



**МИНИСТЕРСТВО ПРИРОДНЫХ РЕСУРСОВ И ЭКОЛОГИИ
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ**

**ФЕДЕРАЛЬНАЯ СЛУЖБА О ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИИ И
МОНИТОРИНГУ ОКРУЖАЮЩЕЙ СРЕДЫ
(РОСГИДРОМЕТ)**

**ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ
УЧРЕЖДЕНИЕ "ГОСУДАРСТВЕННЫЙ ОКЕАНОГРАФИЧЕСКИЙ
ИНСТИТУТ ИМЕНИ Н.Н.ЗУБОВА"
(ФГБУ "ГОИН")**

**ЮЖНЫЕ МОРЯ РОССИИ: ПОТЕПЛЕНИЕ КЛИМАТА –
ПРИЧИНЫ И СЛЕДСТВИЯ**

МОСКВА 2012

ЮЖНЫЕ МОРЯ РОССИИ: ПОТЕПЛЕНИЕ КЛИМАТА – ПРИЧИНЫ И СЛЕДСТВИЯ.

Отчётный обзор по теме 1.3.3.1 плана НИОКР Росгидромета за 2012г.

Введение	2
1. Информационная основа	4
1.1 Судовые и поплавковые глубоководные наблюдения	4
1.1.1 Черное море	4
1.1.2 Каспийское море	7
2. Общие черты и локальные особенности гидрологии Чёрного и Каспийского морей	11
2.1. Общие черты гидрологической структуры	11
2.2. Локальные особенности гидрологической структуры	18
2.2.1. Чёрное море	18
2.2.2. Каспийское море	23
3. Показатели атмосферных макропроцессов	30
3.1. Черное море	32
3.1.1. Гидродинамические (ветровые) воздействия	32
3.1.2. Термодинамические воздействия	37
3.2. Каспийское море	40
3.2.1 Гидродинамические воздействия	40
3.2.2 Термодинамические воздействия	43
3.3. Азовское море	45
4. Последствия климатических сдвигов	48
4.1. Климатический годовой цикл	48
4.1.1 Черное море	48
4.1.2 Каспийское море	49
4.2. Многолетняя изменчивость	50

Введение

Климатические изменения последних десятилетий стали предметом интереса не только специалистов, непосредственно занятых изучением климата планеты, но и широкой общественности. Они ещё раз показали, насколько глубоко и многогранно наша повседневная жизнь и наша деятельность связаны с климатическим состоянием атмосферы и гидросферы планеты. Экономика России в известной мере находится под влиянием климатических изменений, регистрируемых в районе расположения наших южных морей. Сложные связи глобальных и локальных процессов, протекающих в атмосфере и гидросфере планеты и, в частности, в районе южных морей России, стали предметом многолетних исследований специалистов. Ниже представлен краткий обзор полученных результатов. Рассматриваются глобальные и локальные факторы атмосферных воздействий на гидрологическую структуру и динамику вод Черного, Каспийского и Азовского морей. К первым из них принадлежат широко известные индексы глобальной циркуляции (макропроцессов) атмосферы: Северо-атлантического колебания (САК), Эль-Ниньо – Южного колебания (ЭНЮК) и западной (W) формы атмосферного макропереноса по Вангенгейму, ко вторым – гидродинамические потоки момента импульса и относительной завихренности ветра, а также термодинамические потоки тепла и влаги через поверхность морей и с речным стоком. Косвенными показателями локальных внешних воздействий через поверхность моря служат скорости ветра и температура воздуха.

Исследования, проведенные в области морской климатологии, показали, что упомянутые выше климатические изменения гидрологической структуры морей можно считать результатом внешних воздействий двух типов: гидродинамических и тепловых воздействий, связанных с распределением тепловых потоков через морскую поверхность в пространстве и во времени. В этом плане каждый морской бассейн имеет свои общие и локальные особенности.

Главные общие черты термохалинных режимов Черного и Каспийского морей как глубоких внутренних морей, обусловлены сочетанием ряда факторов, в т.ч.:

- 1) расположением морей в умеренной климатической зоне с отчетливым годовым циклом внешних термогидродинамических воздействий;
- 2) замкнутостью морей, способствующей преимущественной генерации собственных мод при любых внешних воздействиях, в т.ч. годовой периодичности;
- 3) большим отношением (порядка 1:100) глубин основных котловин морей к их ширине (относительно меньшему горизонтальному размеру), вследствие чего бароклинный радиус Россби (15-20 км в Черном море и около 10 км в Каспийском) всего лишь на порядок меньше ширины бассейна, а соответствующие длины недисперсных волн Россби сравнимы с ней;

4) весьма небольшими фазовой и, особенно, групповой скоростями годовых волн Россби на критических широтах, благоприятствующими концентрации энергии отклика на годовое внешнее вынуждение.

Заметные различия в конкретных проявлениях выявленных процессов в Черном и Каспийском морях обусловлены вариациями названных факторов и их комбинаций. Например, меньшие пространственные масштабы суббассейновых аномалий солёности, эволюция которых имеет волновой характер, в Каспийском море обусловлены меньшими величинами бароклинного радиуса Россби и горизонтальных размеров моря. Однако необходимо подчеркнуть, что принцип их формирования и действия в обоих рассматриваемых морях, как и в других достаточно глубоких и замкнутых частях Мирового океана, одинаков.

1. Информационная основа.

Настоящий обзор основан на климато-статистическом и физическом анализе больших массивов архивных данных судовых, поплавковых, береговых и спутниковых наблюдений, а также на результатах гидродинамического моделирования морских процессов. В этом разделе дано описание информационной основы исследования - использованных массивов данных. Основная часть исходных массивов судовых и береговых наблюдений сформирована во ВНИИГМИ-МЦД. Спутниковые данные, профилирующие поплавки ARGO, результаты реанализа метеоданных и многолетние ряды индексов атмосферных макропроцессов взяты из известных интернет-источников. Для их обработки и анализа использованы хорошо известные количественные методы, описание которых можно найти в. Краткая характеристика использованных гидродинамических моделей и ссылки на их более полные описания даны в соответствующих разделах обзора.

1.1 Судовые и поплавковые глубоководные наблюдения

1.1.1 Черное море

Пространственное распределение стационарных (береговых) и судовых станций по акватории Черного моря представлено на рис. 1.1 и 1.2, соответственно, а статистика их распределения по характерным районам - в таблице 1.1. Общее количество судовых станций (температурных и солёностных T,S профилей), выдержавших контроль в интервале лет с 1956 по 1995 гг. в Чёрном море, составило 92 988.



Рис. 1.1. Расположение основных российских береговых ГМС в Черном море

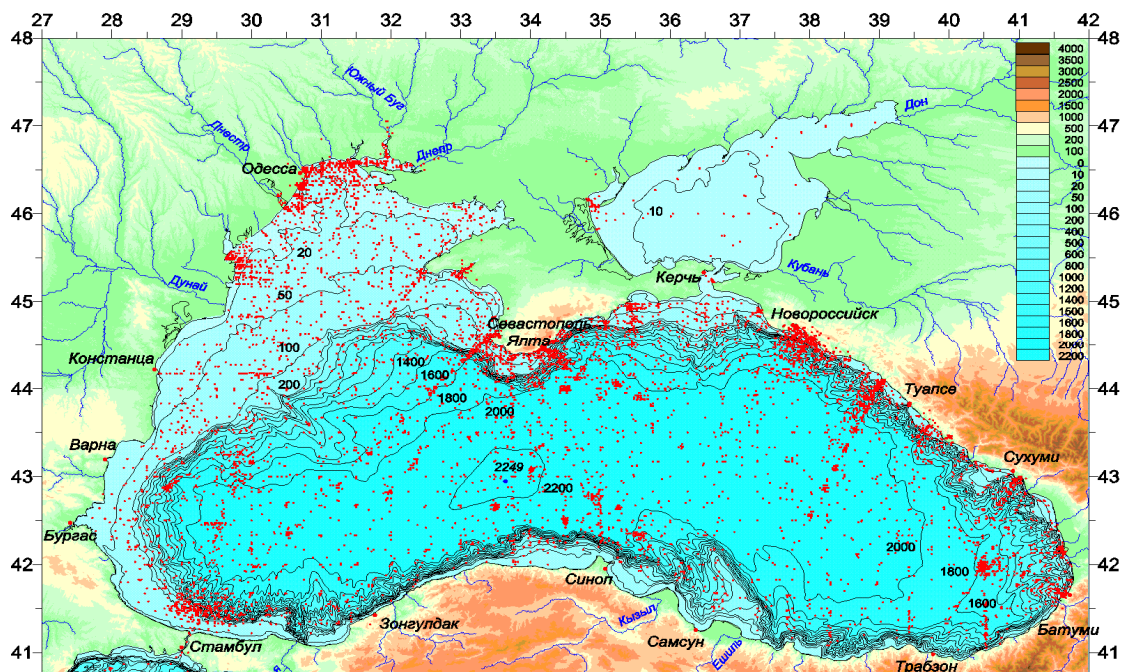


Рис. 1.2. Местоположение станций судовых наблюдений T,S-профилей в Черном и Азовском морях.

Как и на акваториях Мирового океана, судовые наблюдения в Черном море распределены весьма неравномерно. Из них 20% было выполнено на рейдах береговых ГМС, составляющих 2% акватории моря, 32% - вдоль линий стандартных разрезов (см. рис. 1.1), покрывающих 11% акватории, остальные 48% приходятся на 71% акватории; 16% черноморской акватории не имеют качественных наблюдений.

Таблица 1.1

Статистические характеристики архивного массива судовых T,S-профилей за 1956-1996 гг. на различных участках акватории Черного моря

	T,S- профили	%	Ячейка сетки\ 12'x16'	%	T,S- профилей / ячеек. •мес.
Всего	92 988	100	961	100	
Вдоль линий стандартных разрезов	29 865	32	103	11	24.2
На рейдах ГМС	18 559	20	17	2	91.0
На остальной акватории	44 564	48	679	71	5.5

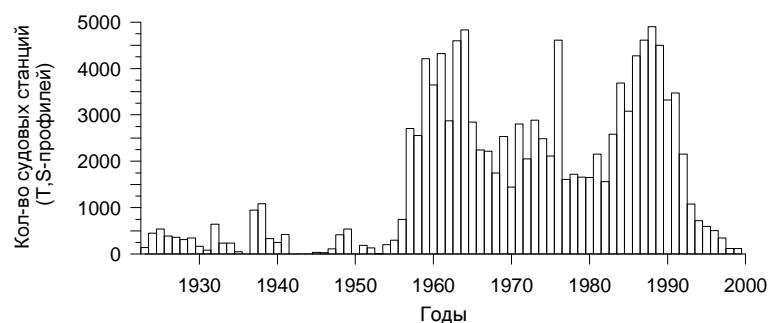


Рис. 1.3. Распределение количества станций судовых наблюдений T,S-профилей в Черном море по годам.

Максимальное количество наблюдений (рис. 1.2) в конце 1950-х – середине 1960-х гг. было связано с особо частыми наблюдениями на стандартных разрезах и рейдах. На это время приходится наибольшее количество многосерийных (многосуточных) судовых станций. Впоследствии их доля заметно сокращается в сторону судовых квазисиноптических съемок. В частности, максимум станций в 1976г. обусловлен 4-мя сезонными съемками всей акватории Черного моря в рамках известной межведомственной программы СКОИЧ. Во второй половине 1980-х гг. было выполнено около 20-ти таких съемок. После выполнения в начале 1990-х гг. подробных судовых съемок в рамках международных программ CoMSBlack количество таких наблюдений резко сократилось. В 2000-е годы некоторую экспедиционную активность поддерживают океанологические учреждения Украины (МГИ НАНУ, ИнБЮМ НАНУ, УкрНЦЕМ) и России (Южное отделение ИО РАН). Однако в связи с прекращением обмена данными они в настоящее время остаются недоступными.

Сокращение количества судовых данных в Черном море с глубиной выглядит следующим образом: на горизонте 50 м – оно составляет около 60% от количества данных на поверхности моря, на 100 м – 41%, на 300 м – 24%, на 1000 м - 7%, на 2000 м – 1.5%. Таким образом, можно говорить о недостатке данных для достоверных оценок сезонной и многолетней изменчивости T,S-структуры вод Черного моря ниже 300м.

С марта 2005г. в Черном море реализуется, в рамках международной программы ARGO, система вертикально-профилирующих поплавковых наблюдений за течениями и вертикальной термохалинной структурой вод, а также гидрометеорологическими характеристиками на поверхности моря. Открытый

доступ к данным производится с нескольких Интернет-сайтов, в частности, www.nodc.noaa.gov/argo. Описание технологии получения, предварительной обработки и документирования данных содержится на сайте www.argodatamgt.org. По состоянию на май 2010г. в Черном море получены и использованы в настоящем исследовании данные с общим объемом 575 вертикальных T,S-профилей, с 5-ти поплавков. Их пространственное распределение показано на рис. 1.4.

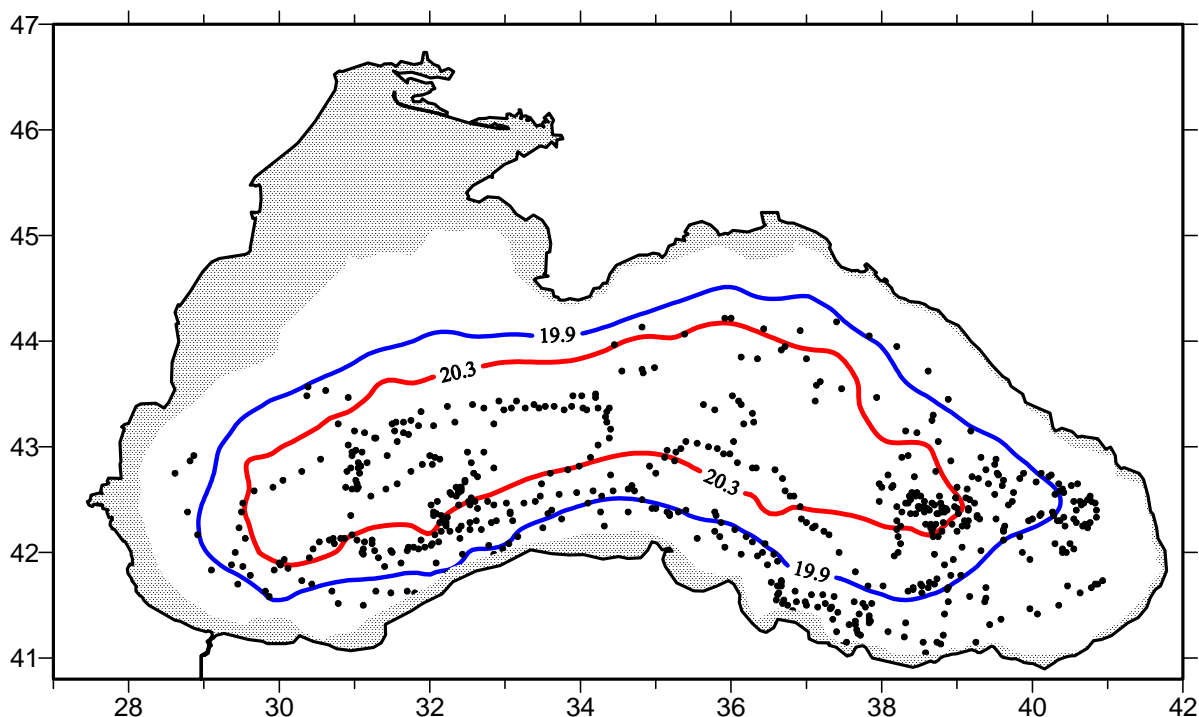


Рис. 1.4. Распределение T,S-профилей в Черном море, полученных с помощью вертикально-профилирующих поплавков в рамках программы ARGO с марта 2005 по май 2010г. Синяя линия- климатическое положение внешней границы прибрежной области по изохалине 19.9‰ на горизонте 100м, красная линия – климатическая граница центральной области по изохалине 20.3‰ на горизонте 100м. Заштрихованы шельфовые области с глубиной < 100 м.

1.1.2 Каспийское море

Географическое распределение береговых и судовых станций по акватории Каспийского моря в целом представлено на рис. 1.5 и 1.6, а их статистика по характерным районам - в таблице 1.3. Общее количество судовых станций - T,S-профилей, выдержавших контроль в интервале лет с 1949 по 2000 гг. в Каспийском море составило 55 235.

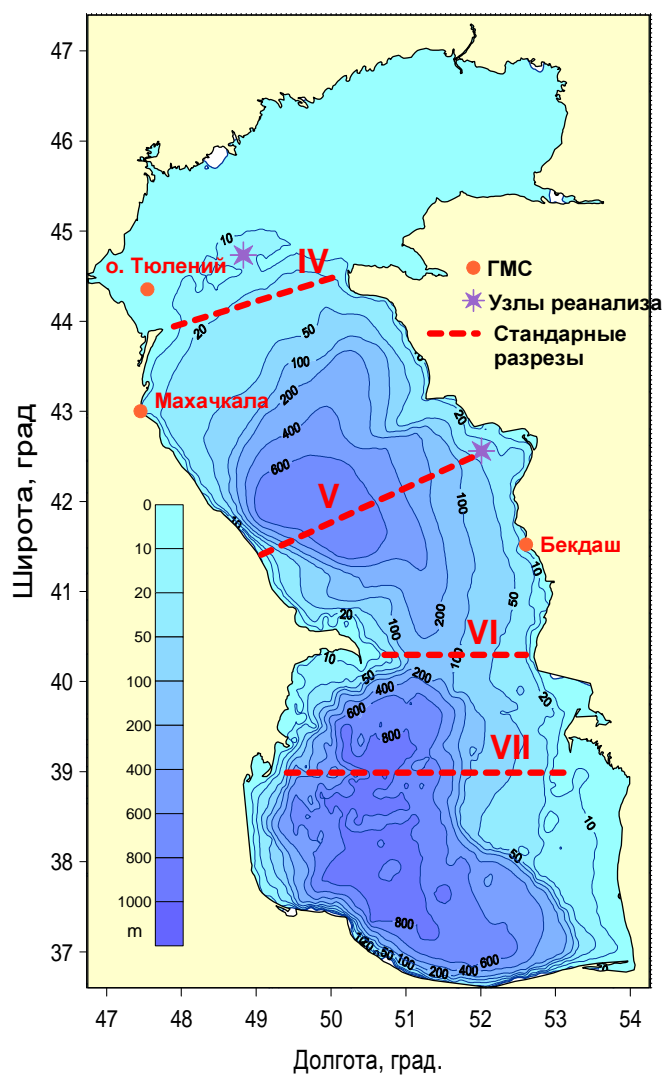


Рис. 1.5. Расположение в Каспийском море морских ГМС, стандартных судовых разрезов (IV – о. Чечень - п-ов Мангышлак, V – Дивичи - Кендерли, VI – о. Жилой – Кули-маяк, VII – о. Куринский камень – о. Огурчинский) и узлов сетки реанализа NCEP/NCAR.

