаспийских вод. В суровые зимы при интенсивном выхолаживании появляется возможность стекания вод с восточного шельфа моря, в частности из Казахского залива.

Формирование и вентилиация глубинных вод Южного Каспия происходят главным образом благодаря поступлению среднекаспийских вод через Апшеронский порог и опусканию их вдоль склона дна в глубинные слои южнокаспийской впадины. Кроме того, в Южном Каспии также существует возможность плотностного стока вод с восточного шельфа – из Туркменского залива и других районов, но зимнее охлаждение здесь меньше, чем в средней части моря.

Наглядное представление о процессе плотностного стока дает использование функции потока плотности. Стоммел [Stommel, 1968] применил этот метод для прослеживания распространения в океане абиссальных вод. Абиссальным водам, имеющим низкую температуру и большую плотность, на T, S -диаграмме соответствуют низкие значения функции потока плотности. По мере удаления от источника образования более плотные придонные воды трансформируются и значения функции потока плотности возрастают. Следовательно, по распределению значений функции потока плотности можно судить о продвижении вод от очага формирования.

Результаты расчета и распределение изолиний функции потока плотности у дна Каспийского моря в феврале показаны на рис. 49 [Гордиенко, 1976, 1977]. Язык низких значений (менее 5,5) функции потока плотности указывает на поступление более плотных и охлажденных вод с севера. Интересно отметить, что этот поток следует вдоль западного берега Среднего Каспия.

Рисунок изолиний функции потока плотности и распределение изопокик свидетельствуют о дальнейшем поступлении этих вод через Апшеронский порог в южную часть моря, где они прослеживаются на глубинах от 400–500 м до дна.

Рис. 49 Распределение значений функции потока плотности у дна в феврале

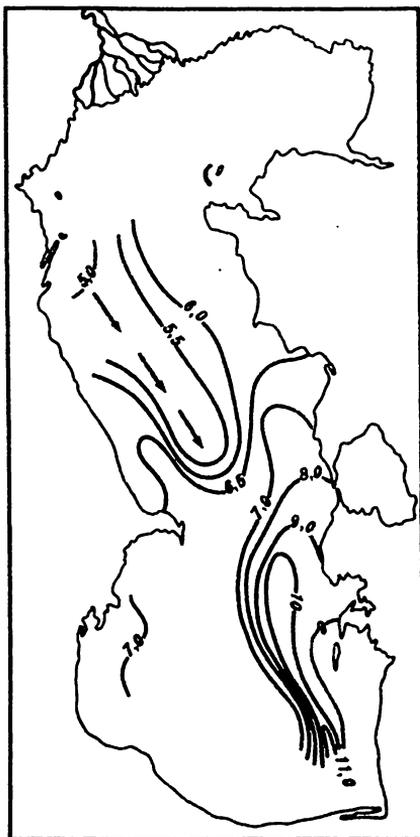
Согласно ориентировочным расчетам время распространения вод с такой плотностью из северных районов моря в южные занимает около полугода. Это подтверждается и сезонными изменениями гидрологических характеристик в придонных слоях впадин Среднего и Южного Каспия.

Помимо температуры и плотности воды, хорошим показателем глубины распространения зимней конвекции служит содержание кислорода. В Среднем Каспии зимой в слое, охваченном вертикальной циркуляцией (0–150 м), содержание кислорода не менее 5–6 мл/л. На нижней границе этого слоя оно резко уменьшается до 3,0–3,5 мл/л у дна. В аномально суровую зиму 1968/69 г., когда вертикальная циркуляция на разрезе Дивичи–Кендерли распространялась до дна и во всей толще воды плотность была почти одинаковой ($\sigma_t = 10,9–11,0$ усл. ед.), содержание кислорода на этом разрезе в слое 0–300 м было около 7 мл/л, а в придонном – 5,0–6,0 мл/л.

Процесс плотностного стока холодных вод в придонные слои среднекаспийской впадины сопровождается повышением в них содержания кислорода – до 3,5–4,0 мл/л в слое от 400 м до дна. В то же время на промежуточных глубинах количество кислорода более низкое (2,5–3,0 мл/л).

Вертикальное распределение кислорода в Южном Каспии в зимние месяцы также связано с условиями развития конвекции. В слое, схваченном циркуляцией (0–80, 100 м), содержание кислорода высокое – более 5,5 мл/л, а на нижней границе этого слоя уменьшается до 3,5–4,5 мл/л. Здесь, так же как и в Среднем Каспии, в слое 200–300 м возможно образование промежуточного минимума кислорода (до 2,0 мл/л), обусловленное компенсационным подъемом обедненных кислородом вод с нижних горизонтов, на что указывает куполообразный характер изоксиген.

Различия в вертикальном распределении кислорода в Южном Каспии при различных условиях перемешивания показывают следующие примеры. В феврале 1969 г. (экстремально суровая зима) в западной части разреза Куринский Камень–Огурчинский перемешиванием была охвачена почти вся толща вод (см. рис. 48) и содержание кислорода у дна превышало 6 мл/л, тогда как в восточной части разреза было около 2 мл/л.



В марте 1971 г. (умеренная зима) на этом же разрезе в слое толщиной 100–200 м четко выделяется нижняя граница распространения зимней вертикальной циркуляции по резким вертикальным градиентам кислорода (от 1 до 3 мл/л). В придонном слое отмечалось низкое содержание кислорода – 2,1–2,4 мл/л.

В придонных слоях Южного Каспия перемешивание вод возможно также за счет придонной конвекции, возбуждаемой тепловым потоком от дна моря. Его существование подтверждается наблюдавшимися случаями сверхадиабатического повышения температуры воды на придонных горизонтах на $0,1-0,2^{\circ}$. Проведенная количественная оценка условий возникновения придонной конвекции показала, что в большинстве случаев толщина придонного конвективного слоя составляет 100–200 м. Хотя отрицательные градиенты условной плотности в этом слое – сотые доли условных единиц, но учитывая общую плотностную однородность глубинных слоев моря, их следует считать вполне достаточными для возникновения придонной конвекции в Южном Каспии.

ТЕМПЕРАТУРА ВОДЫ

В настоящей работе характеристика гидрологических условий в средней и южной частях моря дается по данным наблюдений, проведенных в основном в 70-е годы (1968–1978 гг.). В эти годы гидрологические процессы в море развивались на фоне маломеняющегося положения его уровня на низких отметках в конце 60-х годов и последующего понижения в первой половине 70-х годов, вызванного гидрометеорологической обстановкой в бассейне Волги. Вместе с тем изменения гидрологических условий в море, связанные с гидростроительством на Волге в 50-х годах, к началу 70-х годов уже сбалансировались. Следовательно, рассматриваемый отрезок времени отражает терминальную стадию режима моря, сформировавшегося на протяжении почти полувекового понижения его уровня, сменившегося быстрым подъемом в конце 70-х – начале 80-х годов. Выделение этого периода логически обоснованно и позволяет судить о реакции Каспийского моря на длительные количественные и качественные изменения поступающего в него речного стока.

В последние десятилетия (с начала 60-х годов) сезонные гидрологические наблюдения в Среднем и Южном Каспии (в феврале, апреле, августе и ноябре) проводятся на трех стандартных поперечных разрезах: Дивичи–Кендерли, Жилой–Куули и Куринский Камень–Огурчинский (см. рис. 1). Поэтому характеристика гидрологических условий в глубоководных частях моря и их сезонной изменчивости дается по материалам наблюдений на трех указанных разрезах, осредненным за 1968–1978 гг. Кроме того, рассмотрен годовой цикл изменчивости гидрологических характеристик по данным за 1976 г. В этом году по инициативе Научного совета ГКНТ и АН СССР по комплексному изучению проблем Каспийского моря силами многих организаций были проведены четыре комплексные океанологические съемки, охватившие большую часть акватории моря. Во время каждой съемки наблюдения проводились на большинстве стандартных поперечных разрезов через море, показанных на рис. 1. Такой обширный объем наблюдений, как отмечалось, не выполнялся уже на протяжении многих лет.

Во время этих съемок был проведен комплекс биологических работ, для интерпретации результатов которых необходимы сведения о гидрологических и гидрохимических условиях, наблюдавшихся в море. Материалы биологических работ 1976 г. представлены в книге "Каспийское море. Фауна и биологическая продуктивность" [1985].

Распределение температуры воды на разрезах в 1968–1978 гг. сохраняет основные особенности, присущие температурному полю в средней и южной частях Каспия.

Зимой вертикальная температурная структура вод отличается однородностью, особенно в Среднем Каспии. На разрезе Дивичи–Кендерли в слое 0–400 м температура в основном составляет 5–6°, а ко дну понижается до 4,2° на горизонте 600 м (рис. 50, *1, а*). Большая часть разреза над Апшеронским порогом занята водами с температурой от 9° на поверхности до 6,7° в придонном слое. Обращает внимание понижение температуры до 3,5° у западного берега и повышение до 8,3° у восточного. Это показывает, что вдоль западного берега и в глубинных слоях воды над Апшеронским порогом преобладает перенос более холодных вод из северных районов моря на юг. В верхнем слое центральной и восточной частей разреза более теплые южнокаспийские воды двигаются на север. Подобные особенности водообмена через Апшеронский порог отмечались и ранее, и рассматриваемые данные подтверждают реальность указанного механизма обмена вод между Средним и Южным Каспием в среднемноголетнем аспекте.

В Южном Каспии в верхнем слое воды толщиной 100–200 м зимой сохраняется вертикальная стратификация температуры, которая уменьшается от 8–9 до 7°, а глубже до дна понижается до 5,7–5,9° (см. рис. 50, *1, б*).

В феврале 1976 г. в Среднем Каспии почти на всей акватории температура воды была выше 0°, однако вдоль западного берега на поверхности моря до широты Дербента прослеживалась отрицательная температура воды, а у южного берега Апшеронского полуострова она была всего 1°. В восточной части Среднего Каспия температура доходила до 7°, что характерно для теплых вод, движущихся в направлении с юга на север. Следовательно, данные 1976 г. подтвердили характерную крупномасштабную особенность зимнего распределения температуры в Среднем Каспии: ее значительную зональную неравномерность, отражающую перенос холодных вод вдоль западного берега на юг и теплых — вдоль восточного на север.

В слое воды толщиной 50 м вследствие развития перемешивания температура в Среднем Каспии изменялась очень незначительно, в Южном Каспии на горизонте 50 м она была на 0,5° ниже, чем на поверхности.

На горизонте 100 м в средней части моря распределение температуры отличалось однородностью, преобладала температура около 6°. В южной части моря на этом горизонте температура в основном была 7–8°, в южных районах — 9° и выше.

Весьма интересно распределение температуры на разрезе через Средний Каспий, выполненном в феврале 1980 г. Оно показывает, что в центральном районе Среднего Каспия во всей толще вод происходил интенсивный подъем глубинных вод к поверхности, по-видимому, связанный с центром циклонического круговорота. В зоне подъема, в слое 0–300 м, температура воды была на 0,5–0,8° ниже, чем в окружающих водах (рис. 51, *а*). В глу-

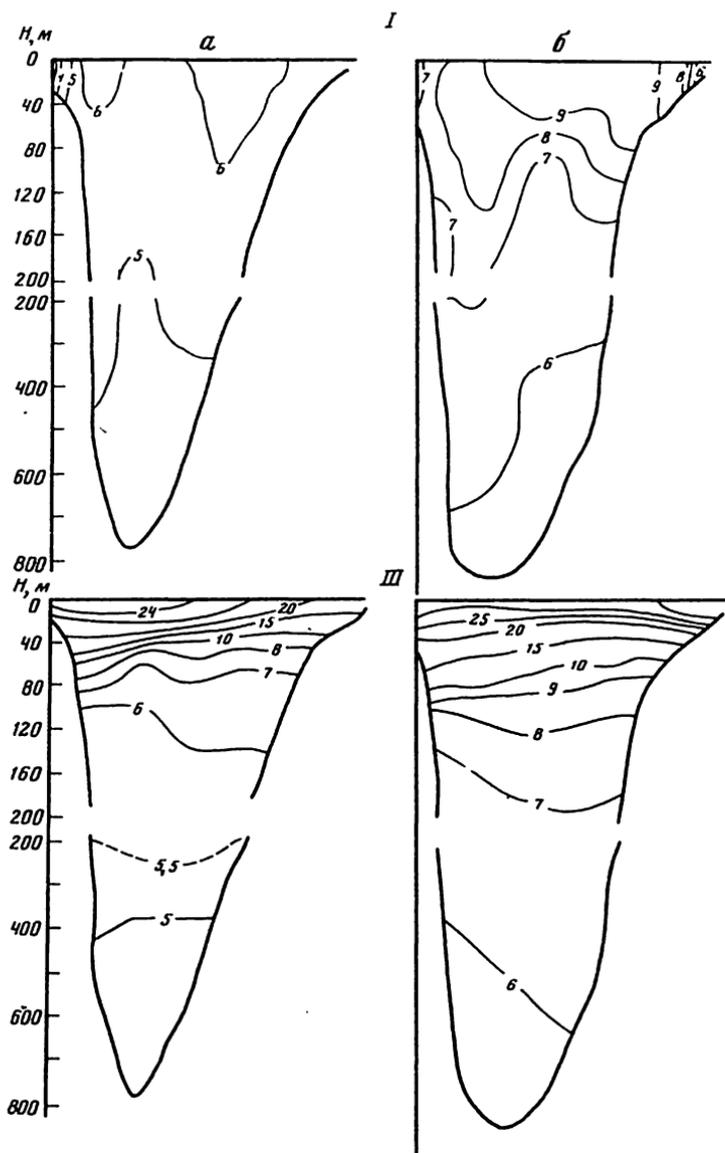
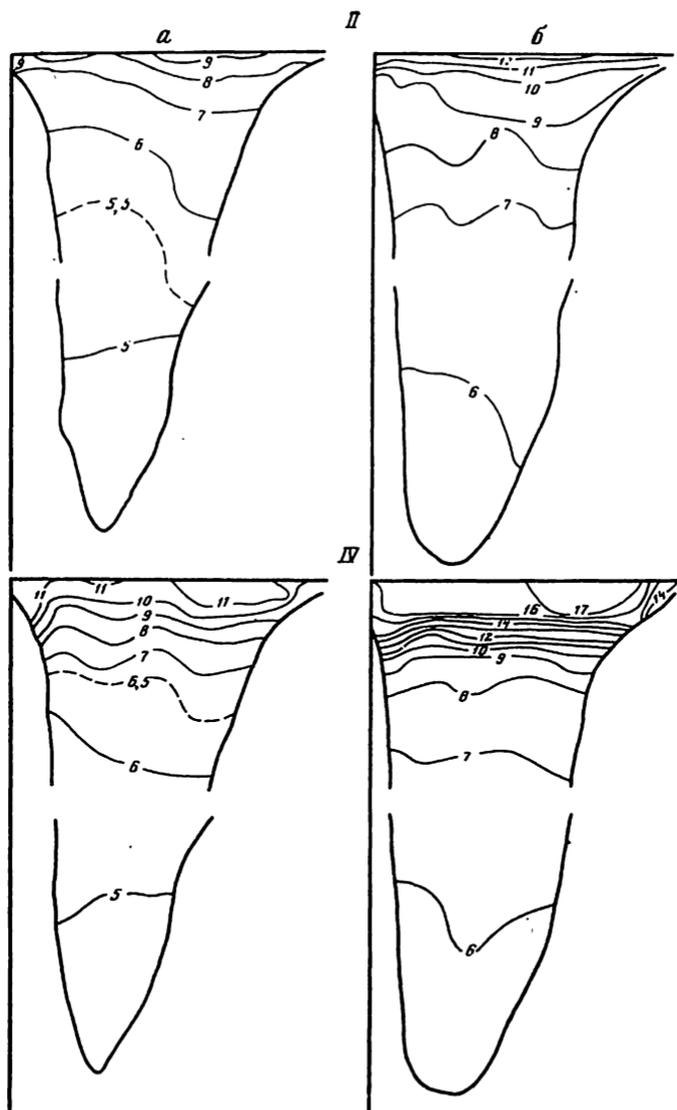


Рис. 50. Распределение температуры воды ($^{\circ}\text{C}$) в 1968–1978 гг. в феврале (I), апреле (II), августе (III), ноябре (IV) на разрезах: Дивичи–Кендерли (а), Куринский Камень–Огурчинский (б)

бинных слоев подъем прослеживался также по распределению кислорода (см. рис. 51, з). По характеру солености он не выделялся.

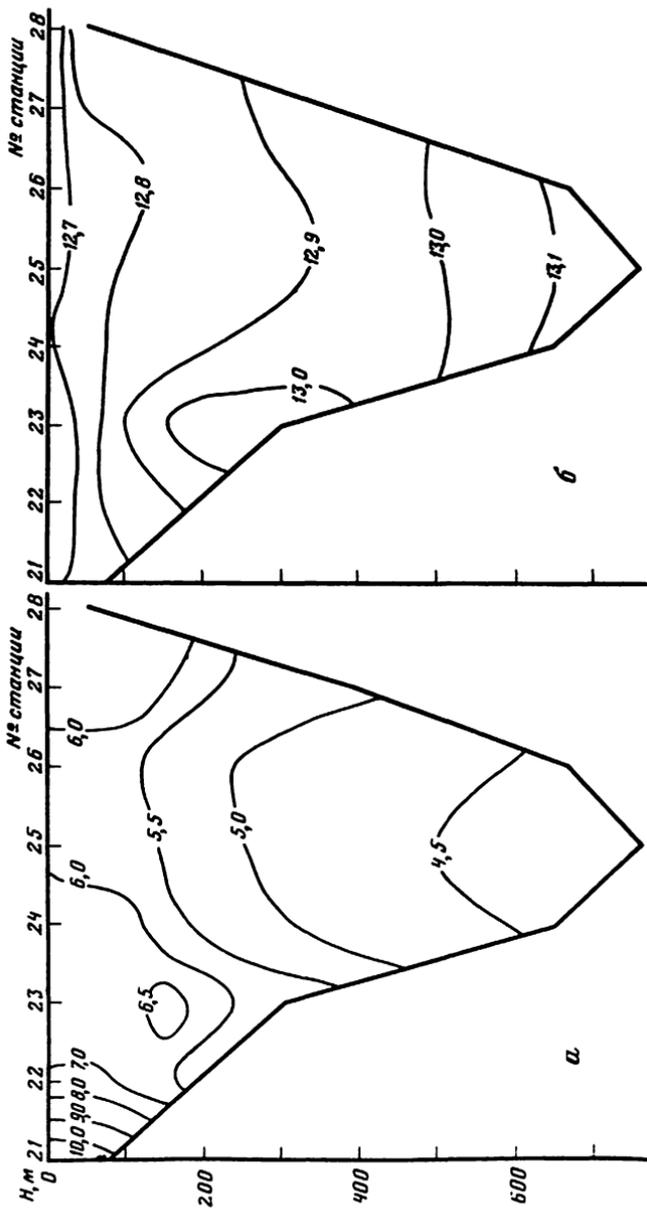
Весной, в апреле, происходит повышение температуры в верхнем 100-метровом слое воды, увеличение вертикальной температурной стратификации. В Среднем Каспии в этом слое температура изменяется от 9 до $5,7\text{--}6,5^{\circ}$ (см. рис. 50, II, а).



На Апшеронском пороге в поверхностном слое вода прогрета уже до $11-12^{\circ}$, а в глубинных слоях температура около 6° . В Южном Каспии, в слое 0–160 м, температура изменяется от 12 до 7° (см. рис. 50, II, б).

В апреле 1976 г. в северном районе Среднего Каспия уже наблюдалась горизонтальная стратификация температуры, обратная зимней: в открытом море температура несколько ниже, чем у берегов.

На большей части акватории Среднего Каспия температура была $9-10^{\circ}$, но к северу от Апшеронского полуострова выделялся обширный район с более низкой температурой $7-9^{\circ}$. В Южном Каспии от февраля к апрелю



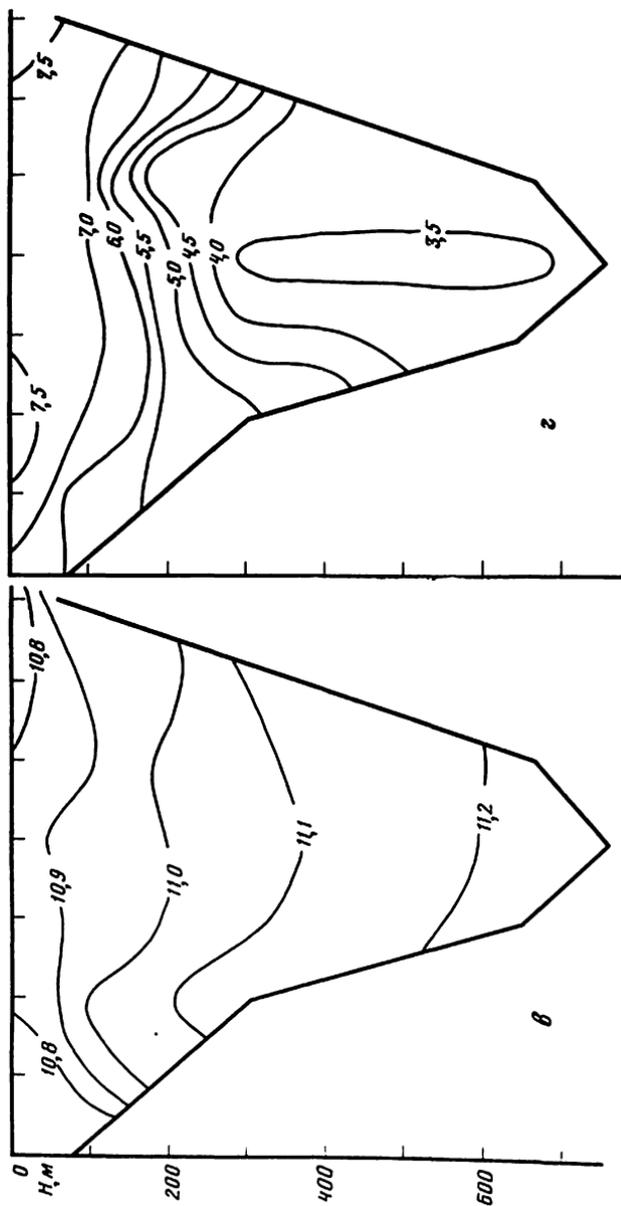


Рис. 51. Распределение гидрологических характеристик на разрезе через Средний Каспий (см. рис. 1, XIV) в феврале 1980 г.
 а — температура воды, °С; б — соленость, г/100; в — условная плотность, г — содержание кислорода, мл/л, г — номера станций

температура в среднем повысилась на 3° , что существенно меньше, чем в средней части моря. На большей части акватории Южного Каспия температура на поверхности в апреле была $12-13^{\circ}$.

На горизонте 50 м повышения температуры не отмечено. По направлению с северо-запада на юго-восток она возрастает от 6 до 9° и выше. Вдоль западного берега моря температура примерно на $1,5-2^{\circ}$ ниже, чем вдоль восточного, что характерно для условий меридионального переноса вод.

На горизонте 100 м температура, по сравнению с февралем, также почти не изменилась и составляла $6-7^{\circ}$. При этом в западной половине моря она ниже, чем в восточной.

Распределение температуры в августе отличается прежде всего наличием в верхнем слое моря резкого, четко выраженного термоклина. В западной и центральной частях разреза Дивичи—Кендерли он находится в слое 20—40 м, где температура уменьшается от 23 до $10-12^{\circ}$. В восточной части разреза термоклин выходит к поверхности в связи с тем, что вдоль восточного берега Среднего Каспия в летние месяцы интенсивно развит апвеллинг (см. рис. 50, III, а).

На разрезе Жилой—Куули термоклин занимает несколько больший слой — от 10—20 до 40—50 м, что связано с активными динамическими процессами в этом районе. Температура в термоклине понижается от 24 до $10-12^{\circ}$, а в глубинных слоях разреза составляет $5,7-6,0^{\circ}$.

В западной части разреза Куринский Камень—Огурчинский термоклин находится на несколько больших глубинах (20—50 м), чем в восточной (10—40 м), температура в этом слое уменьшается от $24-25$ до $11-12^{\circ}$. Под термоклином, в слое воды до 150 м температура понижается примерно до 7° (см. рис. 50, III, б).

В августе 1976 г. температура на поверхности в средней части моря изменялась от 22 до 26° , в южной — от 26 до 28° . В Среднем Каспии характерно понижение температуры по направлению с запада на восток от $25-26$ до $23-24^{\circ}$, в связи с образованием вдоль восточного побережья отрицательной температурной аномалии в результате апвеллинга. В то же время вдоль западного берега происходит перенос на юг хорошо прогретых опресненных вод из северной части моря. Судя по распределению температуры воды, в августе 1976 г. апвеллинг вдоль восточного берега был выражен слабо. В годы с интенсивным его развитием температура в этом районе может понижаться гораздо больше.

В Южном Каспии самая высокая температура (29°) была на шельфе у восточного берега. В этой части моря прослеживалось движение хорошо прогретых вод на север и в районе Кара-Богаз-Гола, у южной границы области отрицательной температурной аномалии отмечались существенные горизонтальные градиенты температуры: по направлению с юга на север она понижалась от 27 до 24° .

На горизонте 50 м по сравнению с апрелем также произошло повышение температуры: в Среднем Каспии на 3° , а в некоторых районах Южного Каспия на $10-11^{\circ}$. В центральном районе Среднего Каспия выделялся язык наиболее прогретых вод с температурой более 10° , распространяющихся из южной части моря. В Южном Каспии температура в основном составляла $10-11^{\circ}$, но к юго-востоку от Апшеронского полуострова выделялся локальный максимум (до 15°).

На горизонте 100 м изменения температуры были малы, лишь в центральном районе Южного Каспия она повысилась примерно на 1° .

Сезонный термоклин в августе 1976 г. в средней части моря располагался на горизонтах 30–50 м, в южной – 20–30 м.

С сентября начинается охлаждение поверхностных слоев моря, интенсивность и величина которого уменьшается по направлению от северных мелководных к южным глубоководным районам. К ноябрю температура на поверхности понижается в Среднем Каспии на $15\text{--}20^{\circ}$, в Южном – на $12\text{--}16^{\circ}$. В период охлаждения моря различия в температуре у западного и восточного берегов выравниваются и осенью в море преобладают широтные ее изменения.

В ноябре термоклин уже размыт, но в верхнем 100-метровом слое еще сохраняются вертикальные градиенты температуры, особенно в Южном Каспии.

На разрезе Дивичи–Кендерли по среднегодовым данным в слое 0–80 м температура понижается от $10\text{--}11$ до 7° и далее ко дну – до $4,5^{\circ}$ (см. рис. 50, IV, а).

На Апшеронском пороге более низкие температуры воды отмечаются вблизи западного берега, где на поверхности температура около 13° , тогда как в восточной части разреза – $15\text{--}16^{\circ}$. В слое 0–80 м она уменьшается до $7,5\text{--}8,0^{\circ}$, а вблизи дна составляет $6,2^{\circ}$.

В южной части моря в ноябре хорошо перемешан 30-метровый слой воды, в котором температура составляет $16\text{--}17^{\circ}$; глубже, на горизонтах 30–80 м, она уменьшается до 9° (см. рис. 50, IV, б).

В ноябре 1976 г. поверхностная температура в северном районе Среднего Каспия равнялась 6° , а на Апшеронском пороге была около 10° . В южной части моря, в направлении с севера на юг, температура возрастала от 12 до 16° . Область более низких температур (около 12°) выделялась на восточном шельфе, что связано с интенсивным охлаждением этого района под влиянием резко континентального климата прилегающих пустынь.

В связи с развитием конвекции и усилением динамического перемешивания в ноябре в Среднем Каспии перепад температур в слое 0–50 м составлял всего 2° , на горизонте 50 м преобладала температура 8° . В Южном Каспии в этом слое на фоне температуры $10\text{--}12^{\circ}$ выделялся максимум (до 14°), к югу от Апшеронского полуострова приуроченный к локальному антициклоническому круговороту (см. рис. 45, в, г).

На протяжении года средняя величина изменений температуры воды на поверхности в Среднем и Южном Каспии примерно одинаковая и составляет соответственно 18 и $17,5^{\circ}$.

СОЛЕННОСТЬ ВОДЫ

Распределение солёности в Каспийском море зависит от изменений поступающего в море речного стока.

