

551.46(262.8)

**НЕКОТОРЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ГИДРОЛОГИЧЕСКОГО
РЕЖИМА КАСПИЙСКОГО МОРЯ****С. И. Потайчук**

Каспийское море и водосборные бассейны питающих его рек расположены в континентальной зоне. Режим водоемов континентальной зоны определяется в основном изменчивостью атмосферной циркуляции. В основу исследований, как и при изучении других морей континентальной зоны (Азовского и Черного), положена единая система закономерностей в формировании режима моря, — на всей акватории Каспийского моря должен формироваться один и тот же тип режима. Режим отдельных районов моря характеризуется определенными особенностями. Северная часть моря мелководная и опресненная отличается от средней и южной — глубоководных. Различна также интенсивность процессов в различных частях моря, но направленность, фаза процесса для каждого конкретного года по всей акватории моря должна иметь один знак. Характерная особенность Каспийского моря — отсутствие влияния внешних динамических факторов, связанных с водообменом с другими морями или частями Мирового океана.

В статье используются многолетние материалы, собранные в открытом море, на береговых и островных станциях, а также работы, в которых обобщены многолетние материалы наблюдений над температурой и другими характеристиками гидрологического режима Каспийского моря.

Анализ материалов показывает, что среднегодовые температуры поверхностных вод возрастают к югу в среднем на $0,7-0,8^\circ$ на каждый градус широты. Так, в районе 48° с. ш. средняя годовая температура воды равна $10-11^\circ$, а в южной части моря (37° с. ш.) эта температура равна $17-18^\circ$. Другая характерная особенность распределения средних годовых температур — их различие в районах восточного и западного побережья Среднего и Южного Каспия. В Среднем Каспии температура воды у восточного побережья на $2-4^\circ$ ниже, чем у западного, а в Южном Каспии наоборот — у восточного побережья годовые температуры на $0,5-0,7^\circ$ выше, чем у западного.

Различна и интенсивность процессов нагревания и охлаждения воды в различных частях моря. Общее повышение температуры воды у берегов начинается в марте и составляет около 2° в месяц, а в открытом

море всего лишь $0,5-1^{\circ}$ в месяц. Охлаждение поверхностных вод моря в мелководных прибрежных районах начинается уже в июле — августе, а в открытых частях моря — в августе — сентябре. Наиболее интенсивное охлаждение наступает на третий месяц после начала процесса охлаждения и составляет в Северном Каспии $8-10^{\circ}$, в Среднем Каспии

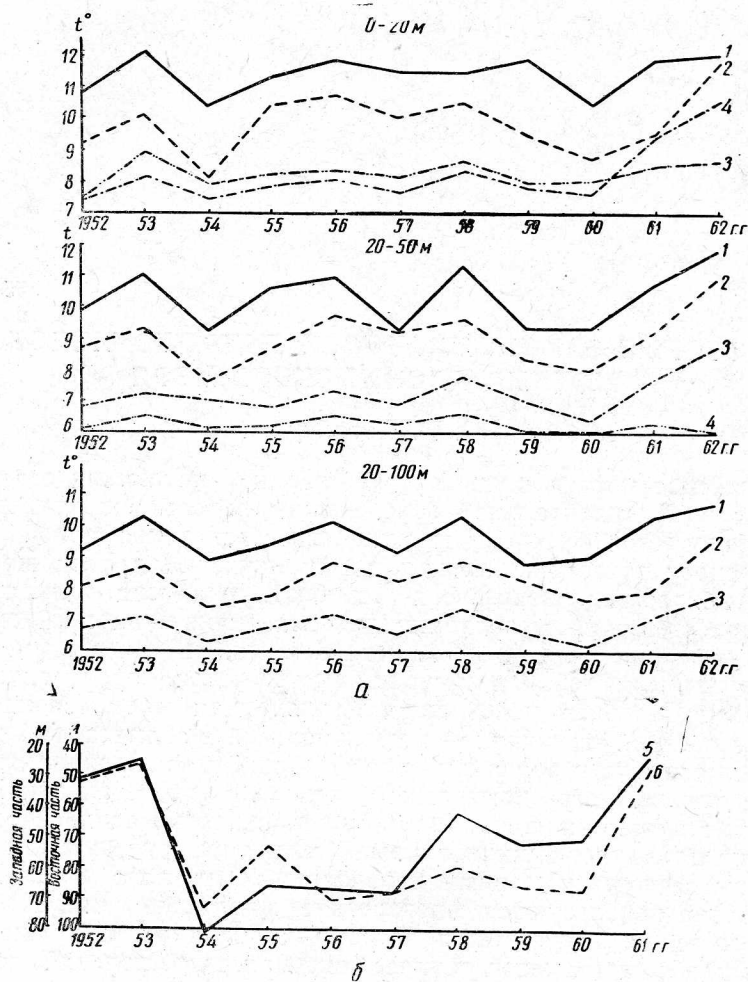


Рис. 1. Многолетние колебания температуры воды на стандартных разрезах в Каспийском море в апреле (а) и толщины слоя холодной воды летом в Черном море (б): 1 — Куринско-Огурчинский, 2 — Мыс Куули — о-в Жилой, 3 — Дивичи — Кендерли, 4 — Махачкала — Сагындык, 5 — восточная часть, 6 — западная часть.

у западного побережья $5-6^{\circ}$, у восточного — $6-8^{\circ}$ в месяц (от сентября к октябрю). В Южном Каспии наибольшее охлаждение составляет $6-8^{\circ}$ (от октября к ноябрю).

Обращая внимание на эти интересные особенности термического режима, нам кажется важным подчеркнуть особенность, отмеченную в начале 20-х годов Н. М. Книповичем и забытую — об однонаправленном (однофазном) изменении температуры по всему морю. Анализируя изменения поверхностной температуры воды за период 1900—1915 гг., Н. М. Книпович (1921) установил, что изменение средних годовых тем-

ператур на разных станциях в подавляющем большинстве случаев происходит в одном направлении, т. е. если на одной из станций констатируется повышение или понижение средней годовой температуры по сравнению с предыдущим годом, то соответственно повышение или понижение обнаруживается и на остальных станциях. Величина повышения или понижения на разных станциях может быть очень различной.

Из многочисленных исследователей режима Каспийского моря лишь Е. Г. Архипова (1957), рассматривая основные особенности температурного режима Каспийского моря и его районов, обратила внимание на установленную Н. М. Книповичем особенность.

Из-за недостаточного внимания к принципиально важному выводу Книповича в Каспийском море выполняют различные стандартные разрезы в то время, как достаточно выбрать определенный разрез, наблюдения на котором давали бы возможность судить о процессах, происходящих в море.

Наиболее полные наблюдения над температурой воды проводили в весенне-летний период. На рис. 1 представлены данные о многолетних колебаниях температуры в Каспийском море в апреле. Из анализа этих данных видно, что запас тепла в любом из рассмотренных слоев 0—20, 20—50 и 20—100 м на каждом разрезе колеблется из года в год в одной фазе. Запас тепла в 1954 г. во всех слоях был пониженным, а в 1958 г. — повышенным. Различие в колебаниях запаса тепла относится лишь к величине амплитуд температуры, а не к направленности процессов, обуславливающих повышение или понижение температуры. Так, в слое 0—20 м на разрезе Куринский — Огурчинский размах колебаний температуры за период исследований составил около 1,7°, а в слое 20—100 м лишь 1°. Кроме того, анализ приведенных данных показывает, что однонаправленное изменение температуры происходит не только в различных слоях, а наблюдается также на всех разрезах из года в год, т. е. знак аномалии температуры одинаков в различных частях Каспийского моря. Так, наблюдения на разрезе Куринский — Огурчинский, характеризующие режим южной части Каспийского моря, показывают, что 1954, 1957 и 1960 гг. относятся к холодным (с небольшим запасом тепла), а 1953, 1956, 1958 и 1962 гг. — к теплым (с повышенным теплосодержанием). Аналогичная классификация лет с повышенным и пониженным запасом тепла получается при анализе изменения температуры на разрезах мыс Куули — о-в Жилой, Дивичи — Кендерли, Махачкала — Сагындык. Таким образом, наблюдения над температурой воды на одном из указанных разрезов могут характеризовать термический режим всего Каспийского моря. Для определения типа режима предлагаем таблицу 1.