Таблица 1.3

Статистические характеристики архивного массива судовых Т,S-профилей на различных участках акватории Каспийского моря

	Т,S- профили	%	Сетка с ячейкой 12'x16'	%	Т,S- профили / ячейка.•мес.
Всего, в т.ч.:	55 235	100	891	100	
Вдоль линий стандартных разрезов	28 312	51	114	15	20.7
На рейдах ГМС	16 626	30	44	5	31.5
На остальной акватории	10 297	19	490	55	5.5

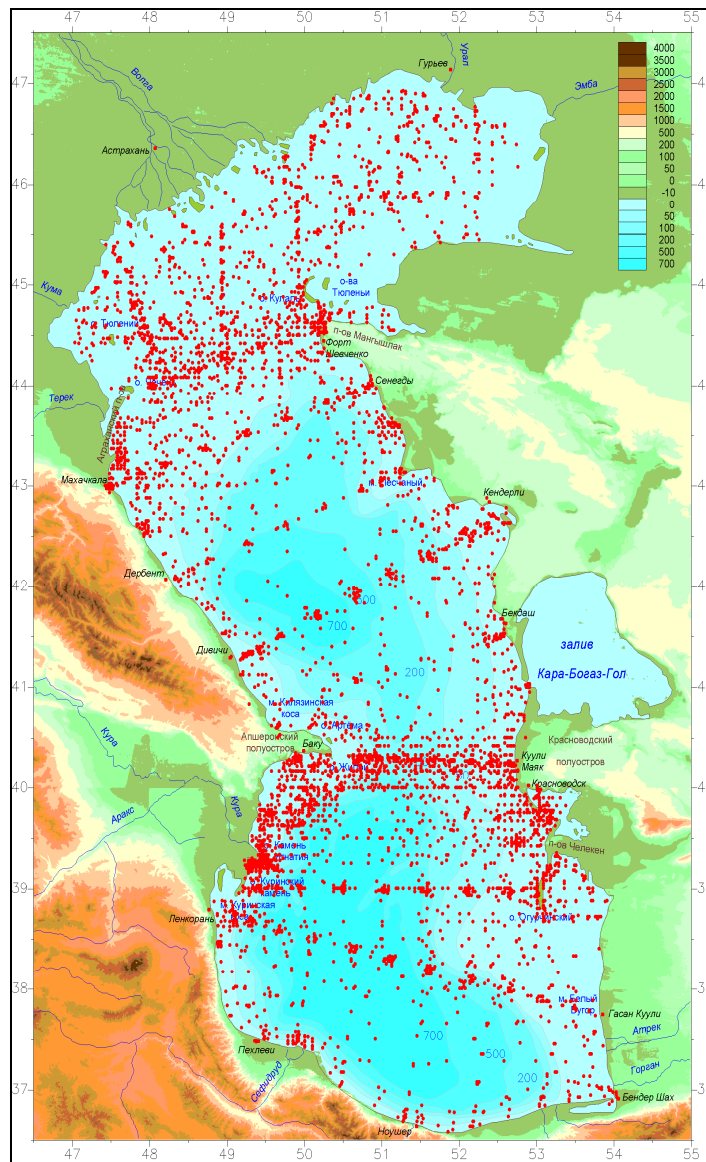


Рис. 1.6. Распределение станций судовых наблюдений T,S-профилей в Каспийском море.

Пространственная неравномерность данных здесь еще больше, чем в Черном море. Доля рейдовых станций и стандартных разрезов составляет 81%. Около четверти акватории с ячейками 12'x16' не имеют качественных судовых наблюдений. Наблюдения в месяцы выполнения стандартных разрезов (февраль, апрель, август и октябрь-ноябрь) выделяются не только большим количеством данных, но и их более равномерным распределением по акватории Каспийского моря.

Распределение количества судовых станций в Каспийском море по годам представлено на рис. 1.7. Ввиду значительной многолетней изменчивости T,S-режима вод Каспийского моря оценки T,S-климата были получены для двух интервалов лет, на которые пришлось следующее количество судовых станций: в 1949-1977 гг. – 30787, 1978 – 2000гг. – 24448.

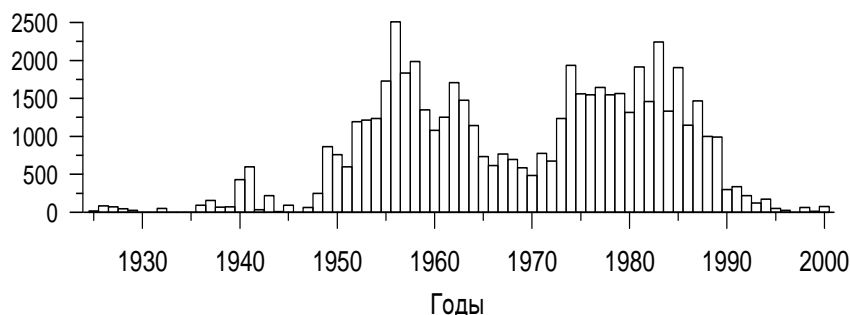


Рис. 1.7. Распределение количества станций судовых наблюдений T,S-профилей в Каспийском море по годам.

Сокращение количества судовых данных в Каспийском море с глубиной происходит быстрее чем в Черном, уже на 20м оно составляет около 25% от наблюдений на поверхности, на 50м – около 18%, на 100м около 7%, на 300м – 3.5%, на 500м – 2%, При этом нужно принимать во внимание существенное сокращение площади моря уже на глубинах более 20м. В целом, обеспеченность Каспийского моря данными в 2-3 раза уступает Черному морю, поэтому ниже 100м достоверные оценки сезонной изменчивости T,S-структуры вод Каспийского моря затруднены. Вместе с тем многолетние вариации, ввиду их значительной величины, во всей толще вод Каспия оцениваются с достаточной достоверностью.

Поплавковые наблюдения в Каспийском море до сих пор не проводились. Имели место лишь пробные запуски дрейфтеров в поверхностном слое.

Кроме указанных выше данных морских наблюдений в настоящем обзоре использованы данные 4-срочных ежесуточных наблюдений за ветром, температурой воздуха и воды, соленостью воды на основных российских береговых гидрометеорологических станциях (ГМС).

В обзоре использованы спутниковые наблюдения за температурой поверхности моря, доступные на сайте Интернета (http://podaac.jpl.nasa.gov:2031/dataset_docs/avhrr_wkly_mcsst.html). Это еженедельные данные с инфракрасных каналов радиометров AVHRR ИСЗ NOAA с 1984 по 2005гг. Горизонтальное разрешение сетки ГРИД - $1/6^\circ$, разрешение по температуре 0.1°C .

Из массивов данных, полученных в результате нескольких реанализов гидрометеорологических наблюдений на мировой сети ГМС использованы среднемесячные поля векторов ветра с 1949г. по реанализу NCEP (<http://wesley.wwb.noaa.gov/reanalysis.html>) с горизонтальным разрешением около $2^\circ \times 2^\circ$. На акватории Черного и Каспийского морей приходится приблизительно по 30 узлов глобальной сетки.

2. Общие черты и локальные особенности гидрологии Чёрного и Каспийского морей.

2.1. Общие черты гидрологической структуры .

Черное и Каспийское моря расположены в одном широтном поясе на границе между умеренной и субтропической зонами. Их средние широты составляют, приблизительно, 43.5 и 41.5°с.ш. Результирующие бюджеты тепла и влаги обоих морей представляют собой малые разности больших величин компонент бюджетов. Годовые притоки тепла в Черное (Каспийское) море более чем на порядок меньше потоков, связанных с солнечным и эффективным излучением, затратами тепла на испарение. Годовой приток пресных вод в Черное море составляет около 200 км³, в Каспийском море он испытывает многолетние вариации около нуля (см. таблицы 2.1, 2.2). Меньший приток влаги в Каспийское море связан с его более близким расположением к центрально-азиатской аридной области. Положительный пресноводный бюджет Черного моря, в отличие от около-нулевого в Каспийском море, почти целиком обусловлен превышением атмосферных осадков, над испарением. Годовая сумма осадков в Чёрном море составляет около 240 (в Каспийском море - около 75км³), а речной сток и испарение в обоих морях имеют довольно близкие годовые объемы, соответственно, 340 (300) км³ и –380 (–375) км³. Все компоненты теплового и пресноводного бюджетов обоих морей подвержены значительному годовому циклу изменчивости с амплитудами, сравнимыми с их среднегодовыми значениями.

Большой приток пресных вод в Черное море приводит к большей теплоизоляции его подповерхностных вод, особенно в период прогрева. Это проявляется в вертикальном распределении среднегодовых значений температуры воды. Несмотря на меньший годовой приток тепла в Черное море средняя по акватории и за год температура воды его поверхностного слоя 14.8°С почти не отличается от аналогичной величины в Каспийском море (15.0°С). Однако уже на горизонте 20 м черноморские воды с температурой 11.4°С на 2°С холоднее каспийских (13.4°С), а на 30 м эта разница достигает максимума –2.9°С. К горизонту 100 м разница среднегодовых температур уменьшается до нуля, а на глубине 800м уже черноморские воды с температурой 8.9°С почти на 3°С теплее южно-каспийских (5.8°С).

В обоих морях имеется сероводородный слой. В Чёрном море он значительно мощнее - лишённая морской жизни сероводородная зона начинается с глубины 100-120м, так что занимает она значительную часть объёма черноморских вод. Здесь обитают только анаэробные бактерии. В районах прибрежного апвеллинга при устойчивых ветрах, дующих с берега, сероводород выходит на поверхность моря. В

Каспийском море сероводород встречается на глубинах, начиная с 400-600м, так что в мелководном Северном Каспии он не отмечен.

Толщина верхнего слоя со статистически значимым годовым циклом изменчивости температуры воды, когда разница между максимальным и минимальным месячными значениями превышает ошибки их оценок, в Черном море составляет 50 м, в Каспийском – 75 м. Минимальная среднемесячная температура воды в этом слое в обоих морях наблюдается в феврале-марте. Максимальная месячная температура воды в верхнем 15-м слое Черного моря достигается в августе. С увеличением глубины наблюдается запаздывание максимума во времени: на горизонте 50 м он наступает в декабре. В Каспийском море максимум месячной температуры во всем верхнем деятельном 75-м слое имеет место в августе. Это – еще одно проявление эффекта большего превышения испарения над осадками в Каспийском море по сравнению с Черным, что связано с более интенсивной вертикальной конвекцией, сопровождающей процесс испарения.

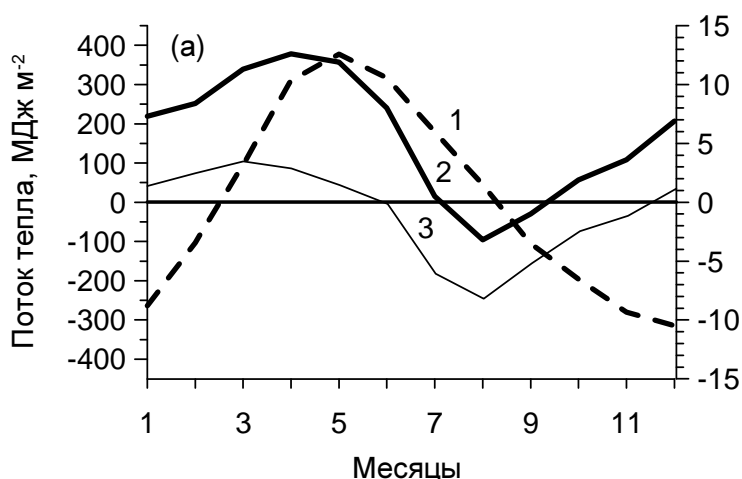


Рис. 2.1. Климатические годовые циклы месячных потоков: тепла 1 (МДж м⁻²) и влаги 2 (см слоя), а также его компонента за счет разности осадки-испарение 3 (см слоя) через поверхность Черного моря.

Весьма различается в обоих морях вертикальное распространение волны опреснения вод, связанной с повышенным весенним пресноводным притоком. Если в Каспийском море он обусловлен речным стоком (см. рис. 2.8), то в Черном море – еще и положительной разностью осадки-испарение (см. рис. 2.7). В открытой части

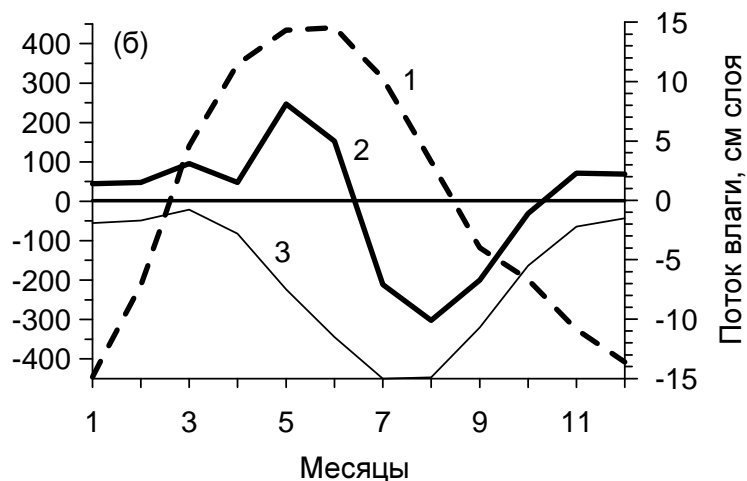


Рис. 2.2. Климатические годовые циклы месячных потоков: тепла 1 (МДж м⁻²) и влаги 2 (см слоя), а также его компонента за счет разности осадки-испарение 3 (см слоя) через поверхность Каспийского моря.

Черного моря соответствующий минимум месячной солености в поверхностном слое наблюдается в июне (на 0.3-0.5‰ меньше максимума в феврале), на 10м - в августе, а в сентябре с началом конвективного перемешивания одновременно наблюдается во всем слое от 15 до 50 м, где разница между минимумом и максимумом солености уже не превышает 0.1‰. В открытой части Каспийского моря статистически значимый минимум месячной солености наблюдается лишь в верхнем 15-м слое в мае-июне и степень его выраженности намного меньше. У поверхности моря соленость в это время лишь на 0.1-0.2‰ меньше максимума в январе, а уже в июле-августе она повышается приблизительно на ту же величину. Таким образом, повышенное летнее превышение испарения над осадками в Каспийском море быстро ликвидирует эффект весеннего паводкового опреснения его поверхностных вод.

Отличительная черта Черного моря в слое от 150 до 2000 м – квазиоднородность температуры воды (повышение с глубиной от 8.5°C до 9.0°C). Соленость воды при этом возрастает с 20.9‰ до 22.3‰. В основной толще вод Каспийского моря (50-800 м), наоборот, соленость воды относительно квазиоднородна (даже в последние десятилетия повышение с глубиной составляет от 12.6‰ до 13.1‰), а температура воды уменьшается с 10.4°C до 5.8°C в Южном и 4.8°C в Среднем Каспии. Эти различия обусловлены рассмотренными выше особенностями вентиляции глубинных вод рассматриваемых морей. В Каспийском море глубинные слои обновляются за счет охлажденных зимних шельфовых вод, соленость которых в этот сезон наиболее близка к солености глубинных вод. В Черном море обновление глубинных вод идет за счет притока через пролив Босфор соленых и теплых вод из Мраморного моря. В условиях гидростатической изоляции от верхнего слоя

выравнивание температуры глубинных черноморских вод происходит намного быстрее.

Оценки величины «запаса плавучести» по формуле $B = \Delta\sigma_\theta \cdot \Delta z$, где $\Delta\sigma_\theta$ – разность потенциальной плотности в слое толщиной Δz , позволили выяснить соотношение вкладов основных слоев в общую бароклинность рассматриваемых морей. Результаты представлены в таблице 2.1, где также показано отношение абсолютных значений вкладов в B температурной и соленостной вертикальной стратификации B_T/B_S , а также отношение абсолютных значений T,S-вкладов в горизонтальную неоднородность поля плотности $(B_T/B_S)_{гор}$. Черное море представлено в таблице 2.1 центральной областью, Каспийское море – южной глубоководной с наиболее развитой плотностной стратификацией.

Представленные в таблице 2.1 оценки свидетельствуют, что в Черном море максимум B сосредоточен в слое 50-200 м (летом еще и в слое 0-50 м), в Каспийском море – в слое 0-100 м. Глубже 50м «запас плавучести» в Черном море почти в 5 раз выше, чем в Каспийском, несмотря на то, что во втором из них после 1978 г. произошло двукратное усиление устойчивой стратификации вод промежуточных и глубинных слоев. Вклад температуры воды в вертикальную стратификацию и горизонтальную изменчивость плотности вод Черного моря ничтожен за исключением летнего верхнего слоя, в Каспийском море по вертикали – почти наоборот (особенно до 1978 г.), по горизонтали ниже 200 м преобладает вклад солености.

Таблица 2.1.

«Запас плавучести» ($B = \Delta\sigma_\theta \cdot \Delta z$, кг м⁻²) и отношение абсолютных значений термического и соленостного вкладов в него (B_T/B_S - по вертикали и $(B_T/B_S)_{гор}$ - по горизонтали) в Черном море и Южном Каспии (в последнем для двух интервалов лет) в августе; в скобках – значения в феврале

Диапазон глубин, м	Черное море			Южный Каспий, 1978-2000гг.			Южный Каспий, 1949-1977 гг.		
	B	B_T/B_S	$(B_T/B_S)_{гор}$	B	B_T/B_S	$(B_T/B_S)_{гор}$	B	B_T/B_S	$(B_T/B_S)_{гор}$
0-50	181.2 (18.0)	7.79 (0.01)	0.72 (0.33)	162.5 (8.3)	63.4 (0.2)	1.22 (2.00)	159.1 (6.2)	236.9 (0.7)	4.15 (0.90)
50-100	56.6	0.09	0.17	18.9 (8.1)	5.6 (2.8)	1.47 (1.96)	16.2 (8.0)	49.2 (12.2)	4.16 (0.87)
100-200	42.8	0.10	0.11	7.8	3.5	0.84	4.4	112.8	1.02
200-300	15.3	0.08	0.07	2.9	2.3	0.41	1.0	29.1	0.29
300-400	13.6	0.06	0.05	2.7	1.4	0.29	1.4	11.8	0.16
400-600	16.3	0.05	0.05	2.1	2.5	0.22	1.8	4.2	0.09
600-800	15.8	0.05	0.07	2.2	0.3	0.23	1.1	0.8	0.28
800-1000	8.3	0.12	0.08	-	-	-	-	-	-
1000-2000	6.6	0.32	0.09	-	-	-	-	-	-

Как уже отмечалось, отличия основных черт вертикальной термохалинной структуры вод Черного и Каспийского морей обусловлены не только наличием у первого из них и отсутствием у второго водообмена с другими регионами Мирового океана, но и различиями в уровне значений и сезонной изменчивости разности осадки-испарение. Остальные внешние факторы, включая речной сток, в этом смысле имеют гораздо меньшее значение.

Безусловно, общей чертой реакции гидрологических условий Черного и Каспийского морей на многолетние вариации внешних атмосферных воздействий можно назвать доминирующую термодинамическую роль изменений солёности в деятельном слое Черного моря и во всей толще вод Каспия. При этом солёность не только непосредственно влияла на плотностную стратификацию вод морей, но и служила триггером термической изменчивости в их поверхностном слое, которая в теплую половину года усиливала солёностные плотностные эффекты.

Опыт показывает, что сложность и многофакторность многолетних гидрологических процессов в морях, а также наличие климатических режимных сдвигов делают безуспешными большинство попыток установить их статистические достоверные количественные связи с внешними атмосферными воздействиями, которые могли бы быть реально использованы в прогностических целях.

Заметим, что с точки зрения линейных или нелинейных тенденций низких порядков, статистически значимых трендов получить не удастся из-за большой высокочастотной межгодовой изменчивости, которая также нарушает полное соответствие между одноименными процессами в рассматриваемых морях. Например, до середины 1980-х гг. локальные экстремумы пресноводных потоков в обоих морях были практически синхронны, тогда как в последующие 15 лет они находились в противофазе (см. рис. 2.3,а).

Несколько более четкими многолетние изменения рассмотренных характеристик были в регионе Каспийского моря, который находится на стыке северо-атлантической (Азорско-Исландской) и азиатской (Сибирско-Среднеазиатской) макроциркуляционных систем. При этом даже небольшие изменения их положения и интенсивности существенно отражаются в локальных атмосферных воздействиях на этот регион.

Результаты оценок парных корреляционных связей представлены на примере Каспийского моря (где они оказались статистически более достоверными) при нулевом временном сдвиге. Оценки коэффициентов на других временных сдвигах оказались незначимыми и потому не рассматриваются.