В рассматриваемые годы в феврале на разрезе Дивичи–Кендерли толща вод от 100 м до дна имела высокую солёность – $13,0\text{--}13,1\text{‰}$. При этом более солёные воды находятся в восточной части разреза, где в слое около 400 м выделяется ядро воды с солёностью $13,2\text{‰}$. Лишь в поверхностном слое у западного берега солёность понижается до $12,7\text{--}12,8\text{‰}$, что связано

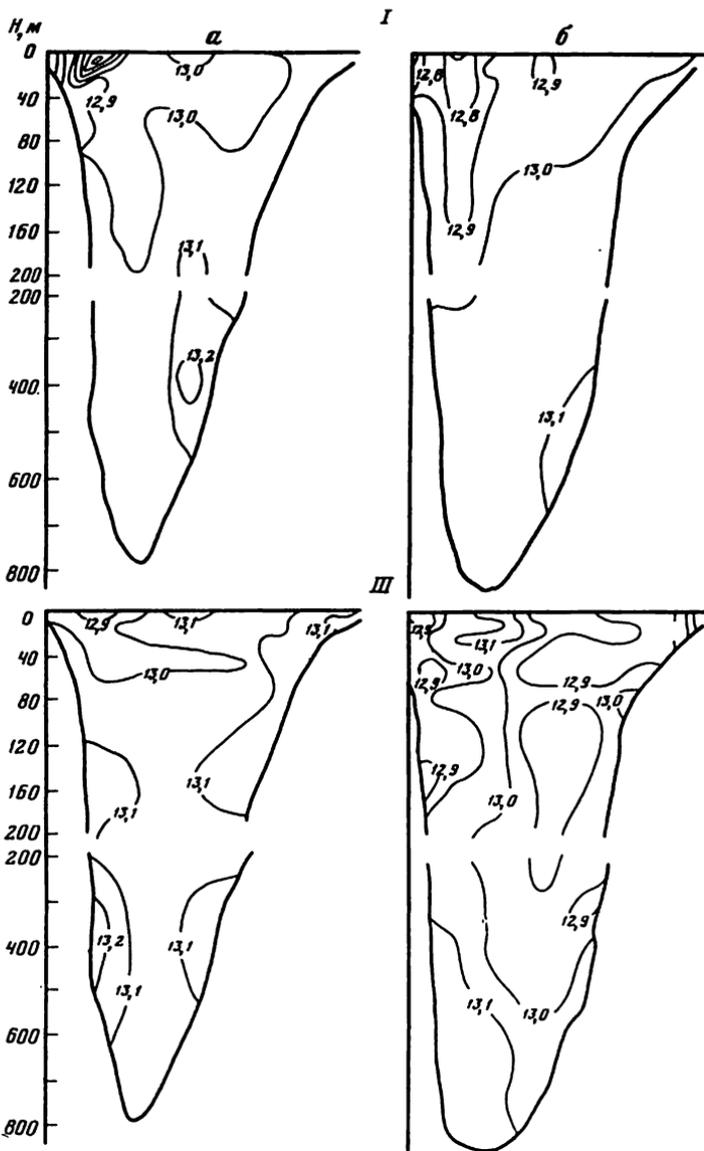
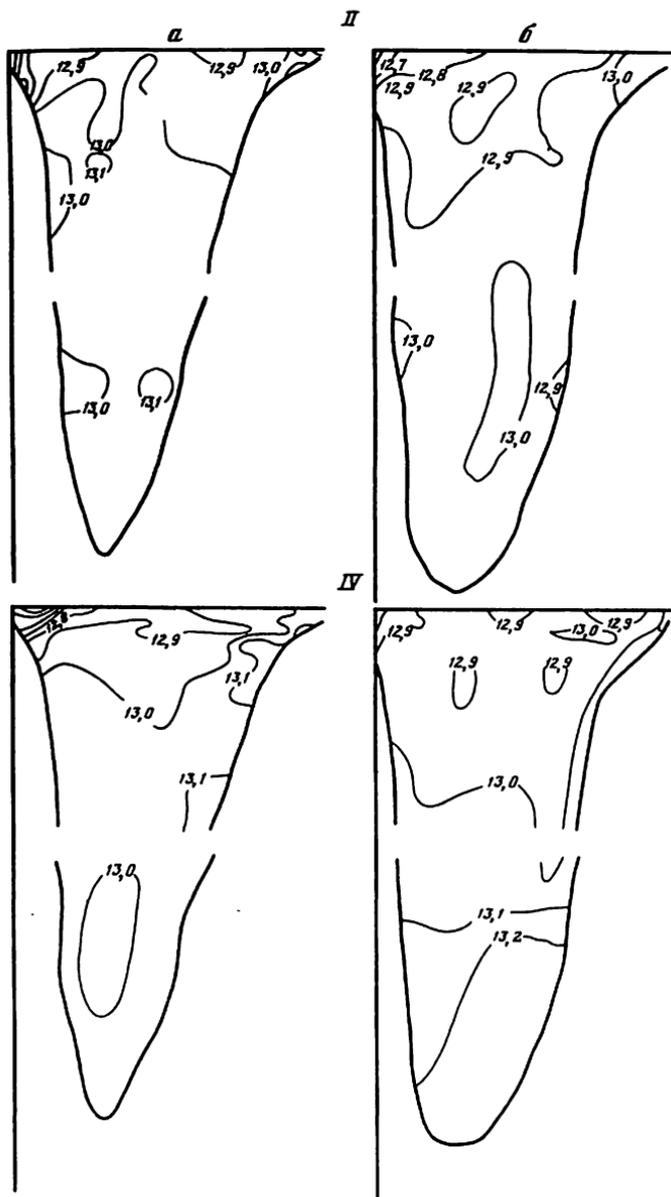


Рис. 52. Распределение солёности (‰) в 1968/1978 гг. в феврале (I), апреле (II), августе (III), ноябре (IV) на разрезах: Дивичи—Кендерли (а), Куринский Камень—Огурчинский (б)

с распространением на юг опреснённых вод из Северного Каспия (рис. 52, I, а).

В центральной части разреза Жилой—Куули в верхнем 40-метровом слое солёность 12,8–12,9‰, а в основном на разрезе она составляет 12,95–13,1‰.



В западной части разреза Куринский Камень—Огурчинский, в слое до 60 м, соленость пониженная ($12,7-12,8^0/00$) в связи с влиянием стока Куры. В центральной и восточной частях разреза в слое 0—100 м соленость $12,90-12,95^0/00$. На глубинах от 100—200 м до дна она весьма однородная и составляет $13,0-13,1^0/00$ (см. рис. 52, I, б).

В общем, в феврале в толще вод Среднего и Южного Каспия соленость

составляла $13,0-13,1^0/_{00}$ и лишь в поверхностном слое — $12,8-12,9^0/_{00}$. Соленость $13^0/_{00}$ и выше до 70-х годов встречалась в основном в осолоненных мелководных заливах восточного побережья моря и составила для Среднего и Южного Каспия относительно высокую величину, на $0,1-0,2^0/_{00}$ превышающую среднюю многолетнюю соленость этих частей моря в 50–60-х годах. Поэтому появление солености $13^0/_{00}$ и выше на разрезах, построенных по средним многолетним данным, полученным в 1968–1978 гг., — показательный признак, отражающий изменения в режиме солености.

В феврале 1976 г. в южной части Среднего Каспия на поверхности наблюдалась пониженная соленость — $12,5^0/_{00}$, а в Южном Каспии преобладала соленость около $13^0/_{00}$. С глубиной соленость возрастает незначительно, особенно в Южном Каспии.

На меридиональном разрезе через Средний Каспий в феврале 1980 г. соленость постепенно повышалась с глубиной от $12,7^0/_{00}$ в верхнем слое до $13,1^0/_{00}$ в придонном (650–700 м) (см. рис. 51, б).

Весной в средней части моря в верхнем слое воды (0–50, 100 м) величина солености возрастает; от $12,5-12,9^0/_{00}$ у западного берега до $12,9-13,1^0/_{00}$ у восточного. Вся глубинная часть разреза занята водами с соленостью $13^0/_{00}$ и выше (см. рис. 52, II, а).

В Южном Каспии, в слое 0–100–160 м преобладает соленость $12,8-12,9^0/_{00}$. Однако на мелководье у западного берега она понижается до $12,6-12,7^0/_{00}$ (влияние Куры), а у восточного — повышается до $13,0^0/_{00}$ (осолонение вод на шельфе). На глубинах от 100–150 м до дна соленость равна $12,9-13,0^0/_{00}$, ниже, чем в средней части моря (см. рис. 52, II, б).

В апреле 1976 г. в северо-западном районе моря, вблизи о-ва Чечень, четко прослеживалось опресняющее влияние речного стока — соленость здесь повышалась в южном направлении от 9,0 до $12,5^0/_{00}$.

На горизонте 50 м в средней части моря соленость возрастала с северо-запада на юго-восток от 11,0 до $12,5^0/_{00}$. Однако уже на горизонте 100 м ее величина возрастала до $13,0^0/_{00}$. В Южном Каспии в слое 0–100 м отмечалась однородная соленость — около $13^0/_{00}$.

Таким образом, в апреле 1976 г. в слое 0–50 м наблюдались различия в солености между Средним Каспием, где она в основном была пониженная ($11,0-12,5^0/_{00}$), и Южным, где отмечены высокие ее значения (около $13^0/_{00}$). На горизонте 100 м по всей акватории Среднего и Южного Каспия соленость была порядка $13^0/_{00}$.

Распределение солености в толще вод летом характеризуется большей переслоенностью, "пятнистостью", хотя разность ее величин остается небольшой. В средней части моря преобладает соленость $13,0^0/_{00}$, у восточного берега — больше $13,1^0/_{00}$. В Южном Каспии в слое от 0 до 500 м величина солености $12,9-13,0^0/_{00}$, а глубже (600–800 м) она возрастает до $13,1^0/_{00}$ (см. рис. 52, III).

Летом в различных районах моря происходят разнонаправленные процессы изменения солености. В северные и северо-западные районы поступает большое количество пресной воды и соленость в поверхностном слое снижается. В то же время в юго-восточном районе интенсивное испарение приводит к осолонению верхних слоев воды. В процессе преобладающей горизонтальной циркуляции опресненные воды переносятся вдоль западно-

го берега Среднего Каспия на юг, а вдоль восточного берега в Средний Каспий поступают более соленые воды из южной части моря.

В августе 1976 г. в северо-западном районе Среднего Каспия наблюдалась низкая соленость — $8,0-12,5^0/00$, но на большей части акватории моря преобладала соленость $13^0/00$. В слое 50–100 м распределение солености было весьма однородным, почти везде она составляла $13^0/00$ или немного более. На горизонте 100 м вблизи берегов отмечено повышение солености до $13,2^0/00$.

По сравнению с апрелем в августе горизонтальные градиенты солености возросли, особенно в северных районах Среднего Каспия. Повышение солености в юго-восточном районе моря служит благоприятным фактором для развития соленостной конвекции и постепенного оттока осолоненных вод в глубинные слои Южно-Каспийской впадины.

В ноябре соленость на поверхности изменялась лишь в Среднем Каспии, где на большей части акватории она уменьшалась до $12,5-12,9^0/00$, только в районе Кара-Богаз-Гола отмечалась соленость $13^0/00$. В северо-западном районе моря, так же как и в другие месяцы, наблюдалось опреснение ($8-12^0/00$). На горизонтах 50 и 100 м в обеих частях моря преобладала соленость около $13^0/00$.

Осенью распределение солености в толще воды снова становится более однородным. В Среднем Каспии, в верхнем 30-метровом слое, она увеличивается от западного берега к восточному от $12,3-12,6$ до $13,0-13,1^0/00$. Глубже 60–100 м до дна соленость превышает $13,0^0/00$, вдоль восточного склона дна — до $13,1^0/00$ (см. рис. 52 IV, а).

В южной части моря в ноябре соленость повышается от поверхности ко дну от $12,9-13,0$ до $13,1-13,2^0/00$ (см. рис. 52, IV, б).

Таким образом, в толще вод Южного Каспия от весны к осени происходит накопление вод с высокой соленостью. В апреле в слое от 400 м до дна значения солености были $12,9-13,0^0/00$, в августе возросли до $13,0-13,1^0/00$, а в ноябре соленость достигла $13,1-13,2^0/00$, т. е. была больше, чем соленость глубинных вод Среднего Каспия. Это подтверждает, что образование глубинных вод Южного Каспия связано не только с адвекцией из Среднего Каспия, но и с плотностным стоком соленых вод с восточного шельфа южной части моря.

Распределение условной плотности в море зимой отличается слабым ее ростом с глубиной от $10,9-11,0$ усл. ед. в поверхностном слое до $11,0-11,3$ усл. ед. в глубинных (см. рис. 51, в). Весной вертикальная плотностная переслоенность увеличивается, условная плотность возрастает от $10,4-10,8$ усл. ед. в поверхностном до $11,1-11,2$ в толще вод до самого дна. Летом в верхнем прогретом и перемешанном слое плотность равна $7,5-8,5$ усл. ед., затем резко возрастает до $10,0-10,5$ усл. ед., а далее с глубиной почти не изменяется и равна $11,0-11,2$ усл. ед. Осенью в верхнем слое сохраняются вертикальные градиенты плотности, величина которых растет по направлению с севера на юг. От поверхности до горизонта 80 м условная плотность увеличивается от $9,8-10,6$ до $10,8-11,0$ усл. ед. В глубинных слоях, как и в другие сезоны, она составляет $11,0-11,2$ усл. ед.

Распределение плотности в разные сезоны показывает, что в 70-х годах произошло небольшое ее повышение, связанное с увеличением солености в толще вод моря.

Сезонные изменения условной плотности в 1976 г. в верхнем 50-метровом слое составили в среднем 4,0 усл. ед. (от 10,6—11,0 зимой до 6,5—7,0 усл. ед. летом). Характер плотностной структуры вод в этом слое в течение года существенно изменялся. Однако уже на горизонте 100 м с апреля по ноябрь ее сезонные изменения были незначительны — на большей части акватории сохранялась плотность около 11,0 усл. ед. (в феврале 10,8—11,0 усл. ед.).

Анализ показывает, что в толще вод Среднего и Южного Каспия наиболее выражены сезонные изменения температуры и плотности воды и существенно меньше — солёности. При этом в разных районах моря эти изменения имеют свои особенности.

ТЕРМОХАЛИННЫЙ АНАЛИЗ ВОД

Совместная оценка пространственно-временного распределения температуры и солёности позволяет получить обобщенную характеристику гидрологической структуры вод. Для изучения особенностей термохалинных соотношений в море, их сезонных изменений целесообразно применение объемного T, S -анализа.

Объемный T, S -анализ представляет собой разновидность статистического термохалинного анализа водных масс. Он заключается в подсчете повторяемости объемов вод в соответствующих классах T, S -диаграммы, что позволяет судить о термохалинном разнообразии вод исследуемого бассейна [Мамаев, 1970].

Основу для проведения объемного T, S -анализа вод Каспийского моря составил массив среднепогодных гидрологических данных, полученных по результатам наблюдений с 1940 по 1972 г. для февраля, апреля, августа и октября [Косарев, 1975]. Данные массива охватывают площадь Каспийского моря, заключенную между параллелями 38 и 45° с. ш. В рассмотрение не вошли Северный Каспий и иранская часть Южного Каспия.

Исследуемая акватория была разбита на полуградусные трапеции со сторонами, совпадающими с параллелями и меридианами. При этом принято допущение о равенстве площадей трапеций независимо от широты. Возникающие в связи с этим ошибки лишь незначительно сказываются в конечном итоге при построении объемной T, S -диаграммы.

Толща воды была разделена на слои, границы которых определялись горизонтами: 0, 50, 100, 150, 200, 300, 400, 500, 600, 700, 800 м. Поскольку значительные изменения температуры и солёности отмечаются в пределах верхнего 200-метрового слоя, в нем для увеличения точности было принято более мелкое деление.

По кривым вертикального распределения определялись значения температуры и солёности на середину каждого слоя. После этого для каждого из слоев были построены карты распределения осредненных величин температуры и солёности с последующей экстраполяцией значений характеристик в вершины полуградусных трапеций. За значения температуры и солёности в данном слое рассматриваемой трапеции принимались средние арифметические из этих величин.

В прибрежных районах береговой контур аппроксимировался прямыми

линиями и реальный объем заменялся эквивалентным объемом с горизонтальным дном, соответствующим средней глубине в данной трапеции.

Для построения объемных T, S -диаграмм плоскость диаграммы была разделена сеткой на классы с интервалами по температуре $0,5^\circ$, солёности — $0,1^\circ/00$. Итоговый этап работы заключался в подсчете объемных единиц, занимаемых T, S -соотношением данного класса. Полученные T, S -диаграммы для каждого слоя между указанными выше горизонтами были обобщены для Среднего, Южного Каспия и для всего моря. На обобщенных T, S -диаграммах в качестве главной единицы объема рассматривался параллелепипед с основанием полуградусной трапеции и глубиной 100 м.

Объемные T, S -диаграммы Каспия были построены для февраля, апреля, августа и октября по среднеголетним данным. На T, S -диаграммах указаны относительные объемы вод в процентах к общему объему вод всей рассматриваемой части Каспийского моря. На полях каждой T, S -диаграммы приведены результаты суммирования повторяемости объемов по вертикали и горизонтали, таким образом подсчитаны одномерные распределения для солёности (внизу) и для температуры (справа). Кроме того, эти одномерные распределения даны отдельно для Среднего и Южного Каспия (рис. 53).

Сравнение величин, полученных на диаграммах для разных месяцев, показывает, что солёность большей части объема вод Каспийского моря изменяется в довольно узких пределах — от $12,4$ до $13,0^\circ/00$. Свыше 50% вод во все сезоны имеют солёность в интервале $12,8$ — $12,9^\circ/00$ и температуру от $5,0$ до $6,5^\circ$. Эти T, S -соотношения характерны для глубинных водных масс Каспийского моря (см. главу 1 наст. книги).

На диаграммах для февраля и апреля основной объем вод имеет температуру ниже 12° . На диаграммах для августа и октября при той же температуре наблюдается разрыв, указывающий на резкий перепад температур с глубиной. Воды с более высокой температурой относятся к летней модификации верхней каспийской водной массы. Наличие разрыва на диаграммах отмечает образование резкого сезонного термоклина и позволяет принять изотерму 12° за нижнюю границу верхней каспийской водной массы в летний сезон.

Объем верхней каспийской водной массы летней модификации составляет в отношении к общему объему моря в августе $11,8\%$ в Среднем Каспии, $6,9\%$ — в Южном Каспии, в октябре соответственно $12,1$ и $7,1\%$.

Результаты расчетов средних значений температуры и солёности даны в табл. 42.

Средняя температура в августе наиболее высокая для года и примерно одинаковая для Среднего и Южного Каспия. В остальные месяцы Средний Каспий холоднее и разница в значениях средней температуры составляет около 1° .

Годовая величина изменений средней солёности в Среднем и Южном Каспии незначительная — около $0,1^\circ/00$, однако характер изменения средней солёности для этих частей Каспийского моря различен. В Южном Каспии от февраля к октябрю средняя солёность увеличивается, в Среднем Каспии за это же время она уменьшается.

На T, S -диаграммах видно (см. рис. 53), что в Среднем и Южном Каспии в отдельные месяцы удельное содержание вод с разной солёностью в диапа-

Таблица 43
Объемы вод с соленостью выше 12,9‰, в процентах
к общему объему моря

Слой, м	Февраль		Апрель		Август		Октябрь	
	Средний Каспий	Южный Каспий						
0–50	11,0	2,3	0,4	2,6	3,9	6,7	2,1	10,8
50–100	7,0	1,8	1,7	1,4	1,9	3,0	0,1	1,3
100–150	4,7	1,2	–	1,0	2,8	3,0	–	1,5
150–200	4,1	0,5	–	1,0	3,5	2,0	–	1,5
200–300	8,1	–	1,2	2,0	2,9	3,0	–	7,0
300–400	9,0	1,0	1,6	0,2	1,0	2,2	–	10,1
400–500	6,7	0,1	–	–	1,9	4,2	–	7,2
500–600	3,0	–	–	0,6	2,5	5,2	–	8,7
600–700	0,5	–	–	–	0,5	5,8	–	–
700–800	–	–	–	–	–	2,4	–	–
Сумма	54,1	6,9	4,9	8,8	20,9	37,5	2,2	48,1
Сумма		61,0		13,7		58,3		50,3

Каспий, происходящий зимой. Эти воды вовлекаются в процесс зимней конвекции в средней части моря, участвуют в плотностном стоке по северным склонам среднекаспийской впадины в более глубокие слои. Об этом свидетельствует увеличение зимой вод повышенной солености в глубинных слоях, в особенности в слое от 200 до 500 м.

В апреле наблюдается минимум содержания высокосоленых вод как в Среднем, так и в Южном Каспии. Это может свидетельствовать о переносе вод из Среднего Каспия в Южный и об интенсивном внутрислойном перемешивании.

Следует учитывать, что использование данных среднемноголетнего массива приводит к значительному сглаживанию межгодовых различий и характер внутригодовых изменений в структуре вод может быть иным в конкретные годы. В то же время термохалинный анализ подтверждает основные особенности распределения и сезонных изменений гидрологических характеристик в море, которые были показаны выше.

МЕЖГОДОВАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ

Межгодовая (междугодичная) изменчивость в океане определяется как согласованные изменения больших акваторий океана и всей атмосферы от года к году с пространственными масштабами, соизмеримыми с размерами океанских бассейнов в целом. Основной причиной междугодичной изменчивости океанологических полей является перестройка процессов взаимодействия океанов и атмосферы, в том числе автоколебательные процессы в системе океан–атмосфера–материк [Монин и др., 1974].

Аналогичные процессы вызывают и межгодовую изменчивость в морях, с той разницей, что масштабы взаимодействия основных компонентов

системы и величины самой изменчивости в морях, естественно, меньше, чем в океанах.

В замкнутом Каспийском море межгодовая изменчивость гидрологических и гидрохимических условий имеет особо важное значение, так как позволяет оценить устойчивость режима моря по отношению к внешним воздействиям, его реакцию на эти вынуждающие силы, проследить тенденции изменений, выявить районы, наиболее подверженные влиянию внешних воздействий. Все это необходимо для разработки методов долгосрочного прогнозирования изменений режима моря под воздействием природных и антропогенных факторов.

Основные внешние факторы, оказывающие влияние на сезонную и межгодовую изменчивость океанологических полей в Каспийском море, — это тепловое воздействие атмосферы, особенно в зимний период (суровость зим), влияющее на термическое состояние вод, и речной (прежде всего волжский) сток, от величины и пространственно-временного распределения которого в море зависит соленость вод. В отличие от океана в Каспийском море отсутствует адвекция вод из других бассейнов — основная причина межгодовых изменений в глубинных слоях океанских вод. В то же время в Каспии существенное влияние на перераспределение тепла и субстанций внутри водоема оказывает водообмен между отдельными его частями.

В настоящей работе для исследования межгодовой изменчивости гидрологических характеристик в Среднем и Южном Каспии были использованы данные наблюдений на "вековых" разрезах Дивичи—Кендерли и Куринский Камень—Огурчинский (см. рис. 1), репрезентативно отражающие состояние режима этих частей моря.

На указанных разрезах проанализирована межгодовая изменчивость температуры воды, солености, условной плотности и содержания кислорода в феврале, апреле, августе и ноябре 1962—1978 гг., на горизонтах 0, 50, 100, 200 и 600 м.

Межгодовые изменения температуры воды сопоставлялись с суровостью зим, характеризуемой индексом $\Sigma(-T_a)$ — суммой отрицательных среднесуточных температур воздуха [Владимирцев, Косарев, 1976]; изменения солености — с величиной стока Волги за те же годы, а изменения содержания кислорода — с обоими внешними факторами.

В феврале, когда в море активно развито конвективное перемешивание, вертикальная структура вод однородная, в межгодовых изменениях температуры воды прослеживается согласованность на всех горизонтах в слое до 600 м в обеих частях моря: За исследованный отрезок времени температура воды на поверхности изменялась в Среднем Каспии от 3,6 до 7,2°. В Южном — от 7,1 до 10,3°. С глубиной размах межгодовых изменений температуры уменьшается и на горизонте 200 м равен 0,5° на разрезе Дивичи—Кендерли и 1° на разрезе Куринский Камень—Огурчинский. В целом зимой изменчивость термических условий верхнего слоя воды в Южном Каспии немного меньше, чем в Среднем. На горизонте 200 м, наоборот, температура в южной части моря более изменчива, так как она существенно зависит от характера адвекции вод из Среднего Каспия в разные годы.

Повышение температуры от февраля к апрелю на поверхности составляло 3,5°, а на горизонте 50 м — 0,8° в Среднем и 0,3° в Южном Каспии.

Температура воды на поверхности в апреле изменялась в Среднем Каспии от $7,8$ до $11,3^{\circ}$ (на $3,5^{\circ}$), а в Южном — от $7,9$ до $14,8^{\circ}$ (на $6,9^{\circ}$). С глубиной межгодовые изменения температуры уменьшаются в 3–4 раза: на горизонте 200 м температура изменялась в средней части моря от $4,5$ до $5,9^{\circ}$, а в южной — от $4,6$ до $6,3^{\circ}$.

На разрезе Дивичи—Кендерли связи между суровостью прошедшей зимы и температурой воды в апреле отметить не удалось. На разрезе Куринский Камень—Огурчинский такая связь прослеживалась для экстремальных зим. Так, после наиболее суровой зимы 1968/69 г. здесь на всех горизонтах наблюдалась самая низкая температура (на 0 м — $7,9^{\circ}$; на 600 м — $4,5^{\circ}$), а после наиболее мягкой зимы 1961/62 гг. — самая высокая температура (на 50 м — $11,4^{\circ}$). Как и в феврале, отмечалась согласованность межгодовых изменений температуры на всех горизонтах, особенно в Южном Каспии.

В августе в Среднем Каспии температура на поверхности изменялась в пределах $20,5$ – $25,5^{\circ}$, в Южном Каспии — от $25,0$ до $28,9^{\circ}$, на горизонте 600 м изменения температуры были соответственно: $4,0$ – $5,3^{\circ}$ и $5,8$ – $6,8^{\circ}$. Большая межгодовая разность температуры воды на поверхности в средней части моря отражает различную интенсивность апвеллинга, образующегося вдоль восточного берега в летние месяцы. В южной части моря термические условия более устойчивые.

Влияние характера прошедшей зимы прослеживается летом в Среднем Каспии по изменениям температуры во всех слоях воды. Например, на горизонте 600 м после аномально теплой зимы 1965/66 г. наблюдалось повышение температуры, сохранявшееся до 1969 г., когда после экстремально холодной зимы температура понизилась. В Южном Каспии на том же горизонте ход температуры был более ровным, почти все годы она находилась в пределах $5,9$ – $6,1^{\circ}$.

На разрезе Дивичи—Кендерли в ноябре температура на поверхности менялась от $8,3$ до $14,7^{\circ}$, а на разрезе Куринский Камень—Огурчинский — от $13,9$ до $19,1^{\circ}$. Следует отметить, что в этот сезон наблюдалась некоторая несогласованность тенденции изменения температуры воды на поверхности моря и в глубинных слоях.

Весьма важный результат проведенного анализа заключается в том, что за рассмотренные годы температура глубинных слоев моря (горизонт 600 м) оставалась в пределах значений, определенных для глубинных водных масс моря (см. главу 1 наст. книги). Это свидетельствует о сохранении общей устойчивости термического состояния глубинных вод Каспийского моря в современных условиях.

В глубоководном бассейне моря влияние изменений речного стока на соленость проявляется не столь быстро и значительно, как в Северном Каспии, а гораздо медленнее, иногда через год или несколько лет.

В феврале соленость на поверхности изменялась в Среднем Каспии от $12,6$ до $13,3^{\circ}/_{00}$, в Южном — от $12,5$ до $13,2^{\circ}/_{00}$, т. е. в каждой части моря на $0,7^{\circ}/_{00}$. Вертикальные различия солености, кроме отдельных случаев, были весьма незначительными — с глубиной соленость повышалась не более чем на $0,1^{\circ}/_{00}$ в средней и $0,2^{\circ}/_{00}$ в южной частях моря. Сравнение величин солености и годового стока Волги показывает, что они не связаны.

Весной, в апреле, величина изменений солености на поверхности была больше, чем зимой: в Среднем Каспии — от $11,2$ до $13,3^{\circ}/_{00}$, в Южном —

от 12,3 до 13,2‰. С глубиной наблюдалось очень незначительное увеличение солености.

В августе в море отмечались следующие изменения солености: в Среднем Каспии от 12,6 до 13,5‰, в Южном от 12,6 до 13,6‰. Величины солености и пределы ее изменений в обеих частях моря весьма близкие, что свидетельствует об уменьшении в августе пространственных неоднородностей поля солености. Влияние половодья в августе не ощущается, по сравнению с февралем и апрелем наблюдается небольшое увеличение солености в верхнем слое, проявляющееся весьма согласованно на обоих разрезах. Вместе с тем, по августовским данным, прослеживается связь солености с экстремальными величинами годового стока Волги, со сдвигом на два года. Так, за два года до того как на обоих разрезах наблюдался минимум солености (12,6‰), в 1966 г. отмечался экстремально высокий сток Волги (270 км³/год). Наоборот, после малого стока Волги в 1967–1969 гг. (около 170 км³/год) наблюдался максимум солености в Среднем Каспии в 1971 г. (13,5‰) и в Южном Каспии – в 1969 г. (13,6‰). Однако для всего ряда лет связь между стоком Волги и соленостью Среднего и Южного Каспия со сдвигом в два года не обнаружена.

Межгодовые изменения солености в августе в обеих частях моря были небольшими в 1956–1967 гг. и более существенными в 1968–1976 гг., что соответствует характеру изменений волжского стока в те же годы.

В ноябре соленость на поверхности изменялась от 11,8 до 13,5‰ на разрезе Дивичи–Кендерли и от 12,3 до 13,5‰ на разрезе Куринский Камень–Огурчинский. В глубинных слоях ее изменения были весьма незначительными, особенно в Южном Каспии.

Таким образом, величина межгодовых изменений солености в феврале и апреле была 0,3–0,7‰, в августе и ноябре – 0,8–1,2‰. Начиная с 1970 г. отмечается возрастание изменений солености, особенно летом и осенью. Влияние на соленость среднего годового стока Волги прослеживается только для экстремальных его величин. Обращает внимание увеличение солености в толще вод в годы с экстремально суровыми зимами 1968/69 г. и 1970/71 г., когда на осолонение оказывало влияние интенсивное льдообразование.

Наиболее важная особенность в межгодовых изменениях солености состоит в том, что за рассмотренные 20 лет наблюдалось ее повышение в глубинных слоях Каспия, отмеченное во все сезоны. В Среднем и Южном Каспии соленость на глубинах более 600 м стала достигать величин 13,1–13,3‰, тогда как в 50-е годы она обычно была меньше 13,0‰ (средняя многолетняя соленость в открытых районах моря составляла 12,85‰). Повышение солености до 13‰ и более есть следствие общей тенденции уменьшения водности Волги, наблюдавшейся в последние десятилетия вплоть до середины 70-х годов.

Для обобщенной характеристики межгодовой изменчивости в Среднем и Южном Каспии рассчитаны ряды среднегодовых аномалий температуры, солености и содержания кислорода¹ на разрезах Дивичи–Кендерли и Ку-

¹ Здесь данные о содержании кислорода используются как важный показатель межгодовых изменений структуры вод, существенно дополняющий результаты анализа температуры и солености. (Примеч. авт.)

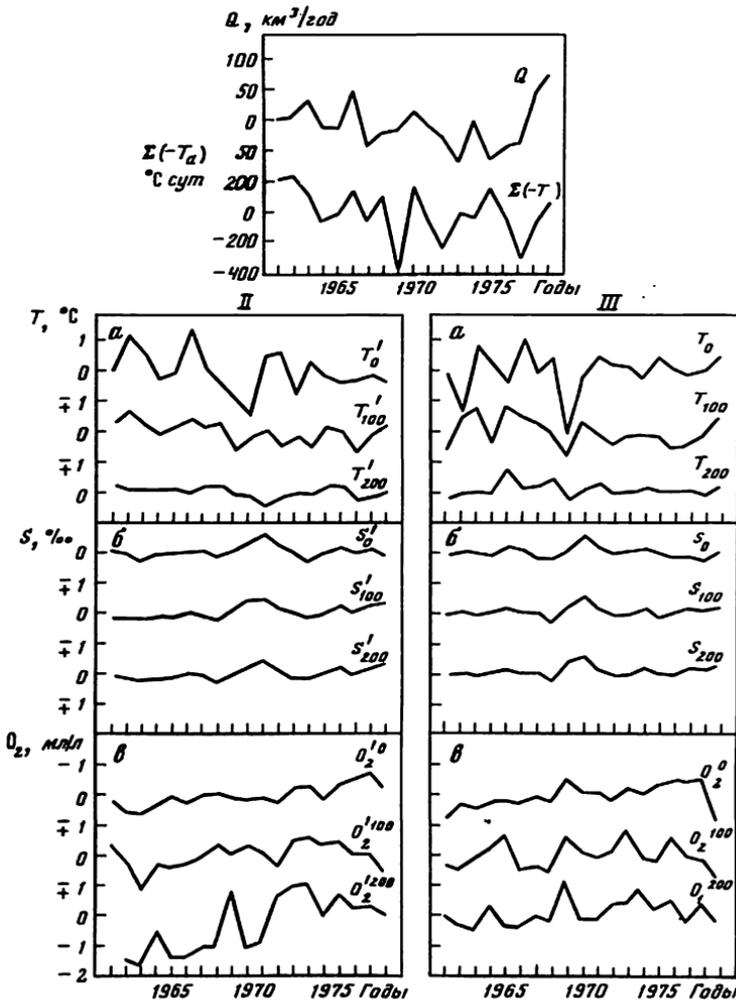


Рис. 54. Межгодовые изменения за 1961–1979 г. среднегодových аномалий стока Волги ($\text{км}^3/\text{год}$) и индекса суровости зим ($\Sigma(-T_\alpha)$ $^\circ\text{C сут}$) – I, температуры, воды (a), солёности (б), содержания кислорода (в) на разрезах Дивичи–Кендерли (II) и Куринский Камень–Огурчинский (III) на горизонтах 0, 100, 200 м

ринский Камень–Огурчинский за 1961–1979 гг. Для этого из рядов их значений в каждый из рассмотренных выше четырех характерных месяцев сезонов вычиталась среднемноголетняя (климатическая) норма данного месяца. Таким образом, исключалась среднемноголетняя сезонная изменчивость. Среднегодová аномалия определялась осреднением аномалий по четырем выбранным месяцам каждого конкретного года. Полученные ряды среднегодových аномалий более достоверно отражают межгодовую изменчивость, поскольку влияние короткопериодных процессов здесь сглаживается осреднением.