Таблица 1
Температура слоя воды 0—100 м в апреле на разрезах
в Каспийском море

Тип режима	Куринский— Огурчинский	мыс Куули—о-в Жилой	Дивичи— Кендерли	Махачкала—Са- гындык*
Теплый	≥ 9,80	8,80	7,00	6,40
Средний	{ 9,79	8,79	6,99	6,39
Холодный	{ 9,20	8,20	6,40	6,20
	≤ 9,19	8,19	6,39	6,19

* Температура слоя 20—50 м в апреле.

Хорошая связь между температурой воды обнаружена на станциях восточного (Махачкала, Дербент, Жилой) и западного (Куули—Маяк, Бекташ, форт Шевченко) побережий Каспийского моря (рис. 2). Коэффициенты корреляции, характеризующие эти связи, относительно высокие (0,61—0,65). Конечно, они не дают достаточных оснований для составления прогностического уравнения, но хорошо подтверждают существование общей для всех станций тенденции в конкретный сезон

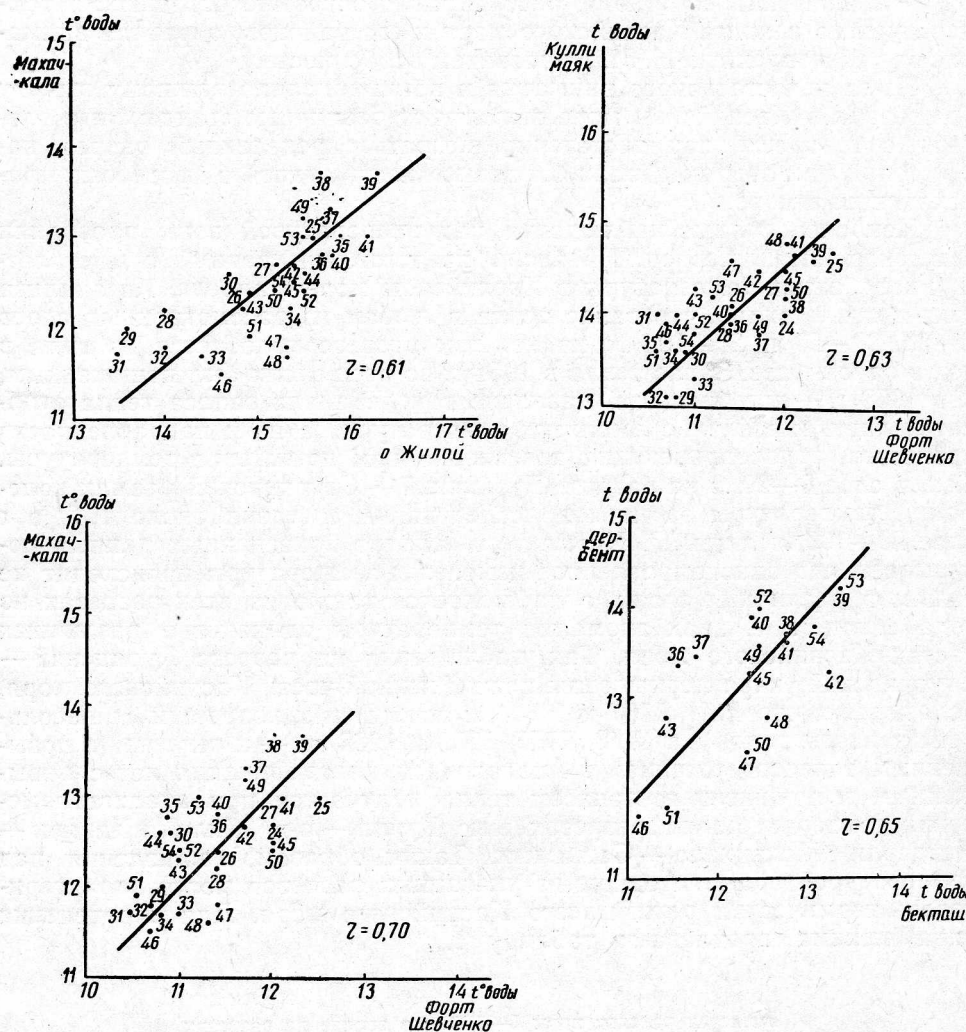


Рис. 2. Связь между температурами воды у восточного и западного побережий Каспийского моря.

и даже год. Однонаправленное (однофазное) изменение температуры во всех частях Каспийского моря объясняется особенностями циркуляционного процесса большого масштаба, которые обуславливают гидрологический режим не только локальной системы (Каспийского моря), но и других водоемов, входящих в единую континентальную систему европейской территории СССР (ЕТС). Это значит, что наблюдаемым изменениям температуры в Каспийском море должны соответствовать изменения температурных условий в других морях этой системы, например Азовском и Черном. На рис. 3 ясно видна однонаправленность

изменений температуры в Черном и Каспийском морях. За период исследований в Каспийском море 1954 г. характеризовался как аномально холодный, а 1958 г. — аномально теплый. Толщина холодного промежуточного слоя в Черном море, характеризующая тепловые условия, составляла в 1954 г. 90—100 м, а в 1958 г. — 60—80 м. (см. рис. 1). Если сравнить изменчивость температуры воды в слое 0—100 м, то связь между изменениями тепловых условий в Каспийском и Черном морях будет еще яснее [см. рис. 3, который иллюстрирует связь между температурой 0—100 м на разрезе Дивичи — Кендерли (Каспийское море) и температурой на разрезе от м. Айя (Черное море)]. Коэффициент корреляции, характеризующий эту связь, равняется $0,69 \pm 0,05$. Только по значению коэффициента корреляции не всегда можно судить о тесной связи сопоставленных явлений. Необходимо учитывать большую изменчивость анализируемых явлений в природе из года в год, так как несколько больших по величине, но противоположных по знаку отклонений от средних могут перевесить большое число малых отклонений, сходных по знаку. В этом случае коэффициент корреляции может дать неправильное представление о действительной зависимости (Великанов, 1948; Рудаков, 1952).

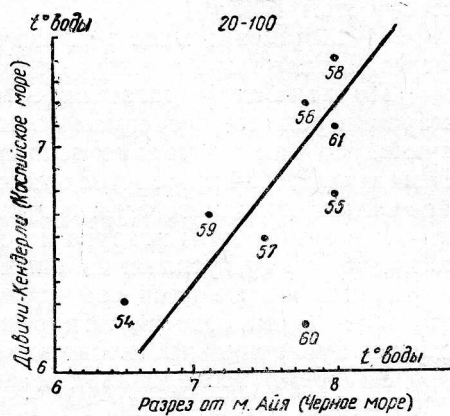


Рис. 3. Связь между температурами воды 100-метрового слоя в Каспийском и Черном морях в марте-апреле.