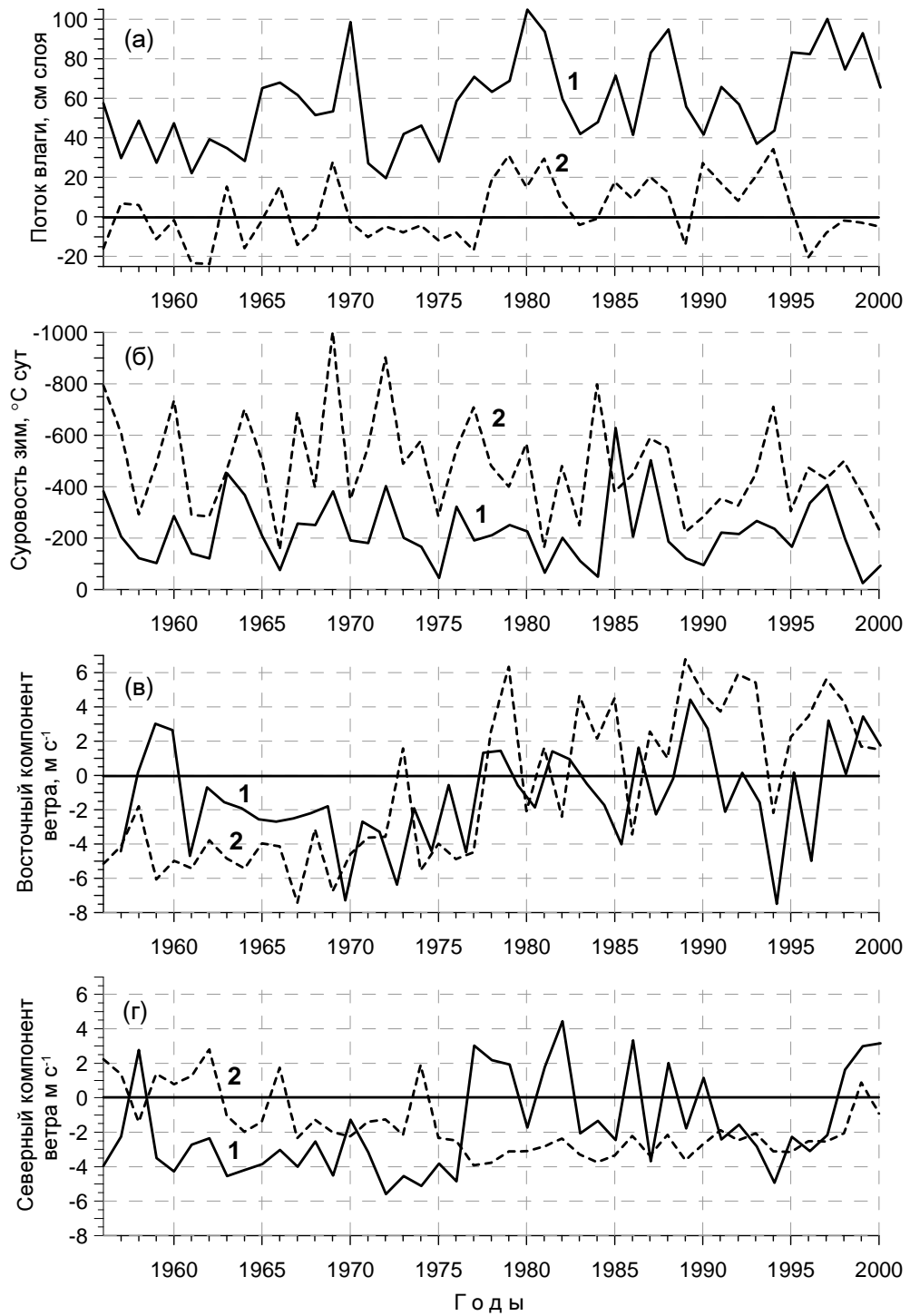


Рис. 2.3. Многолетняя изменчивость внешних термодинамических воздействий на Черное (1) и Каспийское (2) моря: (а) годовые суммы притока влаги (пресноводный бюджет), см. слоя; (б) индекс суровости зим, °С сут; (в) восточный и (г) северный компоненты скорости ветра, м с⁻¹

Связи температуры вод с внешними факторами представлены в таблице 2.2.

Таблица 2.2

Корреляционная матрица синхронных связей многолетней изменчивости индексов ENSO, суровости зим на Каспийском море (WS), апвеллинга (AI) у его восточного берега и температуры воды (°C) по данным наблюдений на ГМС: о. Тюлений (T_{Tul}), Нефтяные Камни (T_{NK}), Огурчинский (T_{Ogr}) и Бекдаш (T_{Bek}) за 1956-1995 гг., статистически значимые коэффициенты корреляции выделены жирным шрифтом.

	ENSO	WS	AI	T_{Tul}	T_{NK}	T_{Ogr}	T_{Bek}
ENSO	1.00	-0.13	0.33	-0.12	-0.19	-0.29	0.34
WS	-0.13	1.00	-0.28	0.62	0.65	0.69	0.62
AI	0.33	-0.28	1.00	0.08	0.13	0.18	0.31
T_{Tul}	-0.12	0.62	0.08	1.00	0.87	0.59	0.54
T_{NK}	-0.19	0.65	0.13	0.87	1.00	0.65	0.56
T_{Ogr}	-0.29	0.69	0.18	0.59	0.65	1.00	0.81
T_{Bek}	0.34	0.62	0.31	0.54	0.56	0.81	1.00

Среди всех рассматриваемых внешних факторов суровость зим (WS) наиболее значимый для межгодовой изменчивости температуры воды. Повсеместно высокие значения коэффициентов корреляции индекса WS со среднегодовой температурой воды обусловлены тем, что в течение холодной половины года термические условия поверхностного слоя Каспийского моря непосредственно зависят от интенсивности теплоотдачи в атмосферу. С весенним радиационным прогревом вод зимние аномалии оказываются погребенными под сезонным термоклином. Однако, неглубокое залегание и небольшая толщина последнего в Каспийском море благоприятствуют быстрому проявлению зимних аномалий даже в теплый период. Это происходит в результате действия процессов конвективного вовлечения нижележащих слоев в поверхностный при летнем осолонении вследствие испарения, а также за счет летнего апвеллинга подповерхностных вод. Таким образом, эффекты осенне-зимнего охлаждения каспийских вод проявляются в поверхностной температуре в течение большей части года. По-видимому, этими же эффектами обусловлена довольно высокая коррелированность рассматриваемых рядов температуры между собой (см. таблицу 2.2).

Среди температурных рядов по многообразию связей с внешними факторами выделяется ТПС на ГМС Бекдаш на восточном берегу Среднего Каспия (см. рис. 1.7), где летом находится основной очаг прибрежного апвеллинга в Каспийском море. Многолетняя изменчивость ТПС здесь отличается наибольшей интенсивностью. Так, размах межгодовых изменений годовых максимумов среднемесячной температуры воды в августе 1949-1995 гг. здесь превышал 8°C (рис. 3.53,б), тогда как в остальных районах Каспийского моря он был не более 2-3° С.

Таким образом, этот район можно считать своего рода климатической энергоактивной областью с более четкой реакцией на внешние атмосферные воздействия.

Внешние воздействия, наряду с распределением элементов водно-солевого баланса и географическим положением каждого из рассматриваемых морей, формируют в них характерные локальные особенности гидрологического фона.

2.2. Локальные особенности гидрологической структуры .

2.2.1. Чёрное море .

Пресные воды, поступающие в Черное море с речным стоком и осадками, распределяются течениями и турбулентностью в верхнем слое моря толщиной от 5-10м весной и летом до 30-60м в конце зимы. Соленость воды в этом слое обычно находится в пределах 17.5-18.5‰. Солёные (около 35.6‰) воды Мраморного моря поступают через Босфор с Нижнебосфорским течением в юго-западную часть моря на горизонте около 60м и распространяются в более глубоких слоях. Таким образом, горизонт 60м служит границей между распреснёнными водами верхнего слоя и более солёными водами нижележащих слоёв, образовавшихся при непосредственном влиянии вод Нижнебосфорского течения. Ниже 500м располагается глубинная водная масса (ГВМ), воды которой занимают до 70% объёма всего Чёрного моря и формируются под воздействием геотермальных источников тепла, что делает их несколько более тёплыми, чем расположенные выше воды холодной промежуточной водной массы (ХПВМ), образующие холодный промежуточный слой (ХПС). Традиционно считается, что естественными границами этого слоя являются поверхности с температурой 8°C.

В конце зимы (февраль-март) температура вод поверхностного слоя Черного моря не превышает 9°C и ПВМ (поверхностную водную массу) вместе с ХПВМ можно рассматривать как одну водную массу, имеющую объем около $30 \times 10^3 \text{ км}^3$. К концу лета (август-сентябрь) около 1/3 этого объема с температурой выше 8°C выделяется как ПВМ.

Основные черты вертикальной T,S-структуры вод Черного моря показаны на рис. 2.4. Верхний перемешанный слой (ВПС) Черного моря в теплый период года имеет толщину менее 10м (см. рис. 2.4,а). В это время его подстилает слой сезонного пикноклина (термоклина), тоже тонкий (10-20м), но с более высокими вертикальными градиентами температуры ($0.2-0.3^\circ\text{C м}^{-1}$) и, соответственно, плотности вод ($0.10-0.15 \text{ кг м}^{-4}$).

Представленная на рис. 2.4 T,S-структура вод Черного моря обусловлена слабой вертикальной турбулентной диффузией ниже ВПС, которая характеризуется коэффициентами порядка $10^{-5} \text{ м}^2 \text{ с}^{-1}$, что на 1-2 порядка меньше обычных значений в

открытом океане. Причина столь слабого вертикального турбулентного обмена – большие различия в плотности первичных водных масс (пресноводной и мраморноморской), поступающих в Черное море извне.

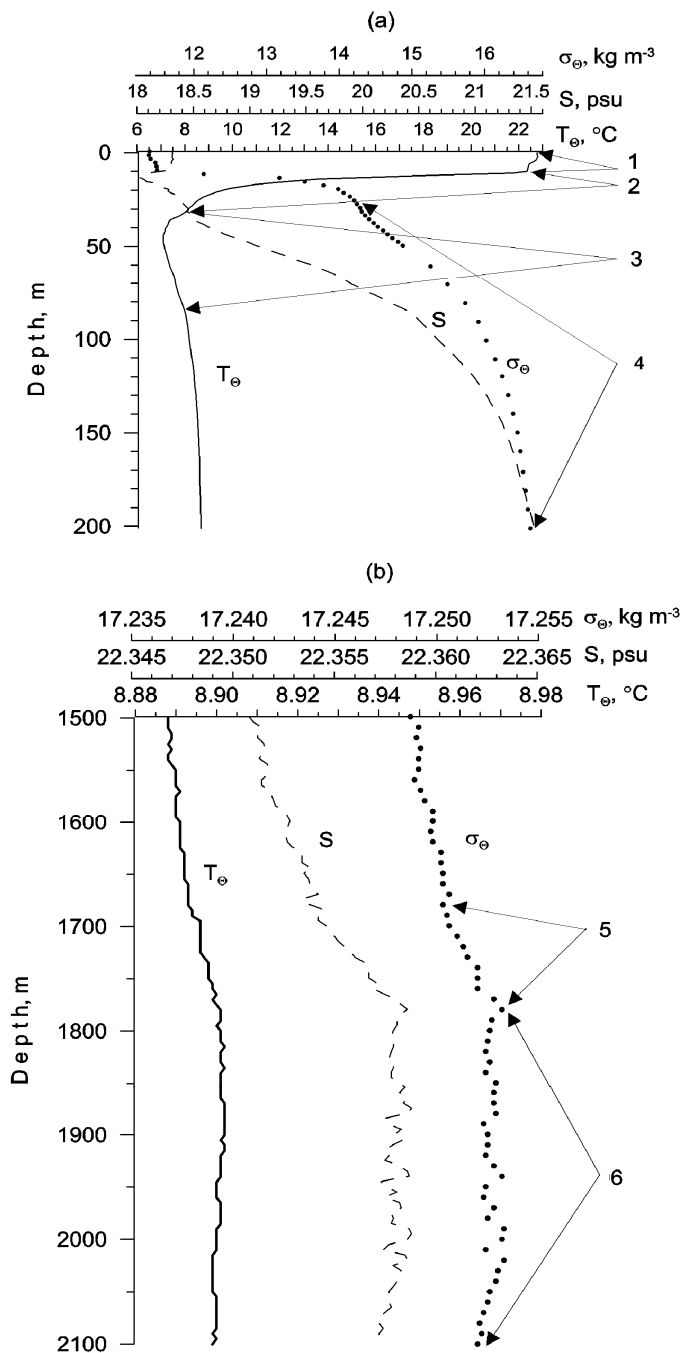


Рис. 2.4. Вертикальные профили потенциальной температуры ($T_\theta, ^\circ\text{C}$), солености воды ($S, \text{‰}$) и потенциальной плотности ($\sigma_\theta, \text{кг м}^{-3}$) в верхнем 200 м слое в центральной части Черного моря в августе 1995 г. (а) и в глубинном слое ниже 1500 м, средние по данным STD-зондирований за 1985-1993 гг. (б). 1 - верхний квазиоднородный слой, 2 - сезонный пикноклин, 3 - холодный промежуточный слой, 4 - постоянный пикноклин (основной бароклинический слой), 5 - глубинный пикноклин, 6 - придонный квазиоднородный слой

К концу зимы на большей части акватории моря толщина ВПС возрастает до 30-60м вследствие термической конвекции. В это время ВПС ограничен снизу слоем основного пикноклина (халоклина), с вертикальными градиентами плотности до $0.03-0.04\text{кг м}^{-4}$, постоянно существующим в Черном море в диапазоне глубин от 30-60 до 150-200м. В приустьевых областях Черного моря толщина ВПС менее 10м даже зимой вследствие больших вертикальных градиентов солености вод.

Абсолютный минимум температуры воды в Черном море обычно находится в верхней части основного пикноклина и имеет значения $6.5-7.5^{\circ}\text{C}$ (рис. 3.6(а)). Лишь в суровые зимы он располагается в ВПС. Слой с температурой воды менее 8°C (ХПС), в котором находится этот минимум в теплый период года, обычно рассматривают как прослойку между сезонным и основным пикноклинами Черного моря с небольшим локальным уменьшением вертикальных градиентов плотности. Это уменьшение наблюдается непосредственно ниже минимума, где инверсионные вертикальные градиенты температуры максимальны. Однако можно считать, что ХПС летом целиком находится в верхней части основного пикноклина.

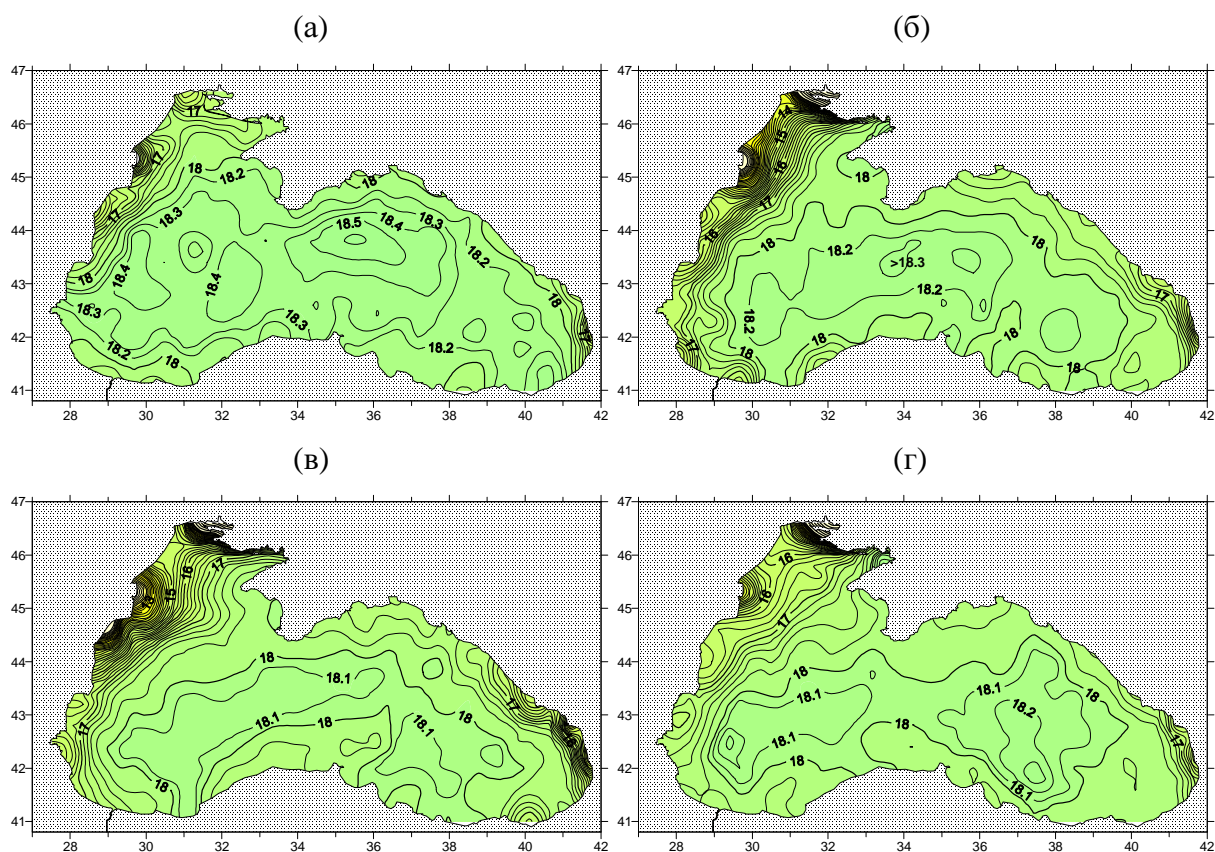


Рис. 2.5. Климатические поля солености (‰) вод поверхностного слоя Черного моря в феврале (а), мае (б), июне (в) и сентябре (г)

Горизонтальное распределение гидрологических характеристик в верхнем слое Чёрного моря имеет ярко выраженный сезонный характер, который наиболее чётко отражается в распределении солёности (рис.2.5). Распределение температуры этого слоя имеет более размытый характер. Однако совместное влияние климатических полей температуры и солёности формирует известное климатическое распределение течений верхнего слоя Чёрного моря (рис. 2.6), которому в наибольшей степени соответствует распределение солёности в конце гидрологического лета (рис.2.5,г).

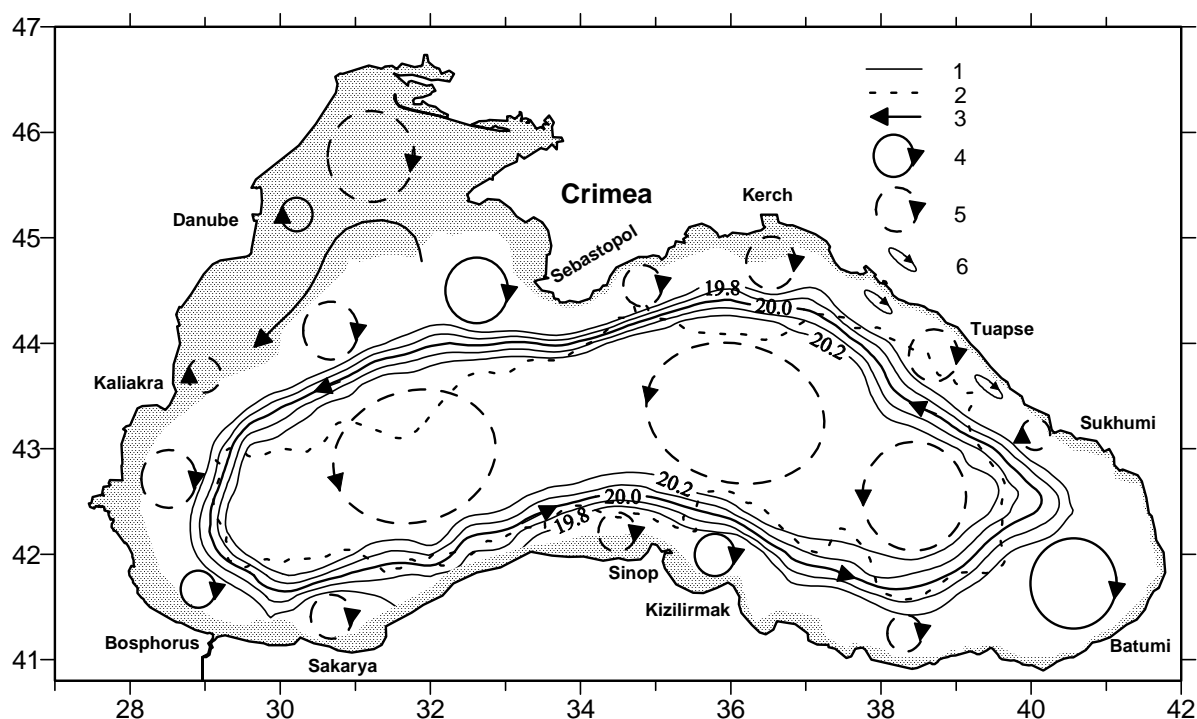


Рис. 2.6. Схема общей циркуляции вод Черного моря в верхнем 500-м слое: 1 - среднегодовое положение изохалин на горизонте 100 м в диапазоне 19.8-20.2‰, соответствующее положению Основного черноморского течения, 2 – изобата 1000 м, 3 – ответвление от ОЧТ, 4 – квазистационарные суббассейновые круговороты, 5 – нестационарные суббассейновые круговороты и вихри, 6 – нестационарные прибрежные волно-вихревые образования, заштрихованы области с глубиной менее 100 м.