Результаты расчетов таких рядов представлены на рис. 54 для основных

Таблица 44

Статистические параметры и матрица корреляции межгодовой изменчивости температуры, солености и растворенного кислорода на разрезах в Среднем и Южном Каспии, 1961—1979 гг.*

Разрез	Характеристика	Размерность	Коэффициент корреляции (r)																	
			$\alpha\varphi$	$\Delta\varphi$	R, %	Q	$\Sigma(-T_d)$			Дивичи—Кендерли						Куринский Камень—Огурчинский				
							T ₀	T ₂₀₀	S ₀	T ₂₀₀	S ₂₀₀	O _{2,0}	O _{2,200}	T ₀	T ₂₀₀	S ₀	S ₂₀₀	O _{2,0}	O _{2,200}	
1		2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	
Дивичи—Кендерли	Q	км ³ /год	41	-1	<90	X	0,27	-	-	-0,13	0,28	-0,06	-0,27	-	-	0,18	0,29	-0,46	-0,29	
	$\Sigma(-T_d)$	°С сут.	175	-260	95	0,27	X	0,25	0,42	-	-	-0,44	-0,56	0,37	0,22	-	-	-0,57	-0,57	
	T ₀	°С	0,70	-0,81	95	-	0,25	X	0,07	-0,13	-	-	-	-	0,27	-	-	-	-	-
	T ₂₀₀	°С	0,20	-0,24	90	-	0,42	0,07	X	-	-0,63	-	-	-	-	0,11	-	-	-	-
	S ₀	‰	0,23	0,14	<90	-0,13	-	-0,13	-	X	0,66	-0,01	-	-	-	-	0,37	-	-	-
	S ₂₀₀	‰	0,19	0,31	95	0,28	-	-	0,63	0,66	X	-	0,17	-	-	-	-	0,57	-	-
	O _{2,0}	мл/л	0,35	0,83	99	-0,06	-0,44	-	-	-0,01	-	X	0,57	-	-	-	-	-	-	-
	O _{2,200}	мл/л	0,98	1,52	95	-0,27	-0,56	-	-	-	0,17	0,57	X	-	-	-	-	-	-	0,81
	T ₀	°С	0,72	0,34	<90	-	0,37	0,27	-	-	-	-	-	X	0,29	-0,11	-	-	-	-
	T ₂₀₀	°С	0,22	-0,14	<90	-	0,22	-	0,11	-	-	-	-	-	0,29	X	-	-0,11	-	-
Куринский Камень—Огурчинский	S ₀	‰	0,16	-0,04	90	0,18	-	-	0,37	-	-	-	-	-	-	X	-0,79	0,06	-	
	S ₂₀₀	‰	0,17	0,13	95	0,29	-	-	-	-	0,57	-	-	-	-	-	X	-	0,19	
	O _{2,0}	мл/л	0,40	0,74	99	-0,46	-0,57	-	-	-	-	0,50	-	-	-	-	-	0,06	X	
	O _{2,200}	мл/л	0,43	0,54	95	-0,29	-0,57	-	-	-	-	-	0,81	-	-	-	-	0,19	0,55	X

* Условные обозначения объяснены в тексте, на с. 204.

внешних факторов: стока Волги (Q , км³/год) и суровости зимы ($\Sigma(-T_a)$), а также для распределения указанных выше характеристик в Среднем и Южном Каспии на горизонтах 0, 100, 200 м.

Как видно из рисунка, вид изменчивости различных характеристик весьма разнообразен, хотя во всех рядах заметны квазициклические изменения с периодом от двух до пяти лет, выраженные, однако, неодинаково. Лучше всего они прослеживаются в изменениях внешних факторов, температуры воды на поверхности и содержании растворенного кислорода на горизонтах 100 и 200 м.

Для каждого из представленных рядов был проведен расчет некоторых статистических параметров, которые представлены в табл. 44. Перечень характеристик и их размерности приведены в столбцах 1 и 2 таблицы. Здесь Q — годовой объем стока Волги, $\Sigma(-T_a)$ — индекс суровости зим, T_0 , T_{200} — температура в поверхностном слое и на горизонте 200 м; S_0 , S_{200} — то же, для солёности; $O_{2,0}$, $O_{2,200}$ — то же, для растворенного кислорода. В столбце 3 приведены среднеквадратические отклонения (σ_φ) среднегодовых значений характеристик от многолетней нормы. В столбце 4 — полный размах ($\Delta\varphi$) линейного тренда изменчивости характеристик, в столбце 5 — вероятность (P) тренда. Оценки, приведенные в столбцах 4 и 5, выполнены по критерию тренда, приводимому Дж. Бендтом и А. Пирсоном [1971]. Тренды с вероятностью $P < 90\%$ относились к маловероятным. В столбцах 6—19 представлена матрица коэффициентов взаимной парной корреляции для рассмотренных характеристик. Уровень нулевой корреляции в нашем случае составляет 0,42, более низкие значения свидетельствуют об отсутствии линейной парной статистической связи между характеристиками.

Анализ табл. 44 показывает, что интенсивность межгодовой изменчивости, представленная в виде среднеквадратического отклонения (σ_φ), наибольшая для температуры поверхностного слоя, а также для содержания кислорода на горизонте 200 м в Среднем Каспии. Наименьшей изменчивостью отличается солёность на всех горизонтах. Обращает внимание, что изменчивость содержания кислорода на горизонте 200 м и солёности на поверхности в Среднем Каспии соответственно более чем вдвое и в полтора раза выше, чем в Южном Каспии. Это связано с интенсивным влиянием внешних источников возмущений (речного стока, суровости зим) в средней части моря.

Сравнение изменений температуры и солёности позволяет оценить их вклад в изменчивость плотности вод. Необходимо отметить, что для условий Каспийского моря коэффициент солёностного сжатия воды (β) почти в 4 раза превышает коэффициент ее термического расширения (α). Соотношение для вкладов температуры и солёности можно определить как $\alpha\sigma_t/\beta\sigma_s$. Табл. 44 показывает, что в поверхностных слоях Каспийского моря межгодовая изменчивость плотности вод определяется приблизительно в равной степени температурой и солёностью, тогда как на горизонте 200 м солёность имеет по меньшей мере двукратное преимущество.

Наиболее четкими тенденциями, хорошо прослеживаемыми даже визуально (см. рис. 54), можно считать уменьшение стока Волги до 1978 г., увеличение суровости зим и связанное с последним фактором понижение поверх-

Таблица 45

Средние многолетние величины солёности на разрезах в Каспийском море в 1958–1962 и 1968–1978 гг.

Годы	Разрезы					
	Дивичи–Кендерли	Жилой–Куули	Куринский Камень–Огурчинский	Дивичи–Кендерли	Жилой–Куули	Куринский Камень–Огурчинский
	Зима (февраль)			Весна (апрель)		
1958–1962	12,90	12,82	12,84	12,85	12,81	12,84
1968–1978	13,02	12,86	12,94	12,95	12,87	12,80
Разность	0,12	0,14	0,10	0,10	0,06	–0,04
	Лето (август)			Осень (сентябрь–ноябрь)		
1958–1962	12,88	12,84	12,90	–	12,88	12,89
1968–1978	13,06	12,92	12,98	–	12,90	13,02
Разность	0,18	0,08	0,08	–	0,02	0,13
	Средняя годовая					
1958–1962	12,84	12,82	12,84			
1968–1978	12,98	12,90	12,95			
Разность	0,14	0,08	0,11			

ностной температуры в Среднем Каспии, а также повышение концентрации кислорода во всей толще вод Каспийского моря. Отмечается также и повышение солёности на горизонте 200 м на обоих разрезах, однако не столь заметное. В связи с этим представляет интерес отношение размаха тренда к среднеквадратическому отклонению характеристики. Там, где оно заметно больше единицы, тренд хорошо прослеживается визуально, как, например, увеличение содержания кислорода в поверхностном слое Среднего и Южного Каспия. В противном случае, как это имеет место для солёности и температуры, визуальное определение тренда затруднено.

Оценки матрицы корреляционных связей (в табл. 44 они представлены частично) показали, что T , S -корреляция межгодовых изменений в Каспийском море незначительная, так же как и S , O_2 -корреляция. Дело в том, что изменчивость температуры воды и содержания кислорода зависят прежде всего от суровости зимы, а солёности – от речного стока, а эти внешние факторы слабо коррелированы между собой.

Статистически значимые связи с внешними факторами характерны лишь для растворенного кислорода относительно суровости зимы, причем в равной степени как для Среднего, так и для Южного Каспия. Действительно, в суровые зимы приток кислорода из атмосферы и его растворимость в море заметно повышается, к тому же в эти зимы происходит усиленная аэрация глубинных вод благодаря интенсивному развитию конвекции.

То, что этот процесс происходит примерно одинаково в обеих глубоководных частях Каспийского моря, подтверждает анализ связей между ними. Статистически значимые корреляции получены здесь именно для

содержания кислорода. По глубине наиболее взаимосвязанными оказались колебания солености. Наименее "коммуникабельной" во всех отношениях оказалась температура воды: ни один из связанных с ней коэффициентов корреляции не превысил нулевого уровня.

Наиболее четкая тенденция в межгодовых изменениях проявилась в повышении содержания растворенного кислорода во всей толще вод моря. Это связано с увеличением суровости зим и усилением процессов перемешивания. Уменьшение речного стока в 60-х и 70-х годах заметно отразилось лишь на увеличении солености на горизонте 200 м в Среднем Каспии. Остальные тенденции не выходят за рамки стандартных отклонений от климатических норм.

На основе проведенного статистического анализа можно заключить, что происшедшие в Каспийском море под влиянием внешних воздействий межгодовые изменения различных характеристик в разных частях и слоях моря имеют свои особенности. В то же время, хотя не во всех рассмотренных случаях, выявлены четкие тенденции, изменения каждой из рассмотренных характеристик в мере обладают общей направленностью.

Многолетние изменения солености были оценены путем сравнения их средних сезонных величин на разрезах Дивичи—Кендерли, Жилой—Куули и Куринский Камень—Огурчинский в 1958—1962 гг. [Пахомова, Затучная, 1966] и 1968—1978 гг. (табл. 45).

Сравнение подтвердило, что соленость в 70-х годах повысилась на 0,1—0,2‰, причем в Среднем Каспии больше, чем в Южном.

ГИДРОХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ

Кислород. Пространственное распределение и сезонные изменения содержания растворенного кислорода в Среднем и Южном Каспии в 1930—1960 гг. рассмотрены достаточно подробно [Бруевич, 1937; Абрамов, 1959; Пахомова, Затучная, 1966; Косарев, 1974, 1975]. Ниже показаны особенности формирования поля кислорода за последние десятилетия на основе материалов наблюдений за 1964—1981 гг.

Зимой пространственное распределение растворенного кислорода хорошо соответствует особенностям распределения температуры воды. Наибольшие концентрации кислорода (8,5—9,0 мл/л) приурочены к прибрежным мелководьям и пограничной зоне между Северным и Средним Каспием. На разрезе о-в Чечень—п-ов Мангышлак в подповерхностном слое отмечается кислородный максимум, связанный с интенсивным развитием фитопланктона вблизи кромки льда.

В западной части Среднего Каспия содержание кислорода несколько выше, чем в восточной, в связи с переносом холодных северокаспийских вод вдоль западного побережья на юг и относительно теплых, трансформированных южнокаспийских вод вдоль восточного побережья на север.

В Южном Каспии зимой наблюдается некоторое пересыщение кислородом поверхностного слоя воды, отмечавшееся и ранее. Оно вызвано тем, что в некоторых районах Южного Каспия фотосинтетическая деятельность фитопланктона хотя и ослабевает, но не прекращается и зимой. Это особенно характерно для восточных мелководий Южного Каспия, прилегающих к свалу глубин.

По средним данным за 1968–1978 гг., зимой в Среднем Каспии в верхнем слое толщиной 100–200 м количество кислорода было 8,0–6,0, а ко дну уменьшалось до 4,4–4,5 мл/л, т.е. оставалось довольно высоким (рис. 55, I, а). Содержание кислорода в придонных слоях на разрезе Дивичи–Кендерли оказалось на 0,5–1,0 мл/л выше, чем оно было в 1950–1960 гг.

В Южном Каспии зимой толща вод больше стратифицирована по кислороду, его количество уменьшалось от 7,0–7,8 у поверхности до 1,9–3,7 мл/л на горизонте 600 м. При этом в западной части разреза Куринский Камень–Огурчинский содержание кислорода в глубинных слоях на тех же горизонтах в основном более высокое, чем в восточной (см. рис. 55, Iб.).

Для зимы 1976 г. были характерны хорошая аэрация глубинных слоев воды, незначительные вертикальные градиенты температуры. Хотя эта зима по температурным условиям оказалась умеренной, температура воздуха в феврале была ниже нормы. Эта температурная аномалия привела к формированию на мелководьях Среднего Каспия масс воды с низкой температурой. Высокое содержание кислорода было характерно не только для слоя конвективного перемешивания (около 200 м), но и для глубинных слоев (400–600 м). В феврале количество кислорода в центральной части Среднего Каспия составляло на поверхности 8,4 мл/л, на горизонте 50 м – 7,7 мл/л, на 100 м – 7,2, а в слое 500–700 м около 4,0 мл/л.

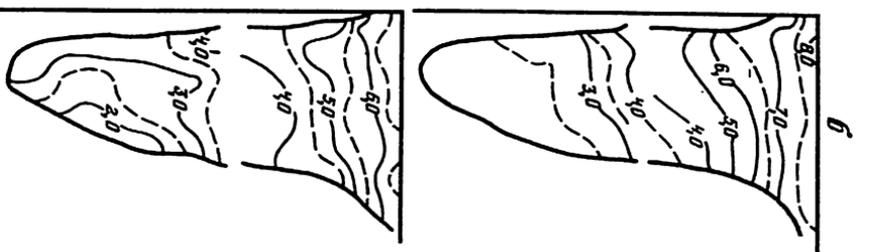
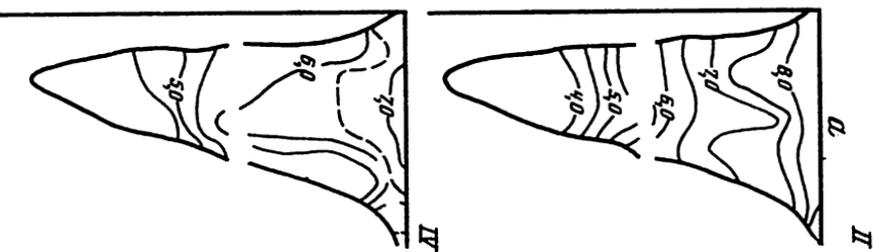
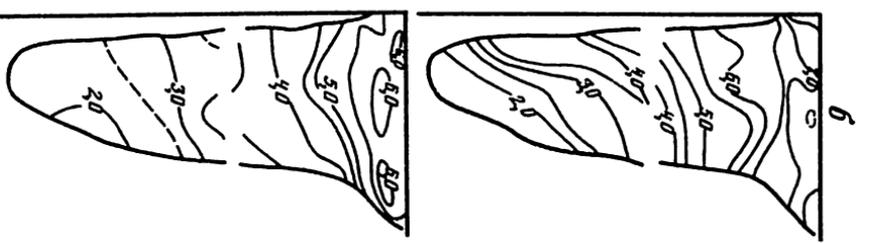
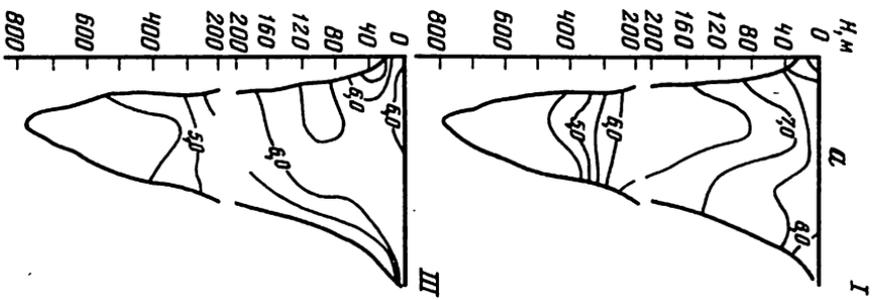
На разрезе Килязинская коса–Бекдаш четко выделялась холодная, богатая кислородом (7,6–9,6 мл/л) вода, идущая вдоль западного берега на юг, и более теплая, с содержанием кислорода 6,1–7,5 мл/л двигающаяся на север в восточной части моря.

В Южном Каспии в слое 0–50 м величина кислорода была 7,0–8,0, на горизонте 100 м – 5,0, а на горизонте 600 м уменьшалась до 2,5 мл/л.

В центральной части разреза Ленкорань–Белый Бугор отмечено интенсивное поднятие глубинных вод в поверхностный слой: содержание кислорода на горизонте 25 м оказалось равным 2,8 мл/л.

В связи с более интенсивным вертикальным обменом в Среднем Каспии зимой 1976 г. 90%-ное насыщение вод кислородом наблюдалось здесь до горизонтов 100–150 м, а в Южном только до 50–100 м. В придонном слое Дербентской впадины насыщение вод кислородом составило 46%, в Южнокаспийской – около 27%. В общем, в слое 100–600 м насыщение кислородом в средней части моря было в 1,5–2 раза больше.

Основные факторы, разнонаправленно влияющие на формирование кислородного режима моря весной, – это активно протекающие процессы фотосинтеза и прогрева вод в верхних слоях. Вертикальное распределение кислорода весной отличается наибольшей сложностью по сравнению с другими сезонами. Интенсивность фотосинтеза весной в верхнем слое толщиной около 100 м столь велика, что содержание кислорода в нем по сравнению с зимой возрастает, несмотря на прогрев вод. Следовательно, продукционные процессы в эвфотическом слое перекрывают уменьшение кислорода при изменении условий его растворимости. Так, по расчетам содержание кислорода в поверхностном слое за счет повышения температуры весной должно понижаться на 1,0–1,5 мл/л, а фактически оно несколько возрастало (табл. 46). В слое 100–400 м в Среднем Каспии содер-



жание кислорода по сравнению с зимой понижалось, что, по-видимому, связано с потреблением его на окисление органического вещества.

На разрезе Дивичи—Кендерли в 1968—1978 гг. весной количество кислорода в верхнем 30—40-метровом слое было выше, чем зимой (8,0—8,8 мл/л). Вместе с тем вертикальные градиенты кислорода возрастали, его содержание в глубинных слоях понижалось до 3,9 мл/л на горизонте 600 м (см. рис. 55, II, а).

Высокое содержание сохранялось на разрезе Жилой—Куули, где оно изменялось от 7,8 мл/л на поверхности до 5,8 мл/л на горизонте 100 м. В придонном слое над Апшеронским порогом (~ 170 м) концентрация кислорода близка к таковой в среднекаспийской воде на тех же горизонтах. Это указывает на преобладание в придонном слое переноса вод из Среднего Каспия в Южный, за счет чего и происходит аэрация глубинных слоев южной части моря.

В Южном Каспии вертикальное распределение кислорода весной мало отличается от такового в Среднем Каспии. Однако в эвфотическом слое Южного Каспия (0—50 м), при близких величинах насыщения кислорода, абсолютное его содержание вследствие более высоких температур воды ниже, чем в Среднем Каспии (см. табл. 46). Резкое уменьшение содержания кислорода наблюдается ниже 100-метрового слоя, охваченного зимней конвекцией. На горизонте 200 м содержание кислорода значительно ниже, чем зимой. Это связано, по-видимому, с потреблением кислорода на окислительные процессы, так как зимняя и весенняя температуры воды на этом горизонте различаются мало. Далее ко дну содержание кислорода постепенно понижается.

На разрезе Куринский Камень—Огурчинский в слое 0—50 м среднее содержание кислорода за 1968—1978 гг. в апреле было такое же, как в феврале, — 7,8—8,0 мл/л. С глубиной оно постепенно уменьшалось до 2,3—2,5 мл/л в придонном слое. При этом сохраняется пространственная неоднородность — на одних и тех же горизонтах количество кислорода больше в западной части разреза, чем в восточной (см. рис. 55, II, б).

Весной 1976 г. в глубоководной части Среднего Каспия до горизонта 20—50 м содержание кислорода было больше 8 мл/л, максимальная концентрация отмечалась в западной части разреза Махачкала—Сагындык, где содержание кислорода было 8,3—10,0 мл/л (115—136% насыщения); в восточной его части, в зоне переноса южнокаспийских вод — 7,2—8,0 мл/л (101—102% насыщения). В придонных слоях концентрации кислорода по сравнению с зимними существенно снизились (2,8 мл/л, или 35%, на разрезе Дивичи—Кендерли) из-за прекращения их обогащения и усиления окислительных процессов.

Максимальная (более 8 мл/л) концентрация кислорода в Южном Каспии обусловлена процессами фотосинтеза и приурочена к прибрежным районам. В общем, в Южном Каспии концентрация кислорода была ниже (7,2—8,0 мл/л), чем в Среднем Каспии, но фотосинтез протекал активнее

Рис. 55. Распределение растворенного кислорода (мл/л) в 1968—1978 гг. в феврале (I), апреле (II), августе (III) и ноябре (IV) на разрезах Дивичи—Кендерли (а), Куринский Камень—Огурчинский (б)

Таблица 46

Многолетние (сезонные и годовые) величины содержания и насыщения кислорода
в Среднем и Южном Каспии 1964—1980 гг.

Горизонт, м	Зима			Весна			Лето			Осень			За год		
	средн.	макс.	мин.	средн.	макс.	мин.	средн.	макс.	мин.	средн.	макс.	мин.	средн.	макс.	мин.
Мангышлакский порог															
0	8,12 99	8,97 104	7,50 97	7,77 107	9,39 120	6,26 96	5,68 105	6,12 113	5,14 98	7,03 99	7,54 104	5,98 90	7,15 102	8,00 110	6,22 95
10	8,26 101	9,01 106	7,59 96	7,81 104	9,07 115	6,20 93	5,38 96	6,05 105	4,63 83	7,10 99	8,31 110	5,55 89	7,14 100	8,11 109	5,99 90
20	7,71 96	9,03 108	6,20 74	7,85 103	8,79 113	6,35 87	4,72 70	6,18 102	1,65 26	6,84 97	7,54 103	4,98 78	6,78 92	7,88 106	4,80 66
Средний Каспий															
0	7,87 98	8,18 104,8	7,16 94	8,02 111	9,29 133	7,53 100	6,10 109	7,85 124	5,37 94	7,11 102	7,76 111	5,98 92	7,28 105	8,27 118	6,51 95
10	7,81 98	8,38 109	7,23 94	8,10 109	8,87 127	7,12 94	6,14 107	7,24 118	5,22 92	6,84 98	7,69 105	5,69 90	7,22 103	7,90 115	6,32 92
25 (20)	7,60 97	8,08 105	7,03 93	7,86 103	8,64 118	6,79 90	5,87 118	7,46 118	4,55 80	6,62 97	7,40 105	5,37 88	6,99 98	7,90 112	5,93 88
50	7,24 94	7,74 101	6,49 89	7,52 97	8,22 106	6,77 87	5,89 86	6,99 104	4,52 56	6,22 84	7,04 95	5,59 75	6,72 90	7,50 102	5,84 77
100	6,97 90	7,77 98	5,03 74	7,08 90	7,97 103	6,17 73	6,22 80	7,38 86	5,01 74	5,91 77	6,73 88	5,03 66	6,54 84	7,46 94	5,31 72
200	5,83 75	7,18 95	4,34 53	5,52 69	7,40 93	3,81 48	5,24 66	6,44 82	3,00 38	5,45 69	6,24 81	3,38 43	5,51 70	6,82 88	3,63 46
400	4,74 59	6,00 76	2,85 36	4,24 52	5,58 66	3,41 42	4,18 53	6,41 81	3,04 40	3,94 54	4,87 62	2,92 37	4,28 54	5,72 71	3,06 39
600	3,70 47	5,50 68	3,46 —	4,34 52	5,20 65	3,31 39	3,97 51	5,89 71	—	3,40 41	4,68 58	—	3,85 48	5,32 65	—
750	—	—	—	(3,44) (41)	—	—	3,69 46	6,10 76	—	(3,37) (43)	(5,02) —	—	(3,50) (43)	—	—

Ашперонский порог

0	$\frac{7,40}{98}$	$\frac{7,83}{104}$	$\frac{7,02}{92}$	$\frac{7,64}{109}$	$\frac{9,08}{139}$	$\frac{6,59}{95}$	$\frac{5,96}{108}$	$\frac{7,69}{122}$	$\frac{5,43}{95}$	$\frac{6,60}{104}$	$\frac{7,62}{116}$	$\frac{5,46}{87}$	$\frac{6,90}{105}$	$\frac{8,06}{120}$	$\frac{6,12}{92}$
10	$\frac{7,30}{97}$	$\frac{7,79}{102}$	$\frac{6,50}{87}$	$\frac{7,71}{109}$	$\frac{9,07}{134}$	$\frac{7,17}{96}$	$\frac{5,98}{106}$	$\frac{8,10}{113}$	$\frac{5,25}{96}$	$\frac{6,76}{104}$	$\frac{7,70}{117}$	$\frac{6,38}{96}$	$\frac{6,94}{104}$	$\frac{8,16}{116}$	$\frac{6,32}{94}$
25 (20)	$\frac{7,17}{96}$	$\frac{7,59}{102}$	$\frac{6,51}{87}$	$\frac{7,58}{105}$	$\frac{8,88}{128}$	$\frac{6,41}{96}$	$\frac{5,90}{99}$	$\frac{8,16}{108}$	$\frac{5,08}{88}$	$\frac{6,57}{102}$	$\frac{7,11}{109}$	$\frac{6,15}{95}$	$\frac{6,80}{100}$	$\frac{7,94}{112}$	$\frac{6,04}{92}$
50	$\frac{6,83}{92}$	$\frac{7,14}{96}$	$\frac{6,05}{82}$	$\frac{6,62}{90}$	$\frac{7,71}{103}$	$\frac{5,57}{74}$	$\frac{5,26}{74}$	$\frac{6,72}{97}$	$\frac{4,04}{61}$	$\frac{5,49}{79}$	$\frac{6,68}{99}$	$\frac{3,92}{55}$	$\frac{6,05}{84}$	$\frac{7,06}{99}$	$\frac{4,90}{68}$
100	$\frac{5,97}{79}$	$\frac{7,61}{101}$	$\frac{5,07}{67}$	$\frac{5,54}{66}$	$\frac{6,86}{91}$	$\frac{4,48}{56}$	$\frac{4,45}{57}$	$\frac{5,88}{72}$	$\frac{3,02}{38}$	$\frac{4,74}{64}$	$\frac{5,92}{84}$	$\frac{3,86}{50}$	$\frac{5,18}{66}$	$\frac{6,57}{87}$	$\frac{4,11}{53}$
180	$\frac{4,34}{55}$	$\frac{7,32}{89}$	$\frac{2,80}{36}$	$\frac{4,99}{63}$	$\frac{6,90}{86}$	$\frac{2,74}{35}$	$\frac{4,06}{50}$	$\frac{6,04}{75}$	$\frac{2,39}{31}$	$\frac{4,04}{50}$	$\frac{5,10}{64}$	$\frac{3,16}{41}$	$\frac{4,36}{54}$	$\frac{6,34}{78}$	$\frac{2,77}{36}$

Южный Каспий

0	$\frac{7,30}{99}$	$\frac{7,63}{107}$	$\frac{6,93}{93}$	$\frac{7,42}{110}$	$\frac{8,47}{135}$	$\frac{6,50}{94}$	$\frac{5,49}{104}$	$\frac{5,84}{113}$	$\frac{5,30}{97}$	$\frac{6,78}{111}$	$\frac{8,18}{132}$	$\frac{6,13}{102}$	$\frac{6,75}{106}$	$\frac{7,53}{122}$	$\frac{6,22}{96}$
10	$\frac{7,26}{98}$	$\frac{7,80}{106}$	$\frac{6,77}{94}$	$\frac{7,47}{107}$	$\frac{8,20}{122}$	$\frac{6,83}{99}$	$\frac{5,56}{105}$	$\frac{5,99}{115}$	$\frac{5,33}{97}$	$\frac{6,67}{108}$	$\frac{7,83}{126}$	$\frac{6,22}{103}$	$\frac{6,74}{104}$	$\frac{7,43}{117}$	$\frac{6,29}{98}$
25	$\frac{7,07}{97}$	$\frac{7,48}{105}$	$\frac{6,09}{93}$	$\frac{7,40}{105}$	$\frac{8,09}{118}$	$\frac{6,73}{97}$	$\frac{5,75}{104}$	$\frac{6,18}{116}$	$\frac{5,38}{95}$	$\frac{6,42}{103}$	$\frac{7,14}{106}$	$\frac{6,02}{100}$	$\frac{6,66}{102}$	$\frac{7,22}{111}$	$\frac{6,06}{96}$
50	$\frac{6,88}{92}$	$\frac{7,68}{109}$	$\frac{6,45}{80}$	$\frac{6,90}{95}$	$\frac{7,25}{102}$	$\frac{6,16}{82}$	$\frac{5,56}{83}$	$\frac{6,30}{94}$	$\frac{4,57}{73}$	$\frac{5,72}{88}$	$\frac{7,22}{108}$	$\frac{4,66}{68}$	$\frac{6,26}{90}$	$\frac{7,11}{103}$	$\frac{5,46}{76}$
100	$\frac{5,70}{77}$	$\frac{6,65}{90}$	$\frac{5,00}{65}$	$\frac{5,79}{78}$	$\frac{7,18}{88}$	$\frac{4,40}{60}$	$\frac{4,76}{64}$	$\frac{5,68}{76}$	$\frac{4,20}{57}$	$\frac{4,69}{64}$	$\frac{6,66}{88}$	$\frac{3,81}{51}$	$\frac{5,23}{71}$	$\frac{6,54}{86}$	$\frac{4,35}{58}$
200	$\frac{4,02}{53}$	$\frac{4,90}{64}$	$\frac{3,09}{37}$	$\frac{3,55}{46}$	$\frac{4,88}{58}$	$\frac{2,96}{37}$	$\frac{3,64}{46}$	$\frac{4,14}{55}$	$\frac{3,05}{38}$	$\frac{4,31}{51}$	$\frac{6,15}{81}$	$\frac{3,29}{42}$	$\frac{3,88}{49}$	$\frac{5,02}{64}$	$\frac{3,10}{38}$
400	$\frac{2,68}{34}$	$\frac{3,52}{46}$	$\frac{2,14}{27}$	$\frac{2,71}{34}$	$\frac{3,49}{45}$	$\frac{2,18}{28}$	$\frac{2,87}{32}$	$\frac{4,35}{48}$	$\frac{2,12}{27}$	$\frac{3,04}{39}$	$\frac{5,59}{74}$	$\frac{2,04}{26}$	$\frac{2,82}{35}$	$\frac{4,24}{53}$	$\frac{2,12}{27}$
600	$\frac{2,46}{30}$	$\frac{2,68}{34}$	$\frac{2,25}{27}$	$\frac{2,14}{31}$	$\frac{2,81}{41}$	$\frac{1,94}{23}$	$\frac{2,86}{31}$	$\frac{4,76}{36}$	$\frac{1,82}{23}$	$\frac{2,18}{33}$	$\frac{4,82}{62}$	$\frac{2,28}{27}$	$\frac{2,41}{31}$	$\frac{3,77}{43}$	$\frac{2,07}{25}$
800	$\frac{2,20}{28}$	$\frac{2,53}{32}$	$\frac{1,90}{23}$	$\frac{2,01}{26}$	$\frac{2,60}{33}$	$\frac{1,54}{19}$	$\frac{2,64}{29}$	$\frac{3,47}{31}$	$\frac{2,28}{28}$	$\frac{2,25}{30}$	$\frac{3,97}{35}$	$\frac{1,99}{26}$	$\frac{2,28}{28}$	$\frac{3,14}{32}$	$\frac{1,93}{24}$

Примечание. В числителе мл/л, в знаменателе%, в скобках — величины приближенные.