Поэтому В. Е. Рудаков предложил в тех случаях, когда мы имеем дело с прямой зависимостью, кроме коэффициента корреляции вычислять и показатель S , равный отношению числа преобладающих знаков произведений исследуемых пар отклонений m к общему числу исследуемых пар n , т. е. $S = m : n$. Наихудшая связь будет при величине S равной 0,5, т. е., когда половина всех случаев сопоставлений будет иметь знак, противоположный другой половине. Связь между изменениями температуры в Черном и Каспийском морях оценивалась коэффициентом корреляции $0,69 \pm 0,05$, а $S = 0,87$. Эти значения свидетельствуют о том, что атмосферные циркуляционные процессы, обуславливающие режим температуры в Каспийском и Черном морях, должны быть однородны над всей европейской территорией СССР.

Проводя специальные исследования изменчивости атмосферной циркуляции в разных частях северного полушария, Ю. В. Спиридонова (1962) приходит к выводу, что вся европейская область в синоптическом отношении действительно однородна, так как находится под воздействием определенного пучка антициклональных вторжений. Кроме того, эта область охватывает территорию, в пределах которой подстилающая поверхность однозначно воздействует на атмосферные процессы. Ю. В. Спиридонова выделяет в северном полушарии, в холодное время года, области с различными циркуляционными показателями. Так, в атлантическом секторе над океаном в холодное время года чаще проявляется зональный перенос, а над континентальной зоной — меридиональный, т. е. явно выступает основное различие в характере циркуляции в сопоставляемых районах, и в циркуляционных процессах проявляется тенденция к территориальной приуроченности.

Зимой на гидрологический режим Каспийского моря наиболее активно воздействуют атмосферные процессы, которые подразделяются на следующие группы:

- 1) вторжение масс континентального арктического воздуха, сформировавшегося в антициклоне в районах Карского и Баренцева морей;
- 2) вторжение морского арктического воздуха из районов Гренландии и прилегающей части Ледовитого океана;
- 3) вторжение континентального воздуха из умеренных широт на юго-восток ЕТС;
- 4) вторжение масс теплого воздуха южных циклонов, проходящих через Черное море в северо-восточном и восточном направлениях.

По характеру развития атмосферных процессов над Каспийским морем в режиме исследуемого моря можно выделить годы, характеризующиеся как аномально теплые, аномально холодные и нормальные. При атмосферных процессах первых двух групп создаются условия для аномально холодного типа гидрологического режима, т. е. наблюдаются низкие температуры воздуха и воды, раннее льдообразование, сгон воды и льдов к югу, усиленная зимняя вертикальная циркуляция.

Атмосферные процессы третьей и четвертой групп характерны для аномально теплого типа гидрологического режима, при этом наблюдаются условия, противоположные холодному типу.

За время исследований к аномально холодным относятся зимы 1949—1950 и 1953—1954 гг. Для зимы этих лет характерна большая активность полярного центра действия атмосферы. Ядра высокого давления в массах арктического воздуха распространялись на юг по двум направлениям: через Скандинавию и Баренцево море и из районов Карского моря и моря Лаптевых. Над всей континентальной зоной, включающей в себя наши южные моря, сохранялась устойчивая область повышенного давления. Ядра высокого давления в массах континентального воздуха арктического происхождения распространялись на большую часть Каспийского моря. Это обусловило резкое понижение температуры воздуха и воды в море. Как отмечает Е. С. Каракаш (1961) по данным гидрометстанции Махачкала, среднемесячная температура воздуха в феврале 1954 г. была минус 8,3°, а воды — минус 0,5° (табл. 2).

Таблица 2

Температура воздуха и воды в холодную (1953—1954 гг.) и теплую (1947—1948 гг.) зимы в районе Махачкалы, град

Показатели	Характеристика зимы	Месяцы			
		XII	I	II	III
Среднемесячная температура воздуха	Суровая	-1,7	-4,6	-8,3	1,7
	Мягкая	6,7	4,2	3,2	2,4
Минимальная среднесуточная температура воздуха	Суровая	-11,0	-11,0	-15,7	-3,5
	Мягкая	-2,9	-3,4	-3,9	-3,1
Среднемесячная температура воды	Суровая	1,5	-0,4	-0,5	-0,1
	Мягкая	3,3	6,7	4,8	-4,4
Разность температуры вода—воздух	Суровая	3,2	4,2	7,8	-1,8
	Мягкая	1,6	2,5	1,6	2,0

Данные станции Махачкала (см. рис. 2) могут быть индикатором тенденции температуры и для других районов Каспийского моря. Поэтому мы считаем, что в холодные годы ход температуры воздуха и

воды имеет резкое понижение во всех районах моря. Низкие температуры воздуха и воды ускоряют и усиливают процессы льдообразования. В холодные годы образование льда в северной части Каспийского моря начинается в конце октября — начале ноября и достигает наибольшего развития в конце января — начале февраля. В этом случае почти вся северная часть моря (до глубины 20 м) покрывается неподвижным льдом, а общая площадь льда в январе в холодные годы достигает иногда 100 тыс. км² (табл. 3).

Таблица 3
Площадь и объем льда на Каспийском море (по Л. Е. Веселовой)

Годы	Площадь, занятая льдом, тыс. км ² *			Объем льда, км ³		
	неподвижным	плавающим	общая	неподвижного	плавающего	общий
Декабрь						
Среднеголетние	47,54	18,47	66,01	9,03	3,88	12,91
Максимально многолетние**	84,24	5,70	89,94	16,00	1,20	17,20
1953—1954	76,53	12,29	88,82	16,83	1,40	18,23
1949—1950	48,68	11,40	60,08	11,17	1,78	12,95
1928—1929	61,29	8,19	69,48	19,48	1,23	14,71
Январь						
Среднеголетние	64,24	3,61	67,85	18,63	1,39	20,02
Максимально многолетние**	98,29	8,27	106,56	62,91	3,18	66,09
1953—1954	81,99	10,32	92,31	27,05	2,14	29,19
1949—1950	—	—	—	—	—	—
1928—1929	65,76	11,41	77,17	19,73	2,46	22,19
Февраль						
Среднеголетние	66,25	2,09	68,34	23,20	0,73	23,93
Максимально многолетние**	85,28	4,26	89,54	49,46	1,48	50,94
1953—1954	80,30	18,95	99,25	44,97	6,37	51,34
1949—1950	82,95	40,55	123,50	54,75	16,06	70,81
1928—1929	81,23	9,79	91,62	—	3,76	—
Март						
Среднеголетние	12,69	38,30	50,99	43,14	7,81	50,95
Максимально многолетние**	69,81	20,12	89,93	37,72	6,52	44,24
1953—1954	69,22	12,67	81,89	35,30	3,88	39,18
1949—1950	53,56	4,50	58,06	34,28	1,83	36,11
1928—1929	72,51	19,46	91,97	45,68	7,47	53,15

* Без учета густоты льда.

** Исключая зимы 1928—1929, 1949—1950, 1952—1953 гг.

Изменение ледовитости северной части Каспийского моря показано на рис. 4. Естественно, что отмеченные выше условия оказывают значительное влияние не только на процессы льдообразования, но и на развитие конвективного перемешивания. Зимняя вертикальная циркуляция — одна из основных форм конвективного перемешивания. По исследованиям А. Н. Косарева (1962), глубина распространения зимней

вертикальной циркуляции в средней части моря обычно равна 300—200 м (уменьшается с севера на юг). В южной части моря зимняя конвекция доходит до горизонта 80—100 м. Если принять средние значения температуры воды по Е. С. Каракаш (см. табл. 2), то при солёности 12,2‰ плотность воды в теплые годы составит 10,91, а в холодные — 10,97, а при солёности 12,8‰ — 10,99 и 11,06 условных единиц.