Первая достоверная схема общей циркуляции вод Черного моря (ОЦЧМ) была предложена Н.М. Книповичем ещё в 1932г. на основе синтеза самых разных (главным образом, косвенных) сведений о крупномасштабном движении вод, полученных в экспедициях 1890-1920-х гг. Главное звено ОЦЧМ на этой схеме – кольцевое вдольбереговое течение в циклоническом направлении (против часовой стрелки), стрежень которого находится над изобатой 500 м, а ширина составляет 20-40 км лишь у юго-восточного берега она возрастает до 50-70 км). С мористой стороны в это единое струйное движение вод, традиционно называемое Основным черноморским течением (ОЧТ), как бы вписаны два циклонических круговорота:

западный (между 29.5°E и 33°E) и восточный (между 34.5°E и 40.5°E). Области внутри центральных суббассейновых циклонических круговоротов (СБЦК) Книпович определил как халистатические – ввиду слабого здесь движения вод без отчетливого направления. Эта схема удивительно точно (учитывая имеющуюся на тот момент довольно скудную информацию) отразила главные черты ОЦМ в верхнем 500-метровом слое. За последующие 70 лет удалось лишь уточнить положение и интенсивность элементов схемы в различные сезоны и обнаружить некоторые дополнительные детали.

Основные эмпирические данные о течениях в Чёрном море получены с помощью автономных буйковых станций (АБС). Анализ длительных АБС-наблюдений показал, что наиболее интенсивные флуктуации течений в Черном море имеют временные масштабы не более 10-12 суток, а в прибрежной зоне - еще меньше (7-8 суток). Поэтому можно предположить, что уже недельное среднее значение отражает состояние ОЦМ. Результаты анализа свидетельствуют о циклоническом характере ОЦМ на всех горизонтах зимой и летом.

В вертикальном распределении модулей средних векторов наибольший вертикальный градиент (сдвиг) наблюдается между 10 и 25 м (средние значения, соответственно, 0.22 и 0.17 м/с). Возможно, это связано с эффектом ветрового дрейфа. В слое 25-50м средние скорости однородны, а ниже до 300 м имеет место основной сдвиг их значений. Еще ниже, до 1500 м, средние скорости становятся одинаково малыми (не более 0.11 м/с).

Оценки климатических среднегодовых параметров ОЧТ на нормальных к берегу разрезах у северо-восточного берега Черного моря дали удаление его стрежня от берега около 40 км, полную ширину течения (в пределах скоростей 0.02 м/с) 75 км, глубину проникновения – 275 м, максимальную геострофическую скорость 0.31 м/с, расход $1.3 \times 10^6 \text{ м}^3 \text{ с}^{-1}$. Названные оценки имеют один порядок значений в пределах скоростей 0.20 м/с. Это позволяет предположить определенную универсальность (автомодельность) нормального к берегу профиля ОЧТ. Данные наблюдений и результаты адаптационного моделирования указывают на факт генерации в верхнем слое прибрежной зоны моря видимых пространственных вихрей в диапазонах десятков км (в пределах прибрежного пограничного слоя - от береговой черты до струи ОЧТ) и сотен км на меандрирующем внешнем крае ОЧТ. Первый диапазон соответствует частоте инерционного вращения на данной широте, второй – синоптическому временному диапазону, в котором концентрируется энергия краевых длинных волн различной природы. По всей видимости, формирование этих вихрей связано с генерацией захваченных длинных волн (в основном шельфовых).

Активная гидродинамика верхнего слоя моря вызывает соответствующие колебания гидрологических характеристик и, как следствие, формирует сложную

статистику их взаимосвязей. В качестве иллюстрации этого положения на рис. 2.7 приведены статистические диаграммы повторяемости T-S – индексов вод ядра ХПС.

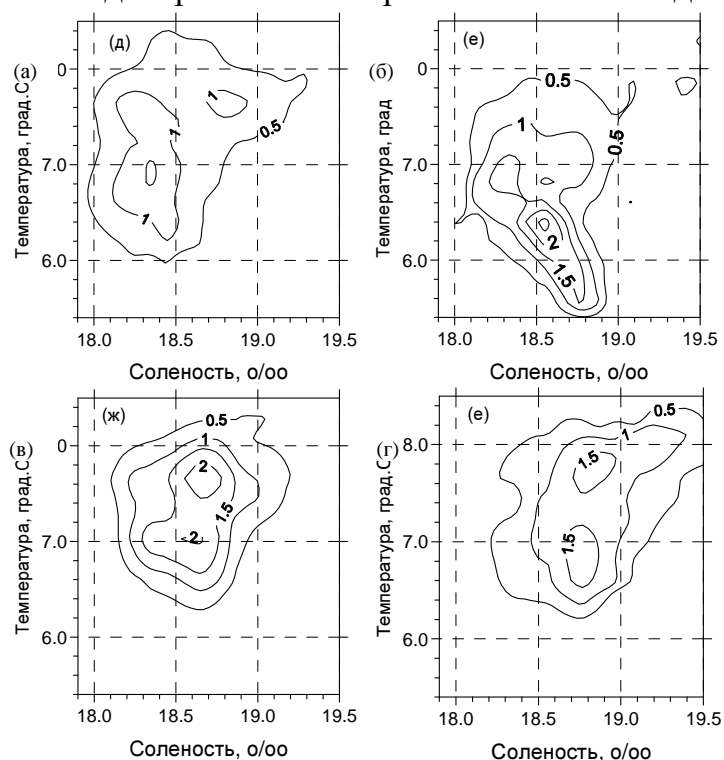


Рис. 2.7. Статистические T,S-диаграммы (повторяемость в % T,S-индексов в ячейках $0.1\text{‰} \cdot 0.2^\circ\text{C}$) вод ядра ХПС для прибрежной (а, в) и центральной (б, г) областей Черного моря в феврале (а, б) и августе (в, г).

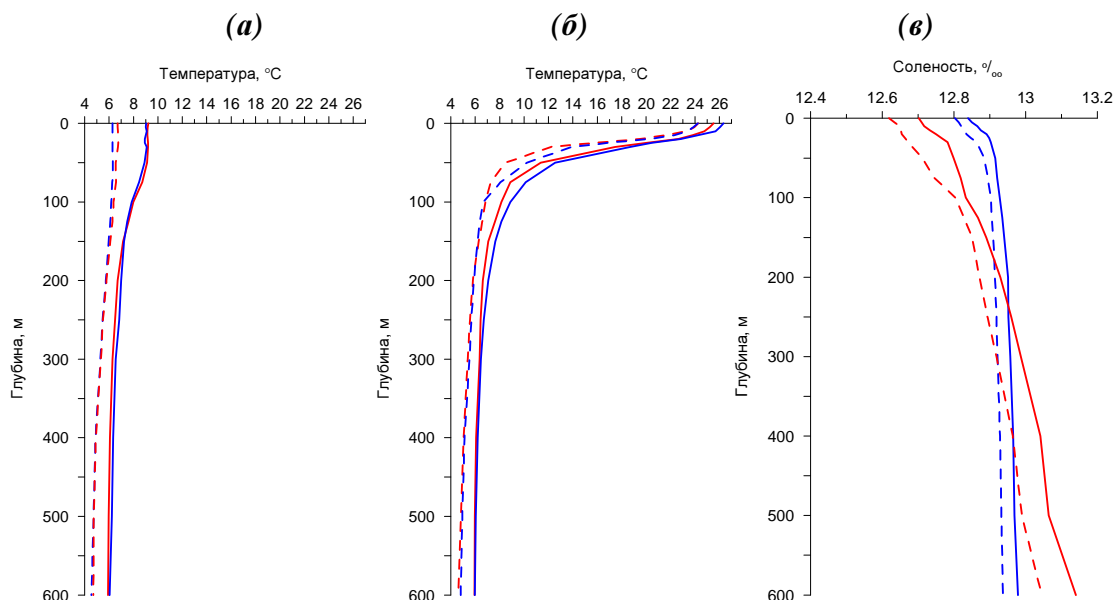
2.2.2. Каспийское море.

Как и в Черном море, географическое расположение Каспийского моря в средних широтах способствует формированию четко выраженного годового цикла изменчивости температуры его поверхностных вод с неоднородным по широте распределением зимних значений и квазиоднородным распределением летних величин. Внешний пресноводный бюджет формирует более сложное распределение поверхностной солености как в пространстве (с приустьевыми областями повышенного распреснения вдоль северного и западного побережий, а также с областями повышенной солености на мелководьях вдоль восточного берега), так и в течение года (с минимальными значениями зимой и в конце весны - начале лета).

Формирование вод всей толщи Каспия происходит в его поверхностном слое. На самые большие глубины проникает зимние поверхностные воды в результате глубокого конвективного перемешивания или стекания по материковому склону.

Другим следствием изолированности Каспийского моря является повышенная чувствительность его гидрологического режима к многолетним вариациям внешних воздействий. Сезонность термического режима вод прослеживается в верхнем слое Каспийского моря толщиной до 100м (рис. 3.19). Ниже температура довольно

стабильна во времени и однородна по вертикали. Значительные сезонные вариации солености (до 3-5‰) имеют место в поверхностном слое приустьевых областей Каспия. На остальной части акватории моря соленость в течение года изменяется не более чем на 0.5‰.



2.8. Климатические вертикальные профили средних значений температуры (°С, а, б) и солености (‰, в) вод глубоководных котловин Среднего Каспия (штриховые линии) и Южного Каспия (сплошные линии) в феврале (а, в) и августе (б), средние за 1949-1977 гг. (синие линии) и 1978-2000 гг. (красные линии).

В среднем многолетнем режиме за 1949-1977 гг. солёность была квазиоднородна во всем слое от поверхности до дна (рис. 2.8,г, синие линии). В 1978-2000 гг. сформировалась устойчивая соленостная стратификация вод (рис. 2.8,г, красные линии). В верхнем 200-300-м слое это произошло вследствие опреснения вод, ниже – в результате их осолонения. Последнее стало следствием поступления в глубинные слои каспийских котловин особенно соленых вод в 1970-е годы, которые впоследствии медленно опреснялись за счет главным образом мелкомасштабной турбулентной диффузии.

Ниже 100 м воды Среднего Каспия приблизительно на 1.2-1.3°С холоднее и почти на 0.1‰ преснее, чем в Южном Каспии.

Зимой однородный по температуре и солености конвективный слой на наиболее северном и мелководном разрезе Чечень-Мангышлак проникает до дна, в Среднем Каспии – приблизительно до 100м, на Апшеронском пороге – до 80м, в Южном Каспии до 50-70м. Максимум температуры над верхней частью восточного склона связан с адвекцией теплых вод с юга на север.

Зимой выделяются два противоположных процесса – опреснение тонкого верхнего слоя у западного берега Каспия и стекание в глубоководные котловины

соленых вод по восточному материковому склону, которое происходит довольно сложным образом, поэтому прямой связи между водами на разных участках склона нет.

Летом доминирующей чертой термической структуры вод Каспия является интенсивный термоклин в слое от 10-15 до 50-70 м. В восточном направлении он поднимается к поверхности на 15-30м вследствие летнего апвеллинга.

Температура воды поверхностного слоя Каспийского моря представлена на рис. 2.9. Февральское поле ТПС (см. рис. 2.9,а) характеризуется ее значительным уменьшением с юга на север, особенно на границах между Северным, Средним и Южным Каспием, а также от их центральных частей к берегам. Западно-восточная асимметрия в расположения языкообразной области максимальных зимних значений ТПС в Среднем Каспии обусловлена адвекцией теплых вод с юга на север вдоль его восточного материкового склона. В апреле (см. рис. 2.9,б) наиболее быстро прогревается центральная часть Южного Каспия и мелководье Северного Каспия. Поле ТПС в это время отличается неоднородностью вследствие малой тепловой инерционности тонкого прогретого слоя. Несколько в меньшей степени это характерно также и для июньского поля ТПС (см. рис. 2.9,в). Пониженный температурный фон в Среднем Каспии сохраняется, однако у восточного берега он связан с начавшимся прибрежным апвеллингом вследствие поворота ветра над Каспием с восточных направлений на северо-западное (см. рис. 2.6). Локальный минимум у западного берега Среднего Каспия в районе Дербента также связан с апвеллингом (хотя и менее стабильным, чем на востоке. Минимум ТПС в Южном Каспии – проявление адвекции холодных вод и циклонической завихренности течением, связанным с апвеллингом.

В августе (см. рис. 2.9,г) за пределами зоны апвеллинга ТПС становится наиболее однородной. К октябрю следы апвеллинга исчезают и постепенно формируется зимний тип термической структуры поля ТПС.

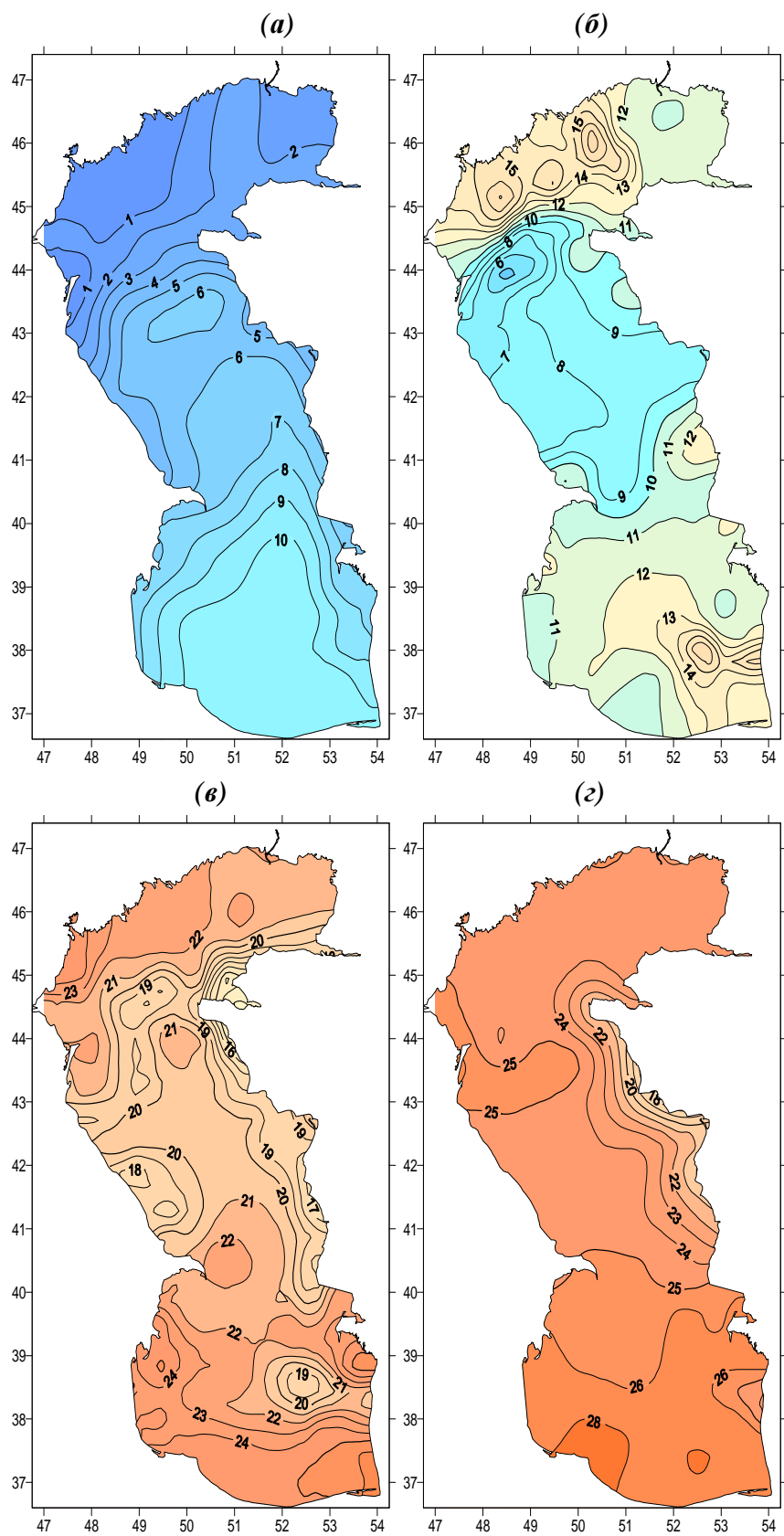


Рис. 2.9. Климатические поля температуры ($^{\circ}\text{C}$) вод поверхностного слоя Каспийского моря в феврале (а), апреле (б), июне (в) и августе (г).

Наиболее крупномасштабные черты поля солености поверхностного слоя сохраняются в течение всего года.

Основной элемент структуры поля солености Каспийского моря - соленостная фронтальная зона в его северной мелководной части. Для оценок положения ее границ и зоны максимальных градиентов были проведены расчеты климатических полей солености Северного Каспия с горизонтальным разрешением 6'x8'. Результаты их расчетов для месяцев, наиболее плотных и регулярных наблюдений, представлены на рис. 2.10.

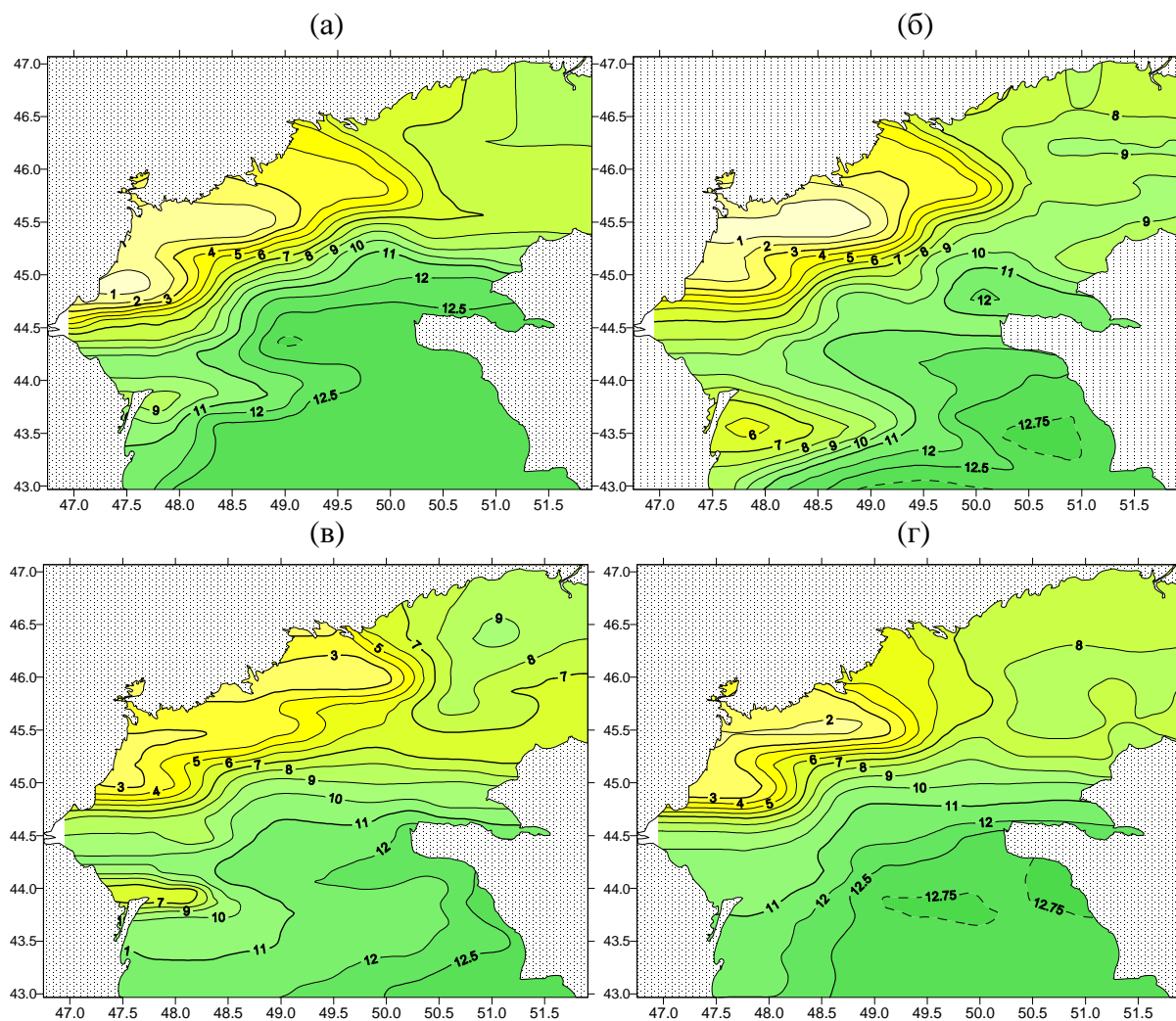


Рис. 2.10. Климатические поля солености (‰) вод поверхностного слоя Северного Каспия в апреле (а), июне (б), августе (в) и октябре (г).