(110–120% насыщения). От поверхностных слоев ко дну содержание кислорода монотонно понижалось до 2,2 мл/л (36%).

В летний сезон кислородный режим формируется в условиях максимального прогрева вод и высокой активности фотосинтеза. В это время концентрация кислорода по абсолютной величине в поверхностном слое минимальная за год, т.е. процессы фотосинтеза не компенсируют уменьшения растворимости кислорода вследствие усиления прогрева вод. В то же время насыщение вод кислородом в эвфотическом слое вследствие фотосинтеза велико. Пространственное распределение кислорода в августе характеризуется относительной однородностью: 5,5–6,5 мл/л в Среднем и 5,0–6,0 – в Южном Каспии.

Важную роль в формировании вертикальной структуры кислорода в летнее время играет термоклин. В Среднем Каспии ниже слоя скачка снижения относительной величины насыщения кислорода в среднем составляло 12%, в Южном Каспии – 21%. В другие сезоны года, когда термоклин отсутствует или развит слабо, уменьшение насыщения кислорода на этих глубинах Среднего и Южного Каспия не превышало 1–6 и 5–10% соответственно.

Резкое снижение содержания кислорода наблюдается в слое 100–200 м в Среднем Каспии и в слое 50–200 м в Южном. Глубже 200 м уменьшение кислорода происходит незначительно и ниже 400 м его содержание меняется мало.

По данным 1968–1978 гг., в августе на разрезе Дивичи–Кендерли содержание кислорода изменялось от 5,8–6,2 мл/л на поверхности до 4,1 мл/л в придонном слое. Вдоль восточного берега в слое от 20 до 250 м содержание кислорода однородное – 5,2–5,4 мл/л, что характеризует подъем вод с горизонтов порядка 200 м в процессе апвеллинга (см. рис. 55, III а).

На разрезе Жилой–Куули содержание кислорода изменялось от 6,0 до 3,8 мл/л, причем в придонном слое более высокое содержание было в западной части разреза. В южной части моря в августе в верхнем слое толщиной 60–100 м оно равно 6,0–4,5 мл/л, а ко дну понижалось до 1,9–2,4 мл/л в слое 600–800 м (см. рис. 55, III, б).

Во время съемки 1976 г. в августе благодаря подъему промежуточных вод (особенно в районе Казахского залива и п-ова Мангышлак) и высокой активности фотосинтеза, содержание кислорода в зоне апвеллинга повышалось до 6,5 мл/л и более (рис. 56, а).

Вертикальное распределение кислорода в центральной части Среднего Каспия летом 1976 г. резко отличалось от среднееголетнего, оставаясь высоким во всей толще вод. В верхнем слое концентрация кислорода составляла 5,5–6,5 мл/л (см. рис. 56), а в глубинных была более высокой – на горизонтах 600–700 м, – 6,7–6,9 мл/л. Столь необычное распределение кислорода, вероятно, обусловлено интенсивной зимней аэрацией придонных вод, сохранившейся до лета. Возможно также влияние поперечной циркуляции, возникающей в летнее время при подъеме вод (апвеллинге) у восточного берега и их опускании (даунвеллинге) у западного берега. Опускание вод вдоль западного склона впадины, захватывающее и придонные слои, хорошо прослеживается по распределению температуры, солености и кислорода на разрезах Дивичи–Кендерли и Кияззинская коса–Бекдаш.

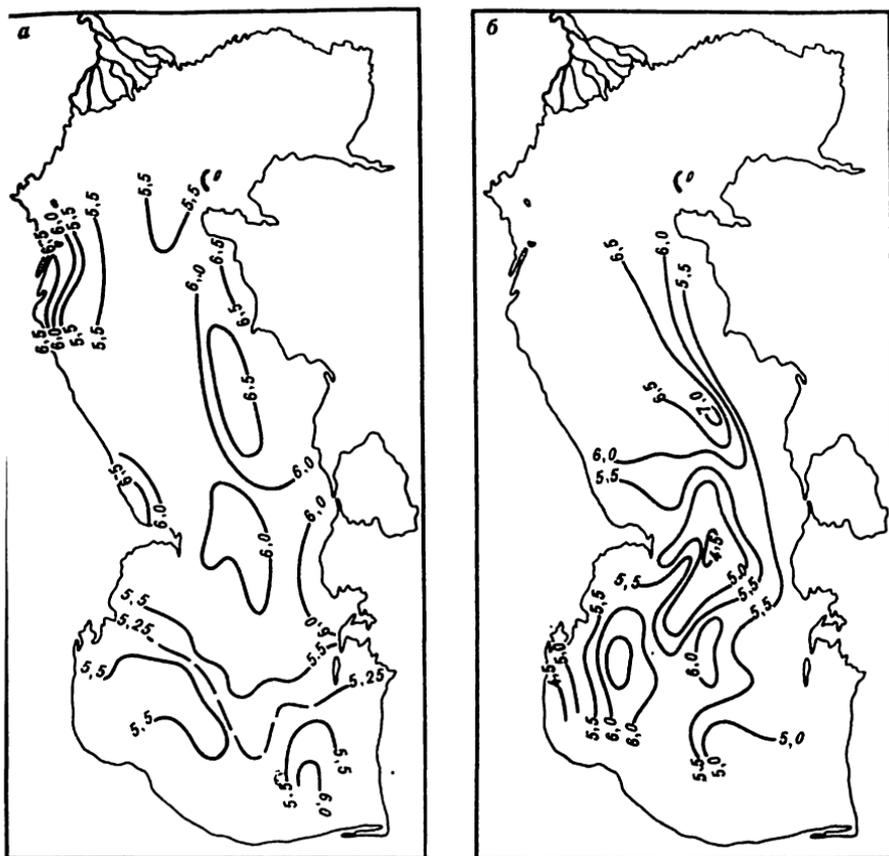


Рис. 56. Распределение растворенного кислорода (мл/л) в августе 1976 г. на горизонтах 0 м (а) и 50 м (б)

Вдоль западного побережья Среднего Каспия на поверхности выделялась струя трансформированных северокаспийских вод с высоким содержанием кислорода — более 6,5 мл/л, прослеживавшаяся до Апшеронского полуострова¹. В то же время придонные воды у западного берега были обеднены кислородом. Это явление объясняется усилением переноса волжских вод вдоль западного побережья Среднего Каспия и направлением стока Терека из Северного Каспия в Средний, в связи с чем произошло резкое ухудшение кислородного режима придонных вод в западных прибрежных районах моря. Исследования КаспНИРХа в 1976—1980 гг. показали, что глубокая кислородная депрессия охватывает слои от 10—15 до 20—25 м. Так, в августе 1976 г. содержание кислорода в этом слое вблизи п-ова Аграханский было всего 0,18, на разрезе Махачкала—Сагындык — 0,20, на разрезе Изберг—Меловой — 0,94 мл/л. В последующие годы (1978, 1979,

¹ На рис. 56,а особенности распределения кислорода вдоль западного берега Среднего Каспия отражены не полностью (Примеч. отв. ред.).

1981) в указанном районе также отмечались случаи формирования резкой гипоксии. Пониженное содержание кислорода прослеживается вдоль западного склона Среднего Каспия вплоть до Апшеронского порога.

Образование вод с дефицитом кислорода (до 3% насыщения) в районе по-ова Аграханский происходит в условиях больших вертикальных градиентов плотности и развития активных окислительных процессов в донных отложениях. Из-за высокой вертикальной устойчивости слоев придонные воды, обедненные кислородом, слабо смешиваются с поверхностными, чем и объясняется их далекое проникновение на юг.

В Южном Каспии летом 1976 г. концентрация кислорода, как обычно, была ниже, чем в Среднем Каспии. В верхнем слое толщиной до 100 м она в основном составляла 5,0–5,5 мл/л (см. рис. 56). Хорошо выделялся подповерхностный кислородный максимум, особенно на разрезе Ленкорань–Белый Бугор, где концентрация кислорода достигала 7,6 мл/л (134%). В западной части акватории отмечено опускание поверхностных вод в ядре антициклонического круговорота (см. рис. 45, а, б).

В целом распределение кислорода в Южном Каспии, в слое до 75–100 м, отличалось сложностью, выделялись отдельные ядра с повышенным или пониженным его содержанием. Возможно, что это связано со сдвигами биохимического равновесия (продукция – деструкция), что согласуется с колебаниями насыщения в этом слое от 58 до 134% (в среднем 105–110%). С глубиной содержание кислорода закономерно уменьшалось до 1,6–2,6 мл/л на придонных горизонтах.

Осенью формирование поля кислорода определяется процессами выхолаживания вод и продолжающегося фотосинтеза. По сравнению с августом в Среднем Каспии среднее многолетнее содержание кислорода в поверхностном слое возрастало на 1,0, в южной части моря на 1,3 мл/л (см. табл. 46). Из-за более низких температур воды в поверхностных слоях Среднего Каспия оно несколько выше, чем в Южном. В слое 0–10 м средняя многолетняя величина растворенного кислорода в Среднем Каспии составляла 7,0, а в Южном – 6,7 мл/л. Однако интенсивность фотосинтеза в Среднем Каспии осенью снижалась, а в Южном, наоборот, возрастала и достигала величины, характерной для весеннего сезона. За счет фотосинтеза осенью в Южном Каспии в верхнем 20-метровом слое дополнительно поступало в воду около 30% кислорода. В прошлом такого явления здесь не наблюдалось [Пахомова, Затучная, 1966].

В 1968–1978 гг. вблизи поверхности на разрезе Дивичи–Кендерли содержание кислорода было 7,0–8,0 мл/л, а в центральной части разреза во всем слое до 200 м более 5,6 и ко дну уменьшалось лишь до 4,1 мл/л (см. рис. 55, IV, а).

В районе Апшеронского порога от поверхности ко дну количество кислорода снижалось от 7,0 до 4,0 мл/л. В южной части моря вертикальное распределение кислорода и его величины близки к августовским, поскольку здесь конвекция развивается позже, чем в Среднем Каспии. Содержание кислорода постепенно уменьшалось с глубиной от 6,5 мл/л в поверхностном слое до 1,8–3,2 мл/л у дна (см. рис. 55, IV, б).

Распределение кислорода осенью 1976 г., как обычно, в основном соответствовало полю температуры. Мелководные районы и поверхностные слои воды в Среднем Каспии были хорошо аэрированы. В центральной глу-

боководной части Среднего Каспия (разрез Дивичи—Кендерли) наблюдался подъем глубинных вод в ядре циклонического круговорота (см. рис. 45, в, з), прослеживающийся по куполообразному виду изоксиген. Воды в слое до 200—250 м были хорошо азрированы — содержание кислорода более 7 мл/л.

В Южном Каспии концентрации кислорода были ниже, чем в Среднем Каспии, и в эвфотическом слое (0—30 м) колебались от 6,0 до 4,0 мл/л. Интенсивное выхолаживание восточных мелководий привело к повышению содержания кислорода до 7,1—7,2 мл/л. В то же время на западных мелководьях сохранялась более низкая его концентрация (5,7—5,8 мл/л).

Более подробное представление о влиянии суровости зим на распределение кислорода в море дает анализ его изменений в 1962—1978 гг. на разрезах Дивичи—Кендерли и Куринский Камень—Огурчинский в разные сезоны.

Зимой содержание кислорода изменялось на поверхности в Среднем Каспии в пределах 7,3—8,9 мл/л, в Южном Каспии — 6,8—8,7 мл/л; относительное содержание кислорода было соответственно 92—106 и 93—111%. С глубиной диапазон межгодовых изменений содержания кислорода увеличивается от 1—2 до 2—3 мл/л. Так, на горизонте 200 м на разрезе Дивичи—Кендерли содержание кислорода изменялось от 7,2 мл/л (в экстремально суровую зиму 1968/69 г.) до 3,6 мл/л, на разрезе Куринский Камень—Огурчинский — от 5,8 до 3,1 мл/л.

В 1969—1976 гг., когда почти все зимы были суровыми, отмечается увеличение содержания кислорода на разрезе Дивичи—Кендерли во всем верхнем 200-метровом слое воды — на горизонте 200 м в эти годы оно было не менее 5,8 мл/л (78%). Тот же процесс, но менее ярко выраженный наблюдался и на разрезе Куринский Камень—Огурчинский.

В апреле абсолютное содержание кислорода на поверхности в Среднем Каспии изменялось от 7,0 до 8,6 мл/л (на 1,6 мл/л), а в Южном от 6,8 до 8,9 мл/л (на 2,1 мл/л), а относительное соответственно в пределах 96—132 и 73—139%. С глубиной содержание кислорода уменьшалось в Южном Каспии значительно быстрее, чем в Среднем. Так, на горизонте 200 м в средней части моря оно изменялось от 3,9 до 7,8 мл/л, а в южной — от 1,8 до 3,5 мл/л.

За рассмотренные годы максимальное содержание кислорода на поверхности в Среднем Каспии было в 1974 г. (8,6 мл/л — 113%) после суровой зимы, минимальное — в 1962 г. (7,0 мл/л — 97%) после очень мягкой зимы; в Южном Каспии максимум кислорода на всех горизонтах в слое 0—200 м отмечался в 1969 г. после экстремально суровой зимы, минимум в слое 0—450 м в 1963 г. после теплой зимы.

В августе содержание кислорода на поверхности и в Среднем, и в Южном Каспии изменялось одинаково — от 5,2 до 6,7 мл/л, что связано с выравниванием температуры воды. Различия в содержании кислорода в обеих частях моря летом сглаживаются и в глубинных слоях: на горизонте 200 м на разрезе Дивичи—Кендерли содержание кислорода изменялось от 2,7 до 6,9 мл/л, а на разрезе Куринский Камень—Огурчинский — от 2,6 до 5,0 мл/л. Однако в Южном Каспии вертикальные различия в распределении кислорода выражены более четко, чем в Среднем Каспии, где глубинные воды обогащаются кислородом во время развития зимней конвекции.

В 1969 г., например, в этой части моря содержание кислорода в слое 0–200 м было 6,5–5,9 мл/л, а в 1972 г. в слое 0–600 м – 6,5–5,0 мл/л. На горизонте 600 м количество кислорода в Среднем Каспии изменялось от 2,8 до 6,8 мл/л, а в Южном было 1,7–2,8 мл/л.

В ноябре содержание кислорода на разрезе Дивичи–Кендерли на поверхности изменялось от 6,4 до 7,6 мл/л (88–116%), на разрезе Куринский Камень–Огурчинский – от 5,1 до 8,1 мл/л (95–128%). Уменьшение количества кислорода с глубиной особенно четко выражено в Южном Каспии.

Многолетние изменения содержания кислорода отражают направленность физико-химических и биологических процессов в Каспийском море, характер условий, в которых формируется его биологическая продуктивность. В течение относительно короткого отрезка времени в аэрации глубинных слоев Каспия произошли серьезные изменения.

По данным А.А. Лебединцева [1901] и Н.М. Книповича [1921], в начале текущего столетия содержание кислорода в море ниже горизонтов 400–500 м было менее 1–2 мл/л, а в Среднем Каспии на глубинах более 700 м он вообще отсутствовал. Исследования, выполненные через 20 лет [Бруевич, 1937], показали, что в придонных слоях Среднего Каспия (на горизонте 700 м) содержание кислорода было не более 0,9 мл/л. За это время уровень моря находился в относительно стабильном состоянии.

Резкое понижение уровня Каспия в 30-х годах вызвало существенные изменения в его гидрохимическом режиме (табл. 47, 48). Аэрация придонных слоев Среднего, а позднее и Южного Каспия значительно усилилась, содержание кислорода в них возросло [Абрамов, 1959; Пахомова, Затучная, 1966].

К концу 50-х – началу 60-х годов уровень Каспийского моря понизился еще на 0,8 м по сравнению с началом 40-х годов. Вентиляция глубинных слоев в Среднем и Южном Каспии еще более усилилась. В Среднем Каспии концентрация кислорода возросла главным образом на глубинах ниже 300 м, в Южном Каспии – ниже 500 м. Насыщение глубинных вод Среднего Каспия на горизонтах 400 и 600 м возросло соответственно на 11 и 16% по сравнению с 1930–1940 гг. Примерно на такую же величину повысилось относительное содержание кислорода ($\Delta_1 O_2$) в Южном Каспии (см. табл. 47, 48).

Стабилизация уровня моря в 60-е годы соответствует сравнительно устойчивое состояние насыщения вод Среднего и Южного Каспия кислородом [Косарев, 1974, 1975]. В первой половине 70-х годов, при дальнейшем снижении уровня, снова прослеживается усиление аэрации глубинных слоев, особенно четко выраженное в Среднем Каспии. Относительно высокое содержание кислорода в глубинных слоях моря отмечается и в начале 80-х годов. Например, в придонных слоях Южного Каспия зимой 1980 г. содержание кислорода составило 2,46 мл/л (30,7% насыщения).

По сравнению с данными, полученными в 1958–1962 гг. [Пахомова, Затучная, 1966], среднее содержание кислорода в толще вод Среднего и Южного Каспия в 1964–1980 гг. возросло соответственно на 0,52 и 0,36 мл/л, или 5 и 7% насыщения. Соответствующие разности между данными 1935–1943 гг. и 1958–1962 гг. составляют 0,64 и 0,53 мл/л (6%

Таблица 47

Среднее сезонное содержание и насыщение кислорода в Среднем и Южном Каспии

Горизонт, м	1934 г.		1935— 1943 гг.		1958— 1962 гг.		1964— 1980 гг.		1935— 1943 гг.		1958— 1962 гг.		1964— 1980 гг.		ΔO ₂						
	мл/л	%	мл/л	%	мл/л	%	мл/л	%	мл/л	%	мл/л	%	мл/л	%	мл/л	%					
																	мл/л	мл/л	мл/л	мл/л	мл/л
0	9,09	103	—	—	8,03	95	8,12	99	0,09	4	—	—	—	—	7,40	101	7,77	107	0,37	6	
10	9,07	102	—	—	8,27	96	8,26	101	-0,01	5	—	—	—	—	7,64	101	7,81	104	0,17	3	
20	(8,60)	99	—	—	8,50	102	7,71	96	-0,79	6	—	—	—	—	8,15	104	7,85	103	-0,30	1	
Зима																					
Мангышлакский порог																					
0	—	—	7,14	94	7,31	92	7,87	98	0,56	6	—	—	—	—	7,83	100	8,02	111	0,66	9	
10	—	—	—	—	7,53	95	7,81	98	0,28	3	—	—	—	—	7,55	104	8,10	109	0,55	5	
25	—	—	7,04	93	7,38	91	7,60	97	0,22	6	—	—	—	—	7,86	98	7,58	101	0,28	2	
50	—	—	6,53	82	7,09	88	7,24	94	0,15	6	—	—	—	—	7,68	97	6,91	91	7,52	97	
100	—	—	6,55	77	6,44	80	6,97	90	0,53	10	—	—	—	—	7,31	91	6,54	79	7,08	90	
200	—	—	5,26	64	4,32	53	5,83	75	0,51	22	—	—	—	—	5,13	63	3,96	48	5,52	69	
400	—	—	3,04	36	3,58	44	4,74	59	1,16	15	—	—	—	—	2,90	30	—	—	4,24	52	
600	—	—	3,12	—	3,59	42	3,70	47	0,11	5	—	—	—	—	2,31	20	3,70	42	4,34	52	
750	—	—	—	—	3,61	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1,14	13	3,61	42	(3,44)(41)	-0,17	-1
Средний Каспий																					
Ашшеронский порог																					
0	7,84	100	6,92	93	7,08	98	7,40	98	0,32	5	—	—	—	—	7,56	102	—	—	7,64	109	—
10	7,78	99	—	—	—	—	7,30	97	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	7,71	109	—
25	7,45	96	6,70	90	7,20	93	7,17	96	-0,03	3	—	—	—	—	7,47	100	7,22	96	7,58	105	0,36
50	6,93	89	6,10	83	6,90	86	6,83	92	-0,07	6	—	—	—	—	7,27	92	7,18	96	6,62	90	-0,56
100	5,27	66	5,12	67	6,12	79	5,97	79	-0,15	0	—	—	—	—	5,56	60	6,20	82	5,54	66	-0,66
180	—	—	3,90	54	3,97	38	4,34	55	0,37	17	—	—	—	—	4,06	48	—	—	4,99	63	—

Таблица 47 (продолжение)

Гори- зонт, м	1934 г.		1935— 1943 гг.		1958— 1962 гг.		1964— 1980 гг.		1934 г.		1935— 1943 гг.		1958— 1962 гг.		1964— 1980 гг.		Δ O ₂					
	мл/л	%	мл/л	%	мл/л	%	мл/л	%	мл/л	%	мл/л	%	мл/л	%	мл/л	%	мл/л	%				
Южный Каспий																						
0	7,90	104	6,56	96	7,12	96	7,30	99	0,18	3	—	—	—	—	7,31	101	7,27	104	7,42	110	0,15	6
10	7,90	103	—	—	6,86	95	7,26	98	0,40	3	—	—	—	—	—	—	—	—	7,47	107	—	—
25	7,62	101	6,51	94	7,13	94	7,07	97	-0,06	3	—	—	—	—	7,42	96	7,40	101	7,40	105	0,00	4
50	7,18	94	4,56	71	6,85	89	6,88	92	0,03	3	—	—	—	—	6,85	87	6,90	93	6,90	95	0,00	2
100	5,86	75	—	—	4,43	55	5,70	77	1,27	2	—	—	—	—	5,70	68	5,60	74	5,79	78	0,19	4
200	4,04	50	3,56	43	3,74	38	4,02	53	0,28	15	—	—	—	—	3,84	46	3,27	40	3,55	46	0,28	6
400	2,09	25	2,79	34	2,70	28	2,68	34	-0,02	6	—	—	—	—	2,38	28	2,49	31	2,71	34	0,22	3
600	1,06	13	0,99	13	(2,20)	26	2,46	30	0,26	4	—	—	—	—	0,79	18	2,33	26	2,14	31	-0,19	5
800	0,37	4	0,83	10	1,80	22	2,20	28	0,40	6	—	—	—	—	0,32	7	2,10	23	2,01	26	-0,09	3
Мангышлакский порог																						
0	—	—	—	—	5,84	102	5,68	105	-0,16	3	6,40	113	—	—	—	—	7,12	94	7,03	99	-0,09	5
10	—	—	—	—	5,65	96	5,38	96	-0,27	0	5,39	91	—	—	—	—	7,26	96	7,10	99	-0,16	3
20(25)	—	—	—	—	5,16	75	4,72	70	-0,44	5	—	—	—	—	—	—	7,04	94	6,84	97	-0,20	3
Средний Каспий																						
0	—	—	5,76	101	5,54	97	6,10	109	0,56	12	5,94	98	—	—	5,43	96	6,28	98	7,11	102	0,83	4
10	—	—	—	—	5,77	97	6,14	107	0,37	10	5,97	97	—	—	—	—	6,16	93	6,84	98	0,68	5
25	—	—	6,01	86	5,71	82	5,87	95	0,16	13	5,78	86	—	—	5,86	87	5,35	74	6,62	97	1,27	23
50	—	—	5,65	71	5,36	70	5,89	86	0,53	16	6,07	74	—	—	5,55	72	5,18	69	6,22	84	1,04	15
100	—	—	5,42	67	5,29	69	6,22	80	0,93	11	6,09	74	—	—	5,78	69	(6,02)	76	5,91	77	-0,11	1

Лето

Осень

200	-	4,68	56	3,83	47	5,24	66	1,41	19	4,23	51	4,84	59	4,86	61	5,45	69	0,59	8
400	-	2,99	36	3,53	42	4,18	53	0,65	11	2,17	27	2,65	32	4,21	49	3,94	54	-0,27	5
600	-	1,86	18	3,49	41	3,97	51	0,48	10	1,42	17	0,89	11	-	-	3,40	41	-	-
750	-	-	-	3,55	42	3,60	46	0,14	4	-	-	-	-	-	-	(3,37)	(43)	-	-
Ашперонский порог																			
0	-	5,39	98	5,74	100	5,96	108	0,22	8	5,62	99	6,60	97	6,08	95	6,64	104	0,56	9
10	-	-	-	-	-	5,98	106	-	-	5,45	95	-	-	-	-	6,76	104	-	-
25	-	5,85	87	5,48	87	5,90	99	0,42	12	5,63	83	6,41	94	5,75	84	6,57	102	0,82	18
50	-	5,31	68	4,74	62	5,26	74	0,52	12	5,17	68	5,45	74	5,13	69	5,49	79	0,36	10
100	-	4,97	62	3,98	48	4,45	57	0,47	9	5,99	73	4,81	62	4,57	58	4,74	64	0,17	6
200	-	3,97	57	3,94	52	4,06	50	0,12	2	2,42	29	4,31	48	4,79	53	4,04	50	-0,75	3
Южный Каспий																			
0	-	5,43	98	5,60	99	5,49	104	-0,11	5	5,35	94	6,67	97	6,07	102	6,78	111	0,71	9
10	-	-	-	-	-	5,56	105	-	-	5,39	95	-	-	-	-	6,67	108	-	-
25	-	6,51	106	-	-	5,75	104	-	-	5,54	90	6,60	96	5,86	97	6,42	103	0,56	6
50	-	5,21	77	5,96	86	5,56	83	-0,40	3	5,15	70	5,21	75	5,34	73	5,72	88	0,38	15
100	-	3,83	62	4,57	56	4,76	64	0,19	8	4,35	55	4,19	55	4,39	57	4,69	64	0,30	7
200	-	3,19	40	2,95	36	3,64	46	0,69	10	3,31	40	3,16	44	2,75	35	4,31	51	1,56	16
400	-	1,88	26	2,28	28	2,87	32	0,59	4	2,05	25	2,27	23	2,33	29	3,04	39	0,71	10
600	-	0,57	9	2,01	26	2,86	31	0,85	5	0,42	6	0,97	11	2,37	28	2,18	(33)	-0,19	5
800	-	-	-	1,55	19	2,64	29	1,09	10	0,04	0	-	3	2,29	28	2,25	(30)	-0,04	2

Примечание. ΔO_2 — разница между содержанием кислорода в 1958—1962 и 1964—1980 гг.; 1934 г. — по данным С.В. Бруевича [1937], 1935—1943 гг. — по данным К.И. Иванова из работы А.С. Пахомовой, Б.М. Затучной [1966], 1964—1980 гг. — по материалам УГКС АЗССР и КаспНИРХа.

Таблица 48

Многолетнее содержание и насыщение кислорода
и их изменения в Среднем и Южном Каспии

Горизонт, м	1935—1943 гг.		1958—1962 гг.		1964—1980 гг.		$\Delta_1 O_2$		$\Delta_2 O_2$	
	мл/л	%	мл/л	%	мл/л	%	мл/л	%	мл/л	%
Мангышлакский порог										
0	—	—	7,10	98	7,15	102	—	—	0,05	4
10	—	—	7,20	97	7,14	100	—	—	-0,06	3
20	—	—	7,21	94	6,78	92	—	—	-0,43	-2
Среднее	—	—	7,17	96	7,05	98				
Средний Каспий										
0	6,54	98	6,62	97	7,28	105	0,08	-1	0,66	8
10	—	—	6,75	97	7,22	103	—	—	0,47	6
25 (20)	6,69	91	6,50	87	6,99	98	-0,19	-4	0,49	11
50	6,35	80	6,14	80	6,72	90	-0,21	0	0,58	10
100	6,26	76	6,07	76	6,54	84	-0,19	0	0,47	8
200	4,98	60	4,24	52	5,51	70	-0,74	-8	1,27	18
400	2,90	34	3,79	45	4,28	54	0,89	11	0,49	9
600	(2,04)	(16)	(3,59)	(42)	3,85	48	1,55	26	0,26	6
750	—	—	(3,57)	—	(3,50)	43	—	—	-0,07	—
Среднее	3,60	49	4,24	55	4,76	61				
Апшеронский порог										
0	6,62	98	(6,30)	(96)	6,90	105	-0,32	-2	0,60	9
10	—	—	—	—	6,94	104	—	—	—	—
25	6,61	93	6,41	90	6,80	100	-0,20	-3	0,39	10
50	6,03	79	5,99	78	6,05	84	-0,04	-1	0,06	6
100	5,12	63	5,22	67	5,18	66	0,10	4	-0,04	-1
200	4,06	52	(4,23)	(48)	4,36	54	0,17	-4	0,13	6
Среднее	5,30	69	5,33	69	5,44	73				
Южный Каспий										
0	6,49	98	6,52	100	6,75	106	0,03	2	0,23	6
10	—	—	—	—	6,74	104	—	—	—	—
25 (20)	6,76	98	(6,80)	(97)	6,66	102	0,04	-1	-0,14	5
50	5,46	78	6,26	85	6,26	90	0,80	7	0,0	5
100	(4,57)	(62)	4,75	60	5,23	71	0,18	-2	0,48	11
200	3,44	43	3,18	37	3,88	49	-0,26	-6	0,70	12
400	2,45	28	2,45	29	2,82	35	0	1	0,37	6
600	0,83	10	2,23	26	2,41	31	1,40	16	0,18	5
800	(0,57)	(7)	1,94	23	2,28	28	1,37	16	0,34	5
Среднее	2,53	32	3,06	38	3,42	45				

Примечание. $\Delta_1 O_2$ — разница между 1935—1943 и 1958—1962 гг., $\Delta_2 O_2$ — то же, между 1958—1962 и 1964—1980 гг.

