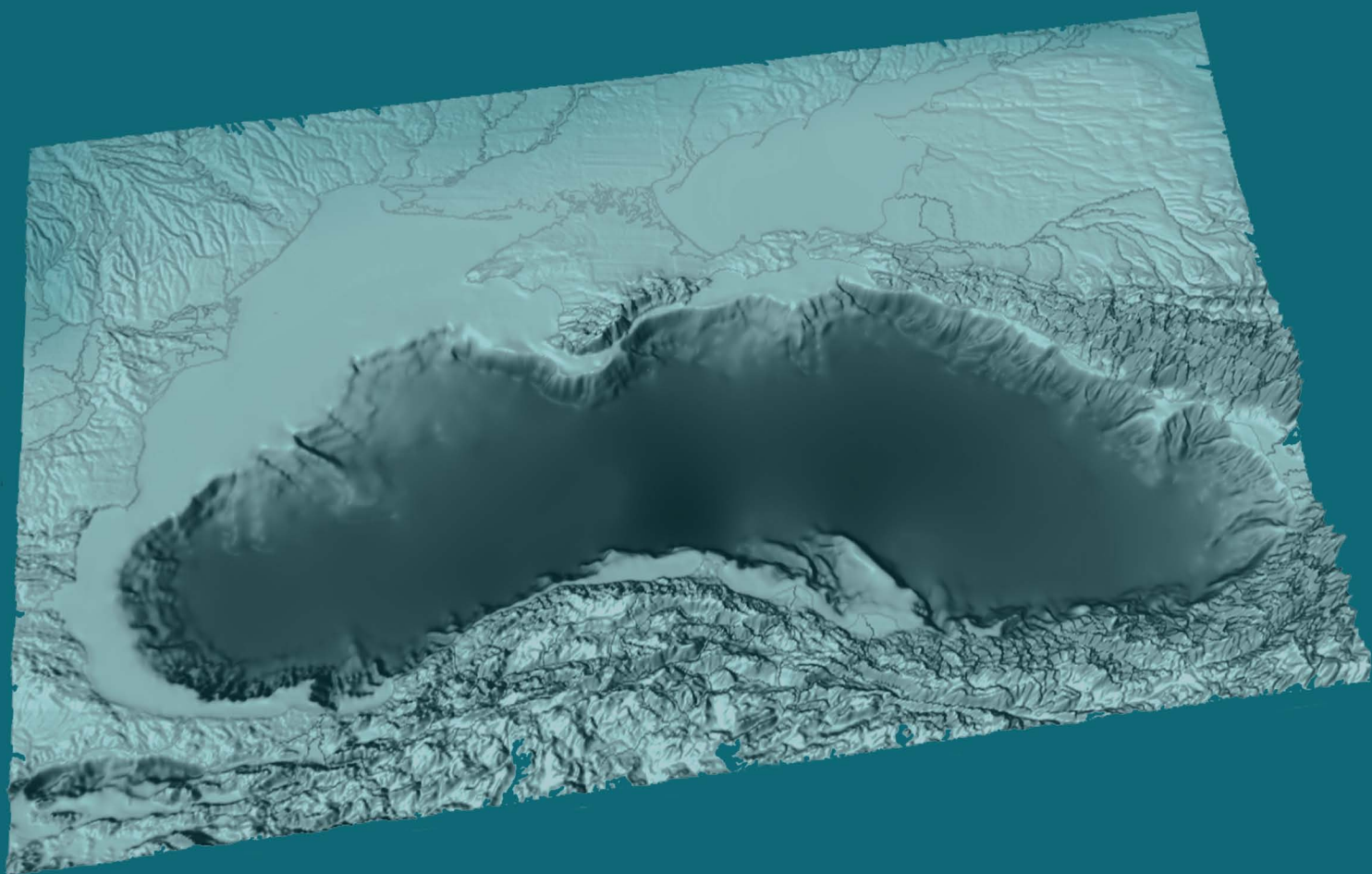


В.А. Иванов
В.Н. Белокопытов

Океанография Черного моря



МОРСКОЙ ГИДРОФИЗИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ
НАЦИОНАЛЬНОЙ АКАДЕМИИ НАУК УКРАИНЫ

*Светлой памяти
Валентина Сергеевича Тужилкина
посвящаем*

В.А.ИВАНОВ, В.Н.БЕЛОКОПЫТОВ

ОКЕАНОГРАФИЯ ЧЕРНОГО МОРЯ

Севастополь
2011

УДК 551.465 (262.5)

Океанография Черного моря / *В.А.Иванов, В.Н.Белокопытов*; НАН Украины, Морской гидрофизический институт. – Севастополь, 2011 – с. 212, табл. 10, ил. 136, библи. 504.

ISBN 978-966-022-6165-5

Монография представляет собой обобщение современного состояния представлений о физической океанографии Черного моря. Основное внимание уделено термохалинной структуре и динамике вод бассейна. Рассматриваются физические процессы и количественные характеристики на масштабах сезонной, синоптической и мезомасштабной изменчивости. Выводы монографии основаны на обширном экспериментальном материале и результатах математического моделирования. Монография рассчитана на широкий круг специалистов, аспирантов и студентов в области океанологии, а также в смежных дисциплинах, связанных с Черным морем.

Oceanography of the Black Sea / *Ivanov V.A., Belokopytov V.N.*; NAS of Ukraine, Marine Hydrophysical Institute.– Sevastopol, 2011.– P. 209, Table 10, Figs 136, Ref. 504.

The monograph is a generalization of up-to-date conceptions on physical oceanography of the Black Sea. The main focus is concentrated on thermohaline structure and sea dynamics. Physical processes and quantitative estimations are considered on mesoscale and seasonal scales. Results and conclusions are based on analysis of extensive observation data and mathematical modeling. The monograph is intended for specialists, graduate and post-graduate students in oceanography, other related sciences and exploring the Black Sea.

Рецензенты:

Профессор Ю.С. Тучковенко

Профессор И.Д. Лоева

Утверждено к печати Ученым советом МГИ НАН Украины

© Морской гидрофизический институт НАН Украины, 2011

© В.А. Иванов, В.Н. Белокопытов, 2011

ISBN 978-966-022-6165-5

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	4
1. Физико-географические особенности	5
1.1 Географическое положение	5
1.2 Рельеф дна	8
1.3 Морфометрия	17
2. Климат, водный и тепловой баланс	19
2.1 Климат	19
2.2 Водный баланс	31
2.3 Тепловой баланс	41
3. Термохалинная структура вод	44
3.1 Температура воды	45
3.2 Соленость воды	56
3.3 Плотность и устойчивость вод	65
3.4 Водные массы	75
3.4.1 Поверхностные водные массы	77
3.4.2 Холодный промежуточный слой	81
3.4.3 Промежуточная и глубинная водные массы	91
4. Циркуляция вод	100
4.1 Общая схема циркуляции	101
4.2 Региональная циркуляция	118
4.2.1 Основное Черноморское течение	118
4.2.2 Циркуляция на северо-западном шельфе	127
4.2.3 Квазистационарные антициклонические вихри	134
5. Синоптическая и мезомасштабная изменчивость	144
5.1 Общая характеристика	144
5.2 Синоптические вихри	152
5.3 Мезомасштабная изменчивость	158
5.3.1 Сейши	158
5.3.2 Длинноволновые движения	164
5.3.3 Инерционные движения	170
5.3.4 Короткопериодные внутренние волны	183
Список литературы	176

ПРЕДИСЛОВИЕ

Черное море – одно из самых изученных морей Мирового океана, в нем были проведены многочисленные морские экспедиции, ему посвящены сотни научных статей и десятки монографий. Тем не менее, после более чем 100-летнего периода исследований, многие вопросы остаются нерешенными.

Последние крупные работы обобщающего характера по океанографии Черного моря [Блатов и др., 1984; Симонов, Альтман и др., 1991] были опубликованы около 20 лет назад. С тех пор был накоплен новый экспериментальный материал, полученный, в том числе, с помощью нового поколения измерительных средств, значительно возросли возможности вычислительной техники, позволяющие широко использовать современные математические модели.

В последние годы было опубликовано несколько работ, выполненных, в основном, нашими зарубежными коллегами, в которых в различной степени обобщаются результаты новых исследований. Настоящая работа предлагает наш взгляд на современное состояние представлений о физической океанографии Черного моря.

Изложение материала ведется в стиле традиционного океанографического описания, поэтому, в первую очередь, рассматриваются материалы натурных исследований. Для работ, связанных с математическим моделированием и теоретическими исследованиями, приводятся лишь основные результаты. Такая манера изложения, по мнению авторов, должна способствовать использованию книги широким кругом специалистов, связанных с Черным морем.

В работе нет специального раздела, посвященного истории океанографических исследований в Черном море, она достаточно полно изложена в таких работах как [Филиппов, 1968; Симонов, Альтман и др., 1991; Иванов В.А, Косарев, Тужилкин, 2004]. Краткий исторический обзор приводится при рассмотрении каждой отдельной темы.

Пространственно-временная изменчивость рассматриваемых природных процессов была заведомо ограничена в основном сезонным, и, в меньшей степени, синоптическим и мезомасштабным диапазонами. Природные процессы, формирующие изменчивость на других масштабах, требуют отдельного рассмотрения. Вклад региональных океанографических факторов становится менее важным и возрастает роль других научных дисциплин.

При изложении материала авторы руководствовались собственным видением региональных особенностей океанологических процессов в Черном море, но старались максимально представить существующее разнообразие мнений по затрагиваемым вопросам.

Глава 1

ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ

Черное море является внутренним морем, самым восточным из морей бассейна Атлантического океана. На юго-западе оно соединяется с Мраморным морем через пролив Босфор, на северо-востоке – с Азовским морем через Керченский пролив. Котловина моря расположена на границе Европейского и Азиатского континентов между юго-восточной частью Европы, полуостровом Малая Азия и Кавказом (рис.1.1.1).

Морфометрия бассейна и рельеф дна являются важными океанографическими характеристиками, т.к. они во многом определяют основные черты термохалинной структуры и циркуляции вод. Наличие глубинных водных масс в бассейне определяется глубиной моря. От объема вод бассейна зависит его теплосодержание и степень воздействия на него атмосферных процессов. От глубины и ширины проливов зависит водообмен с граничащими морями и степень обособленности бассейна. Конфигурация береговой черты, ширина шельфа и континентального склона, форма профиля дна, наличие подводных хребтов, впадин, долин и каньонов влияют на распределение водных масс, направление и скорость течений, а также на положение и интенсивность топогенных вихревых образований и прибрежного апвеллинга. Известно, что районы с большими уклонами дна и граница шельфа представляют собой естественные волноводы для захваченных волн. Крупномасштабные течения во многом следуют топографии морского дна, их устойчивость и интенсивность над континентальным склоном зависят от значений уклона дна.

Морфометрические характеристики и рельеф дна Черного моря подробно рассматриваются в геологической литературе и региональных океанографических описаниях [*Архангельский, Страхов, 1938; Леонов, 1960; Гончаров, 1972, 1978; Симонов, Альтман и др., 1991; Шнюков и др., 1997; Ignatov, 2008*].

1.1 Географическое положение

Географические границы Черного моря ограничены следующими крайними точками: на севере $46^{\circ}38'$ с.ш. (вход в Березанский лиман), на юге $40^{\circ}54'$ с.ш. (у г. Гиресун и г. Сюрмене, Турция), на западе $27^{\circ}27'$ в.д. (Бургасский залив) и на востоке $41^{\circ}47'$ в.д. (у г. Кобулет, Грузия).

Согласно традиционному и современному делению морей и океанов [ИНО, 2002] граница Черного и Азовского морей проходит в Керченском проливе по линии между м. Такиль, юго-восточная оконечность Керченского п-ва (45°06' с.ш., 36°27' в.д.) и м. Панагия, юго-западная оконечность Таманского п-ва (45°08' с.ш., 36°38' в.д.). Граница Черного моря с Мраморным морем проходит в северной части пролива Босфор по линии между м. Румели (41°14' с.ш., 29°07' в.д.) и м. Анадолу (41°13' с.ш., 29°09' в.д.). Таким образом, пролив Босфор относится к Мраморному морю, а Керченский пролив к Азовскому морю.

Наибольшая протяженность моря в широтном направлении от вершины Бургасского залива до г.Кобулету в полосе 42°29' – 41°51' с.ш. составляет 1180 км. Наибольшая ширина моря по меридиану 31°10' в.д. – 615 км, наименьшая ширина моря между м. Сарыч и м. Керемпе – 264 км. Расстояние по линии м. Херсонес – Босфор равно 615 км, по линии Ялта – Батуми составляет 685 км.

Длина береговой линии Черного моря (без лиманов), определенная по морским навигационным картам масштаба 1 : 200 000 оценивается в 4125 км [Джаошвили, 2003], на долю Турции приходится 1450 км, Украины – 1330 км.

В Черном море отсутствуют крупные острова. Самым значительным является о.Змеиный (площадь 1.5 км²), расположенный в 35 км от края дельты Дуная. Меньшими по размерами являются о.Березань (у входа в одноименный лиман) и о.Кефкен (в 93 км восточнее пролива Босфор).

Изрезанность береговой линии Черного моря незначительна. Самыми крупными формами рельефа суши, оказывающими влияние на общую циркуляцию моря, являются Крымский п-ов и северный выступ Анатолийского п-ова между г.Эрегли и г.Гиресун. Небольшие полуострова, такие как Тарханкутский, Инджебурун (Синопский), Ясун, Гераклеийский, дельты р. Кизил-Ирмак и р. Ешил-Ирмак, м. Калиакра, м. Меганом оказывают влияние на циркуляцию вод в прибрежной зоне моря. Наиболее крупные заливы: Одесский, Каркинитский, Каламитский, Феодосийский, Синопский, Бургасский, Варненский, бухты Самсун, Севастопольская, Новороссийская, Геленджикская (рис. 1.1.2) имеют свои особенности гидрологического и гидродинамического режима, связанные с их морфологией.

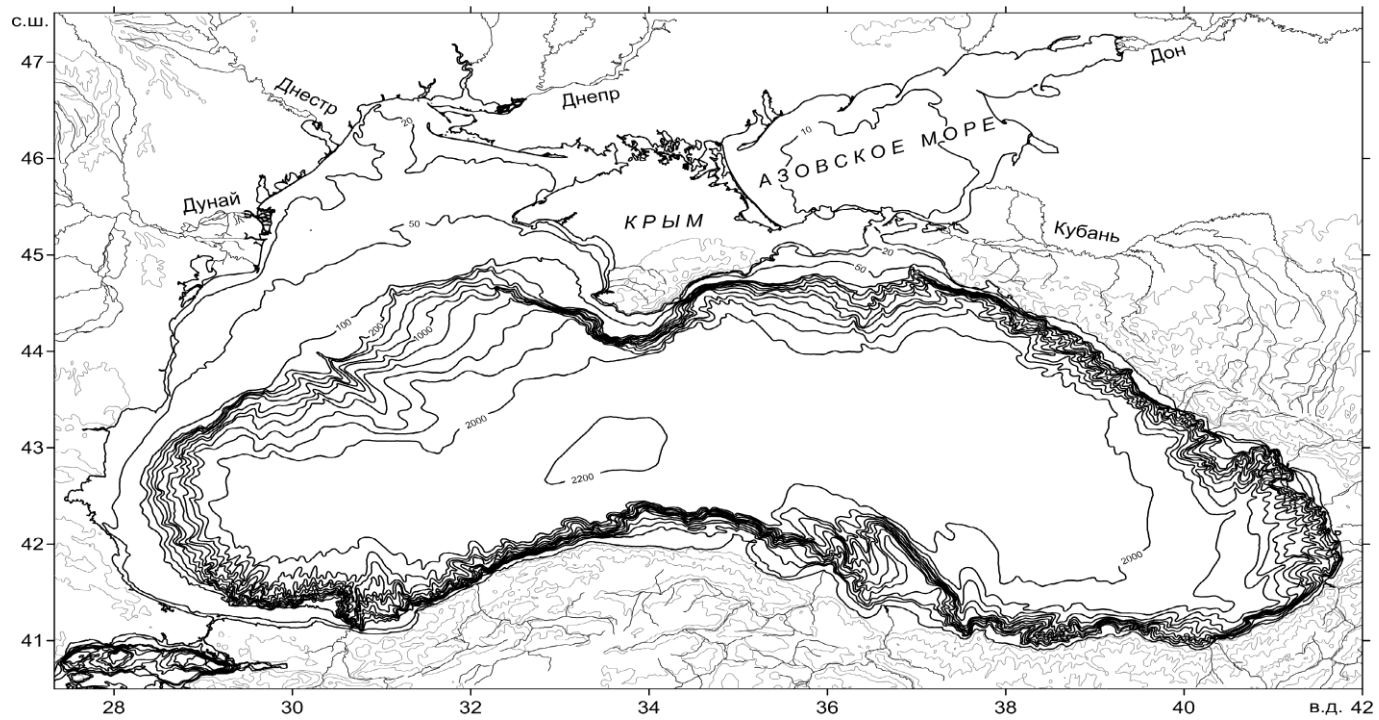


Рисунок 1.1.1 – Карта рельефа дна Черного моря по материалам Международной батиметрической карты Средиземного моря (IBCM)

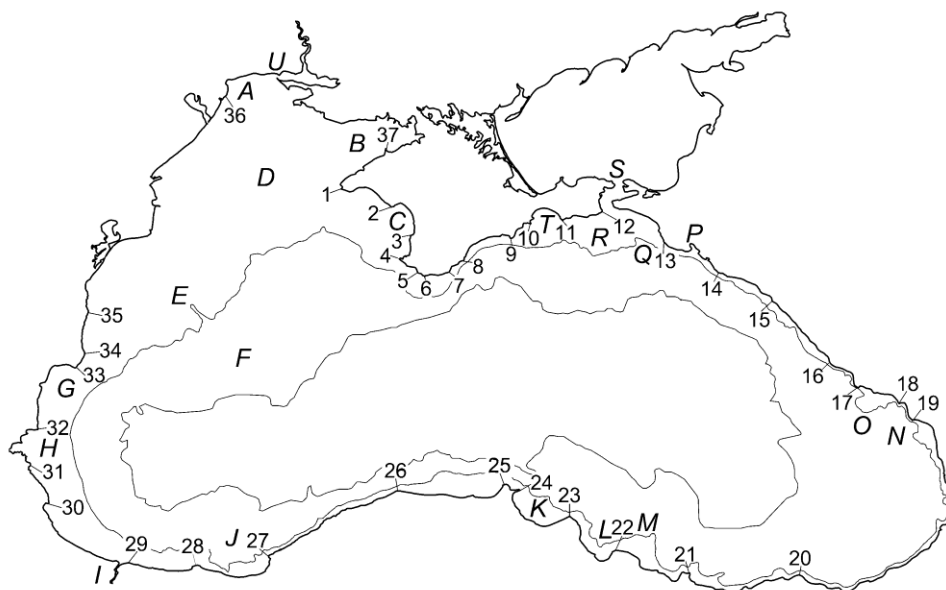


Рисунок 1.1.2 – На схеме Черного моря обозначены: А – Одесский з-в, В – Каркинитский з-в, С – Каламитский з-в, D – северо-западный шельф, E – Дунайский каньон, F – конус выноса палеодуная, G – Варненский з-в, H – Бургасский з-в, I – пр-в Босфор, J – каньон Сакарья, K – Синопский з-в, L – бухта Самсун, M – хребет Архангельского, N – каньон Кодори, O – Гудаутская банка, P – Новороссийская бухта, Q – каньон Кубань, R – Керченско-Таманский шельф, S – Керченский п-в, T – Феодосийский з-в, U – Кинбурнский пр-в; 1 – м. Тарханкут, 2 – м.Евпаторийский, 3 – м.Лукулл, 4 – м.Херсонес, 5 – м.Айя, 6 – м.Сарыч, 7 – м.Ай-Тодор, 8 – м.Аю-Даг, 9 – м.Меганом, 10 – м.Киик-Атлома, 11 – м.Чауда, 12 – м.Такиль, 13 – м.Утриш, 14 – м.Идокопас, 15 – м.Кодош, 16 – м.Константиновский, 17 – м.Пицунда, 18 – м.Сухумский, 19 – м.Искурия, 20 – м.Ишиклы, 21 – м.Чам, 22 – м.Джива, 23 – м.Бафра, 24 – м.Бозтепе, 25 – м.Инджебурун, 26 – м.Керемпе, 27 – м.Олюдже, 28 – м.Пазарбаши, 29 – м.Анадолу, 30 – м.Кору, 31 – м.Маслен-Нос, 32 – м.Емине, 33 – м.Калиакра, 34 – м.Шабла, 35 – м.Тузла, 36 – м.Бол.Фонтан, 37 – м.Песчаный (тонкими линиями нанесены изобаты 200 и 2000 м).