Сезонные смещения фронтальной зоны по линии север-юг составляют в среднем не более 25км. При этом ширина зоны практически не изменяется. Исключение составляет расстояние между изолиниями 10 – 12 ‰, находящимися на мористом крае зоны, где фронт становится размытым и практически теряет свои очертания.

Анализ климатической весенне-летней эволюции поля поверхностной солености Каспийского моря показал, что в целом она приблизительно в равной степени

обусловлена всеми названными выше внешними факторами: речным стоком, испарением и ветровыми воздействиями. Однако каждый из них преобладает на определенном этапе эволюции: речной сток - в период половодного вторжения в Каспийское море пресных вод (май-июнь), испарение - несколько позже (июль-сентябрь). Ветровые воздействия наиболее заметны, когда направление крупномасштабного атмосферного переноса над акваторией Каспия близко к ориентации внешней фронтальной зоны области опреснения (при этом интегральный экмановский перенос вод происходит по нормали к фронтальной зоне). В рассматриваемый нами интервал времени для фронтальной зоны в Северном Каспии это происходит в сентябре, для района Куринского взморья - в июле-августе.

Ещё раз отметим, что в отличие от Чёрного моря, влияние солёности на гидродинамику Каспия значительно уступает влиянию температуры. При этом наиболее динамически активным является поле температуры на горизонте 20м, где в среднем располагается сезонный термоклин. В силу естественных причин точность расчёта даже средних климатических характеристик по данным наблюдений на этом горизонте является наинизшей, поэтому остаётся открытой возможность лишь грубого сравнительного анализа географического распределения этих характеристик. Результаты такого анализа приведены ниже.

Наибольшей горизонтальной неоднородностью поля температуры Каспийского моря на горизонте 20м отличаются в конце весны и летом, когда на этих глубинах располагается ядро сезонного термоклина. При этом структура подповерхностных полей весьма существенно отличаются от рассмотренных выше полей ТПС. Это обусловлено тем, что вне области восточного апвеллинга структура весенне-летних полей ТПС определяется потоком тепла через поверхность Каспия, тогда как на горизонте 20 м – динамической денивеляцией топографии сезонного термоклина, в частности, его более мелководным залеганием на востоке глубоководной области Каспия.

Эффекты апвеллинга у берегов и компенсационного даунвеллинга в центре Среднего Каспия и на западе Южного Каспия в полной мере проявляются в июньском поле, спустя месяц после начала действия сгонных ветров. К августу южная граница области восточного апвеллинга смещается к северу как минимум на 1° широты.

Тенденция к более северной локализации области апвеллинга на горизонте 20м продолжается и в сентябре, когда его интенсивность в целом существенно уменьшается.

Гидродинамическая активность вод Каспия глубже 20м быстро убывает с глубиной.

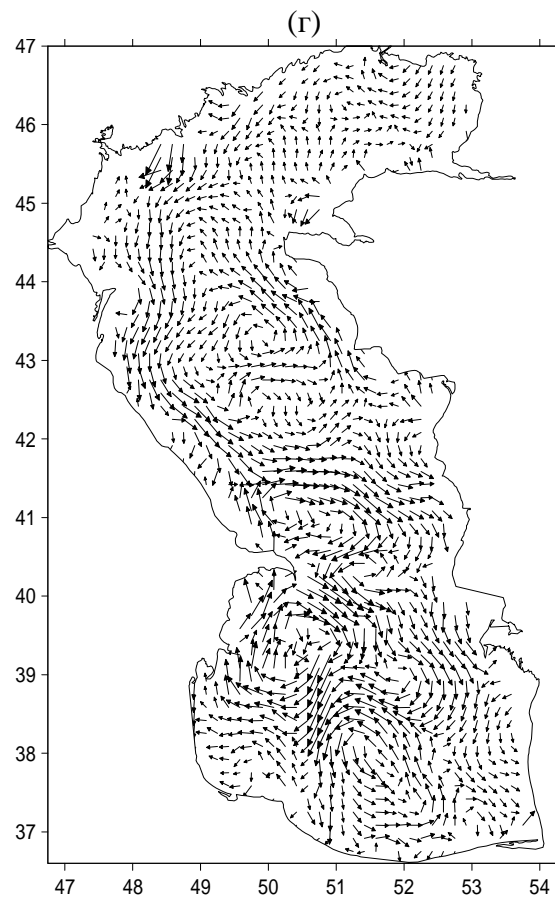
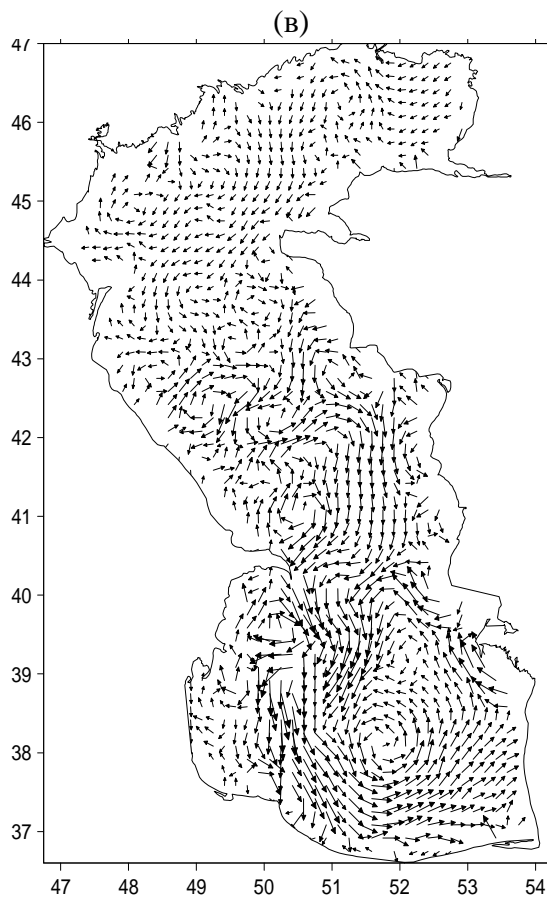
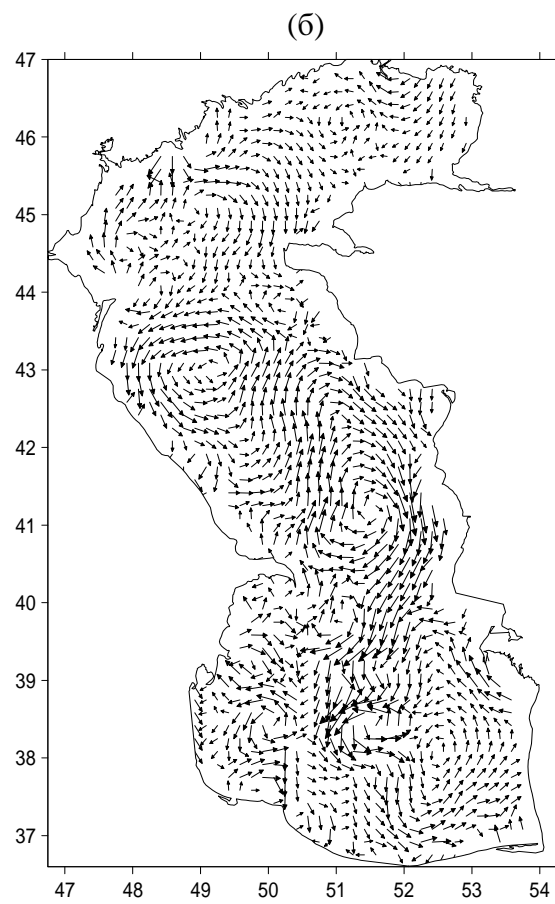
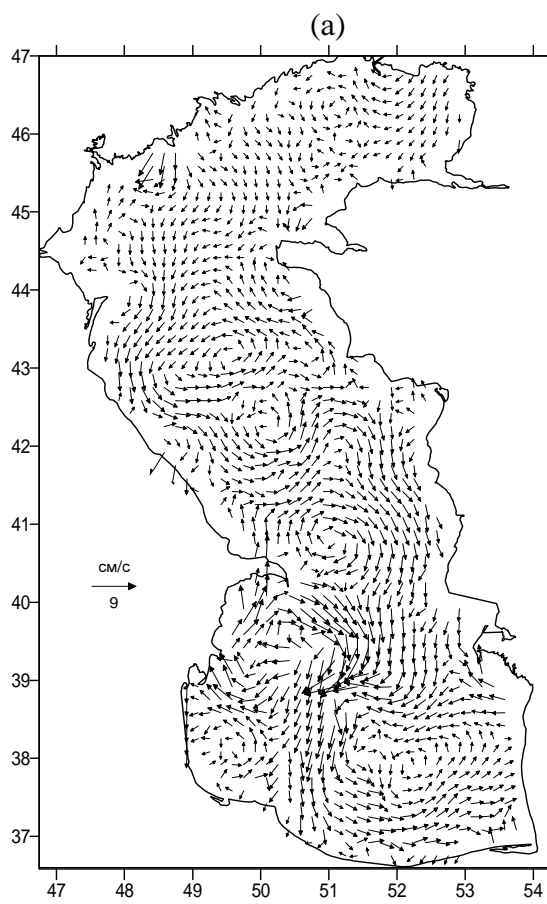


Рис. 2.11. Климатические поля векторов течений поверхностного слоя Каспийского моря, средние по сезонам: (а) зимнему (январь-март), (б) весеннему (апрель-июнь), (в) летнему (июль-сентябрь) и (г) осеннему (октябрь-декабрь).

Выполненный анализ позволяет предположить, что основным механизмом формирования летнего циклонического круговорота в Южном Каспии – бета-накачка (по аналогии с экмановской накачкой) планетарной циклонической завихренности течением на юг вдоль восточного берега Каспия. Как уже отмечалось, такое течение – характерная особенность систем прибрежного апвеллинга у восточных берегов океанов и морей. Таким образом, летний апвеллинг у восточного берега Каспия по своим прямым и косвенным следствиям можно считать важнейшим динамическим процессом в масштабах всего моря.

В мелководном Северном Каспии роль дрейфовых течений возрастает, поэтому циркуляция вод здесь наименее устойчива по направлению и скорости, хотя в целом преобладают северо-восточный и юго-западный переносы вод вдоль основной северокаспийской фронтальной зоны (см. рис. 4.11). В экстремальных штормовых условиях в Северном Каспии возможны скорости течений более $1 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ и нагонные повышения уровня на 2-3м.

В синоптическом диапазоне изменчивости течений Каспийского моря преобладают колебания с периодами от 2-3-х суток до 1-2-х недель, связанные с синоптической изменчивостью непосредственных воздействий ветра и береговыми захваченными волнами. В более высокочастотном диапазоне доминируют течения, связанные с инерционно-гравитационными волнами и сейшами.

Таким образом, существует спектр изменчивости гидрологической структуры Южных морей в широкой полосе масштабов, максимумы которого группируются в нескольких характерных диапазонах. Важнейшими из них являются диапазоны годовых (сезонных) и климатических вариаций, особенности и возможные причины которых во многом связаны с влиянием внешних атмосферных воздействий.

3. Показатели атмосферных макропроцессов.

Изучение причин и последствий климатических вариаций гидрологической структуры морских бассейнов привело к выводу о том, что эти вариации тесно связаны с процессами глобального масштаба. Исследования многолетней изменчивости макропроцессов в системе Мировой океан – глобальная атмосфера (МОГА) занимают одно из ведущих мест в современной океанологии. Не случайно в большинстве крупных современных международных проектов, связанных с системой МОГА (WOCE, TOGA, CLIVAR, TOPEX и др.), исследование ее межгодовой (многолетней) изменчивости является главной задачей. Этому способствуют успехи спутниковой (инфракрасной, альтиметрической, дрейферной)

гидрометеорологии, сделавшие реальностью многолетний мониторинг климатических вариаций системы МОГА.

Результаты исследований показывают, что многолетняя изменчивость макропроцессов в системе МОГА представляет собой суперпозицию процессов двух типов: 1) квазипериодических (но не вполне гармонических) колебаний, охватывающих значительные области системы и 2) довольно быстрых (в течение 1-3 лет) переходов от одного квазистабильного режима макропроцессов (с определенным характером межгодовых колебаний и трендов) к другому – так называемых «режимных сдвигов».

Самый известный пример процессов 1-го типа – цикл Эль-Ниньо - Южное колебание - ЭНЮК.

В последние десятилетия был выявлен целый ряд быстрых неперiodических изменений макропроцессов в системе МОГА, интерпретируемых как переходные процессы (режимные сдвиги) между стабильными режимами. Прежде всего, это - вариации режимов многолетней изменчивости индексов Тихоокеанской декадной осцилляции (ТДО), Северо-Атлантического колебания (САК) и ЭНЮК в 1920-х гг., в 1940-х гг., на рубеже 1960 и 1970-х гг. и в 1976-1978 гг., а также изменения многолетних тенденций глобального распределения поверхностной температуры воды и других гидрометеорологических характеристик.

В отношении режимных сдвигов особенно примечательна 2-я половина 1970-х гг., когда многие крупномасштабные процессы в Мировом океане и глобальной атмосфере существенно изменили свой характер. В частности, многолетнее уменьшение индексов западной (W) формы атмосферной циркуляции Северного полушария по Вангенгейму в эти годы сменилось на столь же многолетнее их увеличение (рис. 3.1). Существенно изменился характер САК и ЭНЮК и повторяемость антициклонов над южной частью Европы, включая бассейны Черного и Каспийского морей.

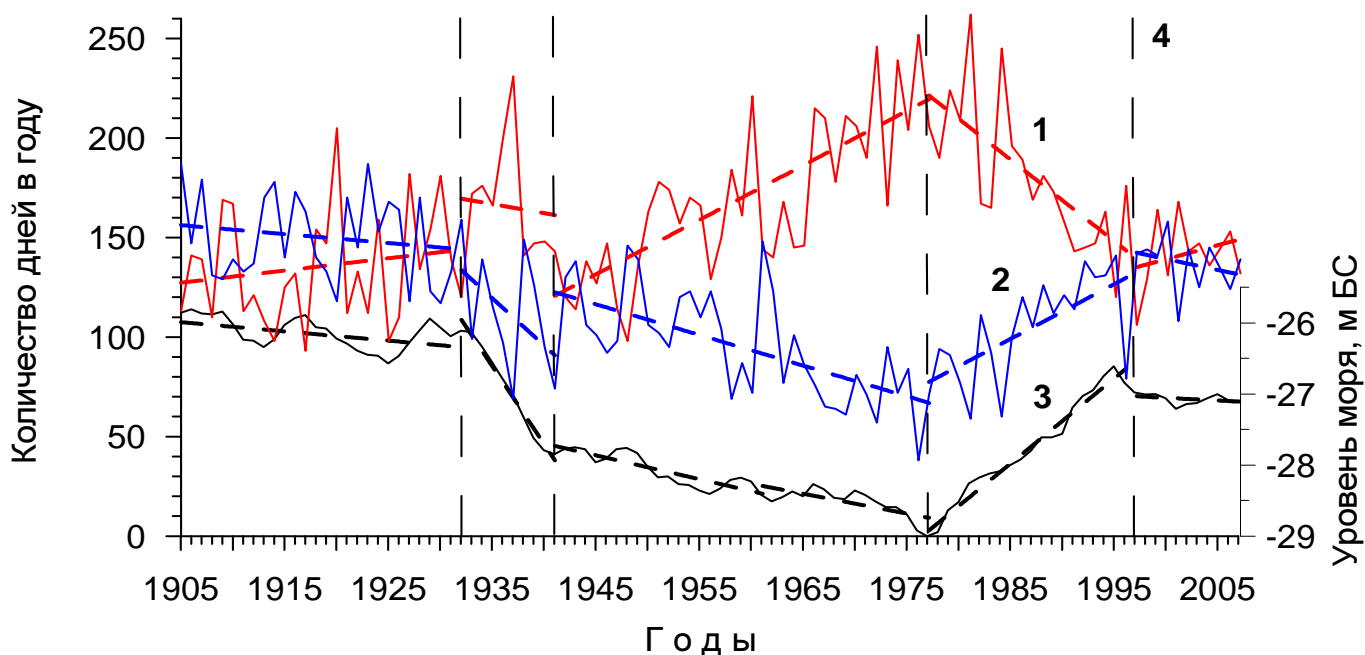


Рис. 3.1. Многолетняя изменчивость годового индекса E- и W-форм общей циркуляции атмосферы по Вангенгейму (1,2, соответственно) и среднегодового уровня (м БС) Каспийского моря (3),4 – положение режимных сдвигов.

Многочисленные факты свидетельствуют о глобальном распространении изменений в системе МОГА. В частности, широко известные исследования (Арпе и др., 1999) установили тесную связь межгодовых вариаций осадков в Каспийском водосборном бассейне с температурой поверхностных экваториальных тихоокеанских вод в цикле ЭНЮК. Анализ экстремумов показал, что минимумы речного стока, максимумы суровости зим и индекса апвеллинга соответствуют активным фазам Эль-Ниньо 1972-1973 гг., 1976-1977 гг., 1982-1983 гг. Высокая связность изменений индекса общей циркуляции атмосферы по Вангенгейму и среднегодового уровня Каспийского моря (рис. 3.1) – еще один яркий пример эффективности так называемых дальних связей (teleconnections) в системе МОГА.

3.1. Черное море

3.1.1. Гидродинамические (ветровые) воздействия

В соответствии с в течение большей части года над Черным морем преобладают ветры северных румбов, прежде всего, северо-восточные (особенно осенью-зимой), в меньшей степени северные и северо-западные (преимущественно весной и летом). Лишь летом по повторяемости к ним приближаются западные и юго-западные ветры. В распределении скоростей круглый год выделяются максимумы к юго-западу и юго-востоку от Крыма и минимум в юго-восточном

(Кавказско-Батумском) районе. В областях максимума от зимы к лету среднемесячные скорости уменьшаются с 5-7 до 2-3 м с⁻¹, а тангенциальное напряжение почти на порядок. Поэтому летом неоднородность ветра над морем довольно мала.

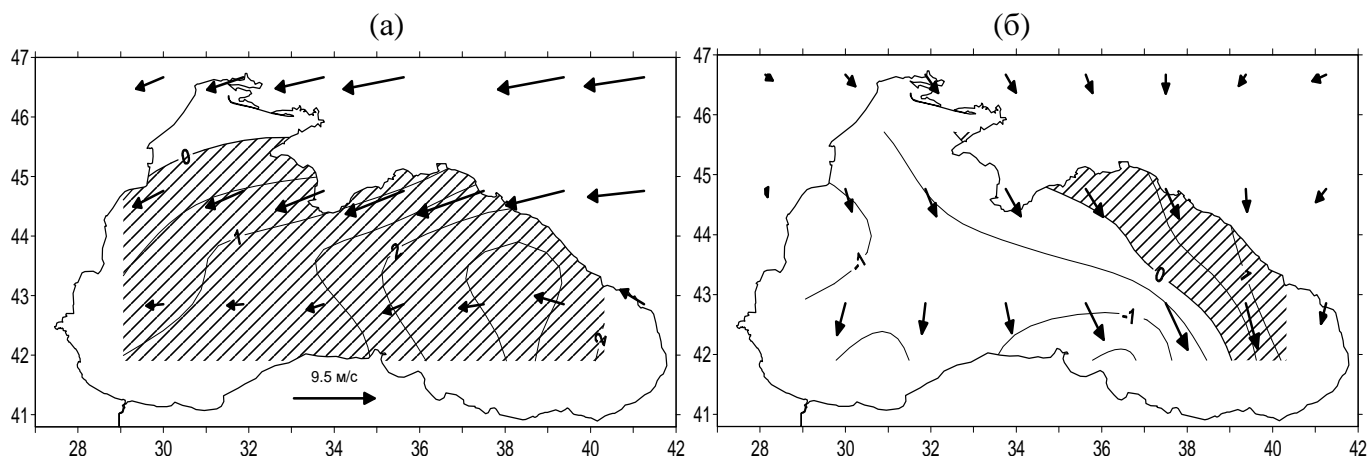


Рис. 3.2. Примеры характерных полей векторов ветра (м с⁻¹) и его относительной завихренности (изолинии, 10⁻⁵ с⁻¹) над Черным морем: (а) зимой (февраль, 1969 г.) и (б) летом (август, 1967 г.) по данным реанализа NCEP/NCAR. Заштрихованы области с циклонической завихренностью.