насыщения кислорода). Здесь сопоставлялись данные наблюдений на разрезах Дивичи—Кендерли, Жилой—Куули, о-в Куринский Камень—о-в Огурчинский.

В последнее время наибольшее увеличение содержания кислорода по сравнению с 1958—1962 гг. отмечалось не в придонных слоях; а на горизонте 200 м — нижней (в среднем) границе слоя, охватываемого зимней вертикальной циркуляцией (см. табл. 48). Существенное повышение концентрации кислорода за это же время произошло во всей толще вод моря. По сезонам наибольшее увеличение кислорода относительно 1958—1962 гг. в Среднем Каспии отмечено зимой—весной, в Южном — зимой и осенью, т.е. в период зимней конвекции и максимального развития фотосинтеза (для Среднего Каспия — весна, для Южного Каспия — осень).

Сопоставление разницы в содержании кислорода в Среднем и Южном Каспии в отдельные отрезки времени показывает тенденцию ее увеличения в основном за счет повышения концентрации кислорода в Среднем Каспии. Вместе с тем постоянство разницы в процентном насыщении вод кислородом в этих частях моря свидетельствует о том, что процессы фотосинтеза в современных условиях более интенсивно протекают в Южном Каспии.

Основным фактором, обусловившим увеличение содержания кислорода в глубинных слоях моря, является усиление плотностного стока богатых кислородом вод из северных районов моря, о чем говорилось выше.

Кроме того, следует учитывать изменения, которые произошли во внутригодовом распределении волжского стока. В естественных условиях зимой в море поступало всего около 30 км^3 , или 12% годового стока. После зарегулирования Волги существенно увеличились расходы воды в осенне-зимнюю межень. Так, в 50-х годах сток за декабрь—март составил 46 км^3 , а в 70-е годы — $65,1 \text{ км}^3$, или в среднем, по сравнению с начальным периодом регулирования, возрос на 42%. Поскольку волжская вода зимой содержит около 10 мл/л кислорода, увеличение поступления ее в этот период способствует обогащению вод моря кислородом. Это особенно заметно в прибрежных районах на западе Северного и Среднего Каспия. В общем балансе обогащение кислородом морских вод за счет стока р. Волги невелико и составляет в современных условиях около 6%. Однако доля "речного" кислорода в приращении общего его запаса от 50-х к 70-м годам значительна и по расчетам доходит до 20%.

Происшедшее в последнее десятилетие значительное улучшение аэрации глубинных слоев Каспия, повышение содержания кислорода в толще воды — важное условие для формирования высокой биологической продуктивности в глубоководном бассейне моря.

Активная реакция рН. Каспийское море выделяется среди других морских водоемов повышенными величинами рН. Это связано с весьма высоким щелочным разервом, обусловленным влиянием речного стока на химический состав каспийской воды. Пространственно-временная неоднородность распределения рН определяется совокупностью биохимических, физико-химических (фотосинтез, разложение органического вещества, дыхание организмов, состояние карбонатной системы и др.) и гидрологических (речной сток, динамика вод, температура воды и т.д.) факторов. В зависимости от этих факторов концентрация водородных ионов

в различных частях Среднего и Южного Каспия изменяется от 8,3–8,6 в поверхностном слое воды до 7,8–8,0 в придонном.

Зимой рН возрастает с запада на восток и с севера на юг как в Среднем, так и в Южном Каспии. Летом наибольшие значения рН наблюдаются в западных районах моря и особенно в пограничной зоне между Северным и Средним Каспием. Эти основные черты распределения рН связаны со следующими гидрологическими особенностями. Зимой температура возрастает с севера на юг и в восточной части Среднего Каспия она выше, чем в западной, под влиянием поступающих сюда теплых южнокаспийских вод. Летом в восточной части Среднего Каспия развивается апвеллинг, вследствие чего температура воды здесь ниже, чем у западных берегов. Эти различия температуры и определяют крупномасштабные неоднородности величин рН. Высокие величины водородного показателя на границе Северного и Среднего Каспия объясняются влиянием поступающего сюда волжского стока.

В Южном Каспии повышение концентрации водородных ионов прослеживается вблизи устьевого взморья Куры, а также в восточных районах, где оно связано с интенсивным испарением и высокими температурами воды, приводящими к хемогенному осаждению здесь кальцита [Бруевич, 1937]. Кроме того, было установлено, что летом вследствие усиления процессов окисления органического вещества в придонном слое происходит увеличение содержания углекислоты и, следовательно, уменьшение рН.

Сопоставление материалов исследований показывает (табл. 49), что установленные ранее [Бруевич, 1937; Пахомова, Затучная, 1966] основные закономерности распределения водородного показателя по акватории водоема сохраняются и в современных условиях. Так, по материалам комплексной съемки 1976 г. в феврале изменения рН в поверхностном слое воды хорошо коррелировались с изменениями температуры воды по акватории моря. Величины рН возрастали с северо-запада к юго-востоку от 8,35–8,40 до 8,45–8,50. Вдоль западного побережья Среднего Каспия, в зоне переноса опресненных северокаспийских вод и вод Терека, Сулака и Самура, а также вблизи устьевого взморья Куры наблюдались высокие значения рН (8,50), что свидетельствует о продолжающихся в это время года продукционных процессах. Самые низкие величины рН были отмечены в центральных областях моря (до 8,30). Таким образом, пространственное распределение рН зимой 1976 г. практически не отличалось от распределения рН во время зимней съемки 1934 г. [Бруевич, 1937], но в 1976 г. наблюдались более высокие величины рН.

С глубиной величина рН уменьшалась и в придонном слое Среднего Каспия достигала минимальных величин – 8,06, Южного Каспия – 7,98.

Весной разность в величинах рН между Средним и Южным Каспием несколько сглаживается. Из-за быстрого обогащения вод кислородом в процессе фотосинтеза в мелководной северной части Среднего Каспия величина рН возросла до 8,45–8,48. Минимальные значения сохраняются в центральной части Среднего Каспия, что обусловлено подъемом глубинных вод в поверхностный слой в центре циклонического круговорота.

В теплое время года распределение рН в эвфотическом слое становится

мозаичным. Выделяются подповерхностные максимумы и минимумы в термоклине, обусловленные сдвигом продукционно-деструкционных процессов в ту или иную сторону. Вдоль западного побережья Среднего Каспия, в зоне переноса северокаспийских вод, величины рН повышены (8,50–8,55). В придонном слое, в районе п-ова Аграханский и устья Сулака, а также в прибрежной зоне у Изберга, где наблюдается дефицит кислорода, рН понижается до 7,9–8,0 вследствие накопления гидросульфитных и сульфитных ионов.

Вдоль восточного побережья Среднего Каспия величины рН зависят от наличия или отсутствия апвеллинга. Поэтому в сезонном ходе водородного показателя максимум может наблюдаться осенью, а минимум летом (8,35–8,45).

В августе 1976 г. вертикальное распределение рН на разрезах Дербент–Песчаный и Дивичи–Кендерли отражало подъем глубинных вод в восточной части моря – величины рН были менее 8,20.

Осенью значения рН по акватории Среднего и Южного Каспия возрастают, а их распределение становится более однородным. Максимальные величины рН наблюдаются в центральной части моря, что связано с более высоким теплосодержанием вод и более интенсивным фотосинтезом. В Южном Каспии до начала разрушения термоклина сохраняется значительная стратификация рН в слое воды 10–30 м.

Одна из основных закономерностей распределения рН – более высокие его величины в Южном Каспии, по сравнению со Средним, во все сезоны года до горизонта 100 м – нижней границы распространения зимней конвекции в южной части моря. Глубже этого горизонта значения рН в Среднем Каспии выше, чем в Южном.

Таким образом, в деятельном слое Среднего Каспия свободная углекислота присутствует в больших количествах, чем в Южном Каспии. В глубинных слоях, наоборот, содержание углекислоты в южной части моря более высокое, чем в средней. Это показывает, что в Южном Каспии продукционные процессы протекают более интенсивно, чем в Среднем, вследствие чего рН более высокий и содержание углекислоты меньше. Обратное соотношение углекислоты и рН в глубинных слоях моря указывает на более интенсивные деструкционные процессы в Южном Каспии (больше органики поступает из эвфотического слоя).

Сезонные изменения рН на разных глубинах Среднего и Южного Каспия неоднозначны по величине. В Среднем Каспии в эвфотическом слое они крайне незначительны (0,01–0,04), в глубинных слоях величина сезонных изменений рН возрастает в несколько раз (0,06–0,10). В Южном Каспии максимальные изменения рН также происходят в глубинных слоях воды (600–800 м), в слое 0–500 м их величина мала (0,04–0,10). Максимальные величины рН в эвфотическом слое наблюдаются в периоды, когда фотосинтез относительно интенсивен; а окислительные процессы подавлены вследствие пониженной температуры воды (осень, весна). Минимальные величины водородного показателя отмечаются летом. В это время деструкционные процессы преобладают над продукционными, что приводит к накоплению углекислоты. В глубинных слоях минимум рН также отмечается летом, поскольку вертикальный обмен затруднен из-за наличия термоклина, а поступление органического вещества увеличивается [Бруевич, 1937].

Таблица 49

Многолетние сезонные и годовые величины рН и их изменения
в Среднем и Южном Каспии

Горизонт, м	Зима					Весна		
	1934 г.	1958— 1963 гг.	1964— 1980 гг.	рН ₁	рН ₂	1958— 1963 гг.	1964— 1980 гг.	рН ₂
Мангышлакский порог								
0	8,34	8,36	8,49	0,02	0,13	8,29	8,49	0,20
10	8,33	8,36	8,49	0,03	0,13	8,30	8,49	0,19
25 (20)	8,31	8,35	8,48	0,04	0,13	8,33	8,48	0,15
Среднее	8,33	8,36	8,49			8,31	8,49	
Средний Каспий								
0	8,26	8,30	8,42	0,04	0,12	8,26	8,41	0,15
10	8,24	8,32	8,43	0,08	0,11	8,27	8,42	0,15
25 (20)	8,23	8,32	8,40	0,09	0,08	8,28	8,39	0,11
50	8,21	8,27	8,35	0,06	0,08	8,26	8,34	0,08
100	8,16	8,22	8,33	0,06	0,11	8,20	8,31	0,11
200	8,07	8,17	8,22	0,10	0,05	8,16	8,19	0,03
400	7,98	8,08	8,18	0,10	0,10	8,13	8,20	0,07
600	7,83	8,05	8,13	0,12	0,12	8,12	8,20	0,08
Среднее	8,03	8,14	8,23			8,16	8,22	
Апшеронский порог								
0	8,31	8,33	8,49	0,02	0,16	8,36	8,44	0,08
10	8,29	8,34	8,48	0,05	0,14	8,35	8,45	0,10
25 (20)	8,26	8,33	8,50	0,07	0,17	8,36	8,44	0,08
50	8,22	8,32	8,41	0,10	0,09	8,32	8,39	0,07
100	8,14	8,29	8,35	0,15	0,06	8,21	8,28	0,07
200	7,91	—	8,15	—	—	—	8,23	—
Среднее	8,12	—	8,34				8,32	
Южный Каспий								
0	8,35	8,38	8,48	0,03	0,10	8,34	8,44	0,10
10	8,34	8,34	8,47	0,00	0,13	8,32	8,42	0,10
25 (20)	8,32	8,34	8,48	0,02	0,14	8,33	8,43	0,10
50	8,29	8,34	8,42	0,05	0,08	8,32	8,40	0,08
100	8,21	8,23	8,34	0,02	0,11	8,22	8,30	0,08
200	8,07	8,07	8,17	0,00	0,10	8,14	8,22	0,08
400	7,85	7,95	8,13	0,10	0,18	7,99	8,11	0,12
600	7,76	7,93	8,12	0,17	0,20	8,00	8,02	0,02
800	7,73	7,99	8,09	0,26	0,10	7,98	(8,01)	(0,03)
Среднее	7,93	8,04	8,18			8,07	8,14	

Примечание. рН₁ — разница между 1934 и 1958—1963 гг. рН₂ — то же, между 1958—1963 и 1964—1980 гг.

По сравнению с 1958—1962 гг. [Пахомова, Затучная, 1966] значительно возросли величины рН во все сезоны года и во всей толще вод Среднего и Южного Каспия. Наибольшее увеличение рН во все сезоны произошло в верхнем слое моря (0—25 м) вследствие усиления фотосинтеза.

В придонных слоях Среднего и Южного Каспия максимальная разность

Лето					Осень				
1934 г.	1958—1963 гг.	1964—1980 гг.	pH ₁	pH ₂	1934 г.	1958—1963 гг.	1964—1980 гг.	pH ₁	pH ₂
Мангышлакский порог									
8,52	8,37	8,45	-0,14	-0,08	-	8,46	8,53	-	0,07
8,34	8,34	8,42	0,00	0,08	-	8,41	8,50	-	0,09
8,46	8,21	8,31	-0,25	0,10	-	8,42	8,48	-	0,06
8,42	8,32	8,40				8,42	8,50		
Средний Каспий									
8,41	8,36	8,44	-0,05	0,08	8,40	8,34	8,44	-0,06	0,10
8,41	8,34	8,42	-0,07	0,08	8,37	8,30	8,43	-0,07	0,13
8,35	8,21	8,39	-0,14	0,18	8,34	8,27	8,41	-0,07	0,14
8,13	8,20	8,32	0,07	0,12	8,15	8,26	8,34	0,11	0,08
8,12	8,19	8,25	0,07	0,06	8,12	8,23	8,28	0,11	0,05
8,01	8,14	8,23	0,13	0,09	8,00	8,21	8,25	0,21	0,11
7,86	8,13	8,19	0,27	0,06	7,90	8,20	8,24	0,30	0,04
7,81	8,12	8,18	0,31	0,06	7,81	8,21	8,20	0,40	-0,01
7,97	8,15	8,23			7,98	8,21	8,26		
Апшеронский порог									
8,44	8,33	8,43	-0,11	0,10	-	8,39	8,50	-	0,11
8,44	8,33	8,41	-0,11	0,08	-	8,40	8,45	-	0,05
8,28	8,28	8,40	0,00	0,12	-	8,37	8,45	-	0,08
8,21	8,24	8,32	0,03	0,08	-	8,28	8,32	-	0,04
8,16	8,16	8,26	0,00	0,10	-	8,18	8,26	-	0,08
7,88	-	8,30					(8,20)	-	
8,13	-	8,31					8,29		
Южный Каспий									
8,44	8,35	8,44	-0,09	0,09	8,47	8,37	8,50	-0,09	0,12
8,45	8,33	8,43	-0,12	0,10	8,47	8,37	8,47	-0,10	0,10
8,42	8,33	8,42	-0,09	0,09	8,41	8,36	8,48	-0,05	0,12
8,22	8,30	8,35	0,12	0,05	8,20	8,29	8,35	0,09	0,06
8,09	8,17	8,28	0,18	0,11	8,09	8,22	8,25	0,13	0,03
8,00	8,05	8,21	0,05	0,16	7,96	8,07	8,18	0,11	0,11
7,90	7,98	8,14	0,08	0,16	7,91	8,00	8,10	0,09	0,10
7,81	7,96	7,97	0,15	0,01	7,83	7,94	(8,06)	0,11	(0,12)
7,74	7,93	7,93	0,19	0,00	7,75	7,91	-	0,16	-
7,93	8,03	8,12			7,93	8,04	8,14		

между средними значениями pH в 1958—1962 и 1964—1980 гг. отмечена зимой, что дополнительно подтверждает усиление вентиляции этих слоев воды. Учитывая, что содержание кислорода на этих глубинах возросло, можно полагать, что причиной неадекватного увеличения pH (или сохранения на уровне 1958—1962 гг.) является накопление двуокиси углерода

Таблица 49 (окончание)

Горизонт, м	Средние годовые				
	1934 г.	1958— 1963 гг.	1964— 1980 гг.	pH ₁	pH ₂
Мангышлакский порог					
0	—	8,37	8,49	—	0,12
10	—	8,40	8,48	—	0,08
25 (20)	—	8,36	8,44	—	0,08
Среднее		8,38	8,47		
Средний Каспий					
0	8,36	8,32	8,43	-0,04	0,11
10	8,34	8,34	8,42	0,00	0,08
25 (20)	8,31	8,34	8,40	0,03	0,06
50	8,16	8,25	8,34	0,09	0,09
100	8,13	8,21	8,29	0,08	0,08
200	8,03	8,18	8,22	0,15	0,04
400	7,91	8,14	8,19	0,23	0,05
600	7,82	8,12	8,18	0,30	0,06
Среднее	(8,03)	8,16	8,23		
Апшеронский порог					
0	—	8,35	8,46	—	0,11
10	—	8,35	8,45	—	0,10
25 (20)	—	8,34	8,45	—	0,11
50	—	8,29	8,36	—	0,07
100	—	8,21	8,29	—	0,08
200	—	—	8,22	—	
Среднее		—	8,31		
Южный Каспий					
0	8,42	8,36	8,46	-0,06	0,10
10	8,42	8,34	8,45	-0,08	0,11
25 (20)	8,38	8,34	8,45	-0,04	0,11
50	8,24	8,31	8,38	0,07	0,07
100	8,13	8,21	8,29	0,08	0,08
200	8,01	8,08	8,20	0,07	0,12
400	7,89	7,98	8,12	0,09	0,14
600	7,80	7,96	8,04	0,16	0,08
800	7,74	7,95	(8,01)	0,21	(0,06)
Среднее	(7,93)	8,04	8,15		

в результате большего обогащения этих глубин органическим веществом, чем это было в прошлом.

Вертикальное распределение кислорода и pH в целом хорошо согласуется между собой. Как и для кислорода, для pH отмечаются значительные межгодовые колебания на всех глубинах, вплоть до дна. Это свидетельствует о большой изменчивости природных процессов, с которыми связан pH, и в первую очередь об изменении содержания двуокси углерода в морской воде.

В 70-х годах, по сравнению с отрезком времени между 1934 и 1962 гг., интенсивность увеличения водородного показателя в Среднем Каспии заметно снизилась, в Южном — сохранилась на том же уровне. Вследствие этого разница между средними значениями pH в Среднем и Южном Каспии уменьшилась.

Происшедшие количественные изменения величины pH характеризуют усиление в современных условиях интенсивности продукционно-деструкционных процессов в море.

Щелочность. Щелочность воды Каспийского моря, по сравнению с Мировым океаном, сильно повышена в результате поступления больших количеств карбонатов с речным стоком. Сезонные изменения щелочности в Среднем и Южном Каспии характеризуются ее увеличением от зимы к лету и снижением осенью.

Распределение щелочности тесно связано с полем солёности. Минимальные величины щелочного резерва наблюдаются вдоль западного побережья Среднего Каспия, в зоне распространения трансформированных речных вод. Например, зимой 1976 г. значения щелочности у западного побережья изменялись от 3,34 мг-экв/л на разрезе Дивичи—Кендерли до 3,56 на разрезе Жилой—Куули. В центральной части моря щелочной резерв достигает максимума (до 3,77 мг-экв/л). Вдоль восточного побережья значения щелочности довольно однородны и составляли 3,66—3,68 мг-экв/л.

С глубиной распределение щелочности становится весьма разнородным. Глубинные воды Среднего Каспия имели щелочность 3,45 и 3,59 мг-экв/л, но на разрезе Дивичи—Кендерли в придонных слоях она составила только 3,10—3,30 мг-экв/л.

На разрезе Жилой—Куули прослеживается повышение щелочности от западного побережья к восточному во всех слоях воды. Это характеризует перенос вдоль восточного побережья более солёных южнокаспийских вод.

Весной, при сохранении общей закономерности, распределение щелочности становится более однородным. Минимальные значения щелочного резерва характерны для северо-западной части Среднего Каспия (3,70 мг-экв/л у о-ва Чечень). Здесь наблюдается наибольшая разность щелочности (0,5 мг-экв/л) между западным и восточным прибрежными районами.

Такое распределение щелочности хорошо согласуется с распределением pH и отражает адвекцию речных вод вдоль западного побережья Среднего Каспия. Далее к югу щелочность возрастает и достигает максимума у восточного побережья (3,96—4,05 мг-экв/л), а по глубине — в придонных слоях моря, согласуясь с распределением солёности.

Летом щелочность возрастает, годовой максимум — 4,54 мг-экв/л — отмечается на поверхности на разрезе Дивичи—Кендерли. Максимальные величины щелочности в поверхностном слое воды связаны с пониженным содержанием углекислоты. Вертикальное распределение щелочности становится однородным глубже термоклина. Примерно от горизонта 30 м до дна щелочной резерв изменяется в пределах 3,5—3,7 мг-экв/л. Сохраняется различие в распределении щелочности между западной и восточной частями моря. В зоне апвеллинга у восточного берега значения щелочности летом составляют 3,72—3,75 мг-экв/л.

Осенью вертикальное распределение щелочности становится почти полностью однородным (в среднем 3,6 мг-экв/л) и в целом соответствует распределению солености. Величины ее остаются высокими, достигая на разрезе Дивичи—Кендерли летних значений. Средние величины щелочного резерва в Среднем Каспии в 1976 г. зимой и летом составили соответственно 3,56 и 3,65 мг-экв/л.

Биогенные вещества. Изучение биогенных веществ, их пространственного распределения, сезонной и межгодовой изменчивости представляет значительную сложность в связи с серьезными изменениями, которые произошли в гидрологическом и гидрохимическом режиме Каспийского моря. Количественные и качественные изменения биогенного стока Волги отразились на составе и количестве биогенных веществ в Северном Каспии, нарушении характера их пространственного распределения. Это не могло не сказаться на балансе биогенных веществ в глубоководных частях моря. Наблюдающееся в последние десятилетия усиление вертикального обмена в море и аэрации его глубинных слоев способствует вовлечению в продукционные процессы большого количества биогенных веществ из зоны аккумуляции и, возможно, из донных отложений.

В последнее время была существенно учтена роль подземного стока и грязевого вулканизма в балансе биогенных веществ моря. Однако предположения С.В. Бруевича [1941] о количестве биогенных веществ, поступающих в море с атмосферными осадками, еще не получили достоверных подтверждений, основанных на данных натурных наблюдений.

Ниже рассмотрены особенности распределения биогенных веществ в Каспийском море в основном по данным 70–80-х годов, проведено сравнение с материалами предыдущих исследований.

Соединения фосфора. Один из важнейших компонентов минерального питания, лимитирующий первичную продукцию, представляет собой минеральный фосфор ($P_{\text{мин}}$).

Зимой распределение минерального фосфора в Среднем и Южном Каспии довольно однородное. Зимняя конвекция сглаживает его вертикальные градиенты в Среднем Каспии до горизонтов 100–200 м (в зависимости от суровости зимы), в Южном — до 80–100 м. В верхнем слое повышенные концентрации минерального фосфора отмечаются вдоль западного побережья Среднего Каспия (до 20 мкг/л). Это связано с поступающим сюда стоком рек Волги, Терека и Сулака. Увеличение зимних попусков Волгоградской ГЭС соответственно увеличило и вынос биогенных веществ с волжским стоком в Средний Каспий. Переориентация Терека из Северного в Средний Каспий привела к резкому увеличению стока наносов в этот район. Минерализация огромного количества органики также обогащает прибрежные воды биогенными веществами. Существующий перенос вод вдоль западного берега на юг обеспечивает высокое их содержание в верхнем слое моря вдоль всего западного побережья вплоть до Апшеронского полуострова.

Довольно высокие концентрации фосфатов характерны для центрального района Среднего Каспия (до 10–12 мкг/л), что объясняется циклоническим характером циркуляции, способствующим поднятию к поверхности глубинных вод, богатых биогенными веществами. В рассматриваемом районе циклоническая циркуляция преобладает в течение года, поэто-

му во все сезоны эвфотический слой имеет здесь устойчивое биогенное питание.

Минимальные зимние концентрации фосфатов в Среднем Каспии, как правило, отмечаются на востоке, в зоне проникновения более теплых южно-каспийских вод, доходящих почти до Казахского залива. В теплых водах и зимой протекает интенсивный фотосинтез и концентрация фосфатов может снижаться до нулевых значений.

В Южном Каспии распределение минерального фосфора более разнородное. Максимумы приурочены к западной прибрежной зоне и к свалу глубин на востоке. Минимальные концентрации отмечались на восточных мелководьях (50–100 м), где сохраняются высокие температуры и, следовательно, происходит наиболее интенсивное потребление фосфатов (концентрация в отдельные годы может понижаться до нуля).

В зоне свала глубин обогащению поверхностного слоя способствуют подъем вод вдоль свала и в некоторых районах влияние деятельности грязевых вулканов. Так, в феврале 1980 г. в районе банок Грязный вулкан и Ливанова отмечалась концентрация минерального фосфора 50–90 мкг/л от поверхности до дна, хотя средние ее величины составляют здесь 10–15 мкг/л.

В западном районе Южного Каспия наблюдается сложная структура гидрологических и гидрохимических полей, состоящая из мелкомасштабных зон поднятия и опускания вод, обогащения и обеднения биогенными веществами. В зоне влияния куринского стока величины минерального фосфора в тонком поверхностном слое могут достигать 30–40 мкг/л.

В целом по акватории моря в верхнем 25-метровом слое концентрации минерального фосфора убывают с севера на юг. Максимум наблюдается на разрезе о-в Чечень – п-ов Мангышлак, минимум – на разрезе о-в Куринский Камень – о-в Огурчинский. Различия в среднем составляют 5–7 мкг/л. Такой характер меридионального распределения фосфатов обуславливают два фактора. С одной стороны, большая глубина проникновения конвекции в Среднем Каспии, обеспечивающая компенсационный подъем глубинных вод, обогащенных биогенными веществами. С другой – активное их потребление в Южном Каспии.

В зависимости от суровости зимы, концентрация биогенных веществ в верхнем слое в Среднем и Южном Каспии может существенно изменяться (по фосфатам – примерно на порядок). Величина суровости зимы определяет глубину конвективного перемешивания и степень обогащения верхнего эвфотического слоя биогенными веществами, поступающими из зоны их аккумуляции в глубинных слоях моря.

Следует также обратить внимание на повышенную концентрацию биогенных веществ на горизонте 0 м, отмечающуюся во все сезоны, что, очевидно, связано с их накоплением в поверхностной пленке. Это явление впервые для Каспийского моря описано Ю.Л. Семеновым [1982].

С глубиной концентрации фосфатов в Среднем Каспии ниже горизонта 100 м возрастают до 25–30 мкг/л, затем, глубже 400 м отмечается ее понижение до 20 мкг/л.

В Южном Каспии накопление биогенных веществ происходит ниже горизонта 50 м и разность в содержании минерального фосфора между поверхностными и глубинными слоями составляет 20–25 мкг/л. Придон-

ное обеднение наблюдается редко, и оно менее значительно, чем в Среднем Каспии.

Весной в эвфотическом слое распределение фосфатов становится более разнородным. В восточной части Среднего Каспия содержание фосфатов понижается почти до нуля. На западе, в зоне влияния волжского стока, концентрация фосфатов достигает 40–45 мкг/л, а к югу понижается до 10–12 мкг/л. В центральной части моря, на разрезах Дербент–Песчаный и Дивичи–Кендерели, в ядре циклонического круговорота концентрация фосфатов также повышенная – до 15–20 мкг/л.

В Южном Каспии в зоне влияния курунского стока в поверхностном слое воды концентрация фосфатов высокая (35–38 мкг/л), но уже на горизонте 10 м понижается до 15–20 мкг/л. В центральной глубоководной части моря содержание фосфатов составляет 5–6 мкг/л. Восточные мелководья в слое 0–10 м практически лишены фосфатов.

С глубиной и в Среднем, и в Южном Каспии горизонтальные различия в распределении минерального фосфора сглаживаются, вертикальные же возрастают (табл. 50). В Южном Каспии в слое ниже 300 м содержание фосфатов равномерно повышается ко дну до 55–60 мкг/л. Это примерно в два раза выше, чем на соответствующих глубинах в Среднем Каспии.

Летом основные закономерности распределения фосфатов в море сохраняются. Их концентрация в эвфотическом слое по сравнению с весной понижается почти во всех открытых районах Среднего и Южного Каспия. У западного побережья средней части моря преобладает концентрация 5–10 мкг/л, возрастающая к северу. В восточной части Среднего Каспия, где летом развит интенсивный апвеллинг, отмечается повышенное содержание фосфатов, максимум которых у мыса Песчаный в эвфотическом слое может достигать 25–30 мкг/л. Осредненные величины фосфатов в слое 0–25 м в Среднем Каспии составляют 7–9 мкг/л, в Южном – 6–8 мкг/л.

Данные по осеннему распределению биогенных веществ, и в частности фосфатов, имеют разрозненный характер, что не позволяет воссоздать целостную картину.

На разрезах Чечень–Мангышлак и Дивичи–Кендерели (см. табл. 50) в эвфотическом слое концентрации минерального фосфора выше летних (7–11 мкг/л), что связано с начавшимся выхолаживанием и угнетением процессов фотосинтеза. На разрезах Жилой–Куули и Курунский Камень–Огурчинский осенняя концентрация фосфатов в поверхностном слое очень низкая.

В глубинных слоях осенью восстановление запасов фосфатов происходит более интенсивно в Южном Каспии. Тогда как летом для глубоководных районов обеих частей моря характерны примерно равные величины фосфатов, осенью они повышаются в Южном Каспии до 50 мкг/л, а в Среднем до 35 мкг/л.