Анализ распространения плотности в глубинных слоях средней части моря показывает, что увеличение плотности воды на поверхности в холодные годы может увеличить глубину распространения зимней конвекции на 50—100 м и даже более. В теплые годы процессы, характеризующие гидрологический режим Каспийского моря, имеют иное

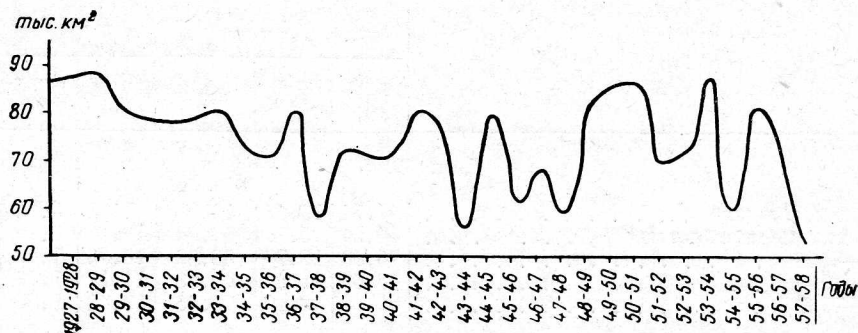


Рис. 4. Многолетние колебания ледовитости северной части Каспийского моря.

развитие. Рассмотрим пример теплого типа зимы (1947—1948, 1957—1958 гг.) Атмосферные процессы в это время характеризовались редкими и малозначительными вторжениями холодных воздушных масс. Активное развитие циклонов наблюдалось преимущественно над центром и северо-западом ЕТС и южными морями, в том числе и над Каспийским морем. Вследствие этого ведущую роль играли процессы переноса воздушных масс, сформировавшихся над центральной частью Атлантического океана. Зональный перенос теплых воздушных масс обусловил слабое развитие процессов охлаждения воды и, следовательно, слабое развитие льдообразования. Средняя месячная температура воздуха в феврале не опускалась ниже 3,2, а температура воды не ниже 4,8° (см. табл. 2). В такие теплые зимы район, покрытый льдом, в северо-восточной части моря ограничен 5-метровой изобатой и составляет около 55 тыс. км².

Глубина распространения зимней вертикальной циркуляции в теплые годы значительно меньше, чем в холодные. Например, на стандартной станции № 78 на разрезе Куринский — Огурчинский глубина распространения зимней вертикальной циркуляции в феврале теплого 1958 г. равнялась 75 м, а в феврале холодного 1956 г. — 120 м. Аналогичные различия наблюдались и на других разрезах.

Атмосферные процессы, под влиянием которых складываются условия гидрологического режима в Каспийском море в нормальные годы, характеризуются таким расположением барических систем, при котором значительное влияние оказывает область высокого давления, располагающаяся над юго-восточной частью ЕТС и районами Казахстана. Одновременно нередко наблюдаются вторжения арктических воздушных масс в северную часть Каспийского моря. Существенное влияние на режим моря в нормальные годы оказывают и южные циклоны, проходящие через Черное море в северо-восточном и восточном направлении. При указанном развитии зимних процессов в атмосфере замер-

зает только часть моря севернее линии о-в Чечень — северная оконечность о-ва Кулалы.

При анализе приведенных примеров развития атмосферных процессов и гидрологических условий в исследуемом районе выявились следующие особенности: 1) атмосферные процессы, развивающиеся над Каспийским морем, определяются крупномасштабной атмосферной циркуляцией, охватывающей значительные территории; 2) рассмотренные процессы в теплую и холодную зимы имеют противоположную направленность; 3) режим континентальной системы, в которую входит Каспийское море, прежде всего связан с процессами в атмосфере, через которые и осуществляется связь между процессами в атлантической и континентальной системах. Отдельные примеры третьей особенности отмечались советскими и зарубежными исследователями. Так Ф. Бауэр (Baug, 1956) при анализе циркуляционных условий в Атлантике и Западной Европе установил такое правило: если над Азорскими о-вами давление начинает падать, то через 2—3 дня давление в Центральной Европе начинает расти. Практика синоптических исследований подтверждает это правило и показывает, что смещение азорского антициклона к западу, как правило, связано с выходом ядра высокого давления в направлении к востоку. Выходу антициклонических ядер с Атлантики в Европу посвящено исследование А. Ф. Дюбюка (1947). Н. А. Белинский и Г. П. Калинин (1946) обнаружили очень тесную связь между индексом циркуляции над районом азорского антициклона и уровнем Каспийского моря (коэффициент корреляции $r = -0,95 \pm 0,02$). Исследования Г. К. Ижевского (1961) многих взаимосвязанных явлений в природе показывают, что гидрологический режим южных морей (морей континентальной зоны) обусловлен динамикой вод Атлантического океана через взаимодействие этих вод с атмосферными процессами в планетарных масштабах.

Эти примеры подчеркивают важность изучения возможностей учета циркуляционных условий в Атлантике для использования их при исследовании режима морей континентальной зоны.

Общая направленность процессов в Каспийском море объясняется тем, что атмосферные процессы типа, преобладающего в данную зиму, распространяются не только над всем Каспийским морем, но и за его пределами. Поэтому, если зимой преобладает определенный тип атмосферной циркуляции, то он чаще всего относится к обширной территории, включающей не только акватории наших южных морей, но и территории водосборных бассейнов рек, которые впадают в эти моря. Этим объясняется согласованное колебание стока рек, впадающих в моря континентальной зоны. Более 130 рек несут свои воды в Каспийское море. Наибольший удельный вес в питании моря принадлежит рекам, впадающим с севера — Волге и Уралу (около 77% речного стока приносится Волгой). На реки западного берега (Кура, Терек, Сулак, Самур) и 124 реки, большая часть которых впадает с южного берега, приходится лишь около 23% речного стока. Исследования П. С. Кузина (1953) и Г. К. Ижевского (1961) показывают, что закономерности ежегодных изменений стока Волги и др. рек континентальной зоны и причины, обуславливающие их, общие. Это положение подтверждается при анализе многолетних изменений годового стока Волги и Дона (см. рис. 5). Так, например, годам с высоким стоком Дона (1926, 1941, 1942 гг.) соответствуют годы повышенного стока Волги. Среднегодовой сток Волги за 1900—1963 гг. равен 250 км^3 . Разность между максимальным (390 км^3) и минимальным (197 км^3) годовым стоком за 63-летний период равна 193 км^3 , т. е. максимальный годо-

вой сток превышает минимальный в два раза. Величины колебаний стока Волги (в км³), составленные по данным ГМС (по в/п Волгоград):

Год	Сток	Год	Сток	Год	Сток	Год	Сток	Год	Сток	Год	Сток	Год	Сток
1900	269	1910	176	1920	211	1930	226	1940	199	1950	237	1960	199
1901	235	1911	226	1921	162	1931	236	1941	259	1951	238	1961	225
1902	280	1912	252	1922	250	1932	271	1942	270	1952	231	1962	245
1903	271	1913	256	1923	277	1933	208	1943	229	1953	278		
1904	219	1914	303	1924	260	1934	198	1944	240	1954	218		
1905	266	1915	297	1925	253	1935	210	1945	243	1955	308		
1906	238	1916	311	1926	390	1936	196	1946	277	1956	254		
1907	206	1917	290	1927	317	1937	162	1947	328	1957	240		
1908	264	1918	260	1928	341	1938	176	1948	302	1958	312		
1909	258	1919	255	1929	299	1939	186	1949	223	1959	223		