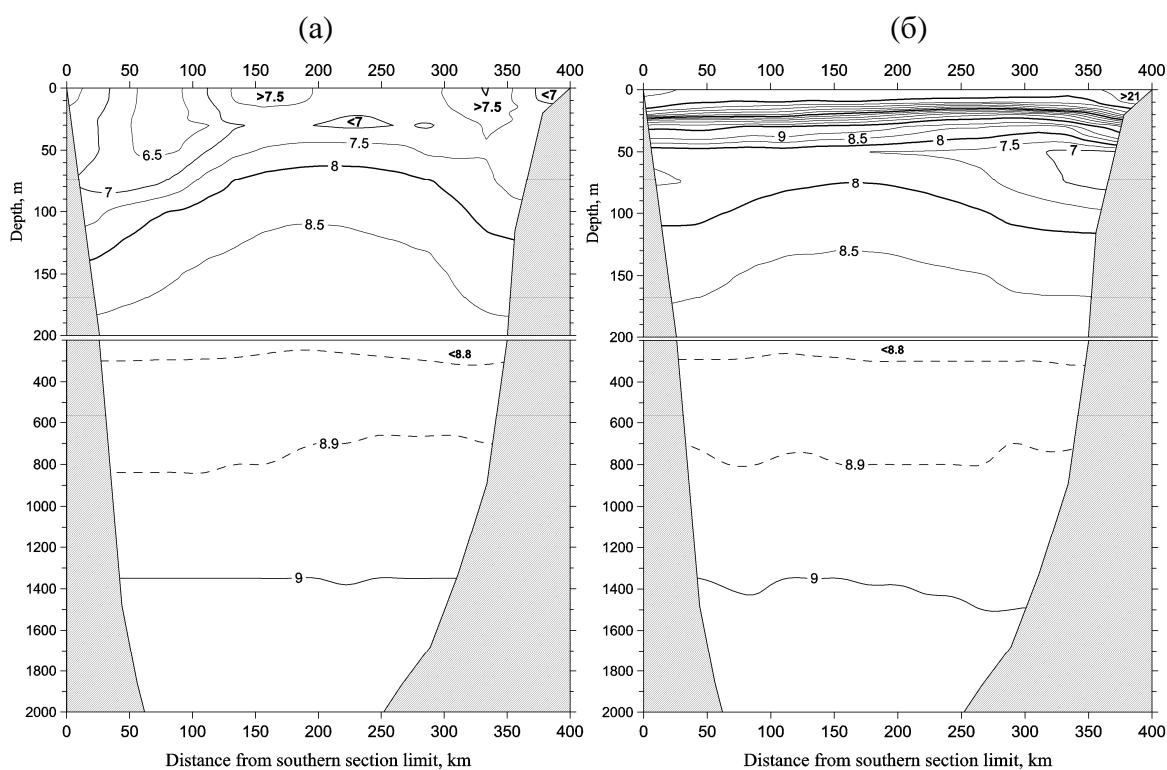
Из названных особенностей полей ветра над Черным морем следует, что его относительная завихренность, связанная, прежде всего, с боковым сдвигом скорости, существенно различается к востоку и западу от центрального района (южнее Крыма). В восточной половине Черного моря преобладает циклоническая завихренность, в западной – антициклоническая. Однако зимой циклоническая завихренность преобладает и над центральной частью акватории моря, летом – наоборот, она локализована ближе к Кавказскому побережью.

Ряд исследований, выполненных в последние годы, свидетельствует о существенном обратном тепловом воздействии Черного моря на локальные термобарические атмосферные процессы над ним. В особенности это проявляется во второй половине осени – начале зимы, когда поверхность Черного моря может быть более чем на 10°С теплее воздуха над ним. Это приводит к значительным региональным отрицательным аномалиям атмосферного давления и усилению циклонической завихренности ветра до штормовых, а иногда и ураганных значений.

В целом механизм этих аномалий аналогичен наблюдаемому в тропической зоне океанов в «сезон ураганов». В отдельные годы осенне-зимний максимум относительной завихренности ветра над Черным морем может быть в несколько раз больше, чем в среднем. Об этом свидетельствует рис. 5,а, где представлен многолетний ряд ее средних за зиму значений над центральной областью Черного моря и прослеживается значительное повышение зимней циклонической

завихренности над Черным морем в 1970-1980-х гг.

Влияние завихренности ветра прослеживается и в общем характере T,S – структуры вод Чёрного моря. Общее представление о горизонтальной и вертикальной T,S-структуре вод Черного моря и ее сезонной изменчивости дают климатические меридиональные разрезы температуры и солёности воды для марта и сентября на рис. 3.3. Следует отметить, что хорошо известная куполообразность T,S-изолиний прослеживается зимой до глубин 700 м, летом – до 400 м. Ниже она не меняет знак, как утверждалось в ряде исследований, а отсутствует вовсе. В частности, ниже 1000 м в течение года минимум солёности мигрирует по всем структурным зонам Черного моря (см. рис.3.3,в,г).



(в)

(г)

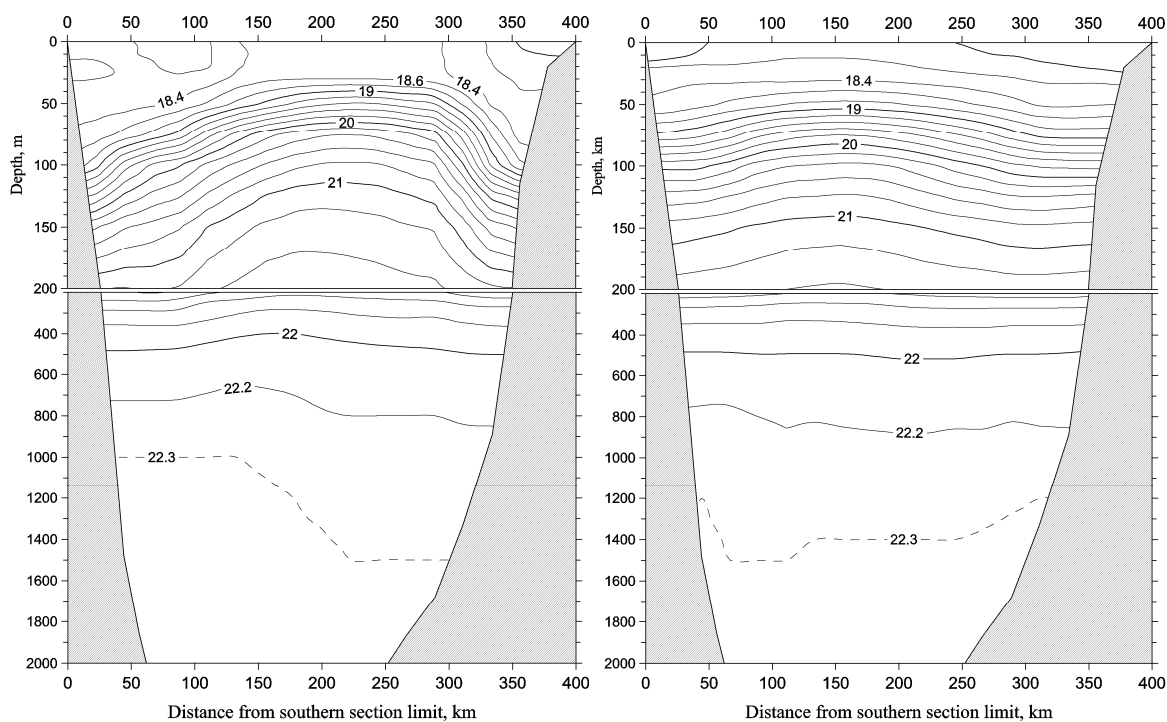


Рис. 3.3. Климатические вертикальные сечения температуры (а, б, °С) и солености (в, г, ‰) вод Черного моря вдоль 36° в.д. в марте (а, в) и сентябре (б, г)

Размахи годовых волн поверхностного нагревания, охлаждения и опреснения-осолонения быстро уменьшаются с глубиной до горизонта 30 м, а их фазы однородны по акватории Черного моря.

Ниже 30-50 м главный сезонный процесс - зимнее увеличение и летнее уменьшение куполообразного прогиба (денивелияции) основного пикноклина Черного моря (рис. 3.3). Адекватная интерпретация этой особенности черноморской T,S-структуры была представлена с точки зрения реакции крупномасштабной потенциальной завихренности вод Черного моря на сезонные вариации притока относительной завихренности от поля ветра над его акваторией: циклонической - зимой и антициклонической – летом. В этом процессе сезонные изменения температуры и солености в слое основного пикноклина в открытом море и у берегов происходят в противофазе. Размах соответствующих колебаний достигает максимума на горизонте 50 м в открытом море и 100 м – в прибрежной зоне. Ниже 300-400 м сезонные сигналы в температуре и солености вод Черного моря практически не прослеживаются (рис. 3.3).

Влияние структурных изменений крупномасштабных компонентов гидрологических полей, связанных с сезонным колебанием завихренности поля ветра, прослеживается и в диапазоне процессов более мелких пространственных масштабов. Речь идёт о своеобразных бароклинных дипольных волновых колебаниях слоёв воды вокруг смещающихся общих центров. Эти колебания выражаются в виде вертикальных смещений изопикнических (равной плотности)

поверхностей, прослеживаемых путём анализа аномалий солёности в верхнем слое моря. На рис. 3.4 приведены результаты анализа 12-летнего ряда аномалий солёности поверхностного слоя моря с использованием метода разложения по эмпирическим ортогональным функциям (ЭОФ). На рисунке представлен годичный цикл 1-й моды разложения, самой крупномасштабной, описывающей 46% дисперсии процесса.

Области аномалий солёности разных знаков на рис. 3.4, имеющие суббассейновые размеры, испытывают сложную пространственно-временную эволюцию. Во-первых, это - циклоническое вращение (против часовой стрелки) пар аномалий противоположных знаков (диполей) вокруг общего центра, во-вторых - изменения их формы, размеров и интенсивности. При подходе к берегу аномалии как бы растекаются вдоль него. Например, положительная аномалия южнее Крыма в январе (рис. 3.4,а) при смещении на юг к Анатолийскому берегу в апреле оказалась захваченной им (рис. 3.4,г). В это же время несколько восточнее от Анатолийского берега отделилась отрицательная аномалия, площадь и интенсивность которой к апрелю значительно возросли. Следовательно, можно предположить, что на определенных этапах своего группового циклонического вращения аномалии солёности захватываются берегом, распространяются вдоль него, а затем уходят в открытое море.

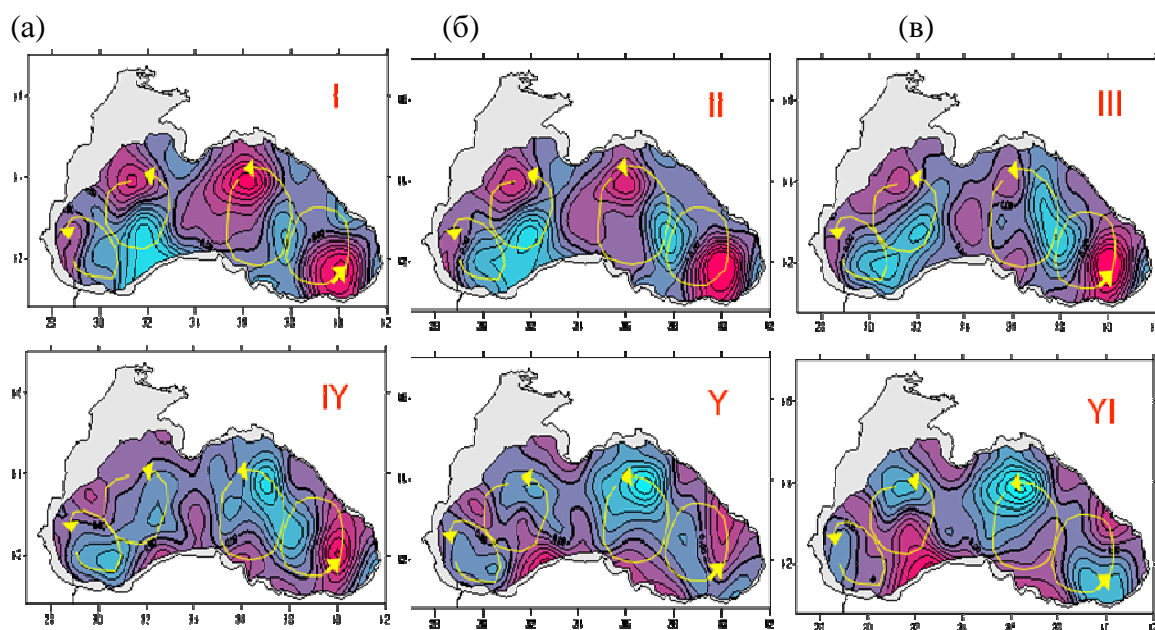


Рис. 3.4. Поля аномалий солёности (‰) вод Черного моря на горизонте 100 м относительно суммы годового среднего и 1-й ЭОФ в январе, феврале, марте, апреле, мае и июне. Дискретность изолиний - 0.05‰. Положительные аномалии показаны красными оттенками, отрицательные – голубыми, жирная линия – нулевая аномалия. Жёлтые линии со стрелками – траектории фазового смещения суббассейновых аномалий солёности.

Эволюция аномалий во второй половине года практически идентична показанной на рис. 3.4, но с противоположным знаком. Например, отрицательная аномалия южнее Крыма в июне (рис. 3.4,е) во второй половине года имеет почти такую же судьбу, как и положительная аномалия в январе (рис. 3.4,а). Быстрые уменьшения и увеличения размеров и интенсивности аномалий свидетельствуют в пользу их планетарно-волновой природы. Длина волны вдоль траектории центров аномалий, образующих дипольную пару, составляет около 350 км, средняя фазовая скорость циклонического перемещения около 1.0 км сут^{-1} . На вдольбереговых участках траектории фазовая скорость аномалий возрастает в несколько раз, в центре моря – многократно уменьшается. Существуют довольно многочисленные литературные свидетельства (по результатам модельных, спутниковых и др. исследований) существования в Черном море, а также в других глубоких внутренних морях, такого рода суббассейновых неоднородностей (СБН) гидрологических полей и связанных с ними циркуляционных образований, обладающих чертами планетарно-волновой динамики.

3.1.2. Термодинамические воздействия

В связи с тем, что Черное море находится на границе субтропической и умеренной климатических зон Северного полушария, поток тепла через его поверхность существенно различается в меридиональном направлении. В климатическом режиме южнее 44°с.ш. море за год получает тепло из атмосферы (до 1000 МДж м^{-2} у южного берега), севернее теряет его (до -3000 МДж м^{-2} у северо-восточного берега). Теплоотдача начинается в сентябре и достигает максимума в ноябре-январе (рис. 2.8). Уже в феврале южнее 43°с.ш. она близка к нулю, а в марте имеет место только севернее 44°с.ш.

Зимняя температура воздуха над морем – наиболее массовый косвенный показатель теплового воздействия на него атмосферы. В климатическом аспекте важна осенне-зимняя сумма суточных отрицательных температур – так называемый индекс суровости зим. Их многолетняя изменчивость представлена, соответственно на рис. 5,в и 5,г.

Ряд зимних аномалий температуры воздуха представлен на рис. 3.5,в.

Суммарный за год поток тепла через поверхность Черного моря начал весьма быстро возрастать от отрицательного -400 МДж м^{-2} в 1975 г. до положительного 800 МДж м^{-2} в 1985 г. Этот прирост был целиком обусловлен тепловыми процессами на поверхности Черного моря в весенне-летнем полугодии.

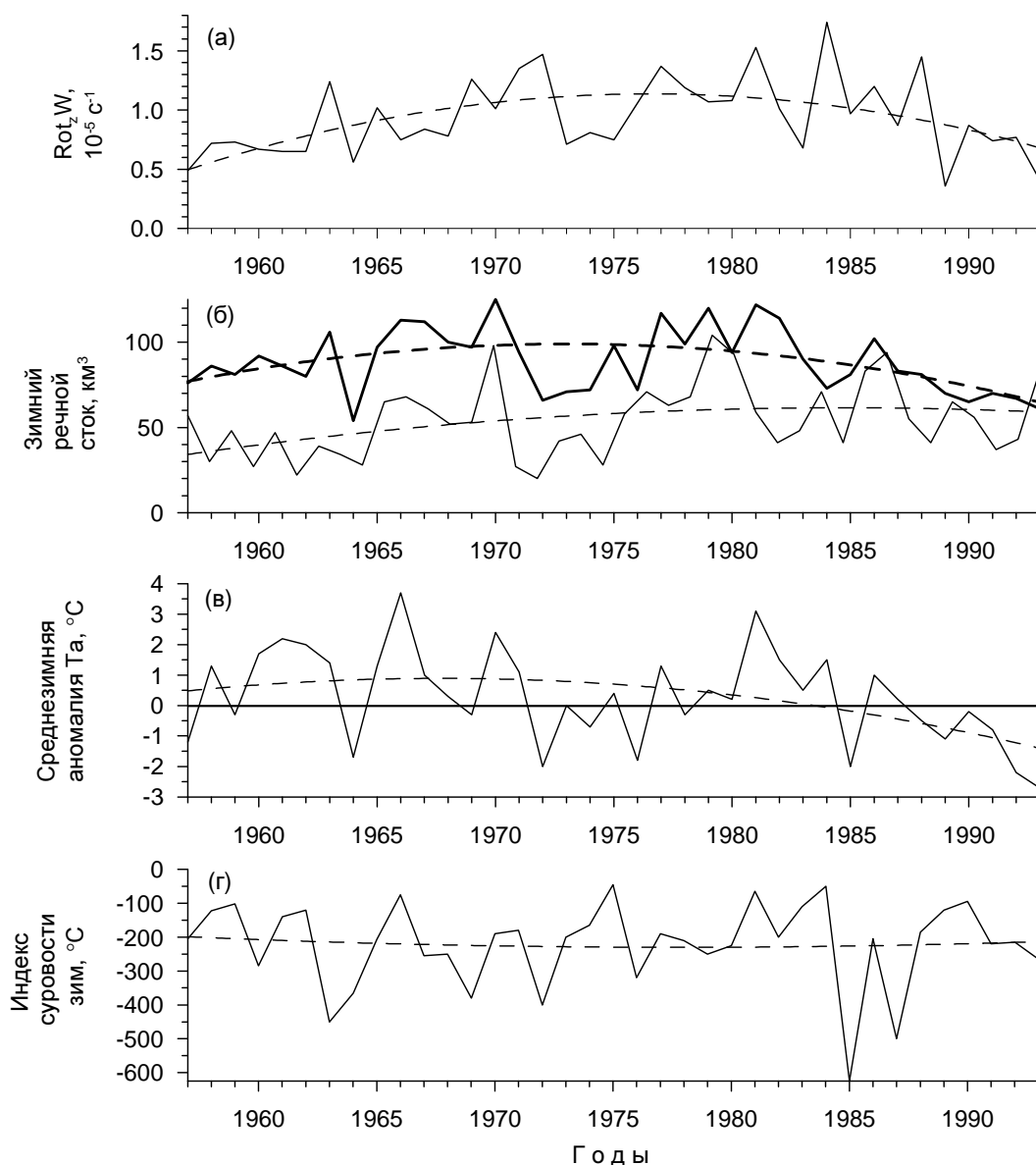


Рис.3.5. Многолетняя изменчивость зимних значений показателей внешних воздействий на термохалинную структуру вод Черного моря: (а) относительной завихренности ветра (10^{-6} c^{-1}), (б) речного стока (верхняя кривая) и разности осадки-испарение (нижняя кривая) (км^3), (в) аномалии температуры воздуха ($^{\circ}\text{C}$), (г) индекса суровости зим ($^{\circ}\text{C}$ сут).