Зимой и летом 1979–1981 гг. (табл. 51) проводилось определение органического фосфора. В исследуемые сезоны его содержание в море изменялось от 0 до 450 мкг/л, причем зимняя концентрация в 2–3 раза выше летней. Вертикальное распределение органического фосфора зимой в Среднем Каспии характеризуется понижением от поверхности (80 мкг/л) до 25 м (30 мкг/л) и повышением в зоне накопления. В пространственном

Таблица 50
Распределение минерального фосфора в Среднем и Южном Каспии
в 1964–1981 гг., мкг/л

Горизонт, м	Разрез'							
	Чечень–Мангышлак				Дивичи–Кендерли			
	зима	весна	лето	осень	зима.	весна	лето	осень
0	14,9	6,8	7,2	9,9	12,7	9,7	9,3	11,0
10	16,5	7,0	7,9	7,9	12,0	6,0	7,0	9,8
25	8,9	4,2	9,0	6,6	12,7	6,0	6,8	9,3
50	–	–	–	–	11,1	12,2	6,9	9,3
100	–	–	–	–	11,4	24,6	12,7	12,0
200	–	–	–	–	17,9	28,5	16,4	20,6
400	–	–	–	–	29,7	30,3	24,3	19,1
600	–	–	–	–	19,5	28,0	36,2	33,3
800	–	–	–	–	–	–	–	–

Горизонт, м	Разрез							
	Жилой–Куули				Куринский Камень–Огурчинский			
	зима	весна	лето	осень	зима	весна	лето	осень
0	9,8	8,9	7,5	2,6	9,1	8,6	8,7	5,3
10	8,4	6,2	4,9	1,4	7,5	6,0	6,7	7,4
25	9,5	4,4	7,9	0	8,3	7,3	6,1	14,8
50	10,7	6,3	15,5	2,4	8,1	6,1	8,7	20,0
100	15,4	11,3	25,6	14,8	15,4	19,0	11,3	26,3
200	20,9	28,0	21,7	36,7	24,1	23,9	18,4	37,5
400	–	–	–	–	30,2	38,4	21,1	27,6
600	–	–	–	–	23,8	(60,6)**	(32,8)	35,3
800	–	–	–	–	28,1	(57,0)	(36,0)	53,0

* По данным 1966 г.

** В скобках приведены данные по отдельным годам.

распределении выделяются две зоны повышенной концентрации в слое 0–50 м, в западном и восточном прибрежных районах – 87 и 135 мкг/л соответственно. Ниже горизонта 50 м происходит повышение содержания фосфора с запада на восток.

В Южном Каспии содержание органического фосфора в поверхностном слое значительно выше, чем в Среднем Каспии. Здесь также выделяются две обогащенные зоны – в западной части до горизонта около 600 м и на восточных мелководьях. На западе наибольшая концентрация отмечается на взморье Куры (150–175 мкг/л). В придонном слое зона с высоким содержанием фосфора охватывает материковый склон, часть южно-каспийской котловины и распространяется к северу до Апшеронского порога.

На восточном шельфе содержание органического фосфора на поверхности составляет 150–380, у дна – 100–200 мкг/л. Минимальная концент-

Таблица 51
Содержание органического растворенного фосфора
в Среднем и Южном Каспии в 1979–1981 гг., мкг/л

Горизонт, м	Разрезы							
	Чечень–Мангышлак		Дявичи–Кендерли		Жилой–Куули		Куринский Камень–Огурчинский	
	зима	лето	зима	лето	зима	лето	зима	лето
0	–	18,8	80,1	19,6	87,7	24,8	159,3	31,2
10	–	22,0	59,3	15,7	129,7	32,5	89,8	26,0
25	–	56,9	30,0	11,4	112,0	46,1	135,5	24,8
50	–	–	74,0	27,5	–	27,8	67,0	24,6
100	–	–	112,4	26,8	–	25,7	61,0	45,3
200	–	–	39,2	26,0	50,8	32,5	70,5	54,0
400	–	–	71,0	38,5	–	–	106,5	68,6
600	–	–	65,6	61,0	–	–	263,5	–
800	–	–	–	–	–	–	–	20,0

рация от поверхности до дна отмечена в глубоководной котловине (70–80 мкг/л) и на свале глубин.

Летом, при общем понижении содержания органического фосфора в обеих частях моря, в Среднем Каспии оно в 1,5–2,0 раза меньше, чем в Южном, понижается с запада на восток в средней части моря и относительно однородно в южной. Максимум отмечен к северу от Апшеронского полуострова на горизонте 50 м (424 мкг/л). Вертикальное распределение в обеих частях моря и на Апшеронском пороге характеризуется уменьшением содержания органического фосфора от поверхности до горизонта 25 м и затем монотонным возрастанием ко дну.

Соотношение минерального и органического фосфора ($P_{\text{мин.}}/P_{\text{орг.}}$) в эвфотическом слое моря колеблется от 0,06 до 0,60. Зимой оно в два-три раза ниже, чем летом, что объясняется повышенной концентрацией органического фосфора. Деструкция органического вещества преобладает над обогащением минеральным фосфором. В глубинном слое Южного Каспия это соотношение одинаково в оба сезона, в Среднем Каспии летние значения выше (табл. 52).

Средние изменения минерального фосфора в зоне потребления (0–50) и зоне накопления (100–600 м) представлены в табл. 53. Слой 100–600 м выбран для удобства сравнения данных по Среднему и Южному Каспию. По этим зонам подсчитан запас фосфатов в столбе воды сечением 1 м².

Анализ распределения фосфатов в море по сезонам показал, что зимой происходит обогащение эвфотического слоя из зоны накопления. В глубинных слоях запас невысок, что объясняется поступлением фосфора в верхние слои, а главным образом тем, что он находится в органической форме.

Зимой наблюдается максимальная толщина слоя придонного обеднения минеральным фосфором. По средним многолетним данным, его верхняя

Таблица 52

Отношение минерального и органического фосфора ($P_{\text{мин.}}/P_{\text{орг.}}$)
в Среднем и Южном Каспии, 1979–1981 гг.

Горизонт, м	Разрезы							
	Чечень–Мангышлак		Дивичи–Кендерли		Жилой–Куули		Куринский Ка- мень–Огурчинский	
	зима	лето	зима	лето	зима	лето	зима	лето
0	–	0,38	0,16	0,47	0,10	0,30	0,06	0,28
10	–	0,36	0,20	0,45	0,06	0,15	0,08	0,26
25	–	0,16	0,42	0,60	0,07	0,17	0,06	0,25
50	–	–	0,15	0,25	0,04	0,56	0,12	0,35
100	–	–	0,10	0,47	(1,23)	1,00	0,25	0,25
200	–	–	0,46	0,63	0,09	0,67	0,34	0,34
400	–	–	0,42	0,63	–	–	0,28	0,31
600	–	–	0,30	0,59	–	–	0,09	–
800	–	–	–	–	–	–	–	1,80

граница примерно совпадает с горизонтами 500–600 м. Причиной обеднения придонных слоев фосфатами, по-видимому, служит поступление поверхностных охлажденных вод, стекающих с северных и восточных мелководий. Содержание фосфора в этих водах невысокое, и они формируют придонную аномалию. В то же время придонные воды, богатые фосфатами, частично вытесняются в более высокие слои. С.В. Бруевич [1937] во время наблюдений в 1934 г. подобного явления не отмечал, у дна наблюдались максимальные концентрации фосфатов. По данным Б.Н. Абрамова [1959], в 1937–1941 гг. уже наблюдалось незначительное снижение минерального фосфора в придонном слое и в дальнейшем этот процесс продолжался вплоть до настоящего времени (табл. 53).

В Южном Каспии зимой распределение фосфатов по зонам аналогично средней части моря, но контраст между ними выражен в большей степени.

Весной в эвфотическом слое с увеличением потребления фосфатов их запас уменьшается (в Южном Каспии до минимального в году), а в глубинных слоях, напротив, накопление достигает максимума. Весенний максимум накопления связан с минерализацией органического фосфора, запасы которого зимой достигают наибольшей величины. Этот вывод подтверждается и тем, что весной начиная с горизонта 200 м содержание кислорода ниже зимнего в связи с его потреблением на минерализацию.

Летом в Среднем Каспии происходит максимальное потребление фосфатов в верхнем слое и понижение их запаса в зоне накопления (до $11,5 \text{ мг/м}^2$). Фосфор накапливается в живом веществе моря, и к осени это накопление достигает максимума — запас фосфатов в глубинных водах снижается до $10,8 \text{ мг/м}^2$.

Как показал Ю.Л. Семенов [1978], скорость регенерации фосфора летом на шельфе восточной части Среднего Каспия составляет 9–10 суток, Южного — 5–6 суток. Эти величины ориентировочно можно распространить в качестве оценки на акваторию поверхностного слоя всего моря.

Таблица 53
Среднегодовое содержание минерального фосфора
в Среднем и Южном Каспии, мкг/л

Горизонт, м	Средний Каспий				Южный Каспий			
	1934 г.	1937— 1941 гг.	1958— 1963 гг.	1964— 1981 гг.	1934 г.	1937— 1941 гг.	1958— 1963 гг.	1964— 1981 гг.
0	—	7,0	8,3	10,7	—	5,0	6,6	7,9
10	—	—	7,0	8,7	—	—	5,8	6,9
25	—	7,0	5,8	8,7	—	5,0	5,2	9,1
50	—	9,0	9,6	9,9	—	6,0	6,7	10,7
100	10	17	13	15	11	10	13	18
200	25	22	21	21	24	26	24	26
400	36	35	28	26	39	37	32	29
600	48	44	34	29	49	47	40	38
800	—	—	—	—	72	—	—	44
То же, 2 мг/м ²								
0—50	0,34*	0,39	0,39	0,47	0,06*	0,27	0,30	0,46
100—600	16,25	15,55	13,00	12,00	16,85	16,50	14,65	14,40

* Данные осреднены по двум сезонам.

В Каспийском море интенсивный фотосинтез охватывает верхний 25-метровый слой, ограниченный снизу сезонным термоклином с большими градиентами температуры и плотности. Вблизи верхней границы термоклина происходят разложение органики и регенерация биогенных соединений из остатков фито- и зоопланктона, плотность которых не позволяет им погрузиться ниже. Свидетельством того, что количество такого органического вещества значительное, служат высокие величины минерального фосфора, наблюдаемые летом в эвфотическом слое и низкие концентрации органического фосфора в глубинных слоях. Только та часть органики, которая продуцируется ниже термоклина, и та, плотность частиц которой позволяет ей проникнуть через термоклин, регенерирует в глубинных слоях моря, где скорость регенерации фосфора при низких температурах и меньшем содержании кислорода значительно ниже и может составлять месяц-полтора. Для температур 0,8—9,2° Ю.Л. Семенов [1978] приводит величину 1—2 месяца.

Осенью, с понижением температуры воды, сначала в Среднем, а затем в Южном Каспии фотосинтез угнетается, происходит массовое отмирание планктона. Разрушение термоклина теперь уже не препятствует проникновению всей этой массы органики в глубинные слои, где происходит ее разложение и минерализация. Указанными факторами можно объяснить образование зимнего максимума содержания органического фосфора и весеннего максимума минерального фосфора в зоне накопления.

Соединения азота. Распределение нитратной и нитритной форм азота в водах Среднего и Южного Каспия изучено довольно хорошо. Массовые определения аммонийного и органического азота проведены Ю.Л. Семеновым [1978] для восточной части моря и сотрудниками КаспНИРХа для

Таблица 54

Содержание нитратного азота в Среднем и Южном Каспии
в 1979–1981 гг., мкг/л

Горизонт, м	Разрезы							
	Чечень–Мангыш- лак		Дивичи–Кендер- ли		Жилой–Куули		Куринский Ка- мень–Огурчинский	
	зима	лето	зима	лето	зима	лето	зима	лето
0	–	3,7	11,8	4,1	2,1	3,5	10,0	6,1
10	–	2,4	10,7	3,8	2,4	3,6	2,6	5,7
25	–	2,4	11,9	4,2	2,9	4,4	3,1	4,1
50	–	–	15,2	4,1	23,2	3,7	4,6	5,0
100	–	–	18,3	6,6	40,2	8,9	17,0	9,7
200	–	–	57,5	9,0	–	12,5	69,4	10,4
400	–	–	71,4	11,3	–	–	63,0	13,2
600	–	–	38,4	8,8	–	–	75,9	15,1
800	–	–	–	–	–	–	31,5	10,0

всего моря. Исследования аммонийного азота весьма важны, так как в последнее время некоторые авторы указывают на его предпочтительное потребление фитопланктоном. Следовательно, без учета этой формы азота, нельзя полностью рассмотреть условия минерального питания фитопланктона.

Определение нитратного азота проводилось в 1979–1981 гг. в зимний и летний сезоны. Для горизонтального распределения нитратов в основном характерны те же черты, что и для фосфора. Зимой в Среднем Каспии обогащены воды западной части моря, до 30 мкг/л. К востоку концентрации нитратов понижается до следов. В Южном Каспии обширная глубоководная акватория и восточные мелководья практически лишены нитратов. Максимум отмечен в зоне свала глубин и вблизи западного побережья – 10–14 мкг/л. По осредненным значениям, зимние концентрации нитратов в эвфотическом слое Среднего Каспия на порядок выше, чем в Южном Каспии и на Апшеронском пороге, так как на юге зимой нитраты интенсивно потребляются. В Среднем Каспии в слое 200–400 м содержание нитратов максимально и составляет 60–75 мкг/л (табл. 54, 55). В Среднем и Южном Каспии на глубинах соответственно 400 и 600 м наблюдается снижение концентрации нитратов ко дну.

* Летом в эвфотическом слое Среднего Каспия количество нитратов уменьшается до 5–10 мкг/л. Их содержание повышено лишь в зоне влияния волжского стока (от о-ва Чечень до Махачкалы) и в восточной части моря, в зоне апвеллинга – до 7–10 мкг/л.

В Южном Каспии основные районы повышенных и пониженных концентраций нитратного азота остаются теми же, что и зимой, но зоны с нулевыми концентрациями нитратов почти отсутствуют. Содержание нитратов в эвфотическом слое в Южном Каспии и на Апшеронском пороге в целом выше, чем зимой. Данные по сезонному распределению органического азота также обнаруживают эту закономерность. Возможно,

Таблица 55
Содержание нитратного азота в разные годы
в Среднем и Южном Каспии, мкг/л

Горизонт, м	Средний Каспий					
	зима			лето		
	1934 г.	1960— 1962 гг.	1979— 1981 гг.	1934 г.	1960— 1962 гг.	1979— 1981 гг.
0	13	48	11,8	0	3,2	4,1
10	13	45	10,7	0	2,9	3,8
25	13	48	11,9	0	3,5	4,2
50	13	40	15,2	5	12,2	4,1
100	123	65	18,3	78	15	6,6
200	110	76	57,5	148	46	9,0
400	—	75	71,4	126	85	11,3
600	(47)	75	38,4	64	70	8,8
800						

Горизонт, м	Южный Каспий					
	зима			лето		
	1934г.	1960— 1962 гг.	1979— 1981 гг.	1934 г.	1960— 1962 гг.	1979— 1981 гг.
0	0	12	10,0	0	2,2	6,1
10	0	12	2,6	0	5,6	5,7
25	0	12	3,1	0	9,4	4,1
50	13	12	4,6	0	9,0	5,0
100	73	24	17,0	83	24	9,7
200	140	35	69,4	161	52	10,3
400	126	53	63,0	161	40	13,2
600	38	42	75,9	64	20	15,1
800	0	60	31,5	0	10	10,0

это связано с тем, что наблюдения проводились в теплую зиму 1980 г., когда, при слабом обогащении эвфотического слоя биогенными веществами, преобладало их потребление.

Летом запас нитратов в слое 100–600 м уменьшается в 5–6 раз по сравнению с зимой.

Нитритный азот — нестойкая переходная форма в процессе окисления аммония до нитратов — служит хорошим показателем зон с интенсивной деструкцией органического вещества, а также загрязнения вод.

В Среднем и Южном Каспии нитриты встречаются во все сезоны. в районах, подверженных влиянию речного стока — у побережья Дагестана и в западном районе южной части моря. Максимальные концентрации нитритов изменяются от 2–3 зимой до 6–8 мкг/л летом. Невысокие значения (1 мкг/л) определялись на востоке, в районах банок Ливанова и Грязный Вулкан. На остальной акватории моря преобладают концентрации 0,5–1,5 мкг/л (табл. 56).

Таблица 56
Содержание нитритного азота в Среднем и Южном Каспии
в 1964–1981 гг., мкг/л

Горизонт, м	Разрезы							
	Чечень–Мангышлак				Дивичи–Кендерли			
	зима	весна	лето	осень	зима	весна	лето	осень
0	0,4	0,4	1,7	1,8	1,3	1,1	1,7	1,5
10	0,5	0,3	1,2	2,2	1,2	1,3	1,4	1,5
25	0,1	0,1	1,1	1,2	0,8	1,0	1,1	1,0
50	–	–	–	–	0,6	1,1	1,7	1,3
100	–	–	–	–	0,6	0,8	1,4	1,5
200	–	–	–	–	0,7	0,7	1,3	1,5
400	–	–	–	–	0,7	0,6	1,2	1,7
600	–	–	–	–	1,0	–	1,0	(2,2)
800	–	–	–	–				

Горизонт, м	Разрезы							
	Жилой–Куули				Куринский Камень–Огурчинский			
	зима	весна	лето	осень	зима	весна	лето	осень
0	1,2	1,7	1,3	0,9	0,9	1,0	1,4	1,4
10	1,0	1,5	1,2	1,4	0,9	0,5	1,2	1,3
25	0,8	0,9	0,3	1,7	0,9	0,8	1,1	1,8
50	0,7	0,9	1,5	1,8	1,0	1,5	1,6	1,5
100	0,6	1,2	1,8	1,2	0,8	0,9	1,1	1,5
200	0,7	1,1	1,6	1,9	0,4	1,0	1,0	1,3
400	–	–	–	–	0,4	1,2	1,2	1,2
600	–	–	–	–	(0)	(2,2)	0,7	(3,8)
800	–	–	–	–	0,4	(1,9)	(0)	(2,4)

Главную тенденцию многолетних изменений содержания нитритного азота представляет постоянный рост концентраций. В 30-х годах его находили только в слое 50–100 м, что дало основание для выделения этого слоя в особую нитритную подзону [Бруевич, 1937]. В настоящее время вертикальное распределение нитритов не обнаруживает определенных закономерностей. Увеличение содержания нитритов во все сезоны года указывает на увеличение интенсивности биохимических процессов в море.

Концентрации аммонийного азота зимой хорошо согласуются с температурой воды. Теплые воды в восточной части Южного и Среднего Каспия (в которых продукционные процессы зимой наиболее интенсивны) обогащены аммонийным азотом – здесь преобладают величины 20–40 мкг/л, а максимальные отмечены на Апшеронском пороге и в центральной части Южного Каспия – 60 мкг/л. В западной части Среднего Каспия величина аммонийного азота составляет 2–5, Южного – 3–10 мкг/л.

При однородном вертикальном распределении температуры зимой содержание органического вещества высокое на всех глубинах и аммони-

Таблица 57
Содержание аммонийного азота в Среднем и Южном Каспии
в 1979–1981 гг., мкг/л

Горизонт, м	Разрезы							
	Чечень–Мангыш-лак		Дивичи–Кен-дерли		Жилой–Куули		Куринский Ка-мень–Огурчин-ский	
	зима	лето	зима	лето	зима	лето	зима	лето
0	–	87,8	19,6	208,4	41,2	146,4	31,3	131,3
10	–	74,8	15,8	243,3	35,8	170,8	25,9	109,0
25	–	50,9	14,2	200,0	44,4	119,9	25,6	83,1
50	–	11,3	11,3	210,2	31,7	127,7	36,3	135,3
100	–	–	12,1	196,9	29,9	145,0	34,2	154,0
200	–	–	4,8	256,7	–	249,7	25,8	140,0
400	–	–	7,4	188,6	–	–	–	175,0
600	–	–	4,6	181,6	–	–	–	119,0
800	–	–	–	–	–	–	–	98,0

Таблица 58
Содержание органического азота в Среднем и Южном Каспии
в 1979–1981 гг., мкг/л

Горизонт, м	Разрезы							
	Чечень–Мангыш-лак		Дивичи–Кен-дерли		Жилой–Куули		Куринский Ка-мень–Огурчин-ский	
	зима	лето	зима	лето	зима	лето	зима	лето
0	–	474	895	504	487	807	659	855
10	–	334	1008	340	598	136	340	380
25	–	362	667	366	988	532	707	1810
50	–	–	655	414	666	483	755	548
100	–	–	740	570	–	224	631	945
200	–	–	347	587	–	438	848	120
400	–	–	106	943	–	–	458	1050
600	–	–	–	803	–	–	707	1025
800	–	–	–	–	–	–	697	887

фикация охватывает всю толщу вод. Поэтому в вертикальном распределении аммонийного азота существенных различий не наблюдается (табл. 57).

Летом содержание аммонийного азота в воде многократно возрастает, особенно в Среднем Каспии. Средние концентрации составляют 150–200 мкг/л. Повышенные концентрации, как правило, наблюдаются в прибрежных районах, пониженные – в глубоководных частях моря. Вертикальное распределение аммонийного азота летом характеризуется пониженными значениями на горизонте 25 м, что примерно совпадает с верхней границей термоклина.

Таблица 59
Содержание кремнекислоты в Среднем и Южном Каспии
в 1964–1981 гг., мкг/л

Горизонт, м	Разрезы							
	Чечень–Мангышлак				Дивичи–Кендерли			
	зима	весна	лето	осень	зима	весна	лето	осень
0	455	601	586	354	389	334	373	374
10	430	626	533	392	534	273	287	363
25	372	510	755	310	516	234	285	273
50	–	–	–	–	588	373	386	686
100	–	–	–	–	819	358	610	680
200	–	–	–	–	1100	571	1035	1218
400	–	–	–	–	1560	1419	1648	1442
600	–	–	–	–	1850	1400	1085	740
800	–	–	–	–	–	–	–	–

Горизонт, м	Разрезы							
	Жилой–Куули				Куринский Камень–Огурчинский			
	зима	весна	лето	осень	зима	весна	лето	осень
0	335	377	306	210	302	273	404	88
10	335	293	273	149	263	233	300	125
25	300	274	469	187	245	270	321	106
50	341	288	362	306	290	286	319	257
100	397	570	1272	593	356	340	551	506
200	1090	1439	1418	1074	1015	846	1040	748
400	–	–	–	–	1073	1522	1715	1332
600	–	–	–	–	1530	2000	1564	1409
800	–	–	–	–	1640	1928	1476	1410

Содержание органического азота колеблется зимой от 100 до 1800 мкг/л. Максимальное обогащение наблюдается в прибрежных зонах, минимальная концентрация – в глубоководных районах. В Среднем Каспии с глубиной наблюдаются пониженные содержания органического азота, в Южном Каспии распределение его в толще вод однородное.

Летом в верхнем слое средней части моря содержание органического азота понижается в 1,5–2 раза, а в южной – остается на уровне зимних величин. В глубинных слоях отмечается максимальное накопление – до 940 мкг/л в Среднем Каспии и более 1000 в Южном (табл. 58).

Кремнекислота. Содержание кремнекислоты в водах Каспийского моря почти всегда высокое и поэтому она не лимитирует процесс продукции органического вещества.

Сезонные колебания кремнекислоты в эвфотическом слое незначительны, за исключением Южного Каспия, где в холодное время года происходит массовое развитие диатомовых и, следовательно, максимальное потребление кремния (табл. 59). Содержание кремнекислоты в поверхност-

Таблица 60

Запас биогенных веществ в эвфотическом и глубоководном слоях Среднего и Южного Каспия, мкг/м²

Слой, м	Средний Каспий					
	зима			лето		
	1934 г.	1958–1963 гг.	1964–1981 гг.	1934 г.	1958–1963 гг.	1964–1981 гг.
	Минеральный фосфор					
0–50	0,26	0,60	0,60	0,08	0,33	0,36
100–600	17,40	11,60	11,14	15,55	14,50	11,54
	Нитратный азот					
0–50	0,65	2,21	0,65	0,25	0,34	0,20
100–600	42,55	37,15	27,66	57,70	25,35	4,82
	Кремнекислота					
0–50	19,53	17,78	24,20	18,84	8,44	15,30
100–600	571,95	517,90	584,45	396,90	230,15	353,05
Слой, м	Южный Каспий					
	зима			лето		
	1934 г.	1958–1963 гг.	1964–1981 гг.	1934 г.	1958–1963 гг.	1964–1981 гг.
	Минеральный фосфор					
0–50	0,07	0,40	0,41	0,04	0,39	0,38
100–600	16,55	12,95	12,80	17,25	19,70	10,82
	Нитратный азот					
0–50	0,26	0,60	0,21	0,0	0,39	0,25
100–600	53,65	21,25	31,45	66,90	19,00	6,18
	Кремнекислота					
0–50	13,46	11,04	12,39	12,32	7,94	14,61
100–600	543,15	483,05	461,60	582,45	550,55	533,25

Примечание. Данные по нитратному азоту приведены за 1979–1981 гг.

нзм слое моря может колебаться от 900 до 600 мкг/л. С глубиной оно возрастает, достигая максимума в придонном слое – 1850 в Среднем Каспии и 1930 мкг/л в Южном. В отдельные годы у дна в южнокаспийской котловине отмечались концентрации 2500 мкг/л.

По материалам А.С. Пахомовой, Б.М. Затучной [1966], КаспНИРХа, Аз УГКС и Махачкалинской ЗГМО, подсчитан запас биогенных веществ в эвфотическом слое моря (0–50 м) и в слое 100–600 м (табл. 60). По этим данным отмечается устойчивый рост запаса фосфатов в эвфотическом слое и их снижение в зоне накопления. Увеличение запаса фосфатов в этом слое в Среднем и Южном Каспии по сравнению с 1934 г. составляет около 0,3 мг/м². Снижение количества фосфатов – 240

Таблица 61

Содержание кремниеслоты в разные годы
в Среднем и Южном Каспии, мкг/л

Горизонт, м	Средний Каспий					
	зима			лето		
	1934 г.	1958– 1962 гг.	1979– 1981 гг.	1934 г.	1958– 1962 гг.	1979– 1981 гг.
0	426	291	389	346	109	373
10	426	299	534	306	180	287
25	428	287	516	371	227	285
50	443	523	588	517	191	386
100	496	743	819	594	370	610
200	910	1350	1100	907	734	1035
400	852	1350	1560	1485	700	1648
600	3019	(1405)	1850	2560	(1365)	1085
800						

Горизонт, м	Южный Каспий					
	зима			лето		
	1934 г.	1958– 1962 гг.	1979– 1981 гг.	1934 г.	1958– 1962 гг.	1979– 1981 гг.
0	321	211	302	226	179	404
10	305	236	263	212	103	300
25	246	254	245	245	250	321
50	317	254	290	331	176	319
100	386	463	356	547	481	551
200	747	1233	1015	749	910	1040
400	1355	1302	1073	1315	1501	1715
600	2040	(1364)	1530	2116	1854	1564
800	2193	1400	1640	2742	2000	1476

Примечание. В скобках приведены данные на горизонте 500 м.

в зоне накопления составило ~ 4 и $4-6$ мг/м² в Среднем и Южном Каспии соответственно. Наиболее значительное уменьшение запаса фосфатов в Среднем Каспии связано, вероятно, с их оттоком в Южный Каспий зимой. Обеднение моря биогенными веществами может быть обусловлено следующими основными факторами: увеличением продуктивности моря, в связи с чем больший запас биогенных соединений находится в составе живого вещества; захоронением в донных осадках; изъятием с выловом рыбы.

Несложный расчет показывает, что с выловом рыбы из моря может ежегодно изыматься 3,4 тыс. т фосфора и 10,5 тыс. т азота. Среднегодовое же поступление валового азота и фосфора с волжским стоком за 1976–1980 гг. составляло 398,0 тыс. т азота и 47,2 тыс. т фосфора.

Расчет величины захоронения азота и фосфора в донных осадках [Лебедев и др., 1973; Романкевич, 1977] дает величину 41,5 тыс. т и для азота, и для фосфора.

Таким образом, несмотря на значительные количества азота и фосфора, изымаемые ежегодно из круговорота биогенных веществ, основной причиной обеднения Каспия их минеральными формами следует считать увеличивающуюся продуктивность моря.

В многолетнем распределении кремния в эвфотическом слое наблюдается снижение его количества в 60-х годах по сравнению с данными С.В. Бруевича [1937] и увеличение в 1979–1981 гг. по сравнению с данными А.С. Пахомовой, Б.М. Затучной [1966] (табл. 61). Значительное понижение запаса кремнекислоты в 1958–1962 гг. можно объяснить массовой вспышкой диатомовых (ризосолении), которая в отдельных случаях составляла до 99%, а обычно – свыше 80% всего фитопланктона [Левшакова, Санина, 1973]. Поскольку диатомовые потребляют преимущественно кремний, их массовое развитие может привести к ощутимому снижению его концентраций.

С целью выявления изменений, происшедших в гидрохимических условиях Каспийского моря со времени исследований С.В. Бруевича в 30-х годах, в августе–сентябре 1983 г. была проведена океанологическая съемка Среднего и Южного Каспия, включавшая большой объем гидрохимических определений. Наблюдения проводились на стандартных поперечных разрезах через море на 59 станциях (см. рис. 1, разрезы IV, V, VI, VIII, X, XI, XII) *.

Исследования подтвердили, что в связи с усилением вертикальной циркуляции толща воды Среднего и Южного Каспия хорошо азрирована. Верхний слой воды характеризовался высоким содержанием растворенного кислорода – 6,0–7,0 мл/л (до 120%). Максимум кислорода находился на горизонтах 30–60 м, где иногда его концентрация превышала 8,0 мл/л. В придонных слоях глубоководных частей моря содержание кислорода было не ниже 2,5 мл/л.

Распределение растворенного кислорода хорошо согласовалось с распределением рН. В верхнем слое величина рН составляла 8,40–8,47, в восточной части моря – 8,30–8,40.

Максимальные величины рН наблюдались на горизонтах 30–50 м и в основном были приурочены к нижней границе термоклина. Придонные слои в глубоководных районах моря характеризовались величинами рН – 8,01–8,15, а в мелководных – 8,30–8,40.

Многолетние наблюдения за величиной рН в море показывают, что начиная с 30-х годов рН постепенно возрастал и выравнивался по вертикали, причем более энергично в Среднем Каспии и несколько слабее – в Южном. Эта тенденция соответствует характеру изменений распределения кислорода и является следствием одной и той же причины – усиления вертикальной циркуляции в Среднем и Южном Каспии.

Величина общей щелочности, по данным съемки, в среднем составляла 3,67–3,75 мг-экв/л. Максимум щелочности наблюдался в придонном слое, что, возможно, связано со значительным количеством карбонатной взвеси

*Съемка была организована Научным советом по комплексному изучению проблем Каспийского моря. В ней приняли участие сотрудники Института океанологии АН СССР (гидрохимические работы), Института водных проблем АН СССР и Гидрографической службы Каспийской флотилии (гидрологические работы). Данный раздел написан О.К. Бордовским.

в придонной воде. В прибрежных районах, в зоне влияния речного стока, наблюдалось уменьшение величин щелочности до 3,60–3,46 мг-экв/л.

Количество биогенных веществ в верхнем слое в зоне влияния волжского стока повышенное. На границе Северного и Среднего Каспия концентрация фосфатов на поверхности доходила до 12 мкг/л, а кремния — 300–400 мкг/л. В слое 25–50 м концентрации этих биогенных веществ увеличивались до 10–15 мкг P/л и 700–1000 мкг Si/л. В центральных областях Среднего и Южного Каспия наблюдались более низкие концентрации (5–10 мкг P/л и 100–150 мкг Si/л).