Изменения стока связаны в известной мере с изменениями циркуляционных условий, выражающихся в изменении общей увлажненности больших территорий северного полушария. Следовательно, из-

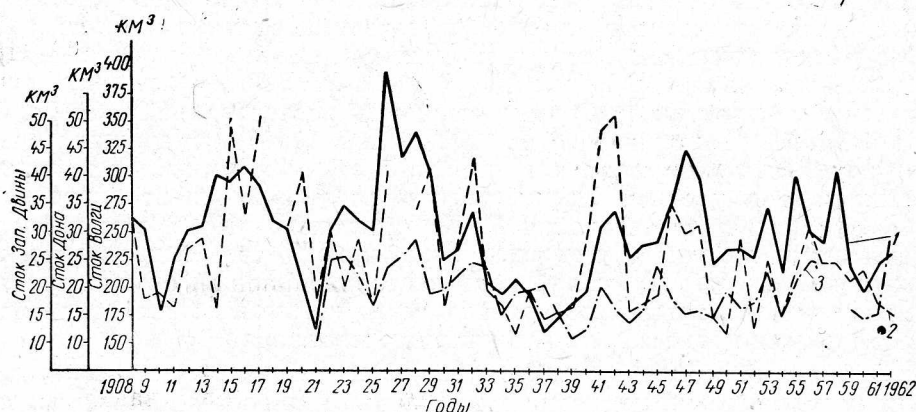


Рис. 5. Многолетние колебания годового стока рек:
1 — Волги, 2 — Дона, 3 — Западной Двины

менения стока Волги должны иметь связь с процессами планетарного масштаба, которые можно представить следующим образом. В Атлантическом океане наблюдается непрерывное перераспределение тепла в меридиональном направлении, которое осуществляется главным образом переносом тепла течениями. От интенсивности течений в известной мере зависит характер атмосферной циркуляции над Атлантическим океаном и соседними территориями. Отмечено, что с увеличением запаса тепла в системе Гольфстрима зимой над Северной Атлантикой преобладает циклонический тип атмосферной циркуляции, обуславливая в этом районе теплую зиму и увеличение осадков. Над восточноевропейской территорией, в такие зимы чаще всего преобладает противоположный тип атмосферных процессов — антициклонический, характеризующийся холодной зимой и малым количеством атмосферных осадков, а следовательно, и уменьшенным стоком рек. Отмеченная закономерность выражается не только качественными характеристиками. Г. К. Ижевский получил уравнение связи между годовым стоком Волги и запасом тепла в Баренцевом море. Пользуясь этим уравнением, возможно рассчитать будущий сток Волги по процессам в Северной Атлантике. Среднегодовой температуре воды в Баренцевом море (слой 0—200 м на Кольском меридиане), равной 4,1°, соответствует среднегодовая величина стока Волги, равная 250 км³.

С изменением стока рек, впадающих в Каспийское море, связано изменение солёности и уровня в море. При анализе этих изменений используются данные Г. Н. Зайцева, который проводил специальные исследования с целью прогноза изменений солёности и уровня Северного Каспия. Используя данные М. В. Федосова и дополняя их новыми наблюдениями, Г. Н. Зайцев выделяет 8 периодов изменения стока, солёности, испарения и уровня (табл. 4). Анализ данных, приведенных в табл. 4, позволил выделить три группы лет, а именно: 1931—1940,

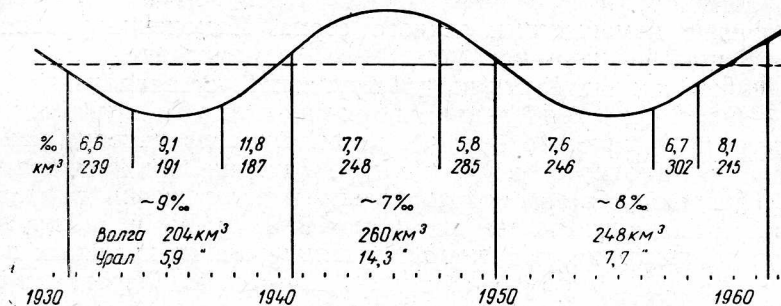


Рис. 6. Схематическое изображение колебаний речного стока и солёности по 10-летним периодам.

1941—1949 и 1950—1961 гг. (рис. 6). Сравнение величины стока со средними солёностями в каждом из выделенных периодов (а также в каждом из трех 10-летних периодов) показывает, что в годы повышенного речного стока наблюдается понижение солёности и, наоборот,

Таблица 4

Солёность, речной сток, испарение, пресный дефицит и ход уровня

Периоды	Степень осолонения	Солёность, ‰		Сток, км³			Испарение, мм	Пресный дефицит, мм	Ход уровня, см
		восточная часть	западная часть	весь Северный Каспий	Волга	Урал			
1931—1933	Низкая	6,80	6,38	6,58	239	9,2	1073	-130	-7
1934—1937	Повышенная	9,16	9,04	9,10	191	4,7	1056	-238	-84
1938—1940	Наиболее высокая	12,46	11,24	11,85	187	4,2	1035	-223	-76
1941—1946	Средняя	7,83	7,50	7,66	248	13,7	1069	-43	-7
1947—1949	Наиболее низкая	5,05	6,48	5,76	285	16,1	1067	+79	+8
1950—1956	Средняя	7,48	7,69	7,58	256	5,8	1060	-18	-51
1957—1958	Низкая	6,51	6,87	6,70	302	14,1	1060	+132	+23
1959—1961	Средняя для восточной части, повышенная для западной части	7,30	8,92	8,11	215	7,6	1052	-125	-17

годам с низким речным стоком соответствуют годы повышенной солёности. Эта зависимость характеризуется высокими коэффициентами корреляции. Например, при сопоставлении величин волжского стока со средними солёностями Северного Каспия. Г. Н. Зайцев получил коэффициент корреляции минус 0,73±0,02. Еще больший коэффициент (-0,95) получается при сопоставлении стока Волги со средней солёностью западной части Северного Каспия. Но на солёность восточной части моря сток Волги оказывает мало влияния (коэффициент корреляции минус 0,27). Для восточной части Северного Каспия (большее значение имеет сток Урала (коэффициент корреляции — минус

$0,70 \pm 0,03$). Выявлена и другая важная закономерность — четко выражены периоды времени (4—6; 8—10 лет), в течение которых процессы однозначны. Анализ 30-летнего ряда наблюдений показывает, что 10-летия с малым речным стоком и высокой соленостью чередуются 10-летиями с большим речным стоком и низкой соленостью. Два таких смежных 10-летних отрезка времени образуют один цикл 18—20-летней периодичности изменений солености и речного стока (см. рис. 6). Прежде чем более подробно рассмотреть отмеченную периодичность, целесообразно провести анализ уровня Каспийского моря, который тесно связан с изменениями речного стока. Изменение уровня моря происходит под воздействием комплекса взаимосвязанных явлений, которые можно подразделить на две группы: 1) составляющие водного баланса — испарение, конденсация водяных паров, атмосферные осадки и сток вод; 2) приливообразующая сила, распределение атмосферного давления, плотности воды и ветер. Влияние приливообразующей силы на Каспийское море незначительно и практически ее можно не учитывать. Мало сказывается на положении уровня и распределение атмосферного давления над морем. Влияние сгонно-нагонных явлений на среднюю величину уровня также незначительно (осредняли период более 60 лет).