Климатические приходно-расходные компоненты внешнего пресноводного бюджета Черного моря составляют около $800 \text{ км}^3/\text{год}$, т.е. лишь 0.15% объема его вод (около $5.5 \times 10^5 \text{ км}^3$). В приходной компоненте на долю речного стока приходится около 340 км^3 (42%), осадков - 240 км^3 (30%), притока вод из Азовского моря - 50 км^3 (6%), из Мраморного моря - 180 км^3 (22%). Расходная компонента состоит из испарения ($380\text{-}400 \text{ км}^3$, 49%), стока вод в Мраморное ($370\text{-}385 \text{ км}^3$, 47%) и Азовское (30 км^3 , 4%) моря. Результирующий приток пресных вод за год составляет 196 км^3 . Он должен компенсироваться климатическим превышением расхода Верхнебосфорского течения над Нижнебосфорским, что близко к известным отечественным оценкам, но существенно расходится с зарубежными.

Западнее 36° в.д. за год опресняется только полоса моря южнее 42.5°с.ш., восточнее – большая часть акватории за исключением Кавказско-Керченской прибрежной полосы шириной около 50-75 км. Наибольшие потери влаги в атмосферу приходится на северо-западные приустьевые и прикерченский районы, где максимален приток пресной воды с речным стоком и азовоморскими водами, соответственно.

Характеры многолетней изменчивости зимнего речного стока и разности осадки-испарение в Черном море (рис. 3.5,б) с середины 1970-х гг. стали не только разными, но и практически противофазными. Зимний речной сток к середине 1990-х гг. уменьшился почти вдвое, а разность осадки-испарение возросла в значительной степени компенсируя негативный эффект стока. Таким образом, районы Черного моря, не испытывающие речного влияния, в этот период опреснялись и плавучесть верхнего слоя вод в них возрастала. Суммарный за год приток пресных вод в Черное море в 1978-1995 гг. был почти в 1.5 раза выше (таблица 3.1), чем в предыдущие 50 лет. Это обстоятельство имеет особо важное значение для интерпретации многолетней эволюции состояния вод холодного промежуточного слоя (ХПС) Черного моря.

В верхнем слое Черного моря, толщиной 30-50 м, подверженном непосредственному влиянию термодинамических потоков (тепла и влаги) через поверхность, устья рек и проливы, главными сезонными термохалинными процессами являются зимнее обновление холодных промежуточных вод, весеннее формирование и осеннее разрушение сезонного пикноклина. Сезонный сигнал в солености верхнего слоя Черного моря проявляется в ее сравнительно слабом уменьшении летом в интервале глубин от 0 до 30 м (рис. 5,в,г). Лишь в приустьевых областях это уменьшение в несколько раз больше вследствие близости к основному источнику опреснения вод - речному стоку.

Таблица 3.1

Средние значения ± стандартные отклонения компонентов пресноводного бюджета Черного моря (км³/год) за разные интервалы лет.

Интервалы лет	Речной сток	Осадки	Испарение	Сумма
1923 - 1998 гг.	336.4 ± 55.2	241.2 ± 42.1	-379.2 ± 83.8	217.5
1970 - 1977 гг.	347.4 ± 65.3	251.8 ± 29.9	-392.1 ± 49.1	207.1
1978 - 1995 гг.	329.3 ± 53.6	262.0 ± 49.1	-309.2 ± 29.7	282.1

3.2. Каспийское море

3.2.1 Гидродинамические воздействия

Характер поля ветра над Каспийским морем в основные сезоны года (зимой и летом) более изменчив, чем над Черным морем. В холодное полугодие (с ноября по апрель) Каспий находится на юго-западной периферии Азиатского (Сибирского) барического максимума, что обуславливает явное преобладание ветров восточных румбов над большей частью его акватории (рис. 6,а). Такой режим нарушается при вторжениях атлантических и средиземноморских циклонов с ветрами, обычно достигающими штормовой силы.

Весной и летом Каспий находится на восточной периферии полосы повышенного давления, простирающейся от Азорского барического максимума. В этот сезон здесь явно преобладают ветры северных румбов (рис. 6,б), наиболее сильные в июне-июле. Северный перенос воздушных масс усиливается локальным понижением давления над разогретыми пустынными областями суши к востоку от моря.

Циклоническая активность летом невелика. Однако, поскольку скорость летних северо-западных и северных ветров максимальна в открытом море, у восточного побережья моря в это время преобладает приток циклонической завихренности от ветра, а в западной части моря – антициклонической (рис. 4,б). Апвеллинговая (даунвеллинговая) ориентация ветра у восточного (западного) берега значительно усиливает динамический эффект его завихренности.

(а)

(б)

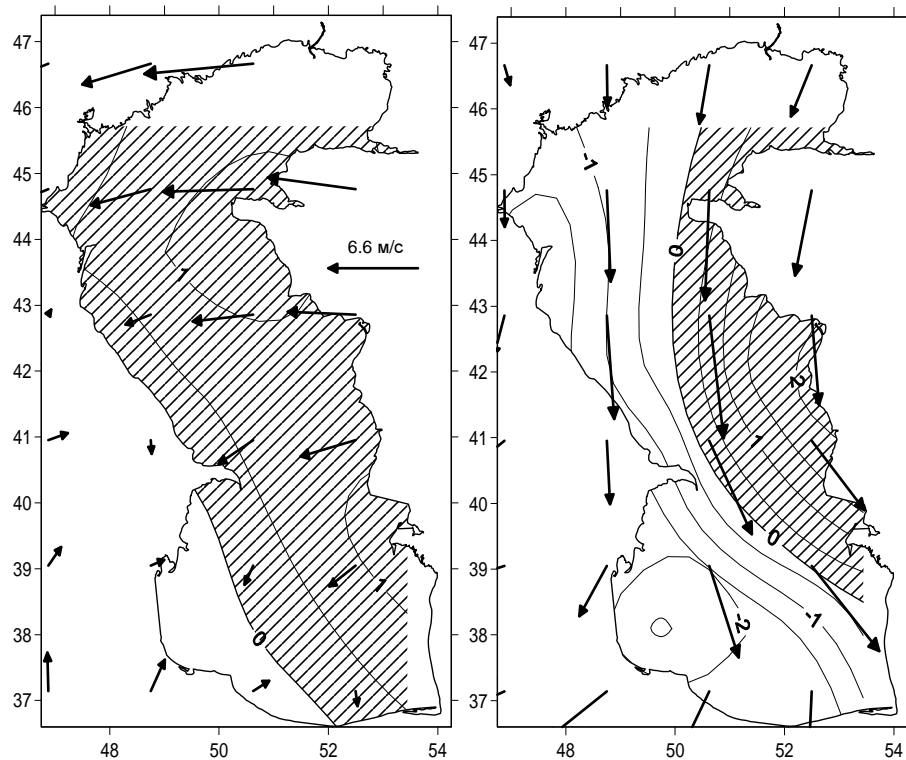


Рис. 3.6. Примеры характерных полей векторов ветра (м с^{-1}) и его относительной завихренности (изолинии, 10^{-5} с^{-1}) над Каспийским морем: (а) зимой (февраль, 1988 г.) и (б) летом (июль, 1977 г.) по данным реанализа NCEP/NCAR. Заштрихованы области циклонической завихренности.

Наиболее значимая тенденция в завихренности ветра – уменьшение ее положительных значений зимой и рост отрицательных значений летом в Среднем Каспии (рис. 3.7, в, г). Вместе с тем, заметный на рис. 7, в многолетний поворот летнего ветра от северо-восточного направления в 1960-х гг. к север-северо-западному после 1977 г. проявился в усилении апвеллинга у восточного берега в 1978-1986 гг.

(а)

(б)

(в)

(г)

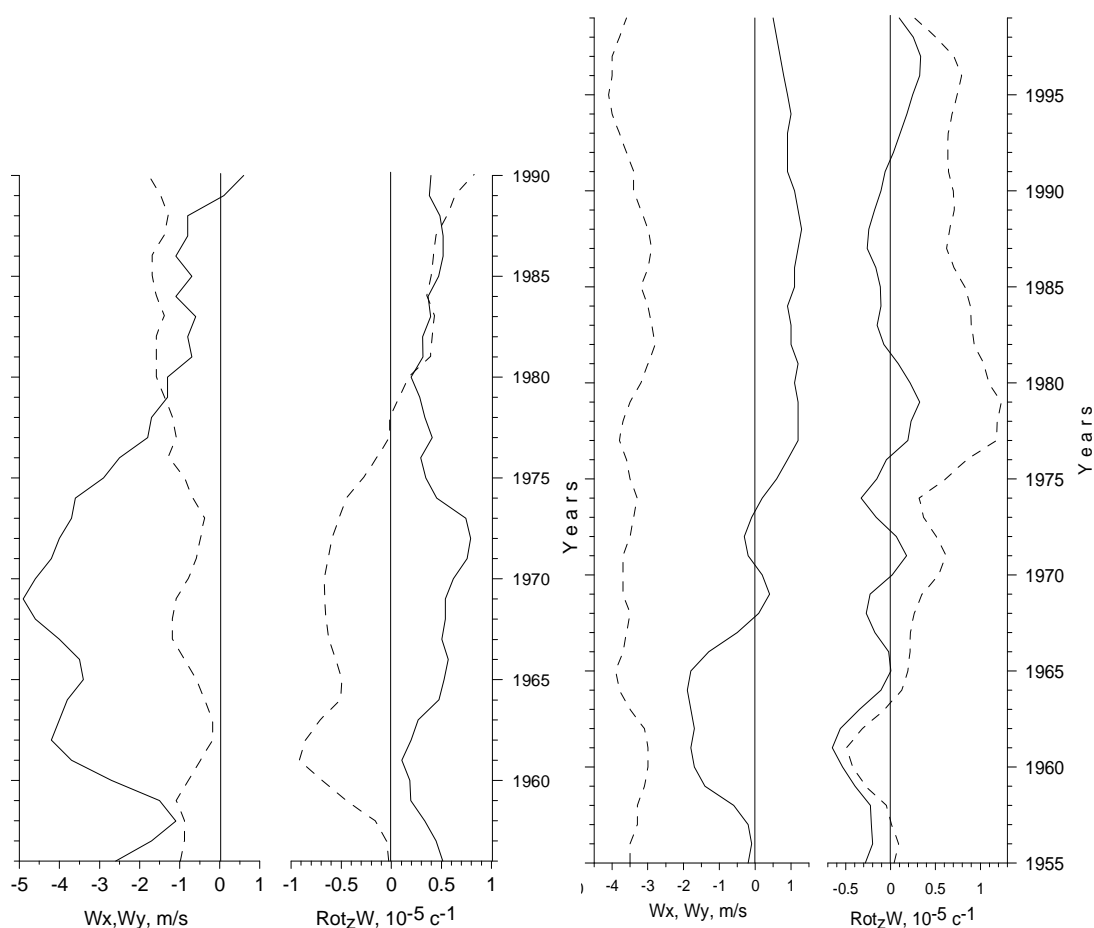


Рис. 3.7. Многолетняя изменчивость средних зональной (W_x , сплошные линии) и меридиональной (W_y штриховые линии) компонентов ветра (а, в, $m\ c^{-1}$) и относительной завихренности ветра ($Rot_z W$, $10^{-5}\ c^{-1}$) в Южном (сплошная линия) и Среднем (штриховая линия) Каспии (б, з) в феврале (а, б) и августе (в, з).

Годовая эволюция суббассейновых аномалий температуры в Каспийском море имеет сложный волновой характер (рис. 3.8), а её основные черты во многом совпадают с основными чертами аналогичных по масштабам аномалий солёности в Чёрном море. Исключение составляет лишь их групповая структура, которая в Чёрном море образует несколько локальных центров вращения, а в Каспийском море вращение происходит вокруг единого общего центра и охватывает практически всю площадь среднего и южного Каспия. В мелководном северном Каспии подобные образования не формируются.

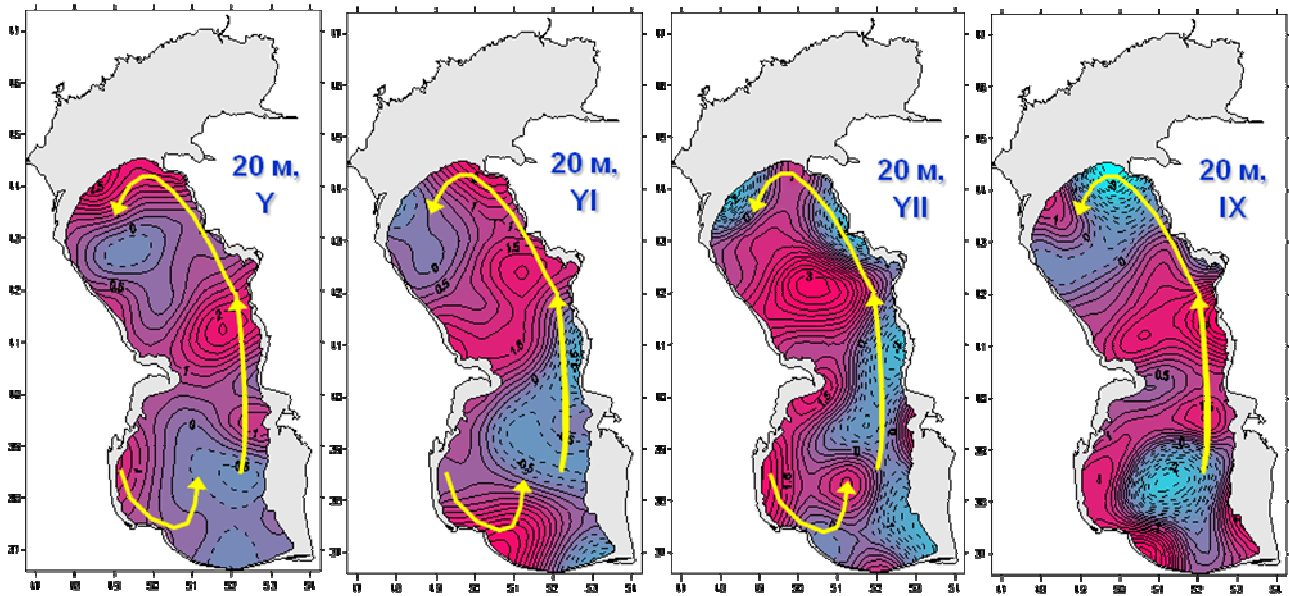


Рис. 3.8. Эволюция суббассейновых аномалий температуры в Каспийском море в период нагревания поверхности (май – сентябрь), горизонт 20 м.

3.2.2 Термодинамические воздействия

Несмотря на более внутриматериковое положение и квазимеридиональную ориентацию Каспийского моря поток тепла через его поверхность отличается значительно меньшей зональностью, чем в Черном море. Так, зимой явный максимум теплоотдачи в атмосферу (до -900 МДж м^{-2} в январе) расположен вдоль восточного берега Каспия несколько севернее Апшеронского порога. Летом же именно здесь имеет место столь же четкий максимум притока тепла (до 700 МДж м^{-2} в июле). Таким образом, восточную вдольбереговую зону Каспия между 39° и 44° с. ш. можно считать энергоактивной зоной с точки зрения термодинамического взаимодействия с атмосферой. Климатический годовой цикл потока тепла через поверхность Каспия близок к черноморскому, отличаясь несколько большей амплитудой вследствие отмеченного выше его более внутриматерикового положения.

Важным показателем многолетних вариаций теплообмена Каспия с атмосферой служит индекс суровости зим, отражающий фоновые условия осенне-зимней конвективной и склоновой вентиляции глубинных вод моря. Его среднемноголетнее за 1956-2000 гг. значение составило $-435 \pm 43 \text{ }^\circ \text{С сут}$, размах значений от $-170 \text{ }^\circ \text{С сут}$ до $-890 \text{ }^\circ \text{С сут}$. Статистически значимые тенденции и периодичности в многолетней изменчивости суровости зим отсутствуют. Можно говорить лишь о некотором смягчении зим в 1980-1990-х гг. (среднее значение индекса суровости $-402 \pm 36 \text{ }^\circ \text{С сут}$) по сравнению с 1960-1970-ми гг. ($-472 \pm 45 \text{ }^\circ \text{С сут}$).

Поток пресной воды через внешние границы Каспийского моря определяется , прежде всего, соотношением между речным стоком (300 км³/год в среднем за 1900-1990 гг.) и испарением с поверхности моря (-376 км³/год). Атмосферные осадки (76 км³/год), подземный сток (4 км³/год) и отток вод в зал. Кара-Богаз-Гол (13 км³/год) составляют незначительную часть внешнего пресноводного бюджета Каспия. Воздействие его компонент весьма различно в пространстве и времени. Речной сток локализован, главным образом, вдоль западного побережья от дельты Волги до устья Куры. Часть волжского стока поступает на восточное мелководье Северного Каспия.

В течение года до 40% речного стока поступает в Каспийское море в мае-июне на остальные (меженные) месяцы приходится по 5-8%. Как и в Черном море, области распространения речных вод на Каспии отличаются повышенным испарением именно во время максимума речного опреснения, т.е. весной и летом. В частности, в мае-сентябре с поверхности Северного Каспия испаряется до 70% годового объема этой компоненты водного баланса.

Внутригодовое распределение атмосферных осадков противоположно испарению - 65% их годового количества поступает в море в ноябре-апреле.

Межгодовые вариации компонент пресноводного бюджета Каспия особенно велики у речного стока (таблица 2). Наименее заметна изменчивость осадков. Следует отметить смену знака пресноводного баланса в период с 1970 – 77гг, совпадающий по времени с режимным сдвигом ветровой циркуляции.

Таблица 3.2

Средние значения ± стандартные отклонения компонент пресноводного бюджета Каспийского моря (км³/год) за разные интервалы лет.

Интервалы лет	Речной сток	Осадки	Испарение	Сумма
1900 - 1996 гг.	298.7 ± 50.7	73.7 ± 15.0	-370.5 ± 35.4	1.9
1970 - 1977 гг.	240.4 ± 32.8	79.3 ± 11.0	-333.8 ± 17.5	-14.1
1978 - 1995 гг.	309.2 ± 42.4	86.2 ± 12.3	-352.7 ± 30.7	42.7

Так, среднегодовой сток Волги изменялся в 1900-1990 гг. от 150 до 350 км³/год (т.е. на 145%). Особенно существенные изменения внешних термогидродинамических воздействий на Каспийское море происходили во время названного выше режимного сдвига 1976-1978 гг. Эти годы характеризовались

значительным увеличением притока речных вод в Каспий, уменьшением суровости зим и интенсификацией атмосферного переноса на юго-восток, благоприятствующего развитию апвеллинга вдоль его восточного берега.

В целом, результаты анализа сезонной и многолетней изменчивости внешних атмосферных воздействий на Черное и Каспийское моря показывают, что они представляют собой мощный фактор формирования соответствующих (сезонных и многолетних) сигналов в изменчивости термохалинной структуры их вод, в т.ч. резких (сдвиговых) изменений многолетних гидрологических режимов.

3.3. Азовское море.

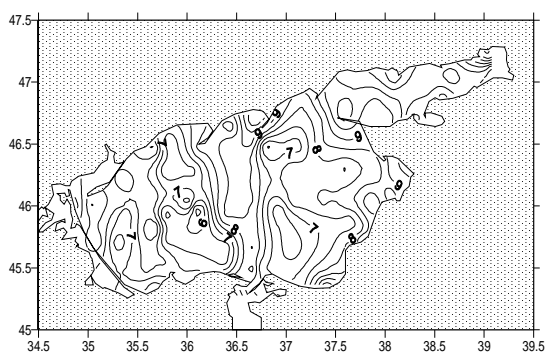
В связи с тем, что Азовское море во многих отношениях (горизонтальные размеры, глубина и т.д.) сильно отличается от Черного и Каспийского морей, характер сезонной эволюции термохалинных полей здесь существенно иной. Небольшое число наблюдений в ледовый период (январь-март) не позволило получить достоверных зимних полей температуры и солёности. Основным объектом анализа является поверхностный слой Азовского моря.

Климатические поля температуры воды поверхностного слоя Азовского моря представлены на рис. 3.9,а,в,д. Отметим выраженную неоднородность пространственного распределения температуры и преимущественно меридиональную вытянутость изотерм весной и летом.