1.2 Рельеф дна

Черное море является одним из самых крупных и глубоких внутренних морей. Максимальная глубина моря по различным источникам, основанных на данных эхолотного промера, находится в диапазоне 2210 – 2258 м.

Согласно современным цифровым массивам рельефа Земли, таким как ETOPO2 (2'×2'), GEBCO 2008 (1'×1'), основанным как на данных эхолотного промера, так и на спутниковых альтиметрических и гравиметрических данных, максимальная глубина в Черном море превышает 2500 м, что не соответствует батиметрическим картам. Сопоставление указанных массивов с результатами эхолотных промеров [Авдеев, Белокопытов, 2011], а также специально проведенные экспедиционные исследования [Шнюков и др., 2007], показало значительные отличия между массивами ETOPO и GEBCO и реальным рельефом дна для определенных районов шельфа, континентального склона и глубоководной котловины моря. Скорее всего, при использовании геофизических данных при составлении этих массивов, не учтено влияние более глубоко залегающих тектонических структур, таких как поднятия Андрусова и Шатского, Восточной и Западной котловин, впадины Сорокина и др., погребенных под мощным осадочным чехлом.

В рельефе дна Черного моря отчетливо выделяются три основные формы – шельф, континентальный склон и глубоководная котловина. Характерные профили дна Черного моря представлены на рис. 1.2.1.

Шельф. Шельф, или материковая отмель, представляющая собой затопленную часть прибрежной суши, занимает 25 % акватории моря (112140 км²) и 1.5 % объема вод (8190 км³) при принятии изобаты 200м, обычно принимаемой за границу шельфа для Мирового океана. На северо-западе моря максимальная ширина шельфа достигает 220 км. Северо-западный шельф (рис. 1.2.2) занимает 16 % акватории моря (68390 км²) и 0.7 % объема вод (3555 км³) в границах от м. Херсонес до м. Калиакра. В выровненной и пологой части мелководья, прилегающей к берегу зоне глубин 30 – 40 м, уклон дна составляет 1 – 2'. Крутизна дна увеличивается к бровке отмели, углы наклона возрастают, достигая значения 10 – 12'. На фоне плоской равнины шельфа выделяются несколько крупных пологих ложбин – долин палео-рек, разделенных невысокими подводными возвышенностями (рис.1.2.2).

К другим, менее обширным шельфовым областям Черного моря относятся:

- побережье Болгарии и западной Турции от м. Калиакра до г. Эрегли (ширина шельфа до 50 км);
- Керченско-Таманский шельф (ширина шельфа до 50 км);
- центральная часть Анатолийского побережья от м. Керемпе до г. Гиресун (ширина шельфа до 35 км);
- часть южного побережья Крыма от м. Херсонес до м. Ай-Тодор (ширина шельфа до 30 км);
- Гудаутская банка, район г. Очамчира (ширина шельфа до 20 км).

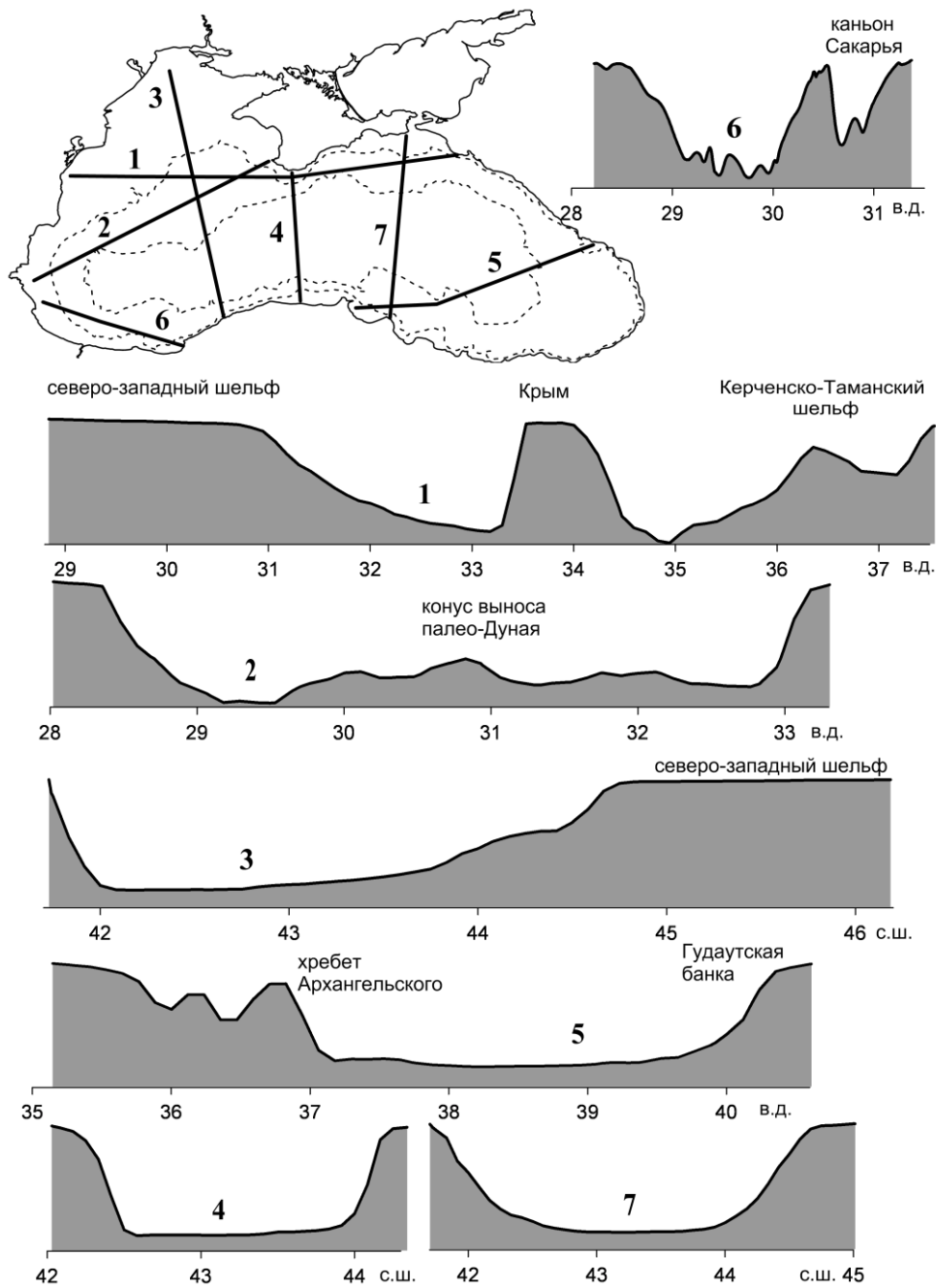


Рисунок 1.2.1 – Профили дна Черного моря на основе массива глубин МГИ5 [Авдеев, Белокопытов, 2011]. Профиль № 6 построен по данным массива GEBCO 2008. На схеме разрезов пунктиром нанесены изобаты 200 и 2000 м. Вертикальный масштаб профилей дна 0 – 2000 м.

На узких шельфах – вдоль Кавказского и Анатолийского побережий, а также у Южного берега Крыма от Ялты до м. Меганом, ширина материковой отмели может составлять несколько километров. Уклон дна на узких шельфах существенно больше, чем на широких и составляет от 5 – 6' до 30'. Бровка шельфа, т.е. глубина резкого увеличения уклона дна, залегает на глубинах от 100 до 200 м, уклон дна 1–2°. На участках с узким шельфом глубина бровки близка к 100 м и может уменьшаться до 50 м, в районах с более широким шельфом она может превышать 200 м (рис. 1.2.3). Геологическому строению и геоморфологии шельфовой зоны Черного моря посвящено большое количество работ, в частности [Щербаков, Чистяков, 1980; Шнюков и др., 1982, 1999, 2007; Инженерная геология, 1990; Евсюков, 1996, 2007].

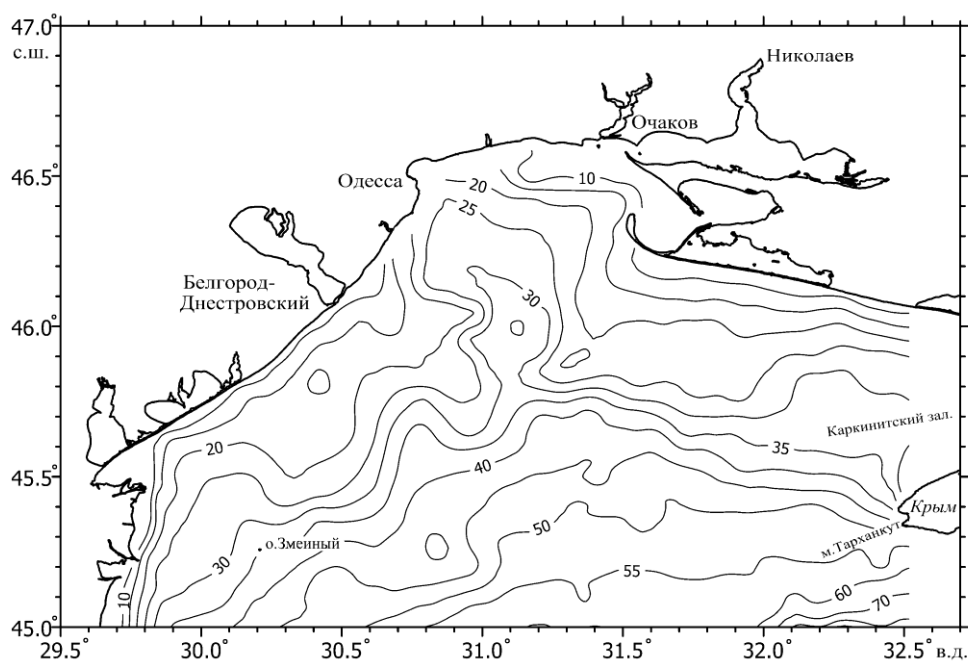


Рисунок 1.2.2 – Батиметрическая карта северо-западного шельфа по данным морских навигационных карт.

Континентальный склон. Континентальный, или материковый склон занимает около 40% акватории моря, он ограничен изобатами 200 и 2000 м. Склон у Южного берега Крыма, Кавказского и Анатолийского побережий достаточно крутой (средний уклон 5 – 8°), см. рис. 1.2.3, достигающий на отдельных участках крутизны до 30 – 40°, изрезан многочисленными подводными долинами и каньонами. Континентальный склон в северо-западной части моря и у Керченского

пролива более пологий, средние значения уклона дна 2 – 3°. Самые крупные каньоны – Дунайский, Сакарья, Кизил-Ирмак, Кодори, Кубань (рис. 1.2.4, 1.2.5). Подробное описание континентально склона и подводной долинно-каньонной сети Черного моря приведено в работах [Кара, 1979; Мельник, 1982–2001; Евсюков и др., 1986; Евсюков, Кара, 1989, 1990; Popescu et al, 2004; Авдеев, Белокопытов, 2011].

Нижняя часть континентального склона – континентальное подножие – хорошо выражена лишь в устьевых районах древних рек: палео-Дуная и палео-Днепра в западной части моря (ширина 80 – 100 км), палео-Дона и палео-Кубани к югу от Керченского пролива. Средний уклон дна на континентальном подножии не превышает 2°. Наиболее крупные формы подводного рельефа континентального склона, способные оказывать влияние на циркуляцию вод – хребет Архангельского, простирающийся в северо-западном направлении от устьевого района р.Ешиль-Ирмак, подводный конус выноса палео-Дуная, район Керченско-Таманского шельфа (рис. 1.1.1, 1.1.2).

Глубоководная котловина. Ложе глубоководной котловины, ограниченной изобатой 2000 м, занимает около 35% акватории моря. Она представляет собой плоскую аккумулятивную равнину, имеет небольшой наклон в южном направлении. Дно абиссальной котловины характеризуется слабохолмистым рельефом, углы наклона изменяются в пределах от 0 до 1°. Крупных форм подводного рельефа по данным эхометрических съемок здесь не обнаружено.

Проливы. Пролив Босфор играет чрезвычайно важную роль в формировании гидрологической структуры Черного моря, поэтому описание морфометрии пролива и предпроливной зоны приводится во многих работах по океанографии и морской геологии [Зубов, 1956; Леонов, 1960; Gunnerson, Özturgut, 1974; Özsoy et al., 2001; Flood et al., 2009]. Длина пролива 31 км, ширина от 0.7 до 3.5 км, глубины на фарватере от 30 до 110 м. Узость и небольшая глубина пролива, наличие порогов (рис. 1.2.6) очень сильно ограничивают водообмен с Мраморным морем, в особенности проникновение высокосоленных средиземноморских вод. Глубины порогов оказывают существенное влияние как на объем поступаемых вод, так и на их соленость. Южный порог на входе из Мраморного моря у бухты Золотой Рог имеет глубину 35 – 40 м, северный порог длиной 3.5 км в 3 км от выхода в Черное море – глубину 60 м [Latif et al, 1991]. Рельеф дна приборосфорского шельфа и Босфорского каньона (рис. 1.2.6) непосредственно определяет путь движения и смешения мраморноморских и черноморских вод.

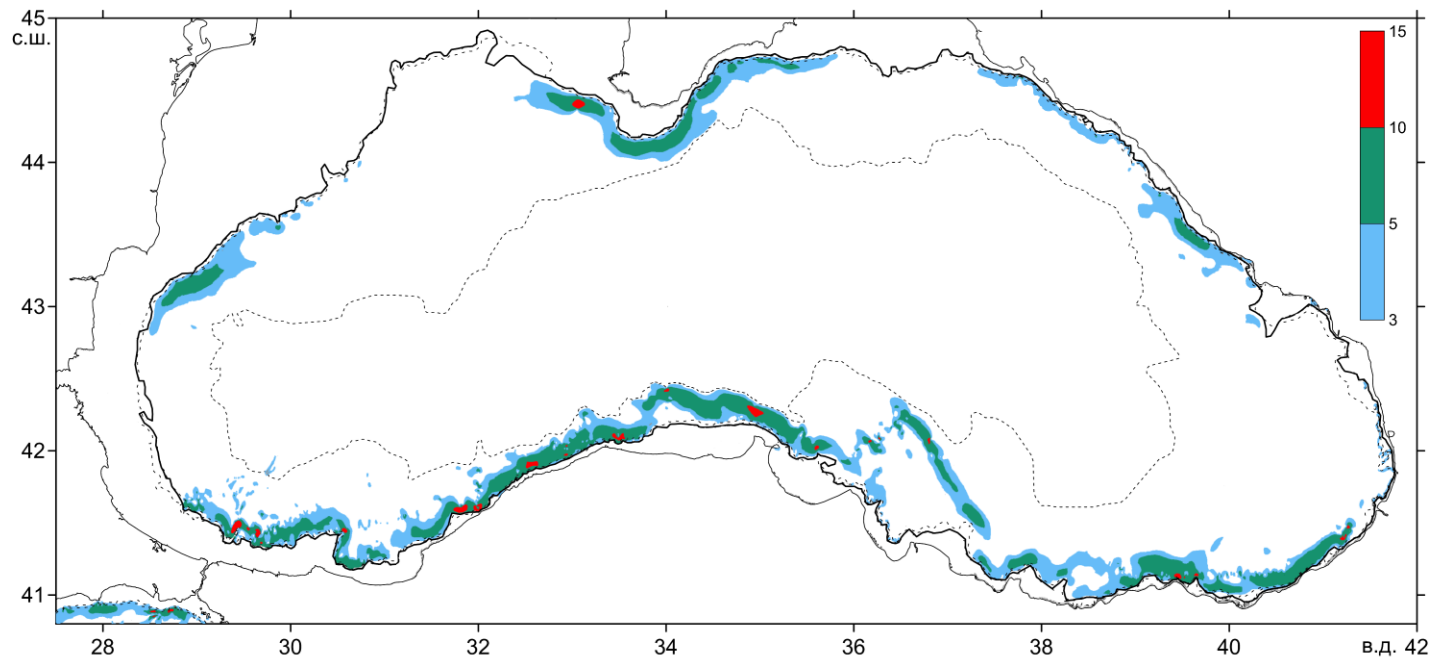


Рисунок 1.2.3 – Положение бровки шельфа в Черном море по данным массива GEBCO 2008 (жирная линия). Сплошной заливкой изображен уклон дна с градациями: 3 – 5°, 5 – 10° и 10 – 15°, пунктиром нанесены изобаты 200 и 2000 м.

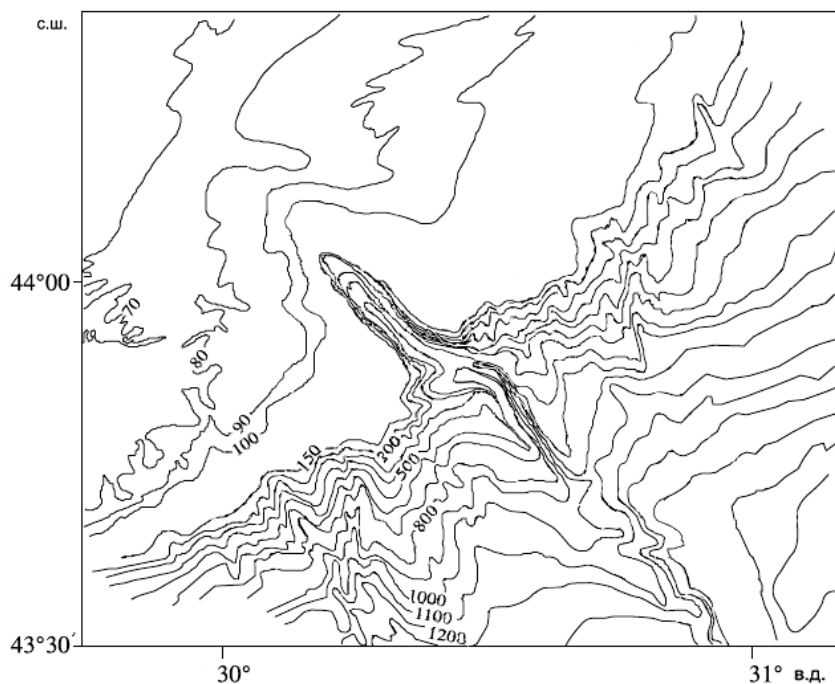


Рисунок 1.2.4 – Рельеф дна в районе Дунайского каньона (из [Popescu et al., 2004])

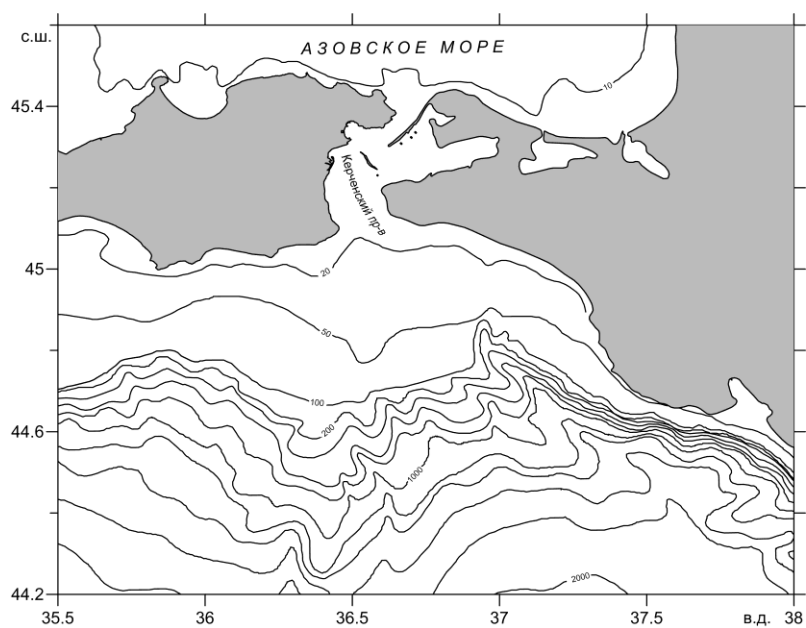


Рисунок 1.2.5 – Рельеф дна в районе каньона Кубань, расположенного в восточной части Керченско-Таманского шельфа, по материалам батиметрической карты ИВСМ.