Таким образом, положение среднегодового уровня в основном зависит от общего объема воды Каспийского моря в течение года. Изменение положения уровня вследствие перераспределения воды между атмосферой и гидросферой обычно изучается путем анализа уравнения водного баланса:

$$\pm \Delta H = C + A - I \pm B$$

где C — сток, A — количество атмосферных осадков, I — испарение, B — водообмен.

Анализ изменчивости компонентов показывает, что поверхностный сток и испарение — основные компоненты водного баланса. Во всех исследованиях, посвященных этому вопросу, отмечают преобладающую роль речного стока и в первую очередь стока Волги. Для определения стока Волги имеются ежегодные количественные наблюдения, а испарение до сих пор чаще всего определяется как средняя многолетняя величина. Падение уровня Каспийского моря (на протяжении 30 лет) свидетельствует о превышении расходной части баланса (испарения) над приходной (величиной речного стока). Межгодовые изменения атмосферных осадков над Каспийским морем незначительны. Поэтому можно предположить, что на колебания уровня моря главным образом влияет величина испарения. Для проверки этого предположения необходимо иметь многолетний ряд ежегодных величин испарения и речного стока. Обычно для расчета величины испарения с поверхности моря пользуются эмпирическими формулами, с помощью которых получены лишь среднемноголетние. Расчет испарения для каждого отдельного года труден и сложен. Однако Е. Г. Архипова (1955) подсчитала испарение с поверхности Каспийского моря отдельно для каждого года (с 1946 по 1952 г. включительно). Полученные ею величины (от 970 до 1085 мм в год) были использованы для расчета ежегодного испарения за многолетний период.

На основании установленной ранее закономерности обратной связи между процессами в атлантической и континентальной зонах, величины испарения, полученные Е. Г. Архиповой, были сопоставлены со среднегодовыми температурами воды на разрезе по Кольскому ме-

ридиану. При этом была обнаружена обратная количественная связь, — высоким значениям испарения с поверхности Каспийского моря соответствует низкая температура воды (слоя 0—200 м) на разрезе по Кольскому меридиану, и наоборот. При некотором округлении эта связь выражается следующим образом — увеличение среднегодовой температуры воды на Кольском меридиане на 1° соответствует уменьшению испарения с поверхности Каспийского моря на 100 мм в год.

Полученные величины испарения с поверхности Каспийского моря с 1929 по 1962 г.

Годы	Испарение, мм	Годы	Испарение, мм	Годы	Испарение, мм	Годы	Испарение, мм
1929	1115	1937	1022	1945	1073	1954	1000
1930	1038	1938	977	1946	1072	1955	1052
1931	1065	1939	1006	1947	1052	1956	1121
1932	1109	1940	1101	1948	1100	1957	1065
1933	1046	1941	1110	1949	1050	1958	1114
1934	1036	1942	1120	1950	1002	1959	1038
1935	1040	1943	1029	1951	1031	1960	1041
1936	1069	1944	1011	1952	1058	1961	1075
				1953	1096	1962	1067

Установленную зависимость можно считать достаточно надежной, так как в ряд лет, для которых Е. Г. Архипова вычислила испарение, входили разнообразные по своей характеристике годы (от аномально теплых до аномально холодных). Эти величины были проверены Г. Н. Зайцевым. Среднемноголетняя величина испарения, рассчитанная по температуре воды на Кольском меридиане за 1929—1961 гг., равна 1044 мм. Суммарный речной сток в Каспийском море (считая, что сток Волги составляет 77,7% от общего речного стока в Каспийском море) для этих лет составил 7878 км³. Следовательно, в среднем уровень (при современной площади моря) должен повышаться на 792 мм в год. Фактически за 1929—1961 гг. уровень Каспийского моря упал на 2,33 м. Падение уровня в среднем составляет 71 мм в год. По данным Б. Д. Зайкова (1946), на поверхность моря выпадает 177 мм осадков в год. Следовательно, с поверхности моря ежегодно испаряется 792 мм (речной сток) + 177 мм (осадки) + 71 мм. Отсюда полная величина испарения составляет 792 + 177 + 71 = 1040 мм, т. е. всего на 4 мм меньше величины, рассчитанной Г. Н. Зайцевым по температуре воды на Кольском меридиане. В подсчеты не был включен сток воды в Кара-Богаз-Гол. За последние годы он составляет всего 10—12 км³. В связи с зарегулированием стока Волги и постройкой на ней ряда гидростанций доля Волги в общем стоке стала несколько меньше 77% вследствие испарения с поверхности новых водохранилищ 10—13 км³ воды в год. Таким образом, сток в Кара-Богаз-Гол уравнивается недостающим стоком Волги. Надежность полученных величин испарения подтверждает также высокий коэффициент корреляции — 0,60, характеризующий связь между фактическим изменением уровня моря по Бакинскому футштоку и разностью между расчетными величинами ежегодного испарения и речного стока. Если исключить сомнительные данные 1941—1947 гг., то коэффициент корреляции возрастает до 0,96.

Теперь, имея в своем распоряжении ежегодные данные о величине речного стока и испарения, можно судить о преобладающем влиянии того или иного фактора на ход уровня Каспия.

На рис. 7 видно, что, хотя величины испарения по своим абсолютным значениям больше величин речного стока, но межгодовые изменения их невелики и не превышают ±5% от средней многолетней, в то время как речной сток изменяется в значительно больших пределах, а именно ±30—40%. Это дает основание считать изменение реч-

ного стока главным фактором, обуславливающим колебание уровня Каспийского моря. Об этом же свидетельствует и коэффициент корреляции минус 0,63, характеризующий связь между стоком Волги и уровнем Каспия. Зависимость между испарением и уровнем выражается коэффициентом корреляции всего лишь минус 0,53.

Более точное представление о современных колебаниях уровня можно получить на основе комплексного анализа компонентов географической среды с учетом общей изменчивости климата и общей увлажненности Северной Атлантики и ЕТС. В изменениях компонентов географической среды, обуславливающих режим уровня Каспийского

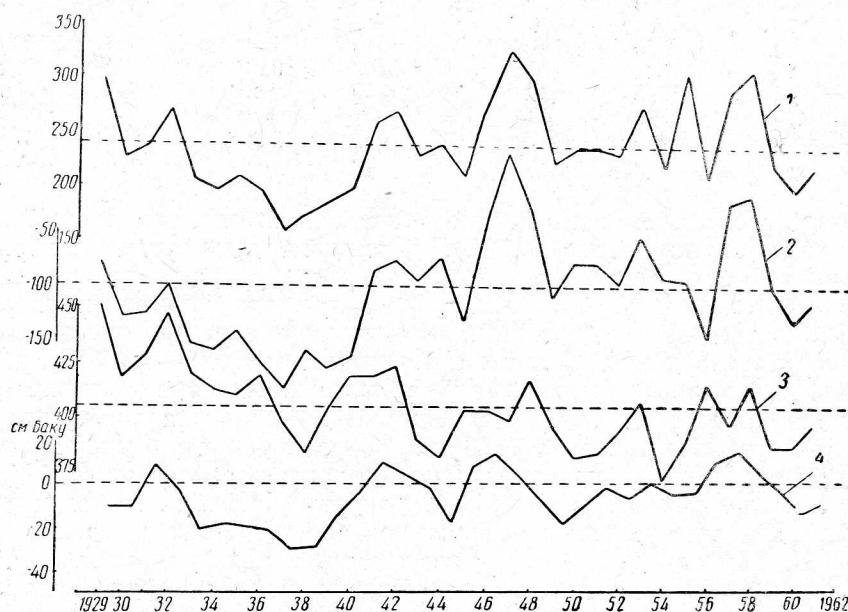


Рис. 7. Изменение речного стока, испарения и уровня Каспийского моря за 1929—1962 гг.:

1 — сток Волги в км³, 2 — испарение минус сток, 3 — испарение в км³, 4 — уровень в см.