Подобные же черты наблюдались в распределении органического фосфора, концентрация которого на севере Среднего Каспия была в 1,5–2 раза выше, чем в центральных районах моря (30–90 мкг $P_{орг}$ /л 15–20 мкг $P_{орг}$ /л, соответственно). Исключение составляли некоторые прибрежные станции, на которых было встречено более высокое содержание $P_{орг}$.

С глубиной концентрации биогенных веществ возрастали и в слое 150–500 м достигали 12–20 мкг P/л и 550–850 Si/л. Их максимум располагался на горизонтах 600–800 м (более 40 мкг P/л и 3000–3600 мкг Si/л).

Однако наибольшие концентрации органического фосфора (40–50 мкг $P_{орг}$ /л) отмечены на горизонтах 200–400 м, а глубже они постепенно уменьшались до 12–20 мкг- $P_{орг}$ /л. В некоторых случаях наблюдалось равномерное вертикальное распределение этой фракции фосфора.

Распределение нитратов в верхнем (0–30 м) слое было довольно равномерным: по всей акватории величины нитратов редко превышали 15–30 мкг N- NO_3 /л, а нитритов практически обнаружено не было. В слое пикноклина (30–50 м) наблюдалось резкое увеличение количества нитратов (более 100 мкг N- NO_3 /л)¹. Здесь же обнаружены, но не по всей исследованной акватории максимальные значения нитритов, превышающие 7 мкг N- NO_2 /л.

Глубже нитриты исчезают, а количество нитратов постепенно увеличивается, достигая максимума на горизонтах от 200 до 400 м, в зависимости от района. Слой наибольших величин нитратов в южной части моря залегает глубже, чем в средней.

Как показывают материалы съемки, усиление вертикального перемешивания в море отразилось на изменении распределения биогенных веществ, а аэрация — на соотношении их форм.

Основное отличие современного распределения фосфора заключается в возрастании его количества в верхнем слое и уменьшении в глубоководных зонах Среднего и Южного Каспия. Распределения фосфатов стало более равномерным, хотя в целом увеличение их концентраций с глубиной сохранилось. В большей степени произошло обеднение фосфатами глубинных вод Среднего Каспия, в меньшей — Южного. Хорошая аэрация способствует более полной минерализации органических соединений фосфора.

На основании работ, проведенных в 30-х годах, С.В. Бруевич [1937] пришел к выводу, что наиболее четкой основой для стратификации глубоководного Каспия является содержание биогенных элементов. Исходя из этого принципа он выделил в гидрохимической структуре Каспия две зо-

¹ Количество нитратов летом 1983 г. было значительно больше, чем по данным 1979–1981 гг. (см. табл. 54, 55) — *Примеч. ред.*

ны: обеднения биогенными элементами (0–100 м) и аккумуляции биогенных элементов. В свою очередь, первая зона была разделена на две подзоны – подзону фотосинтеза (0–25 м) и нитритную подзону (500–100 м). Зона аккумуляции разделена на нитратную (200–400 м) и восстановительную (600–800 м) подзоны.

Съемка 1983 г. показала, что за 50 лет гидрохимическая структура Каспия претерпела следующие изменения. Подзона фотосинтеза сохранилась, причем пересыщение вод кислородом стало даже больше. Нитритная подзона несколько поднялась и частично захватила подзону фотосинтеза. Наиболее существенные изменения произошли в зоне аккумуляции биогенных веществ. Восстановительная подзона исчезла, а нитратная подзона стала более обширной и доходит практически до дна.

Таким образом, усиление вертикальной циркуляции, связанное с длительным понижением уровня моря, нарушило резкую вертикальную стратификацию, наблюдавшуюся в 30-е годы, и привело к "размыву" границ между зонами. Характерного резкого деления на верхнюю зону обеднения биогенными веществами и глубинную – аккумуляции теперь нет. При этом изменения гидрохимической структуры моря в наибольшей степени сказались в его глубинных слоях. Поверхностная зона более активно приспосабливается к изменениям, происходящим в режиме Каспия. По данным съемки, последний подъем уровня Каспия пока еще не отразился на гидрохимическом облике глубоководных частей моря.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Состояние гидрологического и гидрохимического режима Каспийского моря связано в первую очередь с изменениями стока рек, вызывающими колебания его уровня. Анализ имеющихся материалов не позволяет ожидать увеличения объема поступающего в море речного стока больше того, который наблюдался за последние 150 лет. Это тем более вероятно, что безвозвратное водопотребление в бассейне Каспия будет возрастать (хотя и необходимы строгие меры по его ограничению). Принимая во внимание, что дальнейшие изменения речного стока останутся в тех же пределах и с той же многолетней периодичностью, как это имело место до сих пор, следует ожидать, что и колебания уровня будут иметь обеспеченность, соответствующую величине стока.

По данным инструментальных наблюдений за последние 150 лет положение среднегодового уровня изменялось от -26 до -29 м БС, т.е. его размах был 3 м. Внутригодовые колебания уровня, зависящие от сезонных изменений стока, составляли 25–50 см.

Антропогенные преобразования речного стока и связанное с ними длительное понижение уровня моря сильнее всего отразились на природных условиях Северного Каспия и устьевых областей впадающих в него рек. Здесь существенно нарушилось экологическое равновесие, ухудшились условия формирования биологической продуктивности.

При уменьшении водности Волги и понижении уровня моря произошло перераспределение стока по рукавам и морскому краю дельты, обмеление и отмирание водотоков, зарастание дельты, уменьшение ее заливания во время половодья, осушение отмелей нерестовых и нагульных акваторий. В устьевой области ослабли динамические процессы (волнение, течения, нагоны) и в то же время наблюдалось осолонение вод устьевого взморья.

В условиях зарегулированного стока сильно изменился режим половодья на Волге: его продолжительность уменьшилась в два-три раза, а пик сместился с июня на май. Сток в половодье уменьшился, а в межень, наоборот, увеличился. Распределение стока по рукавам дельты стало крайне неравномерным: по системе Бахтемира и Волго-Каспийскому каналу проходит около 60% стока, который в основном поступает в западную часть Северного Каспия и транзитом уходит в Средний Каспий. Уменьшение объема стока в половодье и сокращение заливания нерестовых площадей в дельте отрицательно повлияло на воспроизводство рыб, их нагул, формирование кормовой базы молоди рыб.

Между дельтой Волги и морем, на одной из террас, образовалась буферная зона — отмелое устьевое взморье шириной до 50 км. Уровень воды на морском крае дельты превышает уровень моря, и, несмотря на происходившее общее падение уровня моря, в отмелой зоне он не понижался.

Отмелая буферная зона на устьевом взморье Волги представляет собой своеобразный базис эрозии и может служить естественным препятствием, ограничивающим влияние уровня моря, в случае возможного его понижения, на структуру и динамику гидрографической сети дельты, ее гидрологический режим. Вместе с тем понижение уровня неблагоприятно сказывается на гидрологическом и гидрохимическом режиме приглубого взморья.

В дальнейшем при изменениях уровня в дельте Волги будет происходить выработка продольного профиля водной поверхности и дна русел водотоков, особенно в отмелой зоне устьевом взморья и частичное отмирание водотоков и водоемов при заполнении их наносами. На этих процессах должно сказываться влияние современного продольного профиля отмелой зоны устьевом взморья и уже существующих островов и отмелей. Происходящие и ожидаемые изменения водного режима в устьевой области Волги вызывают необходимость проведения водохозяйственных мероприятий по экономии водных ресурсов, реконструкции гидрографической сети дельты и взморья.

Существенные изменения природных условий произошли в дельте Урала. Здесь наблюдается однонаправленный процесс сосредоточения стока в одном-двух рукавах, прирост дельты вследствие аккумуляции речных наносов на ее морском крае. Имеющиеся материалы позволяют сделать вывод, что дельта будет развиваться в юго-восточном направлении — в сторону Уральской бороздины.

Без проведения технических мероприятий система водотоков Яицкого рукава будет постепенно отмирать, а рукав Золотой останется и в дальнейшем главной судоходной артерией дельты Урала. При поддержании необходимых глубин землечерпанием здесь возможно сосредоточение 75—80% стока реки.

Искусственное перераспределение стока на морском крае дельты при определенных условиях приводит к формированию пионерных дельт, изменению гидрологического режима устьевых взморьев. После вывода реки в новый район побережья устьевое взморье опресняется, изменяется динамика его вод. При этом прежние устьевые взморья, отличающиеся высокой биологической продуктивностью, отмирают. Процесс формирования пионерных дельт четко выражен на западном берегу Каспийского моря — в дельтах Терека, Сулака, Самура, Куры.

Пионерная дельта Терека у прорези через п-ов Уч-Коса (Аграханский) выдвигается в море в среднем на 100—150 м в год. В старой дельте происходит обсыхание земель вследствие значительного уменьшения их затопления во время половодья и паводков. Усиливается наступление барханных песков на старую дельту, увеличивается вынос в дельту морских солей. Некоторое повышение уровня моря уже не сможет изменить направленность этих процессов.

Старая дельта Сулака вследствие зарегулирования стока водохранилищами и сокращения выноса наносов размывается с южной стороны на

10–15 м в год. Новая клювовидная дельта в последние десятилетия в море существенно не выдвигалась, и есть основание считать, что она и дальше не будет расти из-за существенного сокращения речных наносов.

В дельте Самура в связи с уменьшением общей водности реки возникает угроза потери ценного реликтового лесного массива в районе, весьма перспективном для развития курортного строительства. В связи с этим следовало бы предусмотреть увеличение расходов воды в нижнем бьефе Самурского гидроузла во время половодья и паводков для подпитывания фильтрационных потоков, поступающих из русел рукавов дельты к лесным массивам.

Снижение уровня моря привело к постепенному отмиранию части водотоков дельты Куры и формированию двухрукавной дельты лопастного типа на конусе выноса наносов на приглубом устьевом взморье.

Уменьшение поступления в море речной воды, наносов, минеральных и органических веществ, ослабление теплового влияния реки на море, сокращение зоны смешения пресных и соленых вод, уменьшение интенсивности процессов дельтообразования, размыв дельты вследствие дефицита наносов нарушили сложившиеся природные процессы в прибрежной зоне.

Уменьшение водности Куры, сокращение площади опресненной зоны на устьевом взморье могут ухудшить условия естественного воспроизводства рыбных запасов в рассматриваемом районе.

В Северном Каспии сокращение и изменение волжского стока и понижение уровня моря приводит к значительным изменениям распределения солености и биогенных веществ. За последние полвека (1934–1980 гг.) среднегодовая соленость Северного Каспия изменялась от 6,4 до 10,6‰. При низком положении уровня моря наблюдалось повышение средней солености Северного Каспия. В особо маловодные годы (1975–1977) она составляла 10,1–10,4‰, более половины акватории было занято водами с соленостью от 2 до 6–8‰.

Уменьшение стока воды в половодье и смещение его пика на более ранние сроки привело к тому, что минимум солености в северной части моря наблюдается теперь в июне–июле, а не в июле–августе, как это было до зарегулирования Волги. Пространственное распределение солености по акватории Северного Каспия стало более неравномерным. В этих условиях возросла роль ветра и течений в формировании поля солености, связанные с ними перемещения водных масс вызывают быстрые и существенные изменения солености в различных районах Северного Каспия. На величины солености, как в летнее, так и в зимнее время оказывают влияние сбросы воды из водохранилищ.

Наибольшие горизонтальные градиенты солености (до 1‰/км) наблюдаются в западной части акватории, куда поступает большая часть волжского стока. На свале глубин в зоне прохождения основной волжской струи формируется интенсивный галоклин. Восточная часть Северного Каспия характеризуется более однородной соленостью. Наблюдения, проведенные в 70-х годах при экстремальном понижении уровня моря показали, что в этой части моря соленость достигала 11,2‰. Причина заключается в том, что уже при понижении уровня моря до отметки –28,5 м рельеф дна препятствует поступлению волжских вод из восточных рукавов дельты в восточную часть Северного Каспия. При этом усиливается компенсацион-

ный подток туда более соленых среднекаспийских вод. Очаг вод высокой соленостью (до 15‰) образовался в районе архипелага Тюленьих островов.

Расчеты будущей солености Северного Каспия, в особенности для отдельных его частей сложны, так как при разном уровне моря условия формирования поля солености, в зависимости от физико-географических и гидрометеорологических факторов, существенно меняются. В целом, как показали наблюдения, при понижении уровня моря до отметки -29 м в Северном Каспии происходило повышение солености. В то же время в районах сосредоточения волжского стока возможно ее понижение. Долгосрочный прогноз солености северной части моря в условиях понижения уровня ниже отметки -29 м нуждается в дальнейших исследованиях.

В западной части Северного Каспия, куда поступает основная часть волжского стока, произошло расширение зон с дефицитом кислорода в придонном слое воды, что отрицательно сказывается на жизни морских организмов.

Главные причины образования дефицита кислорода (гипоксии) — это вертикальное расслоение вод по солености (а также — по температуре) и повышенный расход кислорода на окисление поступающего с речным стоком большого количества органического вещества. Поэтому величина акваторий с дефицитом кислорода зависит от объема стока в половодье: чем он выше, тем на большей площади моря образуется гипоксия. Сокращение размеров гипоксии и улучшение режима солености в Северном Каспии может быть достигнуто путем обеспечения более равномерного распределения волжского стока по рукавам дельты.

Одно из самых неблагоприятных последствий зарегулирования стока Волги — это ослабление обогащения моря питательными солями во время половодья (апрель—июнь). В 50—70-х годах поступление в море минерального фосфора во время половодья сократилось почти вдвое. Такая же устойчивая тенденция прослеживается и для минерального азота. В экстремально маловодные годы концентрация минерального фосфора на большей части акватории Северного Каспия была весьма низкой.

Большую роль в трансформации биогенного стока играет отмельная зона устьевого взморья Волги. Согласно расчетам, в этой зоне летом потребляется до 70% растворенного минерального фосфора и около 50% минеральных форм азота, содержащихся в волжском стоке. Вместе с тем из дельты и отмельной части взморья возрос вынос в море трудноминерализуемой органики. В наибольшей степени трансформация биогенного стока происходит в восточной части взморья Волги, через которую речные воды проходят весьма медленно.

По указанным причинам в середине 70-х годов запасы минеральных форм азота и фосфора в северной части моря снизились более чем на 20%, по сравнению с периодом естественного стока. В то же время запасы органического фосфора и азота существенно возросли из-за его интенсивного поступления из дельты Волги. Вследствие этого отношение $R_{\text{мин}}/P_{\text{орг}}$ в водах Северного Каспия стало равным 1:18. Снижение минеральных форм азота и фосфора привело к уменьшению первичной продукции органического вещества в среднем на 50% [Катунин и др., 1979].

Содержание кремния в водах Северного Каспия после зарегулирования

стока увеличилось, что можно объяснить ухудшением условий продуцирования органического вещества фитопланктоном и как следствие — меньшим потреблением кремния диатомовыми водорослями. В 70-х годах в июне и августе, в зависимости от стока Волги и его распределения по акватории Северного Каспия, содержание кремния в разных районах изменялось от 500 до 2000 мкг/л.

В связи с наблюдаемым разделением волжского стока на две основные струи (западную и восточную) в море увеличилась пространственная дифференциация гидрохимических характеристик. В многоводные годы поступающие в море биогенные вещества (в том числе $P_{мин}$) обогащают преимущественно глубинный район западной части Северного Каспия. В маловодные годы основное количество биогенных веществ потребляется в мелководной предустьевой зоне моря.

В периоды уменьшения речного стока большее значение в формировании режима биогенных веществ в Северном Каспии приобретает водообмен с открытым морем. В некоторых случаях при поступлении среднекаспийских вод происходит обогащение северной части моря минеральным фосфором, при этом его содержание может возрасть от 5—10 до 25 мкг/л и более.

Экосистема Северного Каспия весьма быстро реагирует на изменения в снабжении биогенными веществами, в особенности на поступление минерального фосфора с волжским стоком. Поэтому указанные изменения незамедлительно сказываются на условиях формирования биологической продуктивности.

При понижении уровня моря, уменьшении объема половодья, нежелательные тенденции в изменениях характера биогенного питания Северного Каспия будут прогрессировать. Для улучшения условий формирования его биологической продуктивности необходимо проведение комплекса мелиоративных работ в дельте Волги и отмелой зоне устьевого взморья.

Течения Северного Каспия во многом зависят от ветра, но мелководность водоема, рельеф дна и водообмен между отдельными частями моря обуславливают сложность формирования поля течений. Обобщение данных натурных наблюдений за течениями показало, что в соответствии с преобладающими ветрами основной перенос вод происходит вдоль главной оси бассейна — на юго-запад и северо-восток. Средние скорости течений составляют 10—20 см/с, максимальные превышают 70 см/с.

Быстрое развитие процессов перемешивания в Северном Каспии способствует формированию течений от поверхности до дна в одном направлении. В то же время в условиях резкой вертикальной стратификации вод по плотности могут наблюдаться и двухслойные течения, например, на устьевом взморье Волги. Связь течений с ветром зависит от нескольких факторов: направления и времени действия ветра, физико-географических особенностей того или иного района моря. Поэтому, кроме построения адекватных схем течений всего Северного Каспия по данным инструментальных наблюдений, необходимо исследование режима течений путем численного моделирования.

Расчеты циркуляции вод Северного Каспия, впервые проведенные по нестационарной нелинейной модели, подтвердили результаты наблюдений. Они показали, что течения соответствуют направлению ветра только в

начальное время его действия, а в дальнейшем происходит формирование локальных круговоротов, обусловленных приспособлением поля течений не только к полю ветра, но и к рельефу дна и конфигурации береговой линии.

Изучение стонно-нагонных явлений в Северном Каспии позволило выделить две зоны наиболее сильных нагонов: западное побережье и район морского устьевоего бара Волги от Брянской косы до о-ва Новинский и восточное побережье. Высота наибольшего нагона у г. Каспийского может достигать 4 м. Знание условий развития нагонов в этих районах, возможность их прогнозирования представляют первостепенную важность как для расчетов водного баланса моря, так и для использования при хозяйственной деятельности в прибрежной зоне.

В Среднем и Южном Каспии процессы, формирующие гидрологическую структуру, в совокупности обеспечивают интенсивный горизонтальный и вертикальный обмен вод. Это ветровое волнение и течения в верхнем слое, градиентные течения в глубинных слоях; активно развитые процессы осенне-зимней конвекции, придонная конвекция в Южном Каспии; летом — апвеллинг в прибрежных районах Среднего Каспия, особенно вдоль восточного берега; перемешивание за счет внутренних волн в термоклине.

Обобщение накопленных в последние десятилетия материалов наблюдений за течениями, сопоставление их с результатами расчетов циркуляции вод, использование современных методов анализа дало возможность существенно развить представления о характере течений в Каспийском море, установить новые их особенности. Так, рассмотрение с позиций современной теории материалов съемок течений у западного берега Среднего Каспия [Штокман, 1938] показало, что в зоне вдольберегового течения существует реальная возможность образования нестационарных вихрей. Вероятные причины их генерации — топография дна, конфигурация береговой линии и процессы горизонтального турбулентного обмена. Подробное изучение течений в этом районе современными методами позволит получить интересные сведения, касающиеся их изменчивости, связанной с процессами вихреобразования.

Результаты статистического анализа долговременных наблюдений за течениями, проведенных в Южном Каспии в 1975–1979 гг., позволили, по существу, впервые оценить синоптическую изменчивость течений, зависимость их спектрального состава от ветрового воздействия и вертикальной гидрологической структуры.

Сопоставление зависимости между ветром и течениями в прибрежных и открытых районах моря показало, что вблизи берегов на малых глубинах она слабее, чем на глубоководных станциях. Это связано со значительным влиянием, оказываемым на изменчивость течений в прибрежной зоне рельефом берегов и дна.

В спектрах колебаний течений и гидрологических характеристик в районах открытого моря наиболее четко выделяются четыре причинно обусловленных периода: естественный синоптический, квазинерционный, полусуточный и 9-часовой сейшевый. В прибрежной зоне спектральный состав колебаний течений значительно более сложный. С глубиной энергия мезомасштабных колебаний уменьшается, особенно в летний сезон из-за влияния термоклина.

Основной энергетический источник мезомасштабной изменчивости течений в открытом море, кроме инерционных движений, — это ветровое воздействие на водную толщу, имеющее не локальный, а региональный характер. Связи локального воздействия ветра с изменчивостью течений статистически обусловлены слабо. Количество наблюдений за течениями в открытых районах Каспийского моря, особенно на глубинных горизонтах все еще остается недостаточным. Это существенно осложняет изучение течений, закономерностей их развития и пространственно-временной изменчивости.

В отсутствие ветра циркуляцию вод Каспийского моря определяют в основном геострофические течения. Новые схемы динамической топографии, построенные для разных сезонов, показывают, что геострофическая циркуляция в Среднем и Южном Каспии существенно перестраивается от зимы к лету и от лета к осени, в связи с тем, что в это время резко изменяется термическая структура верхнего слоя моря.

На большинстве новых схем течений в Среднем Каспии преобладает циклоническая циркуляция вод, а в западной части Южного Каспия — антициклоническая. В центральной части Южного Каспия выделяется слабое движение вод различных направлений. Такой характер циркуляции в общем соответствует полученным ранее средним многолетним схемам геострофических течений для зимнего и летнего сезонов.

Скорости геострофических течений наиболее значительны вдоль западного берега Среднего Каспия (10–15 см/с и больше), на остальной акватории преобладают слабые течения (2–5 см/с). Зимой вертикальная структура весьма однородна во всех слоях воды, а летом поле течений существенно упрощается ниже термоклина. Поскольку в этот сезон во многих районах моря чаще устанавливаются слабые ветры переменных направлений, поле реальных течений летом с большей вероятностью может быть аппроксимировано геострофическими течениями, чем осенью и зимой.

Расчеты суммарных течений по диагностической модели, с учетом совместного влияния ветровых полей, бароклинности, распределения плотности и рельефа дна, подтвердили, что в верхнем слое 0–10 м течения направлены по ветру, причем с увеличением пути ветра над морем ("разгона" вод) направления течений становятся более устойчивыми, а скорости растут. На горизонтах 20–30 м образуется компенсационное движение вод. Такая структура течений согласуется с данными долговременных наблюдений на автономных буйковых станциях. Ниже слоя трения, на горизонтах 50–100 м в поле суммарных течений образуется четкий циклонический круговорот в Среднем Каспии; в северо-западном районе Южного Каспия преобладает антициклоническое движение вод. Скорости суммарных течений значительно больше, чем градиентных, особенно в верхнем слое, где определяющее влияние на циркуляцию вод оказывает ветер.

Наиболее важные задачи в изучении течений — это накопление данных наблюдений, особенно в глубоководных районах Каспия, и вместе с тем построение прогностических моделей циркуляции вод, реально отражающих природные условия моря.

Существование в Каспийском море в летний сезон резко выраженного термоклина не только влияет на вертикальную изменчивость течений, но и служит причиной возбуждения короткопериодных внутренних волн.

Экспериментальные исследования, проведенные в 1972–1975 гг., показали, что преобладают колебания первой моды, загужающие от центра термоклина к поверхности и дну моря по экспоненте. Периоды внутренних волн изменяются от 1–3 до 10–30 минут, длина – от 20 до 100 м, высота – 1–6 м. В летние месяцы внутренние волны могут оказывать ощутимое влияние на распределение гидрологических характеристик в области термоклина.

Ведущая роль в формировании гидрологической структуры в глубоководных бассейнах моря, обмене в толще вод принадлежит процессам конвективного перемешивания. Анализ зимней вертикальной циркуляции в Среднем и Южном Каспии в 1956–1975 гг. позволил более детально определить зависимость ее развития от характера зимы. В разные по суровости зимы толщина охваченного перемешиванием слоя изменялась в широких пределах: в Среднем Каспии – от 150–200 м до дна, в Южном – от 80 до 100–150 м. В слое распространения зимней вертикальной конвекции наблюдается высокое содержание кислорода, особенно в Среднем Каспии, где оно на 1–2 мл/л больше, чем в глубже расположенной толще воды. В глубинных слоях Южного Каспия в зависимости от условий развития зимней вертикальной циркуляции различия в содержании кислорода достигали 4 мл/л.

Вентиляция придонных вод в зимнее время происходит благодаря плотностному стоку холодных, богатых кислородом вод с мелководий в северных и восточных районах моря в глубинные слои (шельфовый эффект). Благодаря плотностному стоку в средней части моря в слое от 400 м до дна содержание кислорода примерно на 1 мл/л больше, чем в промежуточных слоях воды.

Шельфовый эффект наблюдается и в Южном Каспии, где летом на восточном шельфе образуются воды с повышенной соленостью. Осенью и зимой при охлаждении они опускаются в глубинные слои южнокаспийской впадины. Важная роль плотностного стока в перемешивании придонных вод подтверждается тем, что величина внутрigoдовой изменчивости гидрологических характеристик больше всего не только в верхнем слое моря, но и в придонном.

Величина межгодовых изменений температуры воды в 1962–1978 гг. уменьшалась от 3,5–6,5° на поверхности моря до 0,5–1,0° на горизонте 600 м. В годы с суровыми зимами в феврале на горизонтах 50 и 100 м выделяется теплый промежуточный слой, который с началом весеннего прогрева моря нивелируется.

Среднее многолетнее распределение температуры воды в Среднем и Южном Каспии в 70-х годах показало, что по сравнению с 50–60-ми годами температура в глубинных слоях осталась в пределах, определенных ранее для глубинных водных масс моря.

Средняя многолетняя соленость в открытом море в 50-х годах составляла 12,85‰. В 70-х годах в толще вод Среднего и Южного Каспия глубже 100–150 м преобладала соленость 13,0–13,1‰. В поверхностном слое в современных условиях увеличились различия в солености по акватории моря. Это особенно заметно в северо-западной части Каспия, где происходит сосредоточение волжского стока и наблюдаются значительные горизонтальные градиенты солености.

Статистические оценки межгодовой изменчивости гидрологических характеристик в Среднем и Южном Каспии были получены в результате расчета за 1961–1979 гг. среднегодовых аномалий температуры воды, солености и содержания кислорода в слое 0–200 м, а также внешних факторов – стока Волги и величины суровости зим. В межгодовом ходе аномалий выделяются квазициклические колебания с периодами от двух до пяти лет. Наиболее четко они проявляются для внешних факторов, температуры воды на поверхности, содержания кислорода на горизонтах 100 и 200 м.

Для температуры поверхностного слоя воды и содержания кислорода на горизонте 200 м в Среднем Каспии среднее квадратическое отклонение оказалось больше всего, наименьшими изменениями отличается соленость. В Среднем Каспии изменения солености и содержания кислорода больше, чем в Южном, что отражает большее влияние рассматриваемых внешних факторов на гидрологические процессы в средней части моря.

Наиболее четкие тенденции за рассмотренные годы – это уменьшение стока Волги до 1978 г., увеличение суровости зим в 1969–1976 гг. и связанное с этими факторами понижение температуры воды на поверхности в Среднем Каспии, небольшое увеличение солености в обеих частях моря и повышение содержания кислорода во всей толще вод.

Анализ межгодовых изменений гидрологических характеристик в разные сезоны показал, что в 70-е годы температура воды в Среднем Каспии понизилась на $0,1-0,3^{\circ}$ (влияние суровости зим), в Южном – осталась без изменений; соленость увеличилась в средней части моря на $0,2\text{‰}$, в южной – на $0,1\text{‰}$ (следствие уменьшения стока Волги).

Проведенный анализ подтвердил, что, несмотря на значительную устойчивость гидрологических условий в Среднем и Южном Каспии, происходящие под воздействием внешних факторов изменения прослеживаются во всей толще вод. Это свидетельствует об активности процессов обмена в море.

С особенностями гидрологического режима моря тесно связаны тенденции изменения гидрохимических условий. Так, усиление конвективного перемешивания в море после падения его уровня в 30-х годах способствовало повышению аэрации глубинных и придонных слоев воды, улучшению снабжения их кислородом. Этот процесс, в несколько меньшей степени, развивался и в последующие десятилетия. Содержание кислорода в толще вод Среднего и Южного Каспия увеличилось в 70-х годах по сравнению с 50-ми годами на $0,5-0,3$ мл/л, а относительно 30-х годов соответственно на $1,0-0,8$ мл/л. Вследствие усиления аэрации глубинных вод активнее стали процессы фотосинтеза в море, особенно в Южном Каспии. Об этом свидетельствует повышение процентного насыщения вод кислородом.

Определенный вклад в увеличение содержания растворенного кислорода в море внесло также повышение волжского стока в осенне-зимний сезон. Доля кислорода, поставляемого рекой, в приращении общего его запаса в море от 50-х к 70-м годам доходит до 20%. Значительное улучшение аэрации глубинных слоев Каспия в последние десятилетия – важное условие для формирования высокой биологической продуктивности в глубоководных частях моря.

За последние десятилетия в толще вод моря во все сезоны возросла

величина рН, в особенности в верхнем слое вследствие усиления фотосинтетической деятельности. В придонных слоях наибольшее повышение величин рН отмечено зимой, что служит дополнительным подтверждением улучшения вентиляции придонных вод.

По сравнению с результатами работ, проведенных на Каспии в 30-х годах, произошли значительные изменения в распределении биогенных веществ в толще вод, структуре их полей. Количественные и качественные изменения химического стока Волги, сильнее всего отразившиеся в Северном Каспии, не могли не сказаться и на балансе биогенных веществ в глубоководных частях моря. Вместе с тем наблюдаемое здесь усиление вертикального обмена и аэрации придонных слоев способствовало вовлечению в процессы формирования биопродуктивности запасов биогенных веществ из зоны их аккумуляции и, возможно, из донных отложений.

Связь процессов перемешивания с распределением биогенных веществ в море подтверждается тем, что в разные по суровости зимы концентрация фосфатов может изменяться примерно на порядок. Активный обмен в толще вод — причина того, что в Среднем Каспии глубже 400 м отмечались случаи понижения количества минерального фосфора по сравнению с вышележащими слоями. В Южном Каспии это явление наблюдалось редко.

В зимний сезон происходит обогащение эвфогического слоя минеральным фосфором, и в это время наблюдается обеднение фосфатами придонных слоев. Весной и летом, с увеличением процессов потребления в эвфогическом слое, запас биогенных веществ в нем уменьшается, а в глубинных слоях достигает максимума. Пространственное распределение минеральных форм фосфора и азота в весенне-летний сезон в Среднем и Южном Каспии характеризуется уменьшением концентраций с запада на восток и с севера на юг.