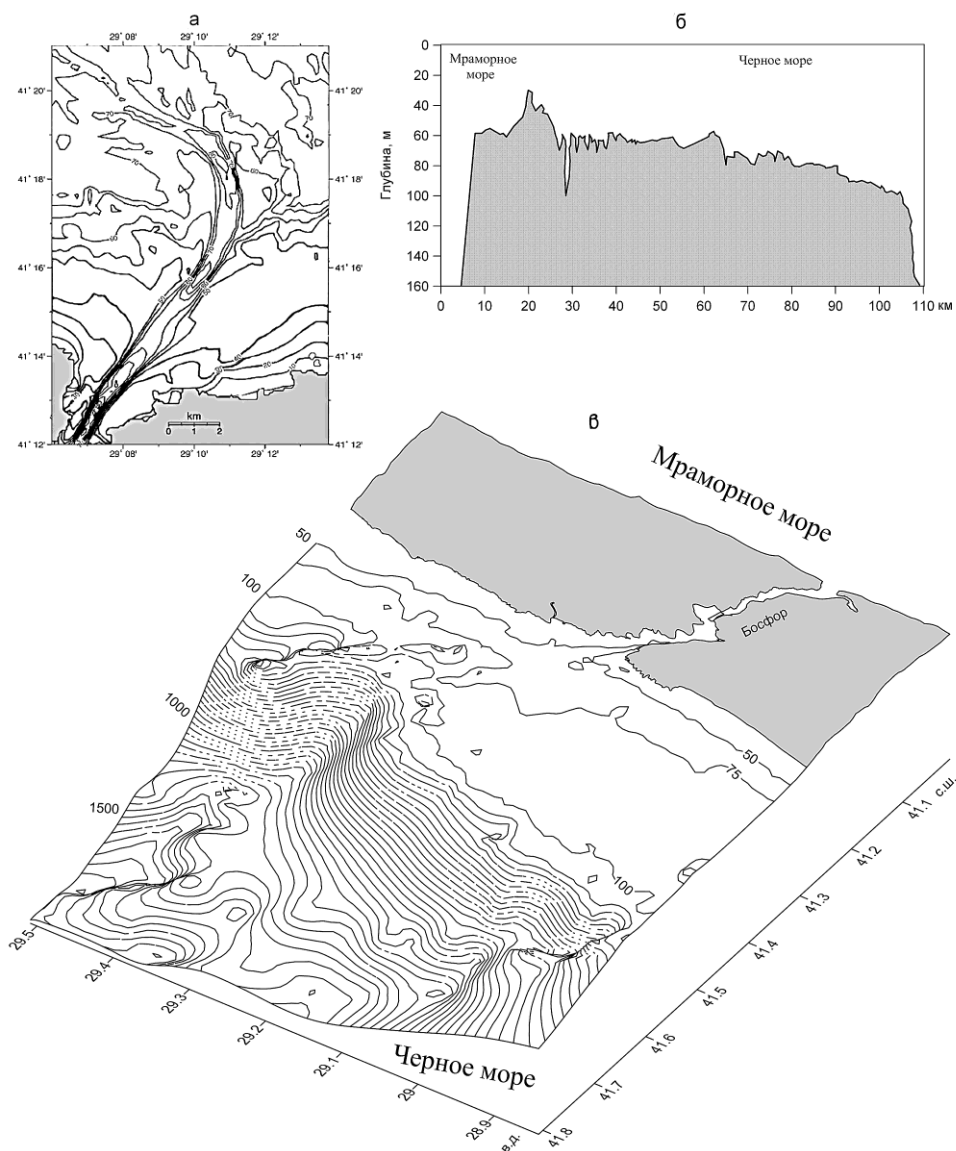


Рисунок 1.2.6 – Рельеф дна в районе пролива Босфор: *а* – рельеф дна по данным морских навигационных карт и съемки SWATH; *б* – профиль дна вдоль оси пролива и его подводного продолжения на шельфе (рисунки из [Özsoy *et al.*, 2001]); *в* – 3-х мерное представление рельефа дна по данным массива GEBCO 2008.

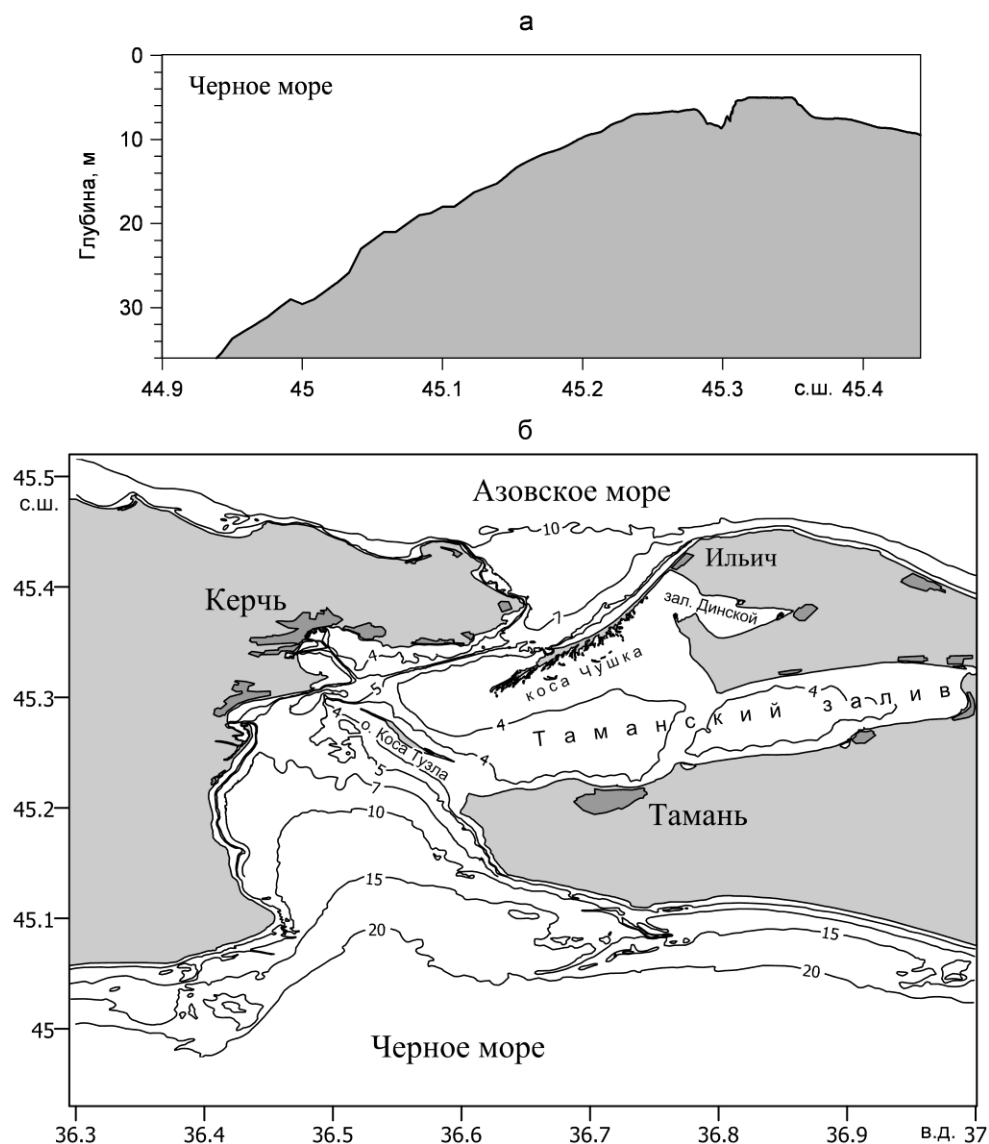


Рисунок 1.2.7 – Рельеф дна Керченского пролива по данным морских навигационных карт: *а* – профиль дна вдоль оси пролива (дноуглубительные работы на фарватере не учтены); *б* – батиметрическая карта пролива.

Керченский пролив по длине сопоставим с проливом Босфор (45 и 31 км соответственно), по ширине в самой узкой части превосходит его в несколько раз (4.5 и 0.7 км), но является более мелководным. Глубина порога не превышает 6 м (с учетом дноуглубительных работ в судоходном канале до 8 м), рис. 1.2.7. Площадь наименьшего поперечного сечения Керченского пролива 0.02 км^2 , что в два раза меньше чем

для пролива Босфор. Мелководность пролива – одна из причин того, что общий водообмен с Азовским морем значительно уступает водообмену с Мраморным морем (по различным оценкам в 5–10 раз), а его влияние ограничивается лишь северо-восточной частью моря.

Согласно [Зубов, 1956], если принимать за меру обособленности моря от других морей отношение объема моря к сумме площадей наименьших поперечных сечений всех его проливов (0.04 км^2 для Босфора и 0.02 км^2 для Керченского пролива), то Черное море можно считать самым обособленным морем Мирового океана.

1.3 Морфометрия

Основные морфометрические характеристики Черного моря – площади и объемы вод по различным слоям моря ранее оценивались в работах [Гончаров и др., 1965; Симонов, Альтман и др., 1991]. В табл. 1.3.1 и на рис. 1.2.8 приведены морфометрические характеристики, рассчитанные по массиву глубин $5' \times 5'$, подготовленного на основе морских навигационных карт (массив МГИ5 [Авдеев, Белокопытов, 2011]). Общая площадь поверхности моря (без лиманов, в т.ч. Днепро-Бугского) составила 416790 км^2 , объем воды – 535430 км^3 . Средняя глубина моря, как частное от деления объема воды на площадь, равна 1284 м. Разница между новыми морфометрическими характеристиками и прежними оценками составляют менее 1%, несмотря на использование карт более крупного масштаба.

Таблица 1.3.1
Морфометрические характеристики Черного моря

Слой, м	Площадь верхнего горизонта, км^2	%	Объем, км^3	%
0 – дно	416790	100	535430	100
20 – дно	397590	95	527260	98
50 – дно	361390	87	515880	96
100 – дно	323270	77	498990	93
200 – дно	310340	74	467460	87
500 – дно	292840	70	377120	70
1000 – дно	265660	64	237410	44
1500 – дно	229190	55	113200	21
2000 – дно	139810	34	16860	3
2100 – дно	94720	23	4750	0.9

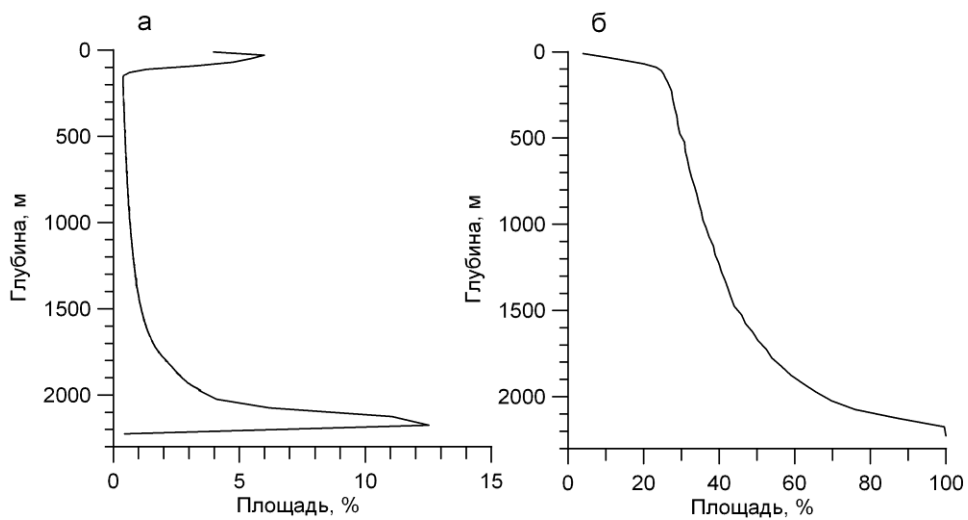


Рисунок 1.3.1 – Батиметрическая (а) и батиграфическая (б) кривые для Черного моря.

Форма батиметрической и батиграфической кривых Черного моря (рис. 1.3.1) не характерна для большинства внутренних морей Мирового океана, она более соответствует окраинным морям с протяженным шельфом и крутым континентальным склоном. Наиболее близкий аналог – Берингово море, где батиграфическая кривая также имеет большую крутизну за счет резкого сокращения доли промежуточных глубин [Казанцев, 2007].

КЛИМАТ, ВОДНЫЙ И ТЕПЛОВОЙ БАЛАНС

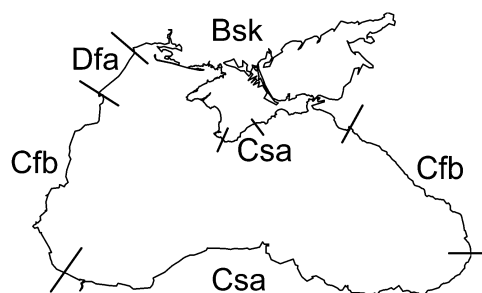
Характеристикам гидрометеорологического режима Черного моря, атмосферной циркуляции, тепловому и водному балансу посвящено большое количество научных работ, в том числе обобщающих монографий [Леонов, 1960; Соркина и др., 1974; Симонов, Альтман и др., 1991; Kosarev et al., 2008], климатических атласов [Самойленко и др., 1956; Альтман, Матушевский, 1987; Митин и др., 2006; *Океанографічний атлас*, 2009] и справочных пособий [Справочник по климату СССР, 1967 – 1970, 1990]. Сопоставляя эти работы, можно увидеть, что совпадая в общих чертах, они различаются в характеристиках сезонного хода и пространственного распределения тех или иных элементов.

2.1 Климат

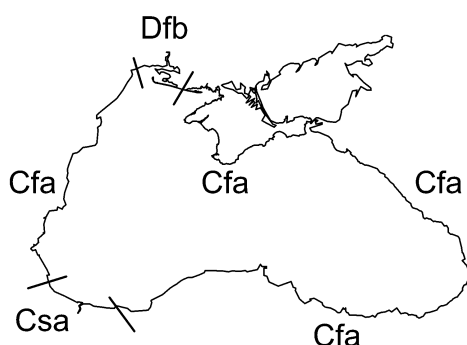
В климатологии существуют различные подходы к классификации климатов, предложенные в работах Л.С.Берга, А.И.Воейкова, Б.П.Алисова, М.И.Будыко, L.Holdridge и др. Наиболее распространенной является классификация В.Кёппена, основанная на сезонном ходе температуры воздуха и осадков и учитывающая преобладающие типы ландшафта и растительности.

Оценки географического распределения типов климата по Кёппену для бассейна Черного моря в последнее время претерпели значительные изменения. По первоначальным оценкам [Köppen, 1936], которые в дальнейшем часто использовались в климатических описаниях, северное побережье относилось к степному и континентальному климату, западное и кавказское побережье к умеренному морскому климату, побережье Турции и южный берег Крыма – к средиземноморскому (рис.2.1.1). В последних оценках глобального распределения типов климата за период 1950–2000 гг. на сетке $0.5 \times 0.5^\circ$ [Kottek et al., 2006] и $0.1 \times 0.1^\circ$ [Peel et al., 2007] наибольшие изменения для бассейна Черного моря относятся к распределению степного и средиземноморского климатов (рис.2.1.1). Граница степного климата сместилась далеко на восток к Каспийскому морю, расширив зону континентального климата. зона климата степей в Восточном Крыму выделяется лишь при повышенном пространственном разрешении [Peel et al., 2007]. К средиземноморскому климату отнесена только часть юго-западного побережья у Стамбула, на большей части побережья преобладает умеренный климат (субтропический или морской).

Koppen, 1936



Kottek et al, 2006



Peel et al, 2007

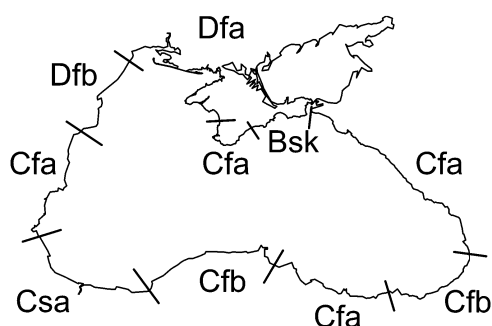


Рисунок 2.1.1 – Распределение типов климата на побережье Черного моря на основе классификации Кёппена:

Cfa – умеренный с равномерным увлажнением и жарким летом (субтропический),

Cfb – умеренный с равномерным увлажнением и теплым летом (морской),

Csa – умеренный с сухим и жарким летом (средиземноморский),

Bsk – засушливый холодный (степной),

Dfa – континентальный с равномерным увлажнением и жарким летом,

Dfb – континентальный с равномерным увлажнением и теплым летом.

Температура воздуха и осадки. На рис. 2.1.2 показан сезонный ход температуры воздуха и количества атмосферных осадков по данным береговых гидрометеорологических станций за последний климатический период ВМО (Всемирная метеорологическая организация) 1961 – 1990 гг. Среднегодовая температура равномерно повышается с севера на юг от 10°C в районе Одессы, Очакова до значений, превышающих 14°C на южном побережье от Стамбула до Батуми. Размах сезонных колебаний температуры воздуха, в свою очередь, уменьшается от 22 – 23°C на северном побережье до 15°C на южном. Средняя по всему побережью температура воздуха равна 12.8°C, что ниже средней

температуры воды на поверхности моря на 2°C . Отопляющее действие Черного моря максимально в декабре-январе, разность температур воды и воздуха достигает в прибрежной зоне $3 - 4^{\circ}\text{C}$. Охлаждающее действие моря в летний период выражено слабее, разность температур воды и воздуха около -1°C . Количественные значения разности температур воды и воздуха достаточно велики и близки к таковым в субарктических морях.

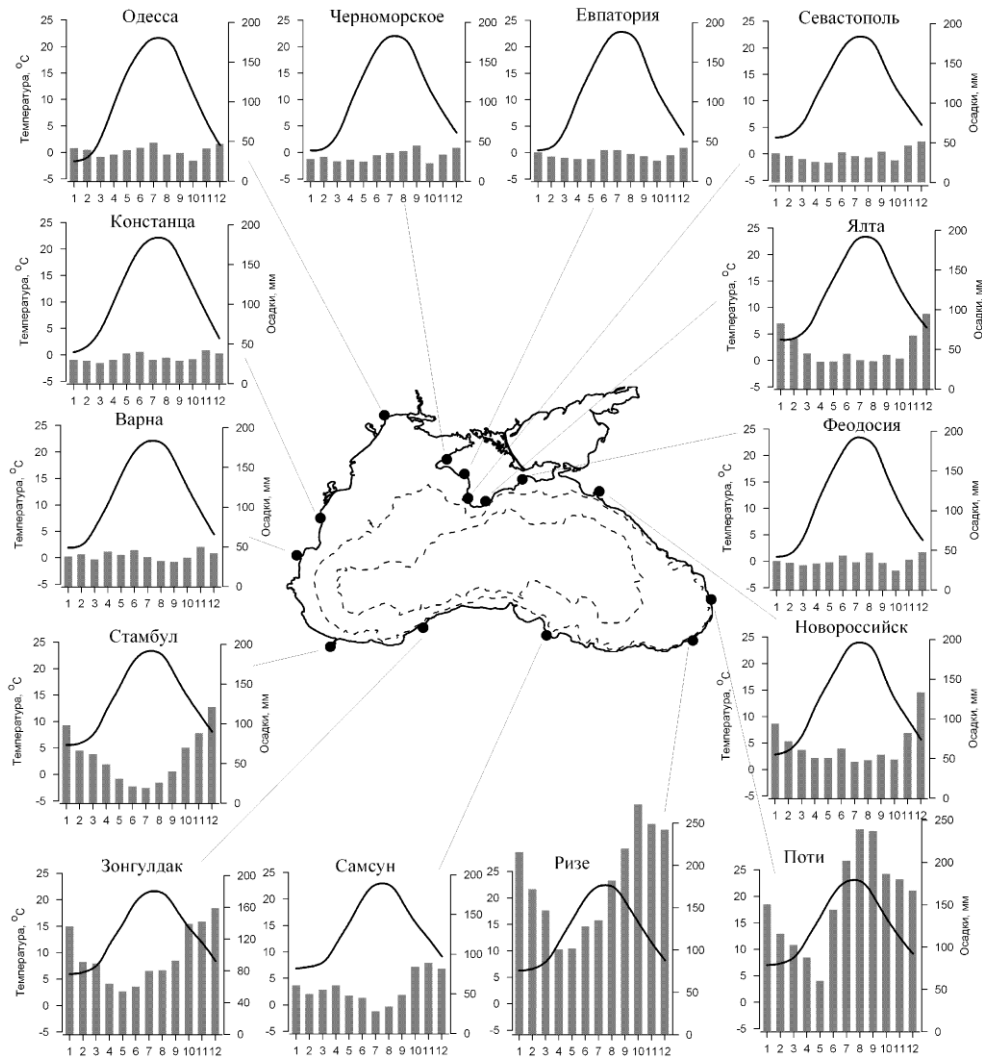


Рисунок 2.1.2 – Сезонный ход температуры воздуха, $^{\circ}\text{C}$ и количества атмосферных осадков, мм/месяц на побережье Черного моря за период 1961–1990 гг.

Минимальное количество атмосферных осадков выпадает на северо-западном побережье (400 – 450 мм). Область осадков, превышающих среднегодовое значение 1000 мм, охватывает почти все Анатолийское и Кавказское побережья – от Зонгулдака до Туапсе, со значениями свыше 2000 мм – от Трабзона до Поти. Максимальные среднегодовые температура воздуха (14.6°C) и количество осадков (2750 мм) зафиксированы на побережье Грузии в Батуми. Внутригодовое распределение осадков на южном и кавказском побережье, а также на южном берегу Крыма с явным преобладанием в холодный сезон года, относится к средиземноморскому типу. На остальном побережье наблюдается слабое преобладание выпадения осадков в теплый период, что более характерно для континентального климата.

Исходя из оценок степени континентальности для Европы по [Blüthgen, 1966], значения индекса Берга (повторяемость континентальных воздушных масс) в Черном море составляют более 50%. В северо-западной части моря значения индекса Горчинского (относительная величина амплитуды сезонного хода температуры воздуха в диапазоне от 0 до 100) превышает значения 30, т.е. континентальность здесь выше, чем для большинства европейских морей. На всем остальном побережье моря значения индекса менее 30, что соответствует условиям Средиземного моря.

Атмосферная циркуляция. Изменчивость метеорологических характеристик, наряду с сезонным ходом теплового баланса, во многом определяется атмосферной циркуляцией. Черное море находится под влиянием постоянного центра действия атмосферы – Азорского максимума и нескольких сезонных термических барических образований: зимой Сибирского антициклона и средиземноморской депрессии, летом аравийской депрессии.

На рис.2.1.3 показано распределение среднего приземного атмосферного давления над Черным морем за период 1961–1990 гг. На среднемесячных барических полях в течение всего года область повышенного давления располагается в северной части моря, а область пониженного давления в южной части. Пространственное распределение среднего барического поля имеет две модификации: зимне-весеннюю, когда область пониженного давления располагается над морем, и летне-осеннюю, когда эта область смещается в юго-восточную часть моря. Зимняя модификация является следствием сезонной активизации средиземноморских циклонов, выходящих на Черное море с юга. Летняя модификация связана как с сезонным усилением Азорского максимума, так и с муссонным эффектом [Ефимов и др., 2002; Ефимов, Анисимов, 2011], благодаря которому над западной частью моря развивается область антициклонической завихренности.

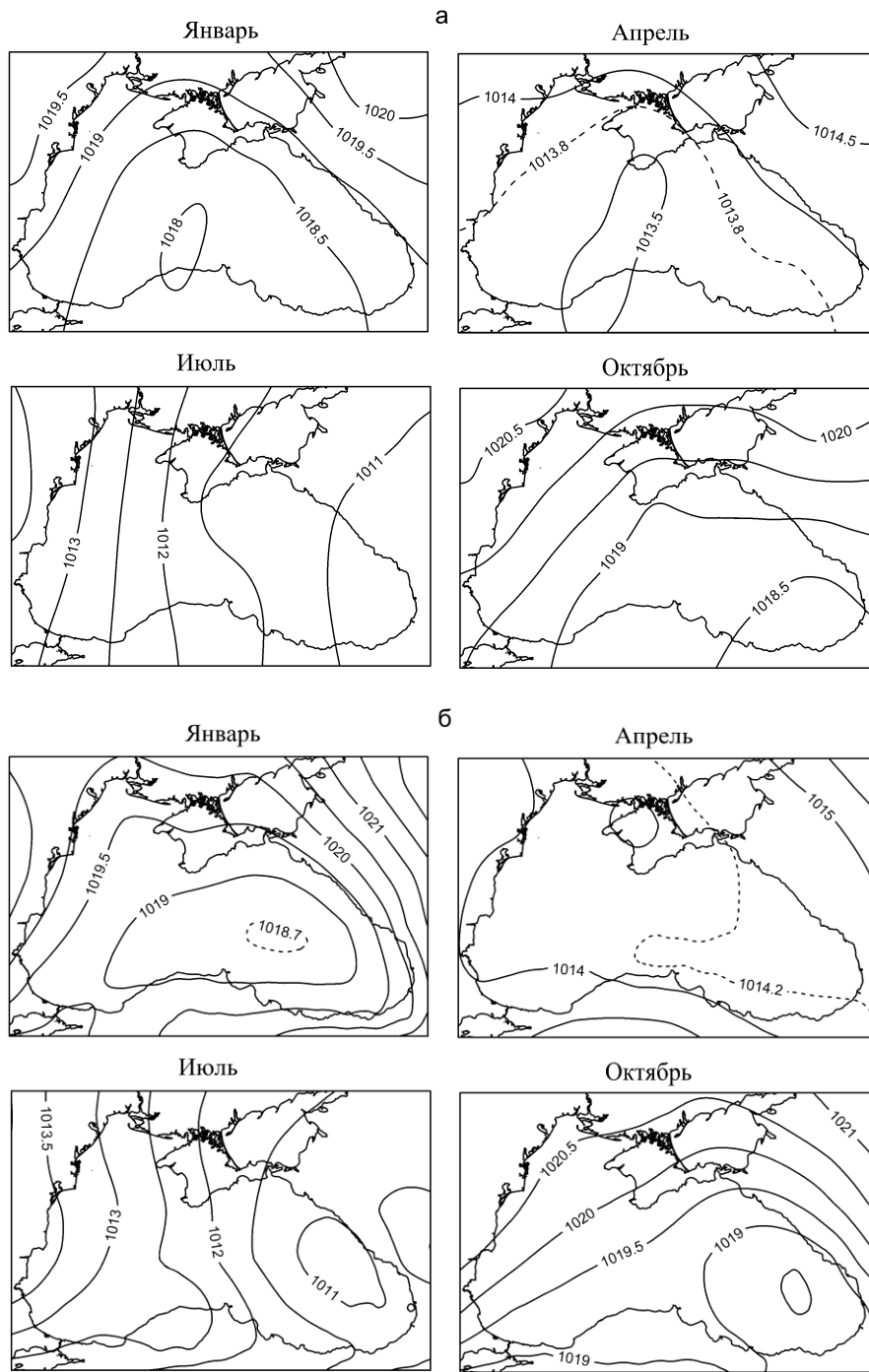


Рисунок 2.1.3 – Среднее приземное атмосферное давление над Черным морем, гПа за период 1961–1990 гг.: *а* – по данным синоптических карт; *б* – по данным ERA-40 (1.1°×1.1°)

Для сезонного хода атмосферного давления над морем (рис.2.1.4) характерен максимум в холодный период года и минимум в теплый. Локальный экстремум повышенного давления наблюдается в апреле – мае, когда преобладают малоградиентные поля.

В работах, выполненных по данным наблюдений первой половины 20-го века [Самойленко и др., 1956; Земляков, 1957; Леонов, 1960], описывается иное распределение приземного давления над Черным морем. Оно характеризуется наличием двух областей пониженного давления над западной и восточной частями моря зимой и двух областей повышенного давления в летне-осенний период. В работе [Симонов, Альтман и др., 1991] некоторые черты данной схемы также присутствуют в зимних полях давления, но в целом распределение давления более соответствует рис.2.1.3. Качественное различие полей приземного давления для первой и второй половины 20-го века может быть связано с качественным отличием используемых данных, но возможны и климатические изменения. Наличие двух областей пониженного давления объяснялось распространением отрога Сибирского антициклона в направлении Крыма и разделяющего единую область низкого давления на две части. Как показано в [Gong, 2002; Gillett, 2005] интенсивность Сибирского антициклона в последние годы устойчиво снижается, а субтропического антициклона растет, что для Черного моря должно приводить к повышению роли Азорского максимума в формировании крупномасштабной циркуляции атмосферы.

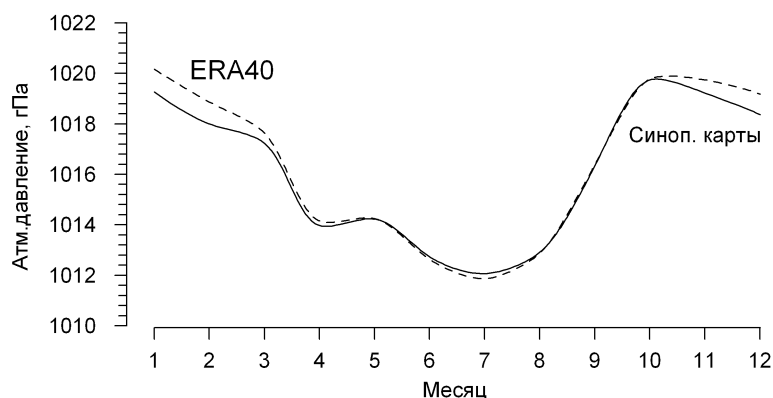


Рисунок 2.1.4 – Сезонный ход приземного атмосферного давления над Черным морем, гПа за период 1961–1990 гг. по данным синоптических карт (сплошная линия) и реанализа ERA-40 (штриховая линия).

На синоптическом масштабе погода над морем определяется движением циклонов и антициклонов. Согласно [Дроздов и др., 1989] повторяемость подвижных циклонов над Черным морем увеличивается от 5% в июле до 10–15% в январе, а количество подвижных антициклонов в течение года существенно не изменяется (около 4%). Согласно

[Полонский и др., 2007] повторяемость циклонов над Черным морем, по данным за 1952–2000 гг., увеличивается от 7% летом до 17% в январе, а повторяемость антициклонов, наоборот, уменьшается от лета к зиме (от 21% до 13%) при значительной межгодовой изменчивости и разнонаправленных тенденциях.

Наряду с быстро передвигающимися барическими образованиями погоду над морем также определяют относительно устойчивые синоптические ситуации. Они большей частью определяются географическим положением обширных, медленно движущихся антициклонов или гребней высокого давления, а также депрессий или ложбин, которые обеспечивают генеральное направление переноса воздушных масс. В климатологии Черного моря наиболее часто используется типизация синоптических ситуаций Черняковой [Чернякова, 1967], характеризующая направление основных ветровых потоков:

северный – антициклон над Западной Европой;

северо-восточный – антициклон над Восточной Европой;

восточный – антициклон над европейской частью России;

юго-восточный – антициклон восточнее Каспийского моря;

юго-западный (вместе с южным) – ложбина с Балтийского моря на Балканы;

западный – депрессия над Восточной Европой;

северо-западный – циклон над северным Причерноморьем, антициклон над Западной Европой;

циклонический – циклон над Черным морем;

На основе анализа синоптических карт за 1971–1980 гг. [Симонов, Альтман и др., 1991] выявлено, что в большинстве случаев (52%) преобладают малоградиентные барические поля без выраженного переноса воздушных масс. Из выше перечисленных типов синоптических ситуаций (ветровых потоков) преобладают северо-восточный (13%, зимой до 18%), юго-западный (11%, зимой до 20%) и северный (8%, зимой до 12%) типы. В целом, над морем адвекция воздушных масс с севера в два раза преобладает над южным переносом. Аномально теплые или холодные сезоны на Черном море в определенные годы могут быть объяснены аномалиями повторяемости северных или южных типов полей ветра [Титов, 2003], для Европейского континента это было показано во многих работах, например [Hurrell, 1995; Luterbacher et al., 2001].

Ветер. Для региональной океанографии характеристики ветрового режима чрезвычайно важны, ветер непосредственно влияет на циркуляцию и перемешивание вод, тепловой и водный баланс. Исследованиям ветровых условий традиционно уделялось достаточно много внимания, для Черного моря в литературе существуют многочисленные публикации и справочные материалы [Самойленко и др., 1956;

Леонов, 1960; Ржеплинский и др., 1969; Соркина и др., 1974; Альтман, Матушевский, 1987; Симонов, Альтман и др., 1991; Белокопытов и др., 1998; Репетин, Белокопытов, 2003–2009; Наумова и др., 2010; Ефимов, Анисимов, 2011].

Стандартные регулярные наблюдения за ветром на береговых станциях показывают, что для юго-восточного побережья моря и Южного берега Крыма характерны слабые ветры (среднегодовая скорость ветра <3 м/с), а в западной и северо-западной части моря, а также вблизи Керченского пролива наблюдаются более сильные ветры (среднегодовая скорость ветра >4 м/с, на некоторых станциях >5 м/с).

Для всего бассейна хорошо выражена внутригодовая изменчивость, скорость ветра увеличивается от весенне-летнего периода к осенне-зимнему в 1.2 – 1.5 раза. На рис. 2.1.5 показан сезонный ход скорости ветра за климатический период 1961 – 1990 гг. для метеорологических станций черноморского побережья бывшего СССР и для открытого моря по трем источникам. Самые низкие значения скорости ветра характерны для реанализа ERA-40 [Uppala et al., 2005]. В работе [Romanou et al., 2010] также приводится сравнение сезонного хода скорости ветра над Черным морем по различным источникам, где реанализ ERA-40 характеризуется самыми низкими значениями, данные ERA-Interim близки к NCEP [Kalnay et al., 1996] и синоптическим картам, показанным на рис. 2.1.5, данные массива HOAPS-3, основанного на спутниковых наблюдениях, превышают их примерно на 1 м/с.

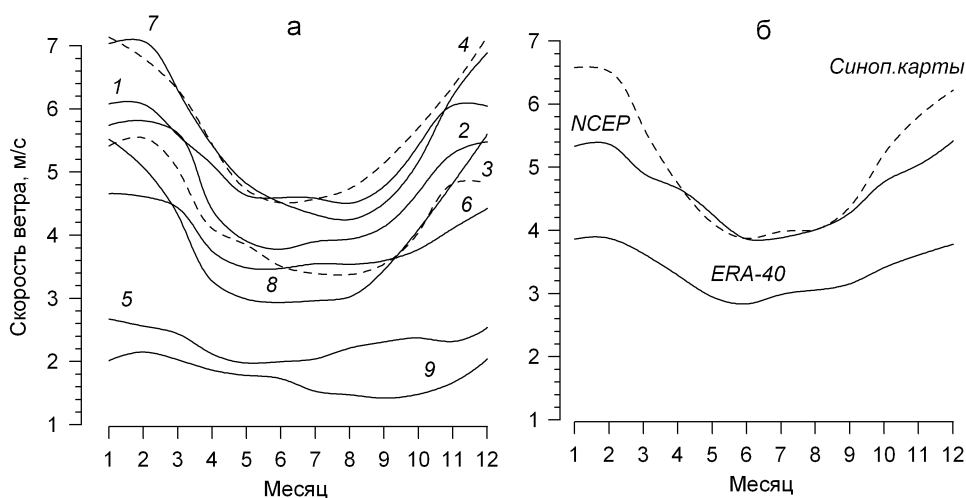


Рисунок 2.1.5 – Сезонный ход скорости ветра, м/с: а – по данным береговых станций за период 1961–1990 гг.: 1 – Одесса, 2 – Черноморское, 3 – Евпатория, 4 – Херсонесский маяк, 5 – Ялта, 6 – Феодосия, 7 – Анапа, 8 – Туапсе, 9 – Батуми; б – для открытого моря (среднее по акватории) по данным реанализов ERA-40, NCEP/NCAR и синоптическим картам.

Оценки характеристик ветра над открытым морем на раннем этапе исследований производились на основе попутных судовых наблюдений. На рис. 2.1.6 приведены распределения среднегодовой скорости ветра над Черным морем, для расчета которой использовались как судовые, так и береговые наблюдения. Основой послужила работа [Самойленко и др., 1956], где было обработано 50 тыс. судовых наблюдений за 1880 – 1953 гг., далее в работе [Соркина и др., 1974] она была дополнена материалами по 1966 г., а в работе [Симонов, Альтман и др., 1991] скорректирована с учетом данных береговых станций 1980-х гг.

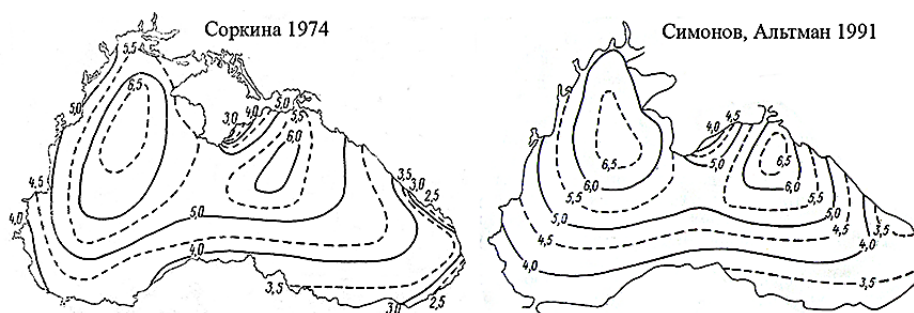


Рисунок 2.1.6 – Среднегодовая скорость ветра, м/с по [Соркина и др., 1974] и [Симонов, Альтман и др., 1991].

Для получения приемлемых статистических оценок требуется большое количество попутных судовых наблюдений из-за их невысокого качества. Использование береговых станций для характеристики ветровых условий в прибрежной зоне ограничено искажающим влиянием орографии берегов. В связи с этим, характеристики ветра над морем в настоящее время оцениваются в основном расчетными методами: используются глобальные реанализы атмосферных полей, такие как ERA-40, NCEP/NCAR, JRA, региональные реанализы с повышенным пространственным разрешением [Ефимов, Анисимов, 2011] или барические поля синоптических карт [Белокопытов и др., 1998]. Представленные на рис.2.1.7 карты среднегодовой скорости ветра для климатического периода 1961 – 1990 гг. по ERA-40 ($1.1^\circ \times 1.1^\circ$) и синоптическим картам достаточно близки к полям, показанным на рис. 2.1.6. Региональный реанализ [Ефимов, Анисимов, 2011], с разрешением 25×25 км для периода 1958–1991 гг., по пространственному распределению и значениям модуля скорости ветра наиболее соответствует работе [Симонов, Альтман и др., 1991].

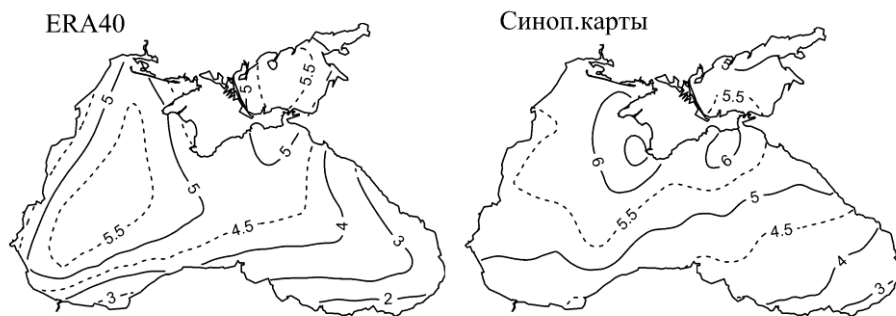


Рисунок 2.1.7 – Среднегодовая скорость ветра, м/с за период 1961 – 1990 гг. по данным ERA-40 и рассчитанная по синоптическим картам [Белокопытов и др., 1998].

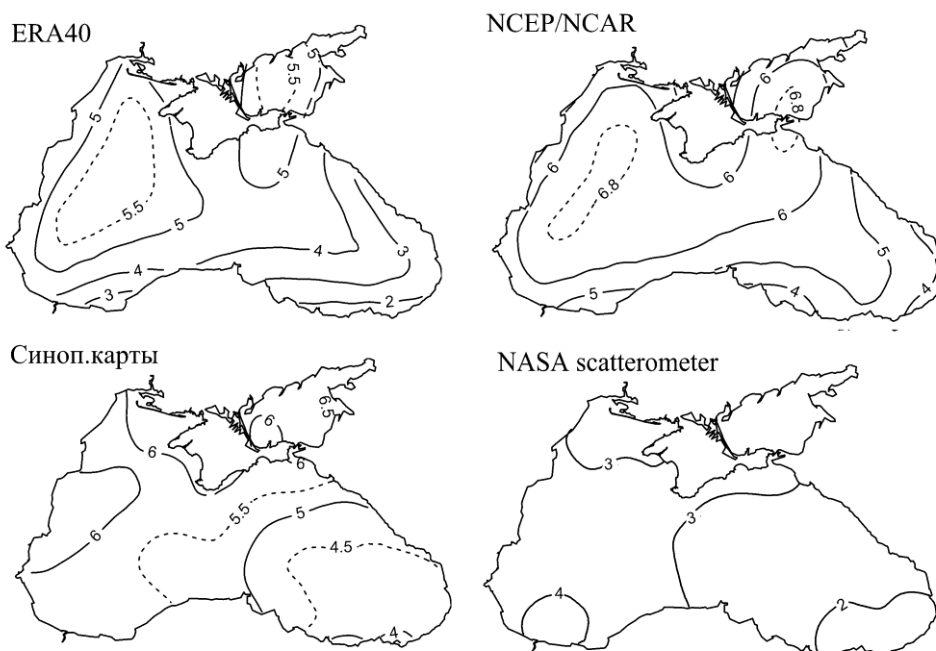


Рисунок 2.1.8 – Среднегодовая скорость ветра, м/с за период 1999 – 2002 гг. по данным ERA40, NCEP/NCAR, NASA scatterometer (из [Kara et al., 2005]) и рассчитанная по синоптическим картам.

В последние десятилетия развиваются технологии измерения ветра с помощью дистанционного зондирования, в частности, скаттерометрия. Для сравнения, на рис.2.1.8 приведены пространственные распределения средней скорости ветра в Черном море, полученной по раз-

личным методикам, для периода 1999 – 2002 гг., который соответствует периоду осреднения для карты скорости ветра по данным спутникового скаттерометра NASA из работы [Kara et al., 2005]. Значения скорости ветра по NASA scatterometer представляются заниженными, т.к. они меньше значений на береговых станциях за этот период.

Все приведенные выше оценки пространственного распределения скорости ветра над Черным морем имеют общие черты: наибольшими значениями отличается западная часть моря, зона слабых ветров характерна для юго-восточной части моря. Локальный максимум скорости ветра расположен в северо-восточной части моря к югу от Керченского пролива.

Направление преобладающих ветров [Земляков, 1957, 1965; Соркина и др., 1974; Белокопытов и др., 1998; Schrum et al., 2001; Пенетин, Белокопытов, 2008, 2009; Ефимов и др., 2002; Ефимов, Анисимов, 2011] в течение большей части года формирует циклоническую циркуляцию. Ветры северных направлений преобладают на западе и на севере моря, восточные и юго-восточные ветры характерны для востока и юго-востока моря. Весной и летом в западной части моря под влиянием Азорского максимума увеличивается повторяемость западных, юго-западных и южных ветров.

Значительная часть изменчивости ветра приходится на синоптический и мезомасштабный диапазоны (85% от общей дисперсии, согласно [Белокопытов и др., 1998]). Она обусловлена синоптическими барическими образованиями, бризовой циркуляцией [Соркина и др., 1974; Ефимов, Барабанов, 2009, 2010] горно-долинной циркуляцией, мезомасштабными циклонами и антициклонами [Ефимов и др., 2009].

Основной фактор, определяющий ветровую циркуляцию в море – завихренность напряжения трения приводного ветра [Pedlosky, 1979]. В связи с квадратичной зависимостью напряжения трения τ от скорости ветра и применением дифференциального оператора при расчетах, даже небольшой разброс характеристик ветровых полей приводит к большой неопределенности в оценках $\text{rot } \tau$ по различным источникам. В табл. 2.1.1 приведены некоторые оценки средней завихренности над морем, которые могут различаться в несколько раз. В работе [Kara et al., 2005] представлено еще несколько оценок со слабой завихренностью ветра над Черным морем ($< 2 \cdot 10^{-8} \text{ Pa} \cdot \text{m}^{-1}$) из других источников.

Сезонный ход завихренности ветра, по большинству оценок, качественно аналогичен сезонному ходу скорости ветра: завихренность минимальна в конце весны – начале лета и максимальна зимой. По некоторым оценкам, например NCEP, в летний период в целом над морем преобладает отрицательная (антициклоническая) завихренность ветра. Как показано в [Ефимов и др., 2002; Ефимов, Анисимов, 2011] это характерно лишь для западной части моря, что объясняется муссонным

эффектом, имеющим годовую периодичность. Над восточной частью моря из-за наличия высоких гор всегда существует область интенсивной циклонической циркуляции. Физические механизмы формирования завихренности ветра над Черным и Каспийским морем подробно рассмотрены в [Ефимов и др., 2002], где показано, что крупномасштабная завихренность, связанная с общим западным переносом в атмосфере, играет незначительную роль, основной вклад принадлежит муссонному и орографическому эффектам.

Таблица 2.1.1

Оценки средней по акватории Черного моря завихренности напряжения приводного ветра $\text{rot } \tau$ (10^{-8}), $\text{Pa}\cdot\text{m}^{-1}$

<i>Staneva, Stanev</i> (1998) [Соркина и др., 1974]	8.1
<i>Staneva, Stanev</i> (1998) [Симонов, Альтман и др., 1991]	7.1
<i>Kara et al</i> (2005) COADS	1.1
<i>Kara et al</i> (2005) NOGAPS	6.3
<i>Kara et al</i> (2005) NCEP	8.0
<i>Kara et al</i> (2005) NASA scatterometer	0.9
<i>Ефимов, Анисимов</i> (2011)	3.5
<i>Полонский, Шокурова</i> (2011)	1.5
ERA-40 2.5°×2.5°	
ERA-40 1.1°×1.1°	0.7
Синоптические карты	8.5

Оценки пространственного распределения завихренности ветра по акватории моря также могут значительно различаться. Впервые среднее распределение завихренности было представлено в работе [Москаленко, 1975] по данным о ветре из [Леонов, 1960]. В ней области максимальной циклонической завихренности располагаются к юго-западу от Крыма и в северо-восточной части моря, а к юго-востоку от Крыма и в южной части моря находится зона антициклонического вращения. Подобное распределение также было получено при использовании архивных синоптических карт за период 1961 – 1990 гг. и в работах [Rachev et al., 1991; Rachev, Stanev, 1997] по данным [Соркина и др., 1974]. В большинстве других оценок область максимальной завихренности располагается только в северо-восточной части моря. Среднемесячные карты завихренности ветра по реанализам NCEP и ERA-40 часто представляют собой почти правильную квадрупольную структуру [Зацепин и др., 2002] с двумя циклоническими и двумя антициклоническими областями. В других оценках эта структура сохраняется, но сильно видоизменена.

В региональном реанализе [Ефимов, Анисимов, 2011] зоны высокой завихренности в основном приурочены к береговой зоне: вдоль западного побережья располагается антициклоническая зона, в западной части Анатолийского побережья – циклоническая, в его восточной части вплоть до побережья Грузии – антициклоническая, вдоль Кавказского побережья – циклоническая. На побережье Крыма завихренность ветра имеет выраженный сезонный ход: в холодный сезон на Южном берегу Крыма антициклоническая завихренность, вдоль западного берега – циклоническая; в теплый сезон циклоническая завихренность характерна для всего Крымского побережья.

2.2 Водный баланс

Для замкнутых морей с узкими проливами и ограниченным водообменом с Мировым океаном водный баланс играет чрезвычайно важную роль. Он во многом определяет гидрологическую структуру моря, в первую очередь, вертикальное распределение солёности. От степени плотностного расслоения водной толщи зависит общая картина циркуляции вод, интенсивность вертикального обмена теплом и солями, развитие процессов зимней конвекции. Уравнение водного баланса моря, при условии сохранения общего объема бассейна, может быть записано в виде:

$$V_c - V_n = (R + P) - E$$

где V_n – приток воды через проливы;
 V_c – сток воды через проливы;
 R – речной сток;
 P – атмосферные осадки;
 E – испарение с поверхности моря.

$$V_n = V_{на} + V_{пб}$$

где $V_{на}$ – приток воды из Азовского моря через Керченский пролив;
 $V_{пб}$ – приток воды из Мраморного моря через Босфор.

$$V_c = V_{са} + V_{сб}$$

где $V_{са}$ – сток воды в Азовское море через Керченский пролив;
 $V_{сб}$ – сток воды в Мраморное море через Босфор.

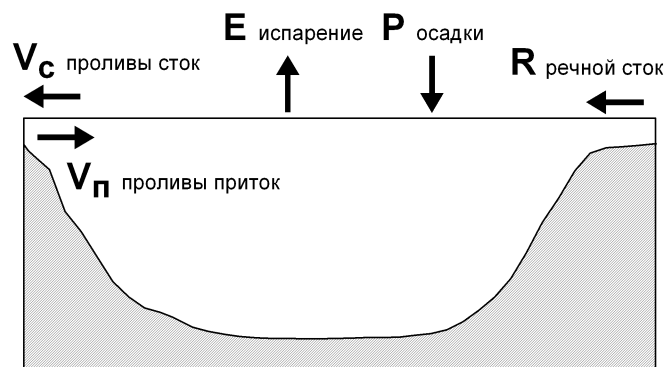


Рисунок 2.2.1 – Общая схема водного баланса моря.

Если $(R + P) > E$, то морской бассейн имеет положительный пресный баланс (бассейн опреснения), что является характерной чертой Черного моря, в отличие от соседнего Средиземного моря, где пресный баланс отрицателен (бассейн испарения). Количественное значение $(R+P)-E$, т.е. баланс пресных вод, определяет общий солезапас бассейна, интенсивность и преобладающую направленность водообмена через проливы, а также связанную с водообменом длительность периода полного обновления вод.

Для Черного моря в литературе приводились различные оценки составляющих водного баланса (табл. 2.2.1), пресный баланс оценивался в широких пределах от 116 до 520 км³/год со средним значением 240 км³/год. Следует учитывать, что эти оценки определялись не только различными методами, но и за разные временные периоды. Наиболее полный ряд оценок водного баланса Черного моря приведен в монографии [Симонов, Альтман и др., 1991].

Исходя из средних значений составляющих водного баланса по литературным данным (Табл.2.2.1), можно сделать вывод о том, что приход воды с речным стоком $R = 355$ км³/год (853 мм/год) приблизительно равен потерям воды на испарение $E = -335$ км³/год (-805 мм/год), а атмосферные осадки дают $P = 220$ км³/год (528 мм/год). Среднее значение пресного баланса $(R + P) - E$ равно 240 км³/год (576 мм/год), стандартное отклонение оценок его составляющих около 50 км³/год (120 мм/год), рис.2.2.2. Приток воды через проливы дает 255 км³/год (612 мм/год), из них на Босфор приходится 200 км³/год. Сток воды через проливы составляет -460 км³/год (-1104 мм/год), через Босфор -420 км³/год. Водный баланс по приведенным средним оценкам получается не замкнутым, с невязкой около 30 км³/год (78 мм/год), т.к. многие оценки содержат только отдельные составляющие.

Таблица 2.2.1

Оценки составляющих водного баланса Черного моря, км³/год

	Осадки	Сток рек	Испарение	Пресный баланс	Приток Босф	Приток Азов	Сток Босф	Сток Азов
<i>Макаров</i> (1885)					179		330	
<i>Маньяги</i> (1892)					298		726	
<i>Шпиндлер</i> (1899)	220	474	232	462			416	
<i>Merz</i> (из <i>Moller</i> , 1928)	231	328	354	205	193		398	
<i>Sverdrup</i> (1942)	240	328	363	205	192		397	
<i>Elliot, Pigaz</i> (1946)							1028	
<i>Зенкевич</i> (1947)	145	320	319	146	202		348	
<i>Водяницкий</i> (1948)	280	480	240	520				
<i>Бруевич</i> (1953)	225	350	350	225	175		400	
<i>Рождественский</i> (1953)	280	340	240	380	195		575	
<i>Neuman, Rosenan</i> (1954)	240	427	397	206	192		462	
<i>Caspers</i> (1957)	234	320	354	200				
<i>Леонов</i> (1960)	230	309	365	174	193	95	392	70
<i>Беренбейм</i> (1960)	120	340	280	180	193	59	398	34
<i>Кочкиков</i> (1961)			254					
<i>Макаров</i> (1961)	225		329					
<i>Прусенков</i> (1962)			358					
<i>Солянкин</i> (1963)	119	346	332	132	176	53	340	32
<i>Зенкович</i> (1966)		400			202		398	59
<i>Богданова</i> (1969)					174		357	
<i>Tixeront</i> (1970)	182	400	393	189			189	
<i>Рождественский</i> (1971)	254	294	301	247	229	38	485	29
<i>Ozturgut</i> (1971)	300	352	353	299	249		548	
<i>Ситников</i> (1972)	148	423	381	190			190	
<i>Розенгурт, Ситников</i> (1973)	212	406	381	237			241	
<i>Serpoianu</i> (1973)	120	336	340	116	123	53	260	32
<i>Соркина</i> (1974)	214		304					
<i>Roga, Oros</i> (1974)	254	294	301	247	229	38	485	29
<i>Фонселуш</i> (1974)	230	320	350	200	200		400	
<i>F.Richards</i> (1983)	234	320	354	200	188		388	
<i>Голубева</i> (1987)			383					
<i>Ünlüata et al</i> (1990)	300	352	353	299	312		612	
<i>Ефимов, Тимофеев</i> (1990)			441					
<i>Симонов, Альтман</i> (1991)	236	338	396	178	176	50	371	33

<i>Решетников</i> (1992)	225	353	370	208		22	227	
<i>Oguz et al</i> (1995)	226		384					
<i>Горячкин, Липченко</i> (2000)	662							
<i>Горячкин, Иванов</i> (2006)	241							
<i>Репетин и др</i> (2006)	292							
<i>Schrum et al</i> (2001) ECWMF	188		292					
<i>Kara et al</i> (2005) ECWMF	221		270					
<i>Kara et al</i> (2005) NOGAPS	178		266					
<i>Kara et al</i> (2005) NCEP	255		335					
<i>Kara</i> (2008) RivDIS		287						
<i>Джаошвили</i> (2003)		365						
<i>Matsoukas et al.</i> (2007)			400					
<i>Vardavas and Taylor,</i> (2007) ERA40			291					
<i>Mikhailov, Mikhailova</i> (2008)		355						
<i>Ильин и др.</i> (2009)						75		55
<i>Тимофеев, Юровский</i> (2009)	240							
<i>Romanou et al</i> (2010) HOAPS3	198		272					
<i>Romanou et al</i> (2010) NCEP	274		335					
<i>Romanou et al</i> (2010) ERA40	189		300					
<i>Romanou et al</i> (2010) ERA-Interim	204		341					

По значениям водного баланса часто оценивают период полного обновления вод в бассейне, как частное от деления объема моря на приходную (или расходную) часть водного баланса. При среднем значении $\sim 800 \text{ км}^3/\text{год}$ он будет равен приблизительно 700 годам. Если, следуя Ю.М.Шокальскому, разделить объем моря только на годовой приток через Босфор, получим ~ 2500 лет. Точно такой же период обновления для Черного моря в 2500 лет приводится в классической монографии [Sverdrup, Johnson, Fleming, 1942]. Для сравнения, оценки периода обновления, сделанные по солевому балансу мраморноморских и глубинных черноморских вод [Östlund, 1974; Latif et al, 1991], дают 400–500 лет, по радиоуглеродному анализу [Östlund, 1974] 1–2 тыс. лет.

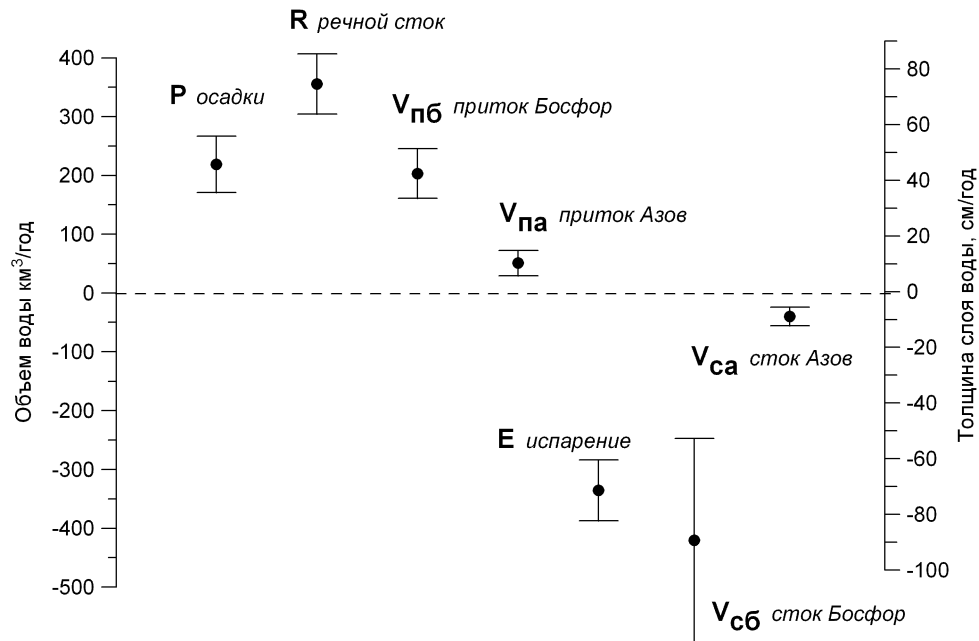


Рисунок 2.2.2 – Средние оценки составляющих водного баланса Черного моря (км³/год, см/год) по литературным данным. Отрезками показаны стандартные отклонения.

Баланс пресных вод. Оценки суммарного количества осадков и испарения для Черного моря дают существенный разброс значений, как и по более ранним оценкам, так и по современным массивам атмосферного реанализа, таким как ECWMF, NCEP, NOGAPS, HOAPS [Schrum *et al*, 2001; Kara 2005, 2008; Romanou *et al*, 2010].

Внутригодовой ход баланса пресных вод в Черном море (рис. 2.2.3, а) состоит из двух периодов: с июля по октябрь баланс отрицательный ((R + P) < E) с минимумом в августе; с ноября по июнь баланс положительный ((R + P) > E), максимум приходится на апрель – май. Отрицательный пресный баланс в летне-осенний период связан с интенсивным испарением, весенний максимум обусловлен как паводком на реках, так и минимальным испарением в этот период (рис. 2.2.3, б). Уменьшение испарения весной связано со снижением скорости ветра после зимнего периода сильных ветров при еще достаточно низкой температуре воды.

Пространственное распределение испарения по акватории моря отличается неравномерностью, области максимального испарения расположены в северо-западной и северо-восточной частях моря, соответствуя зонам максимальных ветров.

Большинство оценок распределения осадков в бассейне показывает увеличение их количества у берегов по сравнению с открытым

морем, что служит дополнительным источником распределения поверхностного слоя в прибрежной зоне. В области максимальных осадков, охватывающей почти все Анатолийское и Кавказское побережья, их роль в пресном балансе является определяющей, учитывая то, что в эту часть моря поступает не более 25% речного стока.

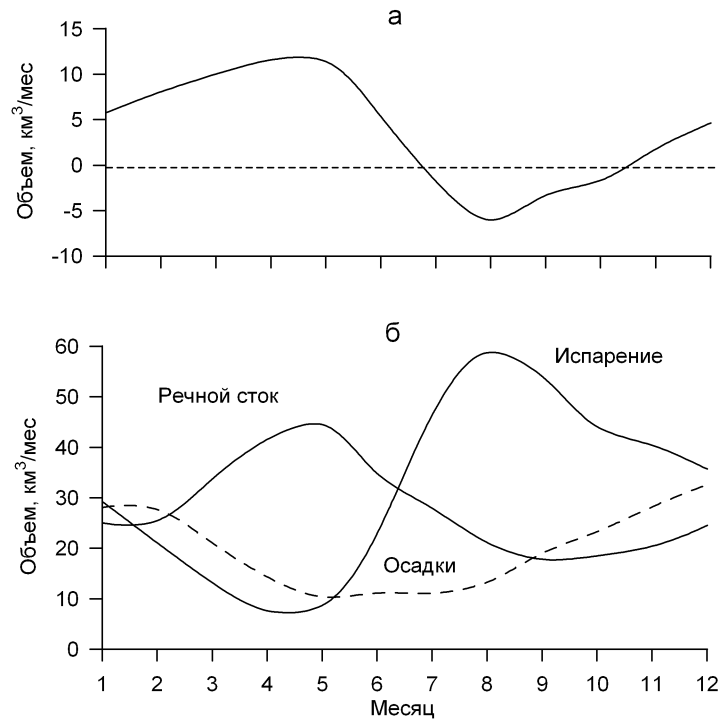


Рисунок 2.2.3 – Сезонный ход: *а* – баланса пресных вод Черного моря; *б* – составляющих пресного баланса (по данным [Симонов, Альтман и др., 1991])

Испарение превышает осадки ($E > P$) на большей части акватории Черного моря, кроме побережья Грузии и восточной Турции. Здесь, кроме выпадения максимального количества атмосферных осадков, расположена также и область минимума испарения, обусловленная зоной слабых ветров.

Сток рек. В приходной части баланса пресных вод наибольший вклад принадлежит речному стоку, особенно в весенне-летний период. Осенью и зимой объем выпадающих атмосферных осадков несколько превышает объем материкового стока (в среднем на $5 \text{ км}^3/\text{месяц}$, рис. 2.2.3, *б*). Географическая неравномерность распределения стока обуславливает пространственную неоднородность солености поверхностного слоя.

В Черное море впадает около 1000 рек, из них приблизительно 500 имеют длину больше 10 км, площадь водосбора более 10 тыс. км² имеют только 10 рек [Джаошвили, 2003], общая площадь водосбора бассейна 1760 тыс. км² [Mikhailov, Mikhailova, 2008]. На рис. 2.2.4 показано пространственное распределение годового стока наиболее полноводных рек (более 2 км³/год). Для крупных рек сток воды достаточно надежно определяется на основе регулярных измерений. Для малых рек применяются косвенные методы, их общий сток оценивается в 10 % от общего стока (~36 км³/год), подземный сток принимается равным 5% от поверхностного стока (~17 км³/год) [Джаошвили, 2003]. Суммарный речной сток в Черное море по наиболее полным исследованиям оценивается как 338 км³/год [Симонов, Альтман и др., 1991], 365 км³/год [Джаошвили, 2003], 355 км³/год [Mikhailov, Mikhailova, 2008], что в среднем составляет 350 км³/год.

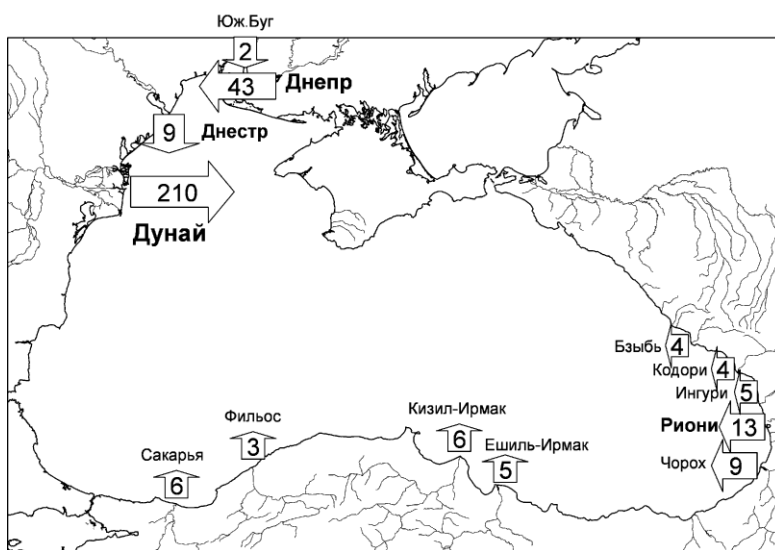


Рисунок 2.2.4 – Среднегодовой сток (км³/год) наиболее крупных рек Черного моря

Большая часть речного стока (>70%) попадает в северо-западную часть моря, в юго-восточную часть моря с побережья Грузии поступает около 13% общего стока, реки побережья Турции дают, в целом, около 10 % стока. Почти половина всего стока поступает в море в течение весеннего периода – с марта по июнь (рис. 2.2.5), в осенний период – с сентября по ноябрь – речной сток минимален.

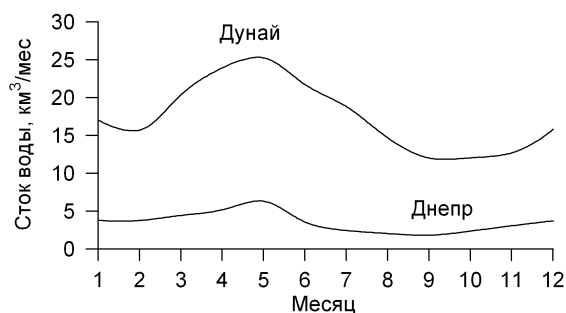


Рисунок 2.2.5 – Сезонный ход стока р. Дунай и р.Днепр (1950 – 2000 гг.).

Водообмен через проливы. В истории океанологии пролив Босфор занимает особое место. Уже в первой монографии, с которой физическая океанография начиналась как отдельная наука [Marsili, 1725], Л.Марсильи описал свои измерения разнонаправленных течений в проливе, проведенные им в конце 17-го века (современное описание в [Soffientino, Pilson, 2005]). Тем не менее, наибольший разброс в оценках отдельных составляющих водного баланса Черного моря имеет сток воды с верхнебосфорским течением, который вносит наибольший вклад в расходную часть баланса. Это связано с тем, что водообмен в проливах ранее оценивался в основном косвенными методами – через значения уровня моря или как остаточный член водного баланса.

В последние 20 лет производились инструментальные измерения расхода воды в проливе путем измерения течений во всей толще, в частности с помощью технологии ADCP. На рис. 2.2.6 приведены среднемесячные величины составляющих водообмена через Босфор на основе опубликованных данных ADCP измерений, проведенных, как в научных экспедициях, так и в интересах муниципального хозяйства Стамбула [Özsoy et al, 1998; Di Iorio, Yüce, 1999; Dogan et al, 2001 (из Yukcel et al, 2003); Gregg, Özsoy, 2002]. Если аппроксимировать сезонный ход этих данных (рис.2.2.6, 2.2.7) и оценить среднегодовые значения, то для верхнебосфорского потока $V_{сб} = 653 \text{ км}^3/\text{год}$, для нижнебосфорского потока $V_{нб} = 145 \text{ км}^3/\text{год}$. Для верхнебосфорского потока данная оценка близка к оценке [Ünlüata et al, 1990] – $612 \text{ км}^3/\text{год}$ и почти в два раза превышает оценку $371 \text{ км}^3/\text{год}$ из [Симонов, Альтман и др., 1991]. Расход нижнебосфорского потока более соответствует оценкам [Макаров, 1885; Бруевич, 1953; Солянкин, 1963; Симонов, Альтман и др., 1991] – от 174 до $179 \text{ км}^3/\text{год}$. На сезонном масштабе определенное соответствие получается с [Богданова, 1972], где один из максимумов поступления мраморноморских вод также приходится на октябрь–ноябрь, период минимального перепада уровня между Черным и Средиземным морями (рис. 2.2.7).

Оценка результирующего баланса водообмена с Мраморным морем $V_{нб} - V_{сб} = -508 \text{ км}^3/\text{год}$ по данным ADCP получается очень большой, она значительно превышает даже максимальные оценки в $-300 \text{ км}^3/\text{год}$ [Ünlüata et al, 1990], основанную на солевом балансе, и $-330 \text{ км}^3/\text{год}$ [Stanev et al, 2000], рассчитанную по альтиметрическим данным за 1993–1996 гг. Средняя из всех оценок $V_{нб} - V_{сб}$ (табл.2.2.1) равна $-217 \text{ км}^3/\text{год}$, оценки по наиболее длинным рядам водного баланса [Симонов, Альтман и др., 1991] и уровня моря [Peneva et al, 2001] равны $-195 \text{ км}^3/\text{год}$ и $-198 \text{ км}^3/\text{год}$, соответственно. Следует, конечно, учитывать, что относительно длительных измерений расходов в проливе пока немного, и выполнялись они по различным схемам наблюдений. Мониторинг водообмена между Черным и Мраморным морями на основе регулярных инструментальных измерений, очевидно, дело будущего.

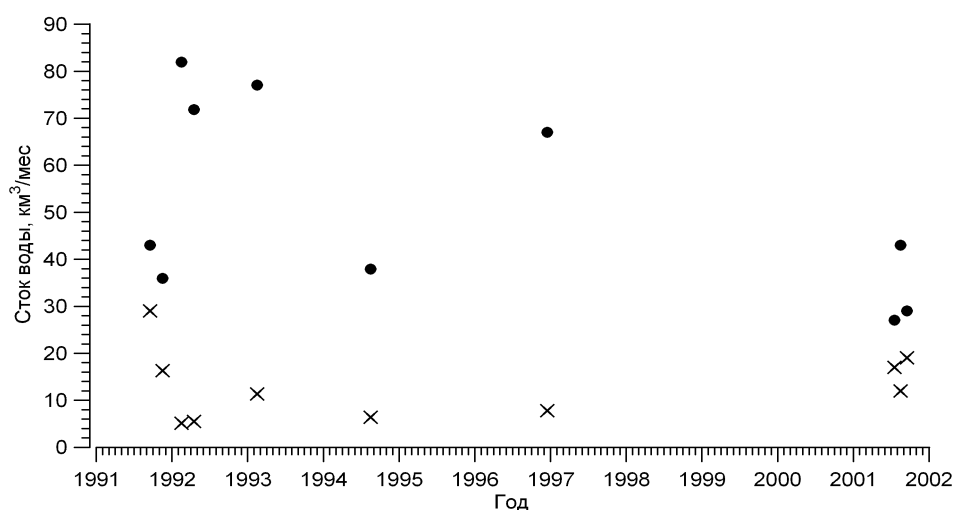


Рисунок 2.2.6 – Оценки водообмена через Босфор по инструментальным измерениям ADCP, $\text{км}^3/\text{месяц}$ из [Özsoy et al, 1998; Di Iorio, Yüce, 1999; Dogan et al, 2001 (из Yukcel et al, 2003); Gregg, Özsoy, 2002]. Кружками изображены среднемесячные оценки стока воды с верхнебосфорским течением, крестиками – с нижнебосфорским течением.

Сравнение измеренных и потоков, рассчитанных по методике [Альтман, 1987; Симонов, Альтман и др., 1991], для тех же периодов времени, показывает различия от 10 до 100% для каждой из составляющих, причем для верхнебосфорского потока значения расходов воды по измерениям ADCP всегда выше. Наиболее существенное отличие в качественном плане состоит в том, что инструментальные измерения не подтверждают сезонного преобладания нижнебосфорского потока

над верхнебосфорским в период отрицательного пресного баланса с июля по октябрь (рис.2.2.7). Следует отметить, что указанная методика расчета водообмена через Босфор определяет результирующий сток через пролив как суммарный баланс пресных вод моря с обратным знаком. Далее, по модифицированным соотношениям из [Богданова, 1972] результирующий поток пересчитывается в две составляющие. При этом не учитываются локальные условия в проливе Босфор, такие как ветер, который может блокировать или, наоборот, увеличивать водообмен, а также перепад уровня моря вдоль самого пролива (в отличие от [Богданова, 1972]). Последний фактор трудно учитывать из-за недостатка информации для Босфора, к тому же, изменчивость уровня моря со стороны Мраморного моря часто гораздо выше, чем на черноморском конце пролива [Andersen et al, 1997; Gregg and Özsoy, 1999].

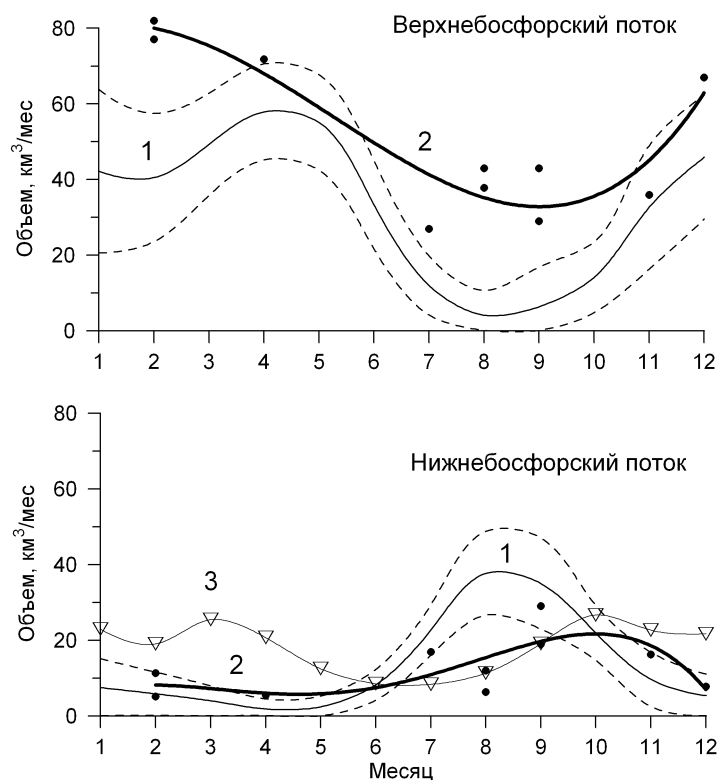


Рисунок 2.2.7 – Сезонный ход водообмена через Босфор по [Симонов, Альтман и др., 1991] (сплошная линия под номером 1, штриховая линия отображает диапазон межгодовых колебаний $\pm \sigma$); оценки сезонного хода расхода воды по ADCP измерениям из рис. 2.2.6 (показано кружками, жирная линия под номером 2 – аппроксимация полиномом); сезонный ход нижнебосфорского потока по [Богданова, 1972] (сплошная линия с треугольниками под номером 3)

Для Керченского пролива наиболее детальные и достоверные оценки приведены в [Симонов, Альтман и др., 1991], рассчитанные по эмпирическим зависимостям между расходами воды, разностью уровня моря на концах пролива и проекцией ветра на ось пролива за период 1923 – 1985 гг., а также в монографии [Ильин и др., 2009] на основе данных измерений течений в проливе за 1980 – 2008 гг. Согласно [Симонов, Альтман и др., 1991], приток в Черное море из Азовского моря $V_{na} = 50 \text{ км}^3/\text{год}$, обратный черноморский поток $V_{ca} = 33 \text{ км}^3/\text{год}$, баланс вод $V_{na} - V_{ca} = 17 \text{ км}^3/\text{год}$. По данным [Ильин и др., 2009], при увеличенных составляющих водообмена $V_{na} = 75 \text{ км}^3/\text{год}$ и $V_{ca} = 55 \text{ км}^3/\text{год}$, общий баланс расхода воды остался почти таким же: $V_{na} - V_{ca} = 20 \text{ км}^3/\text{год}$. В целом, эти оценки близки к среднему значению из всех оценок водообмена через Керченский пролив (табл. 2.2.1) $V_{na} = 55 \text{ км}^3/\text{год}$ и $V_{ca} = 40 \text{ км}^3/\text{год}$.

2.3 Тепловой баланс

Тепловому балансу Черного моря посвящено гораздо меньше работ, чем водному балансу (табл. 2.3.1). Исходя из средних значений опубликованных оценок (Рис. 2.3.1), можно констатировать, что радиационный баланс $R_n \approx 100 \text{ Вт}/\text{м}^2$, что в основном соответствует значениям R_n в Мировом океане на тех же широтах. Контактный теплообмен (турбулентный поток явного тепла) $H \approx 13 \text{ Вт}/\text{м}^2$, что также соответствует большей части акватории океана, кроме районов с большой теплотдачей, таких как Гольфстрим. Затраты тепла на испарение (турбулентный поток скрытого тепла) $LE \approx 64 \text{ Вт}/\text{м}^2$ в 1.5 – 2 раза ниже остальной части Мирового океана (сравнение с [Будыко и др., 1963]), что более характерно для субарктических районов.

Таблица 2.3.1

Оценки составляющих теплового баланса Черного моря, $\text{Вт}/\text{м}^2$

	Q_n	F_n	R_n	H	LE
Макегов (1961)	140	66.2	73.8	10.4	62.5
Голубева (1987)			85.6	13.9	71.8
Ефимов, Тимофеев (1990)			105.1	19.7	83.3
Симонов, Альтман (1991)	149.8	64.4	85.4	13.7	69.7
Staneva et al (1995)	141	62.2	78.8	12.7	67.5
Schrump et al (2001) ECWMF	145.8	70.7	75.1	13.7	55.4
Kara et al (2005) ECWMF	141.3	63.9	77.4		
Kara et al (2005) NOGAPS	174.1	66.5	107.6		
Kara et al (2005) NCEP	171.2	72.8	98.4		
Matsoukas et al (2007)	139	50	89	14	60–75
Тимофеев, Юровский (2009)			101.9		

Радиационный баланс R_n , или разность приходящей солнечной радиации Q_n и эффективного длинноволнового излучения F_n , максимален в июне [Симонов, Альтман и др., 1991; Schrum et al, 2001; Kara et al, 2005], июле [Ефимов, Тимофеев, 1990] и минимален в декабре. Суммарная турбулентная теплоотдача моря в атмосферу $H+LE$, сильно зависящая от скорости ветра, минимальна в апреле [Симонов, Альтман и др., 1991], мае [Ефимов, Тимофеев, 1990; Ефимов, Посошков, 2001] и увеличивается к осени в 5 – 7 раз. С марта по август море получает тепло, с сентября по февраль отдает тепло в атмосферу. Переход к положительным значениям теплового баланса, согласно [Симонов, Альтман и др., 1991], происходит 10 – 20 марта в северных районах и 23 – 28 февраля в южных, а к отрицательным значениям 10 – 15 августа в северных районах и 23 – 28 августа в южных.

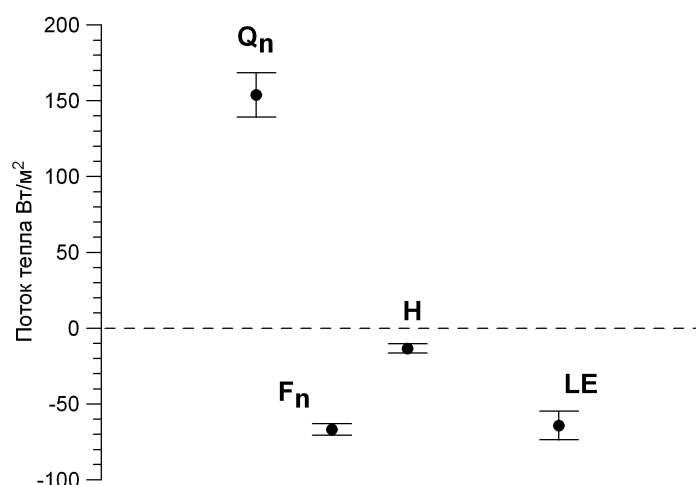


Рисунок 2.3.1 – Средние оценки составляющих теплового баланса Черного моря, Вт/м² по литературным данным. Отрезками показаны стандартные отклонения.

Скорость изменения теплозапаса деятельного слоя Черного моря, или полный тепловой баланс, которая в условиях пренебрежимо малого теплообмена с соседними морями равна внешнему тепловому балансу, достигает максимальных значений в мае (140–150 Вт·м⁻²) и в декабре – январе (–140–150 Вт·м⁻²), рис.2.3.2. Эти оценки, сделанные по климатическим полям температуры воды Черного моря в слое 0–100 м, совпадают с большинством оценок сезонного хода результирующего теплового баланса на поверхности моря и в целом соответствуют средним значениям в океане для тех же широт.

Оценки пространственного распределения составляющих теплового баланса по акватории моря могут различаться как для среднемесячных, так и для среднегодовых величин. Области максимальных среднегодовых значений радиационного баланса R_n относили к центральной части моря [Тимофеев, Юровский, 2009], к юго-западной части моря [Ефимов, Тимофеев, 1990; Симонов, Альтман, 1991] или к южному побережью [Kara et al, 2005]. Максимумы суммарной турбулентной теплоотдачи моря $H+LE$ могут располагаться в северо-западной части моря [Staneva et al, 1995], северо-восточной части [Симонов, Альтман и др., 1991] или в том и другом районе одновременно [Ефимов, Тимофеев, 1990].

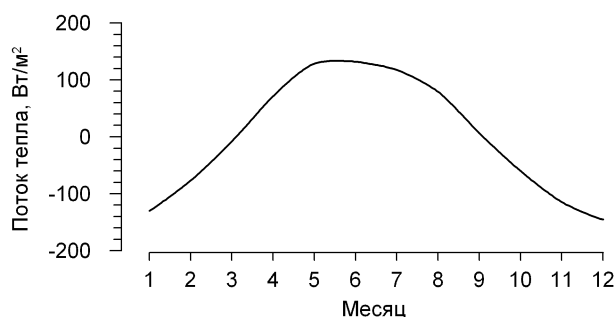


Рисунок 2.3.2 – Сезонный ход скорости изменения теплосодержания слоя 0–100 м, Вт/м² в Черном море.

В оценках распределения по акватории моря результирующего теплового баланса также есть различия, при сохранении общей картины – море в среднем за год получает тепло в южной части моря и отдает тепло в северной части. В работах [Голубева, 1987; Симонов, Альтман и др., 1991] граница смены знака теплового баланса пролегает в широтном направлении около 44°с.ш., деля море примерно на равные части, абсолютный минимум находится в северо-восточной части моря близ Новороссийска. В работе [Ефимов, Тимофеев, 1990] площади положительного и отрицательного баланса также примерно равны, но граница не является квазиширотной, вся западная часть моря имеет отрицательный баланс, абсолютный минимум находится вблизи Дуная, а в центральной части Анатолийского побережья выделяется локальная область охлаждения, аналогично работе [Макепов, 1961]. Наконец, в работах [Staneva et al, 1995; Schrum et al, 2001] на большей части акватории Черного моря преобладает отрицательный тепловой баланс, море получает тепло лишь в области южнее 42 – 43°с.ш.

ТЕРМОХАЛИННАЯ СТРУКТУРА ВОД

В наиболее крупных, обобщающих работах по океанографии Черного моря: [Книпович, 1932; Леонов, 1960; Филиппов, 1968; Блатов и др., 1984; Симонов, Альтман, 1991] достаточно подробно рассматривалась термохалинная структура бассейна. Краткая, но исчерпывающая характеристика вертикальной структуры вод дана в монографии [Блатов и др., 1984]:

а) определяющий вклад солёности в плотностную стратификацию вод, за исключением верхнего 50-метрового слоя в теплую половину года;

б) чрезвычайно большие вертикальные контрасты по солёности, температуре и плотности;

в) локализация этих контрастов в относительно тонких слоях (сезонный термоклин и постоянный галоклин);

г) ярко выраженная вертикальная асимметрия структуры вод с тонким верхним опресненным и мощным нижним осолоненным квази-однородными слоями, разделенными галоклином;

д) существование в верхней части постоянного галоклина холодного промежуточного слоя, ниже которого температура с глубиной растёт.

Отдельным вопросам термохалинной структуры вод Черного моря посвящено большое количество работ различных авторов из СССР, Украины, России, Турции, Болгарии, США, опубликованных за более чем 100-летний период.

В последние десятилетия, несмотря на общее сокращение морских экспедиционных исследований в Мировом океане, объём доступных океанографических данных значительно увеличился, стали широко применяться новые средства контактных и дистанционных океанографических измерений. Это позволяет уточнять и дополнять ранее сложившиеся представления о термохалинной структуре вод Черного моря, что сделано, в частности, в работах [Özsoy, Ünlüata, 1997; Белокопытов, 2004; Tuzhilkin, 2008a, Tuzhilkin, 2008; BSC, 2008].

К настоящему времени в банках океанографических данных для Черного моря собрано >150 тыс. гидрологических станций за период 1910 – 2010 гг. Приводимые в настоящей работе климатические характеристики термохалинной структуры моря относятся к периоду 1950 – 2000 гг. (105 тыс. станций без многосуточных серий). Представленные спутниковые изображения основаны на данных отдела дистанционных методов исследований МГИ НАН Украины (<http://dvs.net.ua/>).

3.1 Температура воды

Температура воды в Черном море изменяется в широких пределах: от значений температуры замерзания воды в прибрежной зоне северной части моря (-0.97°C при солёности 18 PSU, -0.54°C при солёности 10 PSU), до $28 - 29^{\circ}\text{C}$ при максимальном летнем прогреве. Средняя по всему объёму моря температура равна 8.96°C . Это значительно выше средней температуры в океанах, но ниже температуры соседнего Средиземного моря. Средняя температура на поверхности равна 14.87°C , в верхнем слое $0 - 300$ м имеет значение 8.81°C , в глубинном слое $400 - 2000$ м повышается до 8.99°C .

Вертикальная структура. Основными элементами вертикальной термической структуры деятельного слоя Черного моря принято считать: верхний квазиоднородный слой от 5 до 130 м, сезонный термоклин, где максимум вертикального градиента находится летом на глубине 15 – 20 м (значения до $-5^{\circ}\text{C м}^{-1}$, средняя величина $-1^{\circ}\text{C м}^{-1}$), а также холодный промежуточный слой (ХПС), т.е. слой подповерхностного минимума температур, с глубиной залегания минимума 30 – 100 м. Ниже оси ХПС температура монотонно повышается с глубиной до значений 9.1°C у дна. В слое 50 – 100 м располагается постоянный термоклин (ряд авторов применяет термин антитермоклин) с вертикальным градиентом до $+0.2^{\circ}\text{C м}^{-1}$, среднее значение $+0.02^{\circ}\text{C м}^{-1}$.

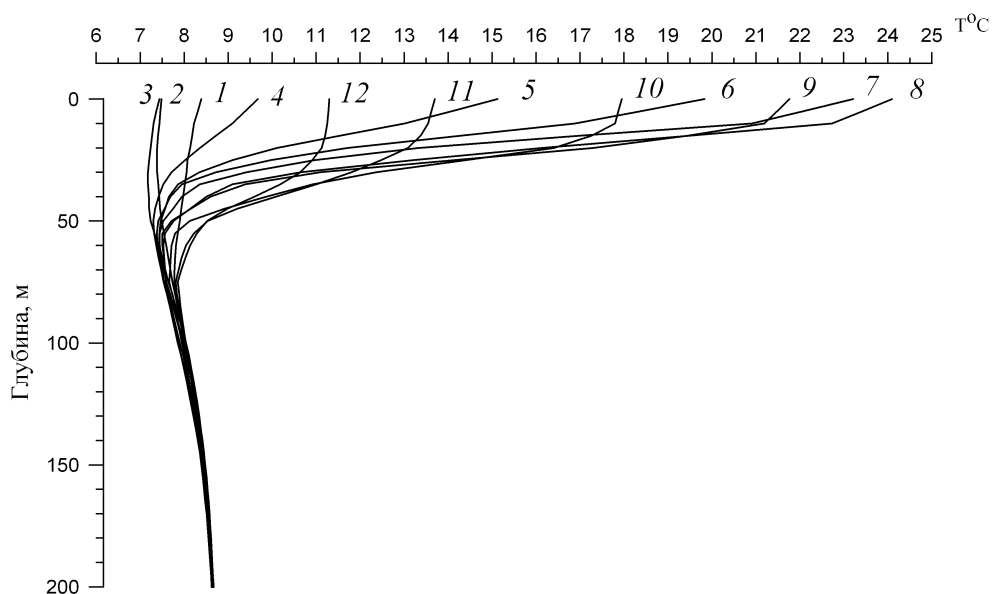


Рисунок 3.1.1 – Среднемесячные вертикальные профили температуры воды, $^{\circ}\text{C}$ в Черном море (цифрами обозначены месяцы года).

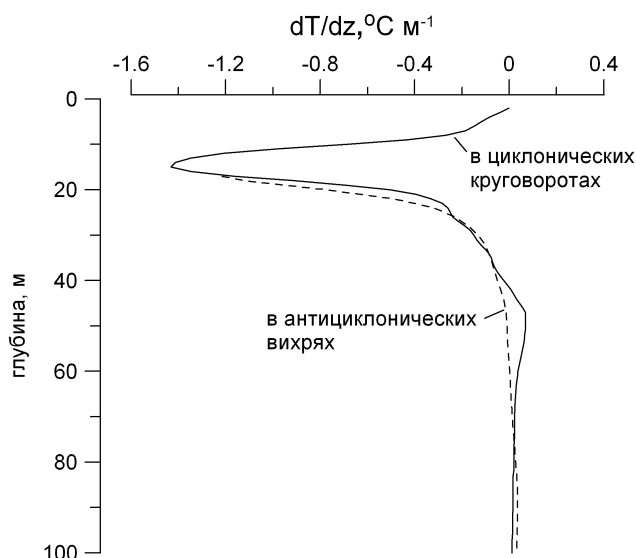


Рисунок 3.1.2 – Средние профили вертикального градиента температуры, $^{\circ}\text{C}\cdot\text{м}^{-1}$ в Черном море для летнего сезона.

На глубинах 500 – 700 м существует стационарный квазиизотермический слой (рис.3.1.3), по поводу происхождения которого существует несколько гипотез. В [Ivanov, Samodurov, 2001; Самодуров, 2002] он объясняется как следствие процесса теплообмена мраморноморской струи и геотермального потока тепла. На верхней границе слоя (500 м), плотностное соотношение $R = \alpha \frac{dT}{dz} / \beta \frac{dS}{dz}$ достигает минимума, что характеризует переход от режима, когда мраморноморская струя отдает тепло, нагревая окружающую жидкость, на противоположный режим, когда она распространяется вниз как более холодная вода. В работах [Мамаев, 1987, 1997] подобное распределение температуры выводится с помощью аналитической теории T,S-кривых с учетом двойной диффузии (при $\alpha \frac{dT}{dz} > \beta \frac{dS}{dz}$). Более простым объяснением может служить предположение о том, что ниже этого слоя (500–700 м) модифицированные мраморноморские воды не погружаются, подробнее см. раздел 3.4.3.

С глубины 1700 – 1750 м начинается придонный однородный слой (рис. 3.1.3, 3.1.4) с постоянной потенциальной температурой (8.897 – 8.903°C), который образуется в результате плотностной конвекции, вызываемой геотермальным потоком тепла [Murray 1991, Özsoy et al, 1991, 1995; Еремеев, Кушнир, 1994, 1998; Eremeev et al, 1997; Кушнир и др., 1996–2000; Самодуров 2002, 2009; Волков и др., 2002]. Существование такого слоя предполагалось достаточно давно, но малая точность океанографических измерений не позволяла правильно определить его толщину: оценки варьировали от 1000 м [Чигурин, 1938; Водяницкий, 1948] до 500 м [Владимирцев, 1962, 1964]. Особую актуальность этот вопрос приобрел в 1950–60-х гг. в связи с проектами захоронения в Черном море радиоактивных отходов [Водяницкий, 1958]. По современным данным толщина придонного слоя составляет 300 – 500 м, что является максимальным значением для Мирового океана.

Общая система вертикальной циркуляции моря с подъемом вод в центре и опусканием на периферии моря формирует куполообразное распределение изотермических поверхностей (рис. 3.1.5). Это является одной из основных причин существенного различия вертикальной термохалинной структуры в центральной части моря и прибрежных районах, что объяснялось еще в ранних работах [Шпиндлер, Врангель, 1899; Книпович, 1932].

Пространственное распределение. Климатические термохалинные поля Черного моря, рассчитанные по данным за различные временные периоды, представлены во многих климатических атласах: [Самойленко, 1956; Виноградов и др., 1966; Богуславский и др., 1984; Терзиев и др., 1986; Альтман, Гертман, Голубева, 1987; Иванов В.А, Косарев, Тужилкин, 1999; Суворов и др., 2004; Букатов и др., 2005; *Океанографічний атлас*, 2009].

Для пространственного распределения температуры поверхностного слоя в Черном море наиболее характерным является ее рост в направлении от северо-запада к юго-востоку в течение всего года (рис.3.1.6). Это связано с общими атмосферными условиями региона: северо-западная часть Черного моря характеризуется умеренным климатом, в то время как климат восточной половины моря субтропический. В зимний период низкие значения температуры воды характерны не только для северо-западной части, но и для центра моря, что обусловлено интенсивным охлаждением поверхностного слоя в центрах циклонических круговоротов. Пространственные контрасты температур наиболее резко выражены зимой, в весенне-летний период они значительно сглажены.

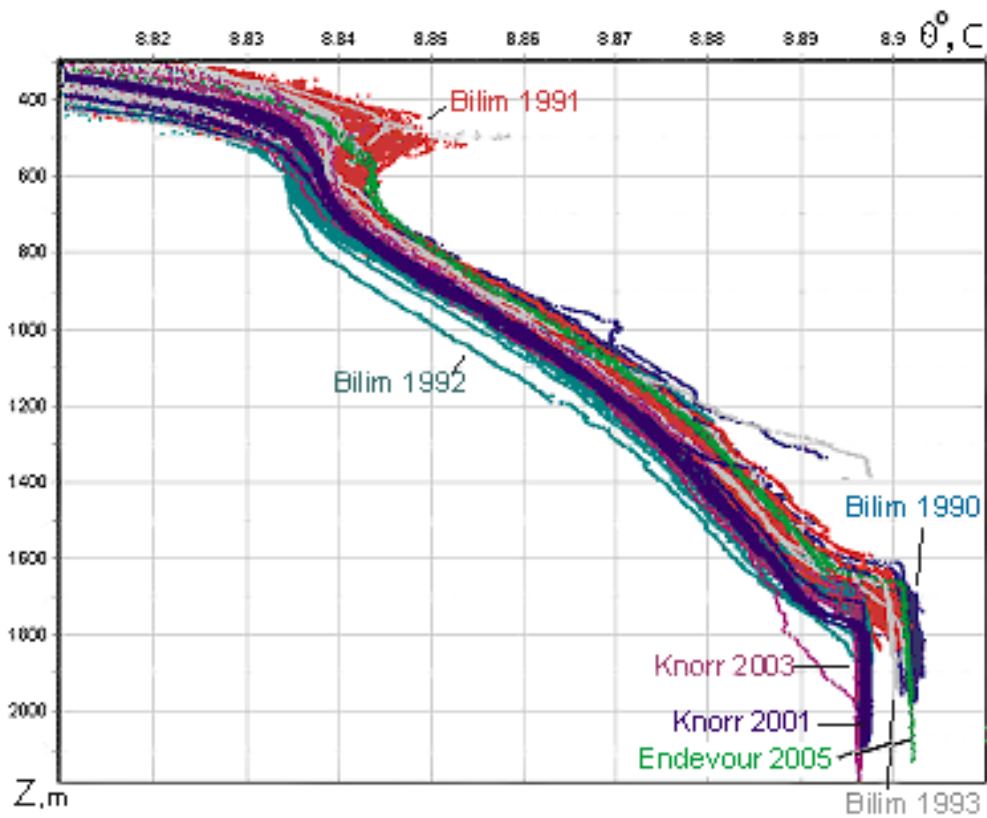


Рисунок 3.1.3 – Профили потенциальной температуры, °C в глубинных слоях Черного моря по данным последних десятилетий.

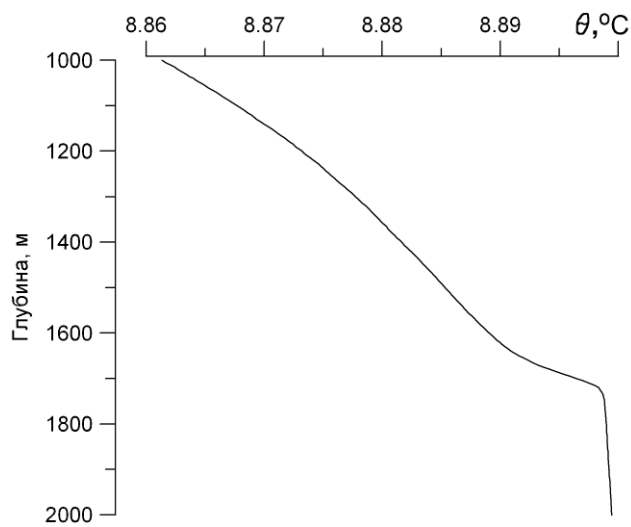


Рисунок 3.1.4 – Средний вертикальный профиль потенциальной температуры, °C в глубинных слоях Черного моря.

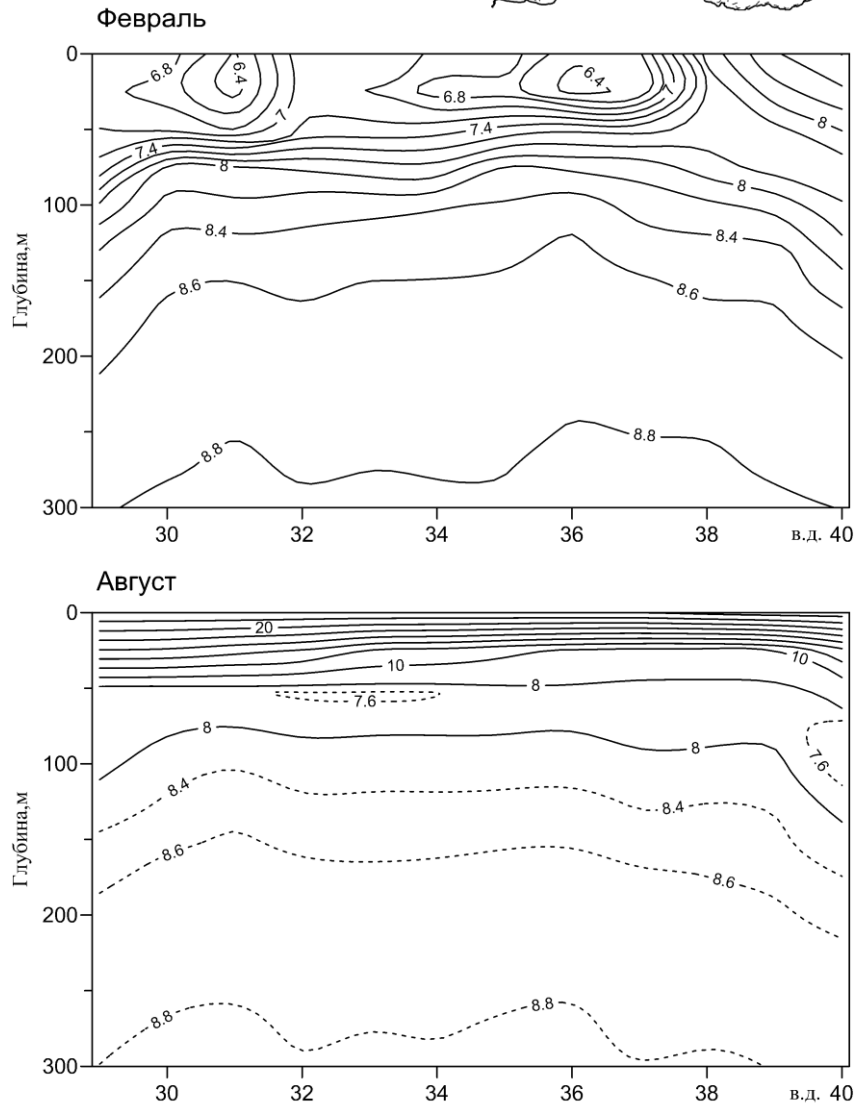
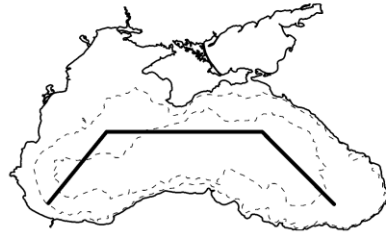


Рисунок 3.1.5 – Средние вертикальные разрезы температуры воды, °С через центральную часть Черного моря для февраля и августа (вверху на схеме разреза штриховой линией нанесены изобаты 200 и 2000 м).

Локальный минимум в центральной части Анатолийского побережья, вызванный устойчивым апвеллингом, существует с мая по октябрь, наиболее он развит в июне. Причины его возникновения объясняются преобладанием северо-восточных ветров [Oguz et al., 1992] или дивергенцией течений [Sur et al., 1994].

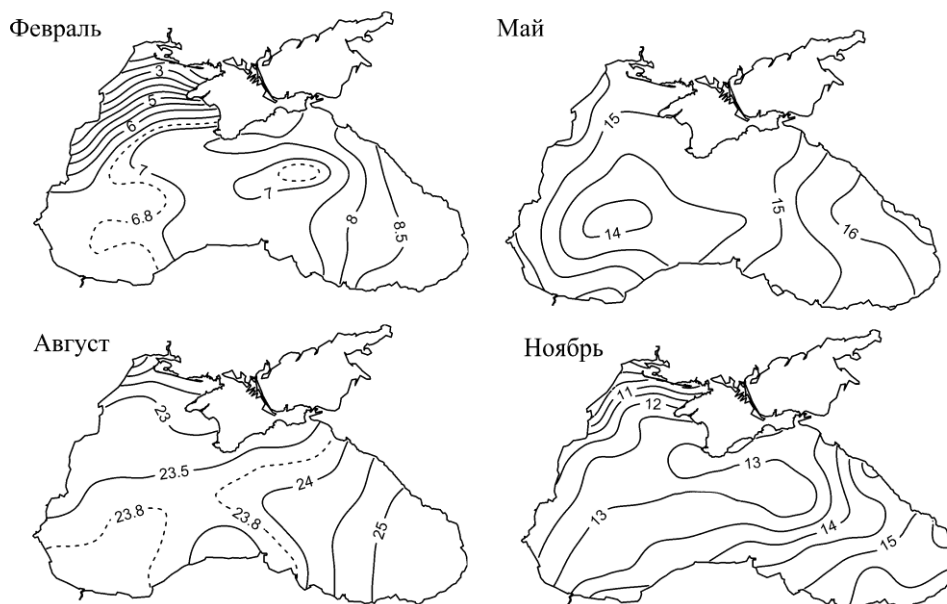


Рисунок 3.1.6 – Пространственное распределение среднемесячных значений температуры воды, °С на поверхности моря.

Пространственное распределение температуры в слое основного пикноклина (рис.3.1.7) полностью обусловлено системой вертикальных движений, восходящих в центре и нисходящих на периферии. В течение всего года температура характеризуется повышенными значениями в центральной части моря, и пониженными значениями на материковом склоне. Пространственная дисперсия температуры на горизонте 75 м снижается по сравнению со значениями на поверхности моря в 10^2 раз, на горизонте 300 м в 10^4 раз.

Распределение температуры в глубинных слоях отличается высокой однородностью. Пространственная изменчивость становится сопоставимой с временной изменчивостью и погрешностью измерительных средств, применяемых в прошлые годы. Поэтому климатические распределения температуры ниже 500 м, рассчитанные по историческим данным, могут носить ячеистый характер [Альтман, Гертман, Голубева, 1984]. В работе [Полонский, Ловенкова, 2003] был использован полный массив глубоководных наблюдений и получен результат, качественно совпадающий с [Владимирцев, 1964], о том, что центральная

часть моря характеризуется повышенными значениями температуры по сравнению с периферийными районами.

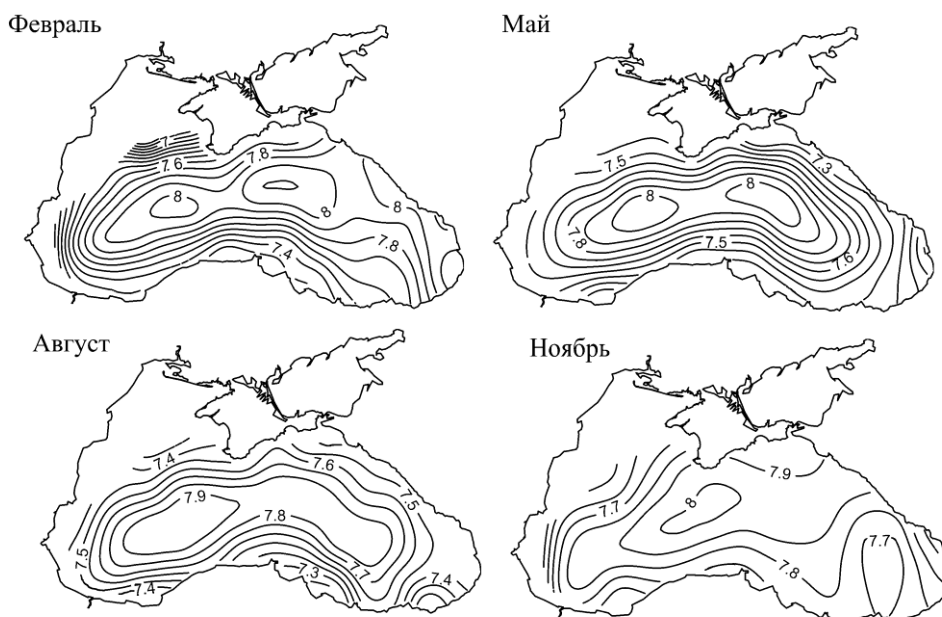


Рисунок 3.1.7 – Пространственное распределение среднемесячных значений температуры воды, °С на горизонте 75 м.

Использование для расчета средних полей в глубинных слоях исключительно данных высокоточных СТД-зондов последнего десятилетия ограничено малым количеством глубоководных станций и их неравномерным распределением по акватории. Также нельзя исключить долгопериодную изменчивость в глубинных слоях [Полонский, Ловенкова, 2006]. Даже в пределах отдельной крупномасштабной океанографической съемки трудно сделать вывод о различиях между западной, центральной и восточной частями моря [Иванов Л.И., Шкворец, 1995]. Средние поля температуры по данным последних десятилетий были рассчитаны в [Белокопытов, 2004], для горизонта 2000 м (рис. 3.1.8) они близки к результатам [Полонский, Ловенкова, 2003].

Следует отметить, что для существующих массивов данных, пространственные различия средних термохалинных характеристик на глубинах более 1000 м имеют малую статистическую значимость и могут использоваться лишь как оценочные.

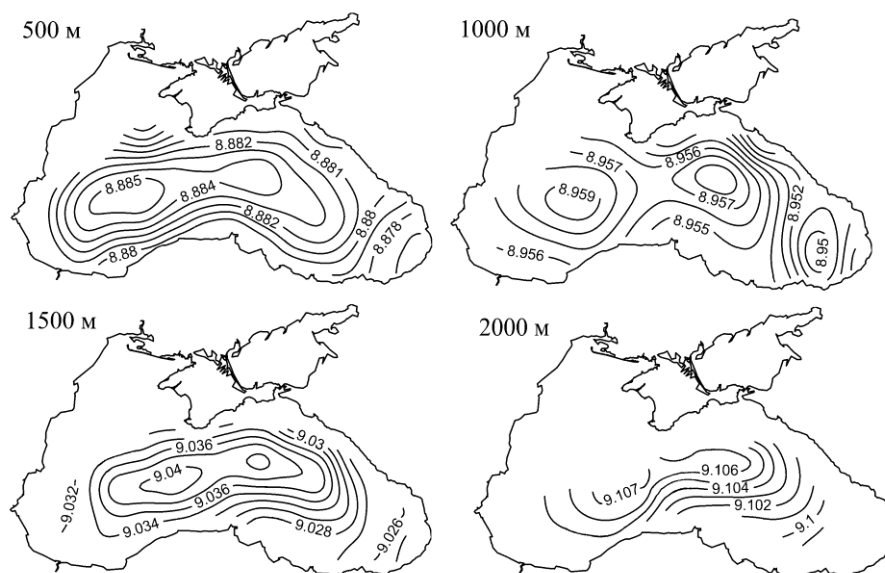


Рисунок 3.1.8 – Пространственное распределение среднегодовых значений температуры воды, °С в глубинных слоях.

Фронтальные зоны. Система фронтальных зон и разделов термохалинных характеристик в Черном море в целом мало исследована. В работе [Артамонов и др., 2005] рассмотрена сезонная изменчивость температурных фронтов по спутниковым данным и предложены названия фронтов. На том же материале спутниковых данных создан атлас температуры поверхности моря и ее пространственных градиентов [Букатов и др., 2005].

Термические фронты в поверхностном слое подвержены значительной пространственно-временной изменчивости, выделение общих закономерностей их расположения возможно лишь по климатическим полям. Две основных фронтальных зоны – на северо-западном шельфе и в восточной части моря (рис. 3.1.9) связаны с общим горизонтальным градиентом температуры с северо-запада на юго-восток, значения которого в центральной части моря обычно понижены. Наибольшей интенсивности эти фронтальные зоны достигают в начале зимы (до $0.5^{\circ}\text{C}/10\text{ км}$ в январе на северо-западе моря). В летнее время развивается еще одна фронтальная зона, расположенная вдоль центральной части Анатолийского побережья, которая связана с находящейся там областью апвеллинга.



Рисунок 3.1.9 – Пространственное распределение среднемесячных значений горизонтальных градиентов температуры воды, °С/10 км на поверхности моря

В слое основного термоклина фронтальная зона выражена более устойчиво, она простирается вдоль всей периферии моря над континентальным склоном, а на юго-востоке – по краю Батумского антициклона. Усиление и ослабление фронта связано с интенсивностью общей циркуляции моря. На глубине 75 м средние горизонтальные градиенты температуры сопоставимы с поверхностными градиентами, они достигают значений $0.075 - 0.1^\circ\text{C} / 10 \text{ км}$ в феврале и $0.05^\circ\text{C} / 10 \text{ км}$ в ноябре.

По данным конкретных океанографических съемок положение термических фронтов может значительно отличаться от среднемесячных распределений, а величина градиентов превышать климатические значения в 3 – 5 раз.

Сезонная изменчивость. Внутригодовая изменчивость температуры воды в Черном море очень велика, особенно в северо-западной части моря, где размах сезонных колебаний на поверхности достигает 20°C (рис. 3.1.10). Годовые колебания такой амплитуды присущи лишь определенной части морей умеренных широт, таких как Северное, Балтийское, дальневосточные моря [Степанов, 1974]. В области, прилегающей к юго-западному Крыму, в зоне действия Севастопольского антициклона, годовой ход минимален, амплитуда сезонных колебаний на поверхности не превышает 16°C . Это обусловлено тем, что летний нагрев воды здесь умеренный, а зимнее охлаждение смягчается адвекцией теплых вод с Кавказского побережья.

Сезонные колебания температуры быстро затухают с глубиной, рис. 3.1.11 (аналогичное распределение приводится в [Гертман, 1991], рис. 2.26). На глубине 75 м, близкой к глубине максимального вертикального градиента плотности, амплитуда сезонных изменений температуры в сравнении с поверхностью уменьшается в 30 раз, в западном циклоническом круговороте в 85 раз (рис. 3.1.10). Наступление сезонного максимума температуры запаздывает с глубиной: на 0 м максимум наблюдается в августе, на горизонте 30 м – в октябре.

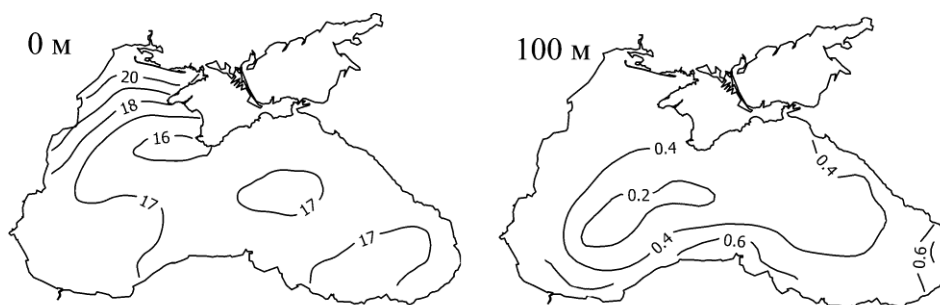


Рисунок 3.1.10 – Пространственное распределение размаха сезонных колебаний температуры воды, °С на поверхности моря и на 100 м.

Трансформация вертикальных профилей температуры на протяжении сезонного цикла (рис. 3.1.1) происходит следующим образом: толщина верхнего квазиоднородного слоя увеличивается от 5–10 м в весенне-летний период до 30–50 м в январе-марте; постепенно заглубляется ось ХПС (глубина минимума температуры) с 20–30 м в марте-апреле до 70–80 м в декабре; с апреля по август развивается сезонный термоклин; с сентября по декабрь ослабляется термическая стратификация; в декабре–январе заглубляется и окончательно разрушается термоклин.

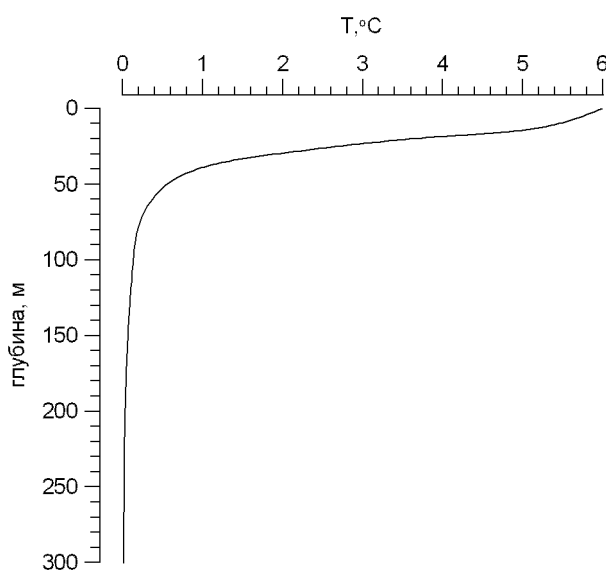


Рисунок 3.1.11 – Вертикальное распределение стандартного отклонения сезонного хода температуры воды, °С в Черном море

Средний годовой ход температуры воды (рис. 3.1.12, см. также [Блатов и др., 1984; Гертман, 1991; Шокурова и др., 2004]) является результатом воздействия различных физических процессов: сезонного хода теплового баланса на поверхности моря, адвекции тепла течениями, вертикального и горизонтального теплообмена. Для ХПС особую роль играют процессы зимнего конвективного перемешивания, для постоянного термоклина – вертикальные движения, связанные с общей циркуляцией моря.

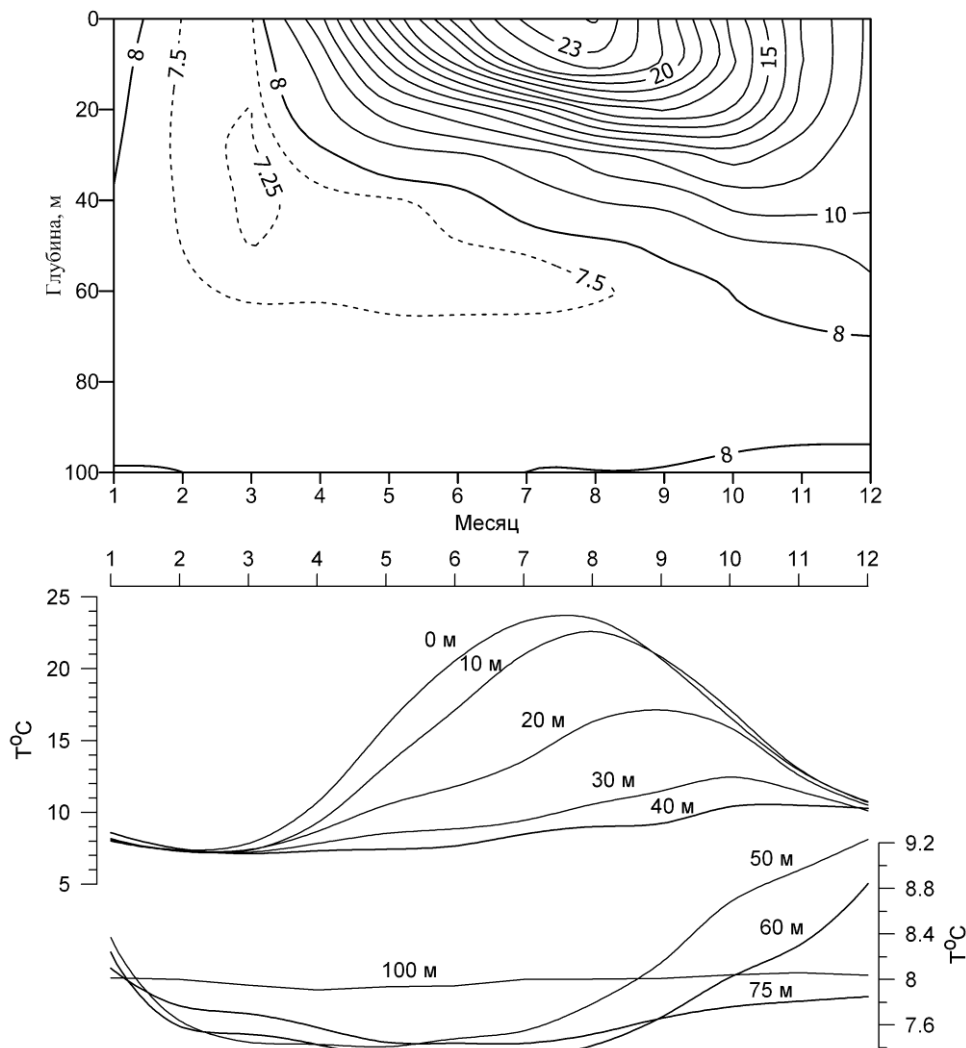


Рисунок 3.1.12 – Средний сезонный ход температуры воды в Черном море, °С в слое 0–100 м

3.2 Соленость воды

Поле солености в Черном море формируется балансом пресных вод и водообменом через пролив Босфор. Превышение поступления пресной воды с речным стоком и осадками над испарением приводит к относительно низкому содержанию солей в сравнении с большинством морских бассейнов. Соленость поверхностного слоя Черного моря (17.85 PSU) почти вдвое меньше, чем соленость поверхностных вод Мирового океана. Как отмечено в (Tuzhilkin, 2008a), Черное море – самый большой в мире по площади распресненный (солонатоводный, $S < 24.7$ PSU) бассейн. Средняя соленость по всему объему Черного моря равна 21.96 PSU, в слое 0–300 м 20.26 PSU, в слое 400–2000 м увеличивается до 22.26 PSU.

Конкретные значения солености воды в Черном море находятся в достаточно широком диапазоне от 0 до 37 PSU. Изолированные объемы пресной воды в поверхностном слое наблюдаются вблизи устьев рек в периоды паводков, высокосоленные средиземноморские воды (34 – 37 PSU) проникают в море по дну Босфорского подводного каньона – продолжению Босфорского пролива.

Вертикальная структура. Соленость растет с глубиной от 17.58 – 18.09 PSU на поверхности моря (средние значения по акватории моря в июне и в феврале, соответственно) до 22.33 PSU у дна (рис. 3.2.1). Устойчивых вертикальных экстремумов солености, как во многих районах Мирового океана, в Черном море нет. Локальные экстремумы возникают при распространении мраморноморских вод (подробнее раздел 3.4.3). Характерной чертой вертикальной халинной структуры моря является наличие двух галоклинов: сезонного в слое 0–30 м и постоянного (основного) в слое 50–100 м. Сезонный галоклин хорошо выражен в период с апреля по сентябрь, максимум вертикального градиента солености постепенно заглубляется в течение этого периода с поверхности моря до глубины 20 м, значения градиента в среднем составляют $0.02 - 0.05 \text{ PSU} \cdot \text{м}^{-1}$, в северо-западной части моря могут достигать $2 \text{ PSU} \cdot \text{м}^{-1}$. Максимум вертикального градиента в постоянном галоклине располагается на 50–70 м, значения градиента находятся в диапазоне $0.03 - 0.06 \text{ PSU} \cdot \text{м}^{-1}$, максимумы могут превышать $0.1 \text{ PSU} \cdot \text{м}^{-1}$. В антициклонических вихрях максимум вертикального градиента солености залегает глубже, чем в центрах циклонических круговоротов в среднем на 50 м (рис. 3.2.2).

Аналога квазиизотермического слоя на глубинах 500 – 700 м (как на рис. 3.1.3) для вертикального распределения солености нет. В придонном однородном слое от глубин 1700–1750 м до дна, соленость постоянна (22.325 – 22.340 PSU), рис. 3.2.3 – 3.2.4.

Для солености, также как и для температуры воды, характерно куполообразное распределение изохалинных поверхностей, обусловленное общей системой вертикальной циркуляции моря с подъемом вод в центре и опусканием на периферии моря (рис. 3.2.5).

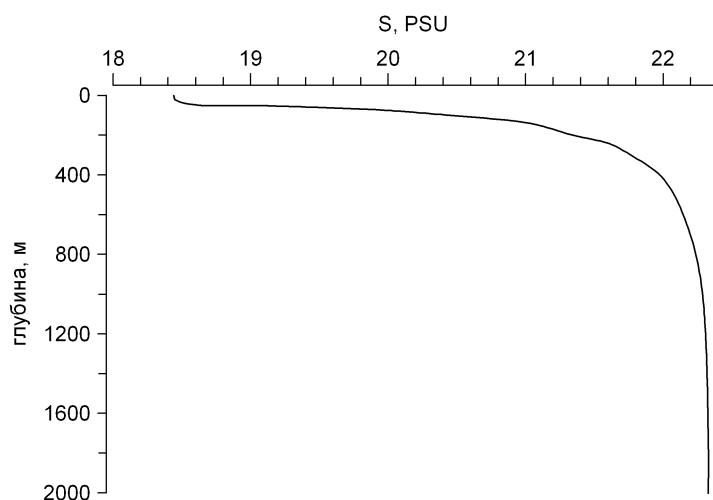


Рисунок 3.2.1 – Среднегодовой вертикальный профиль солености воды в центральной части Черного моря.

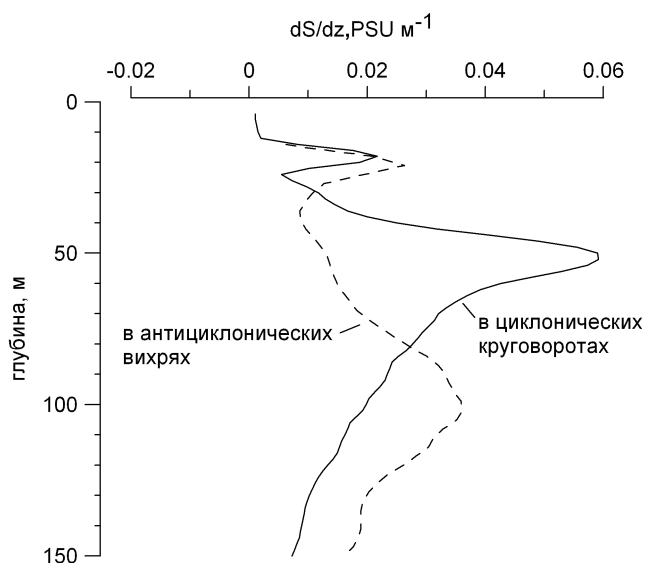


Рисунок 3.2.2 – Средние профили вертикального градиента солености в Черном море для летнего сезона.