моря, наблюдается согласованность, которая отражается и на ходе уровня в различных районах моря в виде однонаправленных колебаний его. Примеры годового хода уровня в отдельных районах Каспийского моря (рис. 8) показывают, что колебания во всех частях моря происходят синхронно около какого-то среднего положения уровня моря, характерного для многолетнего периода (1921—1955 гг.). Положение среднегодового уровня изменяется от года к году. При этом ряд лет уровень падает и ряд лет растет (рис. 9). В этих колебаниях (за последние 50 лет) можно выделить 18—20-летнюю цикличность, в пределах которой выделяются два отрезка времени по 8—10 лет и три по 4—6 лет каждый с однонаправленным ходом уровня. Идентичные отрезки времени выделяются и при анализе других характеристик — температуры и солености воды, речного стока, ледовитости. Это свидетельствует о единстве причин, обуславливающих изменение указанных характеристик. В изменениях форм атмосферной циркуляции также наблюдаются близкие к 10-летним отрезки времени (эпохи), в течение которых сохраняется определенная однозначность развития циркуля-

ционных процессов. Так, А. А. Гирс (1957) выделяет следующие периоды, в течение которых определенные типы атмосферной циркуляции (типы *W*, *E*, *C*) аномально развиты: 1919—1928 гг. — *W*; 1929—1939 гг. — *E*; 1940—1948 гг. — *C*; 1949—1959 гг. — *E+C*. Подробно анализируя непрерывные преобразования типов атмосферной циркуляции на больших отрезках времени, М. Х. Байдал (1959) отметил закономерную смену эпох атмосферной циркуляции. Так, эпохи типа *W* сменялись эпохами с преобладающей циркуляцией типа *E*, а сами эпохи *W* формируются после эпох типа *C*. Следовательно, в текущем 10-летии следует ожидать преобладания форм атмосферной циркуляции типа *W*. Отмеченная цикличность в процессах Каспийского моря наблюдается и в изменениях гидрологических характеристик морей Северной Атлантики. Однако процессы в континентальной и океанической зонах имеют противоположную направленность, т. е. теплым (по характеристике зимних процессов) периодам в континентальной зоне соответствуют холодные периоды в океанической зоне со всеми вытекающими отсюда последствиями. В настоящее время в континентальной зоне (а следовательно и на Каспийском море) заканчивается 20-летний цикл, который характеризовался пониженным речным стоком и увеличенной соленостью в водах Северного Каспия. Гидрологические процессы в последующем периоде будут иметь другую направленность. Поэтому в текущем 10-летии (1960—1970 гг.) (которое по характеру преобладающих макропроцессов в атмосфере аналогично периоду 1919—1928 гг.) должно происходить постепенное повышение стока рек, уровня моря и уменьшение средней солености Северного Каспия. Средняя соленость должна снизиться с 8 до 5,5‰. К концу десятилетия (1960—1970 гг.) сток Волги уменьшится примерно до 200—220 км³/год. Что касается изменения уровня, то среднее падение уровня за этот период составит около 5 мм в год против 10 мм в предыдущем 10-летии. Эта предполагаемая величина ежегодного изменения уровня Каспийского моря характерна для эпохи атмосферной циркуляции типа *W*. В текущем 10-летии (1960—1970 гг.) должны преобладать формы атмосферной циркуляции типа *W*, для которого характерны повышенные величины стока Волги (более 250 км³/год). В отличие от этого атмосферные процессы с преобладанием антициклонической погоды над ЕТС (тип *E*) обуславливают минимальные величины стока Волги (менее 200 км³/год) и резкое понижение уровня Каспия. В период преобладания циркуляции типа *E* (1929—1939 гг.) уровень Каспийского моря катастрофически падал.

По материалам данного исследования можно судить только о режиме зимнего периода года. В средней и южной частях моря тип года

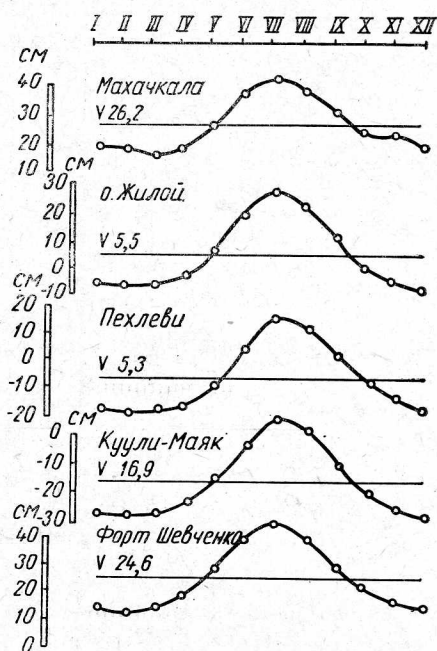


Рис. 8. Годовой ход уровня в отдельных пунктах Каспийского моря над нулями постов 1921—1955 гг.

можно определить по тепловому состоянию водных масс и связанным с ним процессам (например, по интенсивности процесса зимней вертикальной циркуляции), которые в значительной мере обуславливаются интенсивностью зимнего охлаждения. В северной мелководной части зимнее охлаждение обуславливает ледовитость, сроки замерзания и

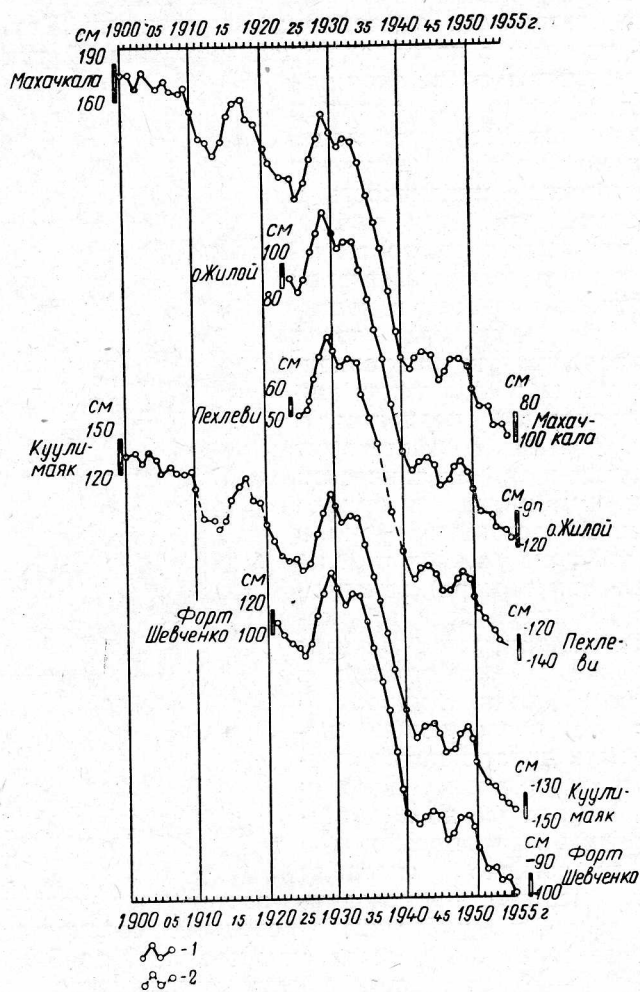


Рис. 9. Многолетний ход уровня в различных пунктах Каспийского моря:
1 — средние годовые уровни по данным наблюдений, 2 — восстановленные средние годовые уровни.