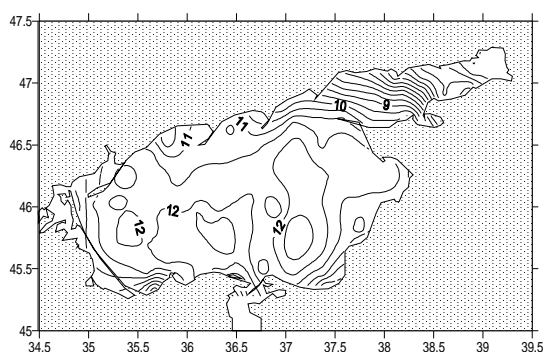
Климатические поля солёности Азовского моря (рис. 3.9,б,г,е) имеют более крупномасштабную и стабильную в течение года структуру, по сравнению с температурными. В этом наблюдается аналогия с черноморскими полями, что обусловлено сходством причин (наличием стационарных источников распреснения и осолонения вод).

Наименее солёные воды во все сезоны расположены в Таганрогском заливе, наиболее солёные - в районе Керченского пролива. Наибольшей сезонной динамикой обладает положение изогалины 12 ‰. Весной область вод с солёностью

а)



б)



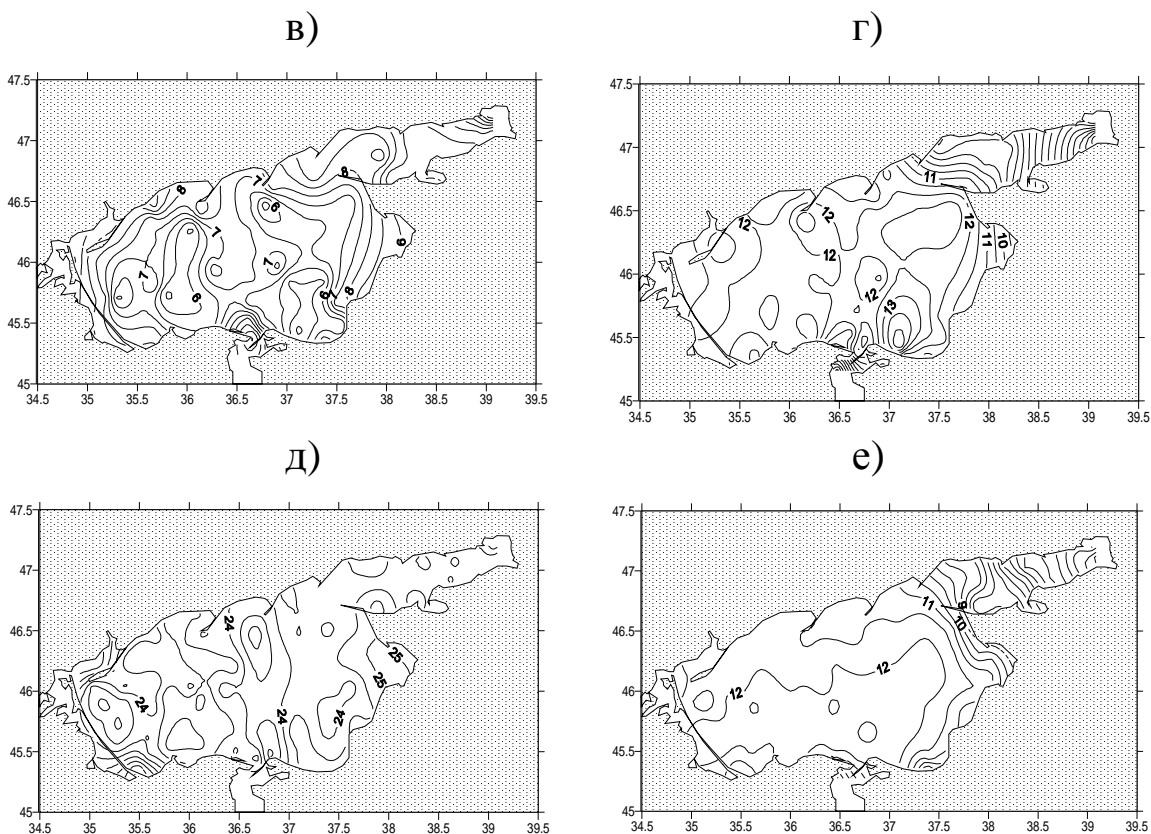


Рис.9. Климатические поля температуры ($^{\circ}\text{C}$) (а, в, д) и солёности (‰) (б, з, е) воды поверхностного слоя Азовского моря в апреле (а, б), июле (в, з) и октябре (д, е). Дискретность изолиний 0.5°C .

более 12 ‰ составляет не более 20% площади моря (см. рис. 9,б). К осени такие воды занимают практически всю основную акваторию Азовского моря (см. рис. 9,е). Вместе с тем, распространение вод с солёностью более 13 ‰ ограничено только причерноморским районом.

Следует отметить, что в силу мелководности Азовского моря его гидрологическая структура существенно отличается от структуры вод глубоких Чёрного и Каспийского морей. Однако это не так очевидно в отношении уровня Азовского моря. Более того, по крайней мере, фазы аномалий уровней Чёрного и Азовского морей практически совпадают (рис. 3.10). Кроме того, в Азовском море отмечен многолетний тренд повышения уровня, скорость которого в среднем равна, как и в Чёрном море, около 2см/год. На интервале времени от 20-х годов прошлого века до настоящего времени она росла одновременно в обоих морях от 1,83 до 2,3 см/год. Кроме того, синхронный и равный по величине тренд уровня отмечен в Северной Атлантике. Это доказывает, что основные климатические процессы, определяемые долговременным внешним воздействием атмосферы и определяющие водный баланс этих морей, имеют единое крупномасштабное происхождение. Периодический состав многолетних колебаний уровня Азовского моря содержит

максимумы на периодах 8; 5; 4,2; 3,2 и 2,4 года (4,4; 3,2 и 2,4 года в Чёрном море).

Результаты расчётов и анализа данных показали, что короткопериодные колебания уровня Азовского моря имеют в основном характер сейшевых осцилляций. Исключение составляет волна Кельвина с периодом 22,5ч, имеющая циклоническую вращательную составляющую и формируемая, по всей видимости, под воздействием ветра. Основная часть энергии колебаний уровня этого диапазона сосредоточена на суточном периоде.

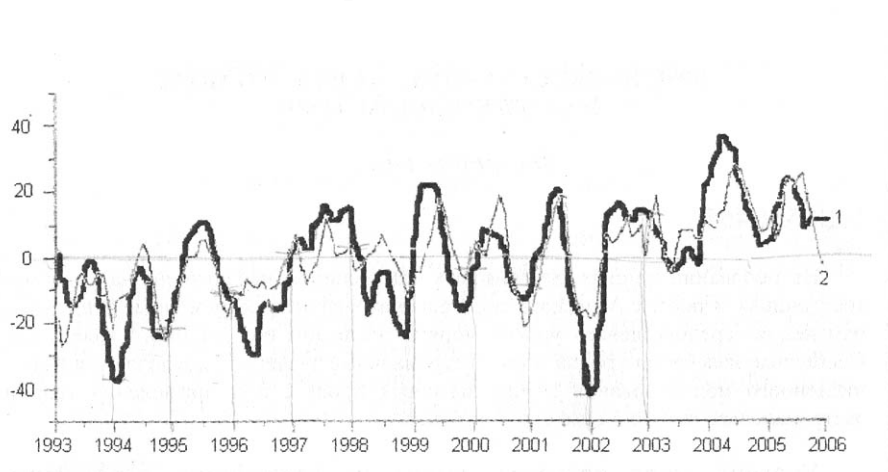


Рис. 3.10. Межгодовая изменчивость аномалий среднемесячного уровня (см) Азовского (1) и Чёрного (2) морей.

4. Последствия климатических сдвигов.

В настоящем разделе подведены итоги представленным выше результатам исследований гидрометеорологических условий в южных морях России. Последствия социально-экономического характера в данном обзоре не приводятся.

4.1. Климатический годовой цикл

4.1.1 Черное море.

Термохалинная (Т,S) структура вод Черного моря состоит из нескольких характерных слоев различной толщины (сверху вниз): верхнего квазиоднородного (ВКС), сезонного пикноклина (СП), холодного промежуточного (ХПС), основного пикноклина, изотермического промежуточного, наиболее мощного по вертикали глубинного слоя с медленным увеличением температуры и солености с глубиной и придонного квазиоднородного слоя. Основные черты этой структуры обусловлены очень слабым вертикальным турбулентным обменом Т,S-свойствами между опресненной поверхностной и холодной промежуточной водными массами с одной стороны и значительно более соленой глубинной водной массой, с другой стороны.

Сезонная изменчивость верхнего деятельного слоя, включающего ВКС, СП и ХПС, обусловлена соответствующими вариациями потоков тепла и влаги через поверхность моря и речного стока. Вентиляция вод деятельного слоя Черного моря вследствие осенне-зимней теплоотдачи ограничена снизу основным пикноклином. Находящийся в верхней части пикноклина холодный промежуточный слой в суровые зимы обновляется на значительной части акватории моря, в остальные годы – в отдельных областях над шельфом и склоном его западной половины моря. Речной сток играет значительную роль в сезонной изменчивости солености вод главным образом прибрежной зоны Черного моря, в его центральной области преобладает роль разности осадки-испарение, положительной в холодное полугодие и отрицательной в теплое.

Сезонная изменчивость основного пикноклина Черного моря, имеющего куполообразную форму, вызывается внутригодовыми изменениями потока относительной завихренности ветра. Реакция основного пикноклина на годовой цикл потоков импульса и завихренности от ветра проявляется в виде суперпозиции двух основных мод – крупномасштабного стоячего колебания, выражающегося в зимнем увеличении и летнем уменьшении высоты купола, и суббассейновых гибридных Россби - береговых захваченных волн, образующих квазигеострофические циклонические амфидромические системы.

Обусловленная структурой основного пикноклина общая циркуляция Черного моря (ОЦЧМ) в верхнем 500-метровом слое состоит из Основного

черноморского течения (ОЧТ), циклонически направленного вдоль всего материкового склона, нескольких суббассейновых циклонических круговоротов в его глубоководной области, количество и положение которых меняется в течение года, а также нескольких прибрежных антициклонических вихрей, существующих в фиксированных областях между ОЧТ и берегом по 5-9 месяцев в году. Зимой и в начале весны поверхностная ОЦМ наиболее интенсивна и в ней преобладают крупномасштабные черты (стабильное струйное ОЧТ). Летом и в начале осени ОЦМ ослабевает в 1.5-2 раза и испытывает дезинтеграцию, соответствующую преобладанию в это время суббассейновых неоднородностей планетарно-волнового характера и сильно меандрирующего ОЧТ, которое активно генерирует среднемасштабные вихри.

В ядре ОЧТ шириной 30-50 км в верхнем 100-м слое средние зимне-весенние скорости по данным прямых наблюдений и диагностических расчетов составляют 0.30-0.80 м/с (максимальные до 1.20 м/с). На горизонтах 200-250 (500) м они уменьшаются в 2-4 (в 10 и более) раза. Летне-осеннее ОЧТ шире и медленнее в 1.5-2 раза. Ниже 500 м ОЦМ изучена очень слабо, она значительно отличается от поверхностной низкими средними скоростями (не более 0.01-0.03 м/с) и преобладанием среднемасштабных неоднородностей с антициклонической завихренностью; «мгновенные» скорости здесь достигают 0.30-0.40 м/с лишь благодаря короткопериодным (инерционным и др.) движениям.

4.1.2 Каспийское море.

T,S-структура вод Каспийского моря характеризуется значительной горизонтальной и вертикальной неоднородностью, а также сезонной изменчивостью лишь в верхнем деятельном 100-м слое для температуры и 20-м слое для солености. Зимой они квазиоднородны по вертикали, летом в подповерхностном слое формируется интенсивный термоклин. В горизонтальной плоскости зимой температура уменьшается с юга на север на 10°C, летом – с запада на восток на 4-6°C. Соленость круглый год возрастает с запада на восток приблизительно на 0.5‰. Наибольшая пространственная неоднородность и сезонная изменчивость T,S-характеристик наблюдается в приустьевых областях Каспийского моря (рек Волги, Куры и др.), а также в области летнего апвеллинга у восточного берега Среднего Каспия. Ниже деятельного слоя стабильный пикноклин в Каспийском море отсутствует, температура и соленость квазиоднородны круглый год, соответственно, в пределах 4.5–7°C и 12.7–13.0‰.

В 1980-1990 гг. в результате повышенного притока пресных вод в глубоководной части Каспийского моря сформировалась устойчивая (хотя и слабая) вертикальная соленостная стратификация взамен ранее имевшей место вертикальной квазиоднородности солености, что привело к уменьшению толщины и увеличению интенсивности весенне-летнего термоклина, однако горизонтальная

термохалинная структура Каспия сохранила свои прежние крупномасштабные черты.

В связи с отсутствием крупномасштабного стабильного основного пикноклина общая циркуляция вод Каспийского моря не имеет крупномасштабной моды и состоит только из суббассейновых круговоротов, положение и интенсивность которых меняется в течение года. Как и в Черном море, их сезонная изменчивость имеет планетарно-волновой характер, однако менее регулярный и отчетливый. Особое значение для общей циркуляции вод Каспийского моря летом имеет прибрежный апвеллинг у восточного берега Среднего Каспия, который инициирует циркуляцию вод в соседних областях моря.

4.2. Многолетняя изменчивость

После известного режимного сдвига крупномасштабных процессов в системе Мировой океан – глобальная атмосфера во второй половине 1970-х гг., гидрологические условия в ЮМР находились под влиянием положительного тренда активности западной (W) формы крупномасштабной атмосферной циркуляции (по классификации Вангенгейма). С середины 1990-х гг. по настоящее время наблюдалась относительная стабильность макропроцессов, по своему характеру близкая к состоянию, имевшему место в начале XX века.

Основными следствиями этой тенденции были: повышение повторяемости западных ветров и притока пресных вод, уменьшение континентальности климата (прежде всего, суровости зим) на акваториях и в водосборных бассейнах ЮМР.

Реакция гидрологических условий ЮМР на эти внешние воздействия была вполне отчетливой во времени, с некоторыми пространственными вариациями в характере и интенсивности, обусловленными региональными особенностями климата их бассейнов.

С конца 1970-х гг. до середины 1990-х гг. средний уровень поверхности ЮМР повышался, в особенности в Каспийском море (на 2 м), поверхностная соленость и зимняя поверхностная температура воды – уменьшались, а летняя поверхностная температура повышалась.

Особенно отчетливыми гидрологические тенденции конца 1970-х – начала 1990-х гг. были в Каспийском море вследствие его замкнутости и наибольшей континентальности климата. Они привели к смене типа термохалинной (плотностной) стратификации его вод с субтропического (термически устойчивой стратификации весной-летом и неустойчивой осенью-зимой) на субполярный (круглый год устойчивой по солености).

Эти тенденции способствовали почти двукратному увеличению статической (плотностной) устойчивости вод в верхнем (сезонном) пикноклине

Черного моря и ее более чем двукратному росту во всей толще вод Каспийского моря, что привело к блокированию вентиляции вод глубоководных котловин Каспия, почти полному исчезновению в них растворенного кислорода и ухудшению снабжения поверхностных слоев биогенными веществами из нижележащих слоев. Аналогичные тенденции ухудшения придонного кислородного режима и экологической ситуации в целом наблюдались и на обширных мелководных шельфах ЮМР летом – в период воспроизводства и созревания личинок и молоди рыб.

Рост статической устойчивости вод в ЮМР привел к уменьшению толщины их верхнего перемешанного слоя, глубины залегания и интенсификации сезонного термоклина, ослаблению в нем вертикального турбулентного перемешивания и повышению термоизоляции выше- и нижележащих слоев, вследствие чего поверхностные воды ЮМР летом стали прогреваться больше, а подповерхностные – меньше, что еще больше усиливало плотностную стратификацию вод.

Усиление циклонической завихренности ветра над Чёрным морем привело к интенсификации (на 30-50%) вдольбереговой фронтальной зоны в его главном пикноклине и связанного с ней ОЧГ. Это способствовало повышению динамического давления на прибрежную зону и уменьшение ее боковой вентиляции при водообмене с открытым морем.

В Каспийском море выявлено почти 2-х кратное ослабление зимнего переноса вод с юга на север и летнего переноса с севера на юг вследствие уменьшения скоростей ветра. Первая из этих тенденций благоприятна для зимней вентиляции вод Среднего Каспия, вторая создает условия для летнего перегрева, повышенного испарения и осолонения поверхностных вод Южного Каспия.

Существенно различались в южных морях и многолетние тенденции интенсивности волнения. Интенсивность ветрового волнения в Черном море в 1990-2005 гг. повсеместно возрастала, особенно в его восточной половине, и в частности, у российских берегов. В Каспийском море в последние десятилетия она не имела статистически значимых изменений.

Описанные гидрологические условия в ЮМР относительно стабильны с середины 1990-х гг. до настоящего времени. Вместе с тем, в последние годы в ЮМР все чаще наблюдается летний перегрев поверхностных вод, когда среднемесячная температура воды превышает 25°C (1999, 2001, 2005, 2007, 2009-2010 гг.). При этом резко повышается уровень эвтрофикации морских вод, ухудшается их кислородный режим и санитарное состояние, что негативно сказывается на жизнедеятельности гидробионтов, эффективности рыбного промысла и здоровье населения прибрежных зон ЮМР.

Такие ситуации сами по себе вполне можно классифицировать как опасное гидрометеорологическое явление. Кроме того, они делают поверхностный слой

ЮМР особенно уязвимым к антропогенному воздействию любого рода, особенно к загрязнению вод. В связи с увеличением в последние годы интенсивности различной морской деятельности в российских прибрежных зонах, особенно в Черном море, это создает серьезный фактор риска для экосистем ЮМР.

Оценки возможных в ближайшие 10 лет гидрологических условий в ЮМР исходят из официальных прогнозов климата России, представленных в Оценочном докладе об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации (2008), в котором для бассейнов рассматриваемых морей в 2010-е гг. предполагается увеличение температуры воздуха приблизительно на 1°С и годового притока пресных вод на 4-5%. Оба прогнозируемые изменения должны способствовать сохранению и некоторому развитию описанных выше тенденций гидрологических условий в ЮМР, т.е. усилению устойчивости плотностной стратификации их вод, ослаблению вентиляции промежуточных и глубинных слоев, летнему перегреву поверхностных слоев и ухудшению экологического состояния всей водной толщи. В следующее десятилетие (2020-е гг.) предполагается уменьшение пресноводного притока. Возможно, что его масштабы и последствия будут аналогичны имевшим место в 1930-х гг. Не исключено и более раннее время наступления очередного режимного сдвига в крупномасштабных гидрометеорологических процессах.

Вместе с тем, следует принимать во внимание возможность генерации внутренних механизмов отрицательных обратных связей в ЮМР, которые могут существенно модифицировать их гидрологическую реакцию на внешние воздействия. Возможно, об этом свидетельствуют резкие изменения структуры и термодинамических свойств холодного промежуточного слоя Черного моря в последние годы (2005-2009 гг.) на фоне сохранения низкой солености и высокой устойчивости его вод. Этот и другие вопросы в рамках данной проблемы требуют дальнейших более детальных (в т.ч. модельных) исследований.

Представленное обобщенное описание современных гидрологических условий в ЮМР и их возможных в ближайшем будущем изменений имеет недостаточно полную информационную основу в связи с резким уменьшением количества и качества натуральных наблюдений в них в последние 15-20 лет.

Общее климатическое состояние на глобальном уровне в настоящее время климатологи характеризуют как неустойчивое равновесие. Что касается Южных морей России, то это утверждение в равной степени относится и к климатическому индикатору как уровень Каспийского моря. Колебания среднегодового уровня Каспия в настоящее время имеют амплитуду порядка десятков сантиметров в пределах от – 25 до -26м БС. Климатические прогнозы на ближайшее десятилетие, составленные с использованием различных методик, имеют существенный разброс. Поэтому большое и возрастающее значение приобретают данные сетевых

гидрометеорологических наблюдений, которые необходимы для сравнительного анализа спутниковых наблюдений. И если такие данные по уровню Каспийского моря всё же имеются, то по Чёрному морю они ограничены пределами северной части кавказского побережья. Данные глубоководных наблюдений по всем Южным морям РФ практически отсутствуют. В этой ситуации дальнейшая работа в рамках данной темы в части, касающейся гидрологии вод, будет проводиться на основе результатов оперативного океанографического моделирования. Других альтернатив, к сожалению, не осталось.