Сравнение вертикального распределения биогенных веществ в море в 1934, 1958—1963 и 1964—1981 гг. показало устойчивый рост количества фосфатов в эвфогическом слое, особенно в Южном Каспии, и уменьшение в зоне накопления. Количество нитратов в глубинных слоях за 1964—1981 гг. уменьшилось в 3—4 раза. В современных условиях в биопродукционные процессы вовлекается около 80% зимнего запаса нитратного азота. Биогенные вещества, в том числе в глубинных слоях моря, представлены в основном органическими формами, интенсивность образования органического вещества, вероятно, значительно превышает скорость его минерализации.

Таким образом, в море прослеживается тенденция дальнейшего снижения запаса минеральных форм биогенных веществ, что свидетельствует об их интенсивном потреблении. Четкая вертикальная гидрохимическая стратификация моря по зонам, выделенным в 30-х годах С.В. Бруевичем, в настоящее время отсутствует. Усиление процессов перемешивания в море привело к уменьшению вертикальных градиентов биогенных веществ, способствовало улучшению условий формирования биологической продуктивности.

Несмотря на то, что изменения гидрологических и гидрохимических условий в разных районах Каспия имеют различную величину и происходят не всегда одновременно, море в целом реагирует на внешние воздействия как водоем с единым типом гидрологического режима.

В конце 70-х годов началась новая перестройка режима Каспия, связанная с увеличением волжского стока и повышением уровня моря. Наблюдения показали, что в Северном Каспии изменились величины и распределение солености и биогенных веществ в благоприятном для экологии водоема направлении: уменьшилась соленость прежде всего в западной части акватории, возросло количество минерального фосфора. В то же время количество кремния уменьшилось, что связано с улучшением условий продуцирования органического вещества фитопланктоном и как следствие — большим потреблением кремния диатомовыми водорослями.

Соленость Северного Каспия с 1977 по 1983 гг. понизилась примерно на $0,2-0,5\%$. В соответствии с экстремально высоким стоком Волги наибольшее опреснение северной части моря наблюдалось в 1979 г., когда, например, по данным гидрометстанции о-ва Тюлений летом среднемесячная соленость, по сравнению с 1977 г., была ниже на $3-5\%$. Меньшим объемам волжского стока в 1980—1983 гг. соответствовали большие величины солености.

Из анализа таких своеобразных "возвратных" ситуаций следует важный вывод о том, что происходящие в Северном Каспии изменения пока не имеют необратимого характера и, при увеличении речного стока в море, довольно быстро восстанавливаются условия, способствующие активному развитию биопродукционных процессов.

В Каспийском море и в дальнейшем будут происходить сложные изменения природных условий под влиянием как естественных, так и антропогенных факторов. Поэтому важное значение имеет проведение комплексных наблюдений за основными гидрологическими и гидрохимическими характеристиками моря как в определенных его районах на специально выбранных пунктах, так и по всей акватории. Особое внимание следует уделять наблюдениям в районах, отличающихся наибольшей изменчивостью, таких, как Северный Каспий и устьевые области рек.

Первостепенную важность имеет изучение водного, солевого и химического баланса отдельных частей моря и водоема в целом. На этой основе может быть создан прогноз состояния экосистем Каспия под влиянием ожидаемых изменений его режима.

Для успешного решения указанных научных задач необходимо совершенствование методов и путей получения и использования информации о природных условиях водоема, включая дистанционные и спутниковые наблюдения.

Результаты всех исследований и прогнозов должны быть направлены на решение главных проблем Каспийского моря: оптимизации водного режима и уровня, защиты вод от загрязнения и повышения биологической продуктивности.

ЛИТЕРАТУРА

- Абрамов А.А., Блатов А.С., Ульянова В.И.* Баротропно-бароклинная неустойчивость основного черноморского потока и вихреобразование в Черном море. – Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана, 1981, т. 17, № 9, с. 974–981.
- Абрамов Б.Н.* Многолетние колебания содержания кислорода и биогенных элементов в воде Среднего и Южного Каспия. – Тр. ВНИРО, 1959, т. 38, вып. 1, с. 117–133.
- Алексина И.А.* К характеристике эолового материала восточного побережья Среднего Каспия. – ДАН СССР, 1959, т. 127, № 2, с. 427–430.
- Антонов В.С.* Проблема уровня Каспийского моря и сток северных рек. – Тр. ААНИИ, 1963, т. 253, с. 232–248.
- Аполлов Б.А.* Доказательства прошлых низких стояний уровня Каспийского моря. – В кн.: Вопросы географии. М., 1951, № 24, с. 134–143.
- Аполлов Б.А., Алексеева К.И.* Прогноз уровня Каспийского моря. – Тр. Океаногр. комис., 1959, т. 5, с. 63–78.
- Архипова Е.Г.* Тепловой баланс Каспийского моря. – Тр. ГОИН, 1957, вып. 35, с. 3–101.
- Архипова Е.Г., Крюков В.В., Молошников В.Н.* Возможные изменения уровней и других элементов гидрологического режима Каспийского моря. – Тр. ГОИН, 1972, вып. 115, с. 5–17.
- Атлас волнения и ветра Среднего и Южного Каспия / Сост. Д.П. Тамбовцева. Л.: Гидрометеиздат, 1968. 92 с.
- Атлас океанов. Т. 1. Тихий океан. М.: ГУНУО, 1974. 302 с.; Т. 2. Атлантический и Индийский океаны, 1977. 306 с.; Т. 3. Северный Ледовитый океан, 1980. 184 с.
- Байдин С.С.* Сток и уровни дельты Волги. М.: Гидрометеиздат, 1962. 337 с.
- Баклановская В.Ф., Пальцев Б.В., Чечель И.И.* О краевых задачах для системы уравнений Сен-Венана на плоскости. – Вычисл. математика и мат. физика, 1979, т. 19, № 3, с. 708–725.
- Бахмалов Ф.Г.* Расчет циркуляции вод для некоторых типов штормовых ветров на Северном Каспии. – Изв. АН АзССР. Сер. наук о Земле, 1968, № 1, с. 120–125.
- Белинский Н.А., Калинин Г.П.* О прогнозе колебания уровня Каспийского моря. – Тр. ГУГМС. Сер. 4, 1946, вып. 37, 18 с.
- Беляев И.П.* Гидрология дельты Терека. М.: Гидрометеиздат, 1963. 208 с.
- Бендт Дж., Пирсон А.* Измерение и анализ случайных процессов. М.: Мир, 1971. 408 с.
- Берг Л.С.* Уровень Каспийского моря за историческое время. – В кн.: Проблемы физической географии. М., 1934, № 1, с. 11–64.
- Блатов А.С.* Гидрологическая структура и энергезапас вихрей основного черноморского течения. – Метеорология и гидрология, 1981, № 7, с. 86–93.
- Блатов А.С., Иванов В.А.* Структура внутренних волн Каспийского моря. – Вестн. МГУ. Сер. 5, География, 1978, № 4, с. 94–101.
- Блатов А.С., Иванов В.А.* Пространственно-временная структура инерционно-гравитационных и топографических волн в море на частотах, близких к инерционным. – Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана, 1983, т. 19, № 8, с. 868–877.
- Блатов А.С., Иванов В.А., Косарев А.Н., Тужилкин В.С.* Среднемасштабные вихри в Мировом океане и их географическое распространение. – Вестн. МГУ. Сер. 5, География, 1983, № 4, с. 28–36.

Блатов А.С., Расулов М.А., Челеч И.И. Исследование циркуляции вод северо-западной части Черного моря и ее связь с антропогенным воздействием на речной сток. — Вод. ресурсы, 1983, № 4, с. 30—37.

Бруевич С.В. Гидрохимия Среднего и Южного Каспия. М., 1937. 350 с. (Тр. по комплекс. изуч. Касп. моря; Вып. 4).

Бруевич С.В. О балансе биогенных элементов в Каспийском море. — Тр. по комплекс. изуч. Касп. моря, 1941, вып. 14, с. 66—75.

Бурков В.А., Морозкин К.В. Приведение динамических высот к единому уровню отсчета. — Океанология, 1965, т. 5, вып. 3, с. 548—552.

Валлер Ф.И. Некоторые черты ледового режима северной части Каспийского моря. — Сб. работ Астрах. ЗГМО, 1970, вып. 1, с. 112—131.

Валлер Ф.И., Егоров И.Г. О прособлаждающем переносе вод Северного Каспия в навигационный и ледовый период. — Сб. работ Астрах. ЗГМО, 1980, вып. 2, с. 73—92.

Веселова Л.Е. Ледяной покров Каспийского моря, условия его образования и развития. — Тр. ГОИН, 1956, вып. 24, с. 56—146.

Вицецкая Н.И. Влияние гидростроительств на биогенный сток Волги и гидрохимический режим Северного Каспия. — Тр. Касп. бассейна фил. ВНИРО, 1952, т. 12, с. 251—258.

Вицецкая Н.И. Гидрохимический режим и продукция органического вещества Северного Каспия до зарегулирования стока Волги. — Тр. КаспНИРО, 1957, т. 13, с. 306—352.

Вицецкая Н.И. Многолетние и сезонные изменения гидрохимического режима Северного Каспия до зарегулирования стока Волги. — Тр. КаспНИРО, 1962, т. 18, с. 4—90.

Вицецкая Н.И. О повышении продуктивности рыбоводных хозяйств дельты Волги. — Тр. КаспНИРХ, 1968, т. 24, с. 71—77.

Владимирцев Ю.А., Косарев А.Н. Суворость зим на южных морях СССР: Тр. ВНИИГМИ—МЦД. Обнинск, 1976, с. 57—65. (Вопр. о океанологии; Вып. 16).

Геология СССР. Т. 47. Азербайджанская ССР. Ч. 1. Геологическое описание. М.: Недра, 1972, с. 404—414.

Герман В.Х. Спектральный анализ колебаний уровня Азовского, Черного и

Каспийского морей в диапазоне частот от одного цикла за несколько часов до одного цикла за несколько суток. — Тр. ГОИН, 1970, вып. 103, с. 52—73.

Гетман И.Ф., Кутало А.А. Расчет полных потоков на границе Северный—Средний Каспий с учетом контуров береговой линии. — Тр. Гидрометцентра СССР, 1972, вып. 60, с. 49—54.

Гидрология устьевой области Куры. Л.: Гидрометеиздат, 1971. 323 с.

Гидрология устьевых областей Терека и Сулака. М., 1971. 198 с. (Тр. ГОИН; Вып. 109).

Гирс А.А. Многолетние колебания атмосферной циркуляции и долгосрочные гидрометеорологические прогнозы. Л.: Гидрометеиздат, 1971. 280 с.

Гоптарев Н.П., Панин Г.Н. Влияние температурной стратификации приводного слоя атмосферы на скорость испарения. — Тр. ГОИН, 1970, вып. 98, с. 148—158.

Гордиенко Ю.К. Сопряженные функции Т, S-диаграммы Каспийского моря: Экспресс-информация ВНИИГМИ—МЦД. Обнинск, 1976, с. 1—5. (Океанология; Вып. 2 (46)).

Гордиенко Ю.К. Качественный анализ характера перемешивания вод в Каспийском море / М., 1977. Деп. в ВИНТИ, № 3460. 8 с.

Дроздов О.А., Григорьева А.С. Влагодобор в атмосфере. Л.: Гидрометеиздат, 1963. 316 с.

Евсеева Л.С. Влияние испарения с поверхности Каспийского моря на атмосферные осадки Ленкорань. — В кн.: Проблемы речного стока. М.: Изд-во МГУ, 1968, с. 61—71.

Евсеева Л.С. Влагодобор. — В кн.: Каспийское море. М.: Изд-во МГУ, 1969, с. 88—106.

Егоров И.Г. Некоторые особенности водообмена между западной и восточной частями Северного Каспия. — В кн.: Биологические ресурсы Каспийского моря: Тез. конф. Астрахань, 1972, с. 70.

Зайков Б.Д. Водный баланс Каспийского моря в связи с причинами понижения его уровня. — Тр. НИУ ГУГМС СССР. Сер. 4, 1946, вып. 38, с. 5—50.

Зайцев Г.Н. Динамическая карта южной части Каспийского моря. — Зап. по гидрографии, 1935, № 3, с. 82—83.

Заринов Б.Р., Косарев А.Н. Статистические характеристики течений Каспийского моря. — Вестн. МГУ. Сер. 5, География, 1973, № 4, с. 67—72.

Зарипов Б.Р., Косарев А.Н., Ржеплинский Д.Г. Горизонтальная циркуляция вод Каспийского моря. — Вестн. МГУ. Сер. 5, География, 1977, № 3, с. 90–96.

Затучная Б.М. Особенности солевого состава вод северной части Каспийского моря. — Тр. ГОИН, 1970, вып. 101, с. 74–79.

Захавиши М.А. Основные типы траекторий южных циклонов, перемещающихся в сторону Закавказья. — Тр. Тбил. НИГМИ, 1957, № 2, с. 78–95.

Зубов Н.Н. Динамическая океанология. М.; Л.: Гидрометеониздат, 1947, с. 77–78.

Иванов В.А., Коняев К.В. Бор на термоклине. — Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана, 1976, т. 12, № 4, с. 27–36.

Иванов В.А., Косарев А.Н., Тужилкин В.С., Мамедов Г.И. Распределение частоты Вьяля в Каспийском море. — Учен. зап. М-ва ВИССО АзССР, 1974, № 6, с. 27–36.

Иванов К.И. Изменение солёности Северного Каспия в связи с гидростроительством. — Тр. ГОИН, 1953, вып. 12, с. 34–52.

Иваненков Г.В., Матушевский Г.В., Ржеплинский Г.В. Резонансное возбуждение поверхностных волн в море холодными атмосферными фронтами. — Изв. Физика атмосферы и океана, 1977, т. 13, № 1, с. 48–59.

Изменчивость гидрофизических полей Черного моря. Л.: Гидрометеониздат, 1984. 239 с.

Казаков О.В. Краевые условия на жидкой границе при моделировании стационарной циркуляции в Северном Каспии. — Тр. Гидрометцентра СССР, 1976, вып. 182, с. 19–26.

Калинин Г.П. Проблемы глобальной гидрологии. Л.: Гидрометеониздат, 1968. 377 с.

Каспийское море. М.: Изд-во МГУ, 1969. 264 с.

Каспийское море: Фауна и биологическая продуктивность. М.: Наука, 1985. 376 с.

Катунин Д.Н. Режим солёности северной части Каспийского моря в современных условиях. — Тр. КаспНИРХ, 1967, т. 23, с. 10–18.

Катунин Д.Н. Изменение режима солёности Северного Каспия после зарегулирования волжского стока. — Тр. ВНИРО, 1975а, т. 108, с. 27–32.

Катунин Д.Н. Формирование режима

солёности вод Северного Каспия в современных условиях и его возможные изменения в перспективе: Автореф. дис. . . . канд. геогр. наук. Краснодар; Кубан. ун-т, 1975б. 24 с.

Катунин Д.Н., Косарев А.Н. Солёность и биогенные вещества в Северном Каспии. — Вод. ресурсы, 1981, № 1, с. 77–88.

Катунин Д.Н., Насонова Т.С., Урманова Л.Н. Многолетняя динамика и соотношение азота и фосфора в водах Северного Каспия. — Тр. ВНИРО, 1979, т. 133, с. 7–15.

Керимов А.А. Закономерности пространственной изменчивости параметров ветрового волнения в районах морских нефтегазоносных месторождений Каспийского моря. — Изв. АН АзССР. Сер. наук о Земле, 1976, № 3, с. 79–87.

Клевова Н.Д. К вопросу о зависимости между скоростями ветра и течений. — Сб. работ Бакинской ГМО, 1966а, вып. 2, с. 19–27.

Клевова Н.Д. Поверхностные течения в средней и южной частях Каспийского моря при различных полях ветра. — Океанология, 1966б, т. 6, вып. 1, с. 82–86.

Клевова Н.Д. Режим течений у восточного побережья Среднего и Южного Каспия. — Сб. работ Бакинской ГМО, 1967, вып. 3, с. 44–49.

Клевова Н.Д. Течения у западного побережья Среднего и Южного Каспия (от о-ва Чечень до устья р. Куры). — Сб. работ Бакинской ГМО, 1968, вып. 4, с. 153–159.

Климатический и гидрологический атлас Каспийского моря. М.: ГУГМС СССР, 1955. 73 с.

Клипович Н.М. Гидрологические исследования в Каспийском море в 1914–1915 гг. Пг., 1921. 943 с. (Тр. Каспийской экспедиции 1914–1915 гг.; Т. 1).

Колосков П.И. Агроклиматическое районирование Казахстана. М.: Изд-во АН СССР, 1947. 266 с.

Компаниец Ю.И. Схема течений Северного Каспия. — Океанология, 1973, т. 13, вып. 4, с. 591–596.

Компаниец Ю.И. Течения и водообмен между западной и восточной частями Северного Каспия. — Тр. ВНИРО, 1974, т. 101, с. 22–31.

Комплексные гидрометеорологические атласы Каспийского и Аральского морей. Л.: Гидрометеониздат, 1963. 179 с.

Коняев К.В. Экспериментальные ис-

следования короткопериодных внутренних волн в море. — Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана, 1975, т. 11, № 3, с. 285–296.

Коняев К.В., Сабинин К.Д. Новые данные о внутренних волнах в море, полученных с помощью распределенных датчиков температуры. — ДАН СССР, 1973, т. 209, № 1, с. 1536–1540.

Косарев А.Н. Водные массы Каспийского моря. — Вестн. МГУ. Сер. 5, География, 1962, № 5, с. 45–51.

Косарев А.Н. Колебания современного гидрохимического режима Каспийского моря. — В кн.: Биологическая продуктивность Каспийского моря. М.: Наука, 1974, с. 39–53.

Косарев А.Н. Гидрология Каспийского и Аральского морей. М.: Изд-во МГУ, 1975. 272 с.

Косарев А.Н., Барбаш В.Р. Динамическая карта Каспийского моря для летнего сезона. — Вестн. МГУ. Сер. 5, География, 1969, № 2, с. 115–118.

Косарев А.Н., Журнов В.М. О прибрежных течениях у восточного берега Каспия. — В кн.: Комплексные исследования Каспийского моря. М.: Изд-во МГУ, 1972, вып. 3, с. 111–120.

Косарев А.Н., Мамедов Г.М. О динамических картах Каспийского моря. — Вестн. МГУ. Сер. 5, География, 1967, № 6, с. 80–86.

Косарев А.Н., Цыганов В.Ф. Некоторые статистические характеристики колебаний уровня Каспийского моря. — Метеорология и гидрология, 1972, № 2, с. 49–55.

Кошинский С.Д. Типы распределения ветров над Каспийским морем, их повторяемость, устойчивость и преобладание. — Тр. НИИАК, 1964, вып. 26, с. 85–127.

Крицкий С.Н., Коренистов Д.В., Раткович Д.Я. Колебания уровня Каспийского моря. М.: Наука, 1975. 157 с.

Кувашинова К.В., Утина З.М. Расчет изменения температуры и влажности воздуха при усыхании Аральского моря. — Тр. ГГО, 1982, вып. 468, с. 65–71.

Кузнецова Л.П. Влагообмен в атмосфере над территорией СССР. М.: Наука, 1983. 200 с.

Кузнецова Л.П., Швер Ц.А. Влияние Каспийского моря на температурный режим побережья на примере станции Гасан-Кули. — Тр. ГГО, 1965, вып. 181, с. 114–120.

Кулакова Л.С., Лебедев Л.И. Морфо-

структура дна Каспийского моря. — В кн.: Проблемы геологии и нефтегазонасыщенности впадин внутренних морей. М.: Наука, 1981, с. 74–79.

Лебедев Л.И. К тектоническому строению Среднего Каспия. — ДАН СССР, 1961, т. 137, № 3, с. 663–666.

Лебедев Л.И. Фациальные зоны и мощности новокаспийских отложений Среднего Каспия. — Океанология, 1963, т. 3, вып. 6, с. 1029–1038.

Лебедев Л.И., Едигарян З.П., Кулакова Л.С. и др. Геологическое строение и нефтегазонасыщенность платформенной части Каспия. М.: Наука, 1976. 128 с.

Лебедев Л.И., Маев Е.Г., Бордовский О.К., Кулакова Л.С. Осадки Каспийского моря. М.: Наука, 1973. 119 с.

Лебединцев А.А. Некоторые данные по химии Каспийского моря. — Зап. по гидрографии, 1901, т. 23, с. 256–307.

Левшакова В.Д., Санина Л.В. Летний фитопланктон Среднего Каспия до и после вселения ризосолении. — Тр. ВНИРО, 1973, т. 80, вып. 3, с. 18–27.

Леднев В.А. Течения Северного и Среднего Каспия. М.: Мор. трансп., 1943. 97 с.

Мальтий атлас мира. М.: ГУГК, 1981. 147 с.

Мамаев О.И. Т. S-анализ Мирового океана. Л.: Гидрометеиздат, 1970. 364 с.
Мировой водный баланс и водные ресурсы Земли. Л.: Гидрометеиздат, 1974. 638 с.

Монин А.С., Каменкович В.М., Корт В.Г. Изменчивость Мирового океана. Л.: Гидрометеиздат, 1974. 261 с.

Николаева Р.В. Новые морфометрические характеристики Каспийского моря. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1971, № 1, с. 143.

Николаева Р.В., Хан-Магомедов С.О. Новые данные об уровне Каспийского моря за историческое время. — Тр. ИОАН СССР, 1962, т. 60, с. 178–189.

Норина Н.В. О солености вод северной части Каспийского моря за период с 1935 по 1951 г. — Тр. ГОИН, 1955, вып. 21, с. 34–39.

Океанологические таблицы для Каспийского моря. М.: Гидрограф. упр. ВМС, 1949. 56 с.

Пахомова А.С., Затучная Б.М. Гидрохимия Каспийского моря. Л.: Гидрометеиздат, 1966. 343 с.

Полухаров Г.В. О сейшах в Каспийском море. — Тр. ГОИН, 1960, вып. 50, с. 45–53.

Потайчук М.С. О подземном стоке во-

ды в Каспийском море. — Тр. ГОИН, 1970, вып. 98, с. 165—173.

Потайчук М.С. Изменения температурного режима Северного Каспия при падении и повышении уровня моря. — Труды ГОИН, 1978, вып. 139, с. 65—71.

Рабинович А.Б. Свободные колебания жидкости в прямоугольном водоеме. — Вод. ресурсы, 1976, № 1, с. 121—128.

Раткович Д.Я., Жданова И.С., Привальский В.Е. К проблеме уровня режима Каспийского моря. — Вод. ресурсы, 1973, № 3, с. 45—69.

Ржеплинский Г.В. Исследование режима ветрового волнения океанов и расчеты параметров волн. М.: Гидрометеониздат, 1972. 184 с.

Ржеплинский Г.В., Матушевский Г.В., Ещенко Л.А. Необычные волны зыби. — Метеорология и гидрология, 1975, № 3, с. 68—73.

Романкевич Е.А. Геохимия органического вещества в океане. М.: Наука, 1977. 256 с.

Саркисян А.С. Основы теории и расчет океанических течений. Л.: Гидрометеониздат, 1966. 123 с.

Семенов Ю.Л. Особенности современного режима биогенных веществ в восточной части Южного Каспия. — Изв. АН АзССР. Сер. биол. наук, 1978, № 2, с. 72—79.

Семенов Ю.Л. О содержании некоторых химических компонентов в поверхностном микрослое воды Южного Каспия. — Вод. ресурсы, 1982, № 4, с. 166—171.

Симонов А.И., Родионов Н.А., Загучная Б.М. Расчет будущей солёности Азовского моря и Северного Каспия. — Метеорология и гидрология, 1966, № 4, с. 19—25.

Скриптунов Н.А. Гидрология предустьевого взморья Волги. М.: Гидрометеониздат, 1958. 144 с.

Скриптунов Н.А. Изменение солёности воды в юго-западной части Северного Каспия. — Тр. ГОИН, 1962, вып. 66, с. 80—95.

Скриптунов Н.А. Сезонные изменения течений на устьевом взморье Волги (по данным плавмаяка Астраханский приемный). — Тр. ГОИН, 1970, вып. 98, с. 195—202.

Скриптунов Н.А. Изменение солёности воды в западной части взморья Волги после зарегулирования стока реки. — Тр. ГОИН, 1971а, вып. 104, с. 96—108.

Скриптунов Н.А. Особенности теп-

ловых процессов на отмелем устьевом взморье со свалом глубин (на примере взморья Волги). — Тр. ГОИН, 1971б, вып. 104, с. 131—148.

Скриптунов Н.А. Течения в западной части Северного Каспия. — Тр. ГОИН, 1974, вып. 118, с. 83—101.

Скриптунов Н.А. Схемы течений Северного Каспия. — Тр. ГОИН, 1984, вып. 172, с. 32—47.

Смирнов К.И. Водный баланс и долгосрочный прогноз уровня Каспийского моря. М., 1972. 123 с. (Тр. Гидрометцентра СССР; Вып. 94).

Современный и перспективный водный и солевой баланс южных морей СССР. — Тр. ГОИН, 1972, вып. 108, с. 78—166.

Соловьев В.Ф., Кулакова Л.С., Лебедев Л.И., Маев Е.Г. Основные черты рельефа и геологической структуры дна Среднего и Южного Каспия. — Тр. Комплекс. южной геол. экспедиции, 1962, вып. 7, с. 446—498.

Соскин И.М. Уровень Каспия и солёная активность. — Тр. ГГО, 1959, вып. 89, с. 72—82.

Справочник основных гидрологических характеристик морей и устьев рек СССР: Северная часть Каспийского моря. Ростов н/Д: Сев.-Кавк. УГМС, 1971. Ч. 1. Т. 2. Вып. 1, 203 с.

Степанов В.Н. Мировой океан: Динамика и свойства вод. М.: Знание, 1974. 256 с.

Тамбовцева Л.П. Режим волнения в открытой части Среднего и Южного Каспия. — Сб. работ Бакинской ГМО, 1966, вып. 2, с. 28—39.

Тимофеев Н.А. Об изменчивости солёности вод восточной части Северного Каспия и возможности ее прогнозирования. — Тр. ВНИРО, 1972, т. 75, с. 144—151.

Титов В.Б. О некоторых особенностях мезомасштабных движений в океане. — Океанология, 1973, т. 13, вып. 6, с. 962—968.

Федоров П.В. Трансгрессии и регрессии Каспийского моря в четвертичном периоде и проблема долгосрочных предсказаний его уровня. — В кн.: Сверхдолгосрочные прогнозы уровня Каспийского моря. М.: Изд-во АН СССР, 1957, с. 64—67.

Цицарев А.Н. Особенности дрейфовых течений на акватории взморья р. Куры. — Сб. работ Бакинской ГМО, 1967, вып. 3, с. 50—57.

Челпанова О.М. Климат СССР. Л.:

Гидрометеониздат, 1953. Вып. 3. Средняя Азия. 447 с.

Шереметевская О.И. Температура и соленость в Северном Каспии. — Тр. ЦИП, 1958, вып. 76, с. 50–63.

Шереметевская О.И. Расчет и прогноз внутреннего влагооборота между Каспийским морем и атмосферой. — Тр. Гидрометцентра СССР, 1968, вып. 24, с. 20–25.

Шикломанов И.А. Гидрологические аспекты проблемы Каспийского моря. — Л.: Гидрометеониздат, 1976. 78 с.

Шихлинский Э.М. О климатическом значении Каспийского моря. — В кн.: Тез. докл. Объед. науч. сес., посвящ. исслед. Каспия, берегов океанов и

морей. Баку: Изд-во АН АзССР, 1963, с. 47–49.

Шкудова Г.Я. Расчет стационарных течений Северного Каспия. — Тр. ГОИН, 1972, вып. 115, с. 26–40.

Штокман В.Б. Исследования кинематики течений у западного берега в средней части Каспийского моря. — Изв. Азерб. н.-и. рыбохоз. ст. ВНИРО, 1938, вып. 1, с. 1–64.

Эйгенсон М.С. Будущее Каспийского моря. — В кн.: Проблемы Каспийского моря. Баку: Изд-во АН АзССР, 1963, с. 24–27.

Stommel H. On the case the temperature–salinity curve in the ocean. — Nat. Acad. Sci., 1968, vol. 48, p. 764–766.

КАСПИЙСКОЕ МОРЕ
ГИДРОЛОГИЯ И ГИДРОХИМИЯ

Утверждено к печати
Институтом водных проблем
АН СССР

Редактор *Л.Г. Васютинская*
Художник *Ю.С. Шленер*
Художественный редактор *В.Ю. Кученков*
Технические редакторы
О.В. Аредова, М.К. Серегина
Корректор *Р.Г. Ухина*

Набор выполнен в издательстве
на наборно-печатающих автоматах

ИБ № 28915

Подписано к печати 28.04.86. Т – 03571
Формат 60х90 1/16. Бумага офсетная № 2
Гарнитура Пресс-Роман. Печать офсетная
Усл.печ.л. 16,5. Усл.кр.-отт. 16,9. Уч.-изд.л. 19,8
Тираж 900 экз. Тип. зак. 284. Цена 3р. 20к.

Ордена Трудового Красного Знамени издательство "Наука"
117864 ГСП-7, Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90

Ордена Трудового Красного Знамени
1-я типография издательства "Наука"
199034, Ленинград В-34, 9-я линия, 12

В ИЗДАТЕЛЬСТВЕ "НАУКА"

готовится к печати:

Каспийское море: Геология и нефтегазоносность Каспийского моря. — 20 а. л.

В работе освещается геологическое строение Каспийского моря. Рассмотрены структурно-геоморфологические особенности рельефа дна. Приведены новые данные о строении донных отложений и о влиянии геологической структуры дна на особенности их распределения. На основе геолого-геоморфологических материалов анализируется глубинное строение и строение верхней части осадочного чехла. Дана характеристика основных структурно-тектонических элементов. Рассмотрены происхождение и история геологического развития впадины Каспийского моря. Изложены основные сведения по нефтегазоносности моря и дан прогноз поисков залежей нефти и газа.

Для морских геологов, географов, геоморфологов, океанологов, литологов, палеогеографов, а также специалистов практиков-нефтяников, строителей.

Заказы просим направлять по одному из перечисленных адресов магазинов "Книга-почтой" "Академкнига":

480091 Алма-Ата, 91, ул. Фурманова, 91/97; 370005 Баку, 5, ул. Джапаридзе, 13; 320093 Днепропетровск, проспект Ю. Гагарина, 24; 734001 Душанбе, проспект Ленина, 95; 252030 Киев, ул. Пирогова, 4; 277012 Кишинев, проспект Ленина, 148; 443002 Куйбышев, проспект Ленина, 2; 197345 Ленинград, Петрозаводская ул., 7; 220012 Минск, Ленинский проспект, 72; 117192 Москва, В-192, Мичуринский проспект, 12; 630099 Новосибирск, Академгородок, Морской проспект, 22; 620151 Свердловск, ул. Мамина-Сибиряка, 137; 700187 Ташкент, ул. Дружбы народов, 6; 450059 Уфа, 59, ул. Р. Зорге, 10; 720001 Фрунзе, бульвар Дзержинского, 42; 310078 Харьков, ул. Чернышевского, 87.