очищения от льда. Теплообмен моря с атмосферой регулируется общими для всей континентальной зоны закономерностями, в частности теми же, что и сток рек. Поэтому сток рек увеличивается после теплых зим. Текущее 10-летие (1960—1970 гг.) будет отличаться от предыдущего положительными аномалиями температуры, ослабленной интенсивностью зимней вертикальной циркуляции. Зимы должны быть мало ледовитыми с меньшей, чем в предыдущем 10-летии, продолжительностью ледостава. К концу 10-летия зимы вновь будут суровыми, а ледовитость северной части Каспийского моря увеличится.

В 1970—1980 гг. должны развиваться атмосферные процессы с

преобладанием циркуляции типа *E*. Изменения запаса тепла, стока рек, уровня и других гидрологических характеристик должны иметь тенденцию, противоположную развивающейся в текущем 10-летии (1960—1970 гг.). Следует отметить, что большого падения уровня, которое должно было бы наблюдаться при снижении стока рек в 10-летие 1970—1980 гг. может не быть, так как после 1970 г. предполагается переброска стока Печоры и Вычегды в Каспий. В результате переброски вод северных рек уровень в ближайшем будущем стабилизируется. О стабилизации уровня Каспия и даже некотором его повышении, ожидаемом в ближайшие годы, свидетельствуют также расчеты В. С. Антонова (1963 г.) и прогноз ЦИП'а.

ВЫВОДЫ

1. Каспийское море — водоем с единым типом гидрологического режима. Наблюдающиеся изменения гидрологических характеристик имеют одну направленность, однофазность во всех районах моря. Режим отдельных районов моря отличается лишь интенсивностью процессов и абсолютными значениями гидрологических характеристик.

2. Для суждения о гидрологическом режиме Каспийского моря достаточно проводить регулярно повторяющиеся по времени наблюдения на разрезах Махачкала — Сагындык, Дивичи — Кендерли, Куринский камень — Огурчинский.

3. В изменениях гидрологических характеристик Каспийского моря наблюдается следующая закономерность — в определенные отрезки времени (4—6; 8—10; 18—20 лет) сохраняется однозначность в развитии гидрологических процессов (понижение или повышение речного стока, солености и т. д.) 10-летние отрезки времени с однозначной направленностью в развитии гидрологических процессов хорошо согласуются с близкими к 10-летним «эпохам» преобладания тех или иных форм макропроцессов в атмосфере (типы атмосферной циркуляции по Г. Я. Вангенгейму).

4. Основной фактор, обуславливающий изменение распределения гидрологических характеристик в Каспийском море в различные годы, — изменчивость атмосферной циркуляции над его бассейном. Изменение гидрологических характеристик в Каспийском море направленно с аналогичными изменениями в Черном и Азовском морях, что связано с общей циркуляцией атмосферы.

5. Изменения гидрометеорологических характеристик Каспийского моря находятся в противоположной фазе по отношению к изменениям, происходящим в морях Северной Атлантики. Между анализируемыми характеристиками в океанической и континентальной зонах существует не только качественная, но и количественная зависимость. Прогноз изменения гидрологических характеристик в морях континентальной зоны можно давать по изменениям, наблюдающимся в морях океанической зоны.

ЛИТЕРАТУРА

- Архипова Е. Г. Об испарении на Каспийском море. Тр. ГОИН. Вып. 021. М., 1955.
Архипова Е. Г. Тепловой баланс Каспийского моря. Тр. ГОИН. Вып. 35. М., 1957.
Байдин С. С. Сток и уровни дельты Волги. Гидрометеоздат. М., 1962.
Байдал М. Х. Эпохальные особенности атмосферной циркуляции и связанные с ними явления. Тр. КазНИГМИ. Вып. 10, 1959.

- Белинский Н. А. и Калинин Г. П. О прогнозе колебаний уровня Каспийского моря. Гидрометеоздат. М.—Л., 1946.
- Бенашвили И. А. Уровень Каспийского моря, его настоящее и будущее. Гидрометеоздат. Л., 1948.
- Великанов М. А. Гидрология суши. Изд. 4. Гидрометеоздат, 1948.
- Веселова Л. Е. Ледяной покров Каспийского моря и условия его образования. Тр. ГОИН. Вып. 024, 1956.
- Винецкая Н. И. Многолетние и сезонные изменения гидрохимического режима Северного Каспия до зарегулирования стока Волги. Тр. КаспНИРО. Т. XVIII. Пищепромиздат, 1962.
- Гирс А. А. Эпохальные преобразования форм атмосферной циркуляции и связанные с ними колебания уровня Каспийского моря. Изд-во АН СССР, серия географическая № 1, 1957.
- Гирс А. А. Многолетние преобразования форм атмосферной циркуляции и связанные с ними колебания уровня океанов и морей. Материалы конференции по проблеме «Взаимодействие атмосферы и гидросферы в северной части Атлантического океана». Вып. 1. Л., Гидрометеоздат, 1958.
- Дюбюк А. Ф. О циркуляции в атмосфере и типах циркуляции над Европой и Зап. Сибирью. Гидрометеоздат, 1947.
- Зайков Б. Д. Водный баланс Каспийского моря в связи с причинами понижения его уровня. Гидрометеоздат, 1946.
- Зайцев Г. Н. Колебания солености Северного Каспия в 1935—1953 гг. и причины их возникновения. «Метеорология и Гидрология», М. 1946, № 4.
- Зайцев Г. Н. Возможные изменения гидрологического режима северной части Каспийского моря в связи с падением уровня моря. Тр. ГОИН. Вып. 012. Л., 1953.
- Зайцев Г. Н. и Леднев В. А. Водный баланс Каспийского моря. Тр. ГОИН. Вып. 020. М., 1954.
- Ижевский Г. К. Океанологические основы формирования промысловой продуктивности морей. Пищепромиздат, 1961.
- Каракаш Е. С. Об изменчивости ледовитости и положении кромки льда на Северном Каспии. Тр. ГОИН. Вып. 54. 1960.
- Каракаш Е. С. О прогнозе льдов у западных берегов Среднего Каспия. Тр. ГОИН. Вып. 61. 1961.
- Книпович Н. М. Гидрологические исследования в Каспийском море в 1914—1915 гг. Тр. Каспийской экспедиции 1914—1915 гг. Петроград, 1921.
- Косарев А. Н. Многолетняя изменчивость гидрологических характеристик в глубинных слоях Каспийского моря. «Океанология». Т. III. Вып. 1. Изд-во АН СССР, 1963.
- Кузин П. С. Многолетние колебания водности рек СССР. Тр. ГГИ. Вып. 38 (92), 1953.
- Проблемы Каспийского моря (сборник статей). Изд-во АН Азерб. ССР. Баку, 1963.
- Реконструкция ихтиофауны Каспийского моря. Вып. 1 (сборник статей). Тр. ВНИРО. Т. XXXVIII. Пищепромиздат. М., 1959.
- Рудаков В. Е. К вопросу о силе связи приближенных закономерных зависимостей. Изд-во Молд. фил. АН СССР № 4—5 (7—8), 1952.
- Спиридонова Ю. В. Сопряженность атмосферной циркуляции в разных частях северного полушария. Изд-во АН СССР, 1962.
- Vaur F. Physikalisch — statistische Regeln als Grundlagen für Wetter — und Winterungsvorbsagen. В. I. Frankfurt am Main 1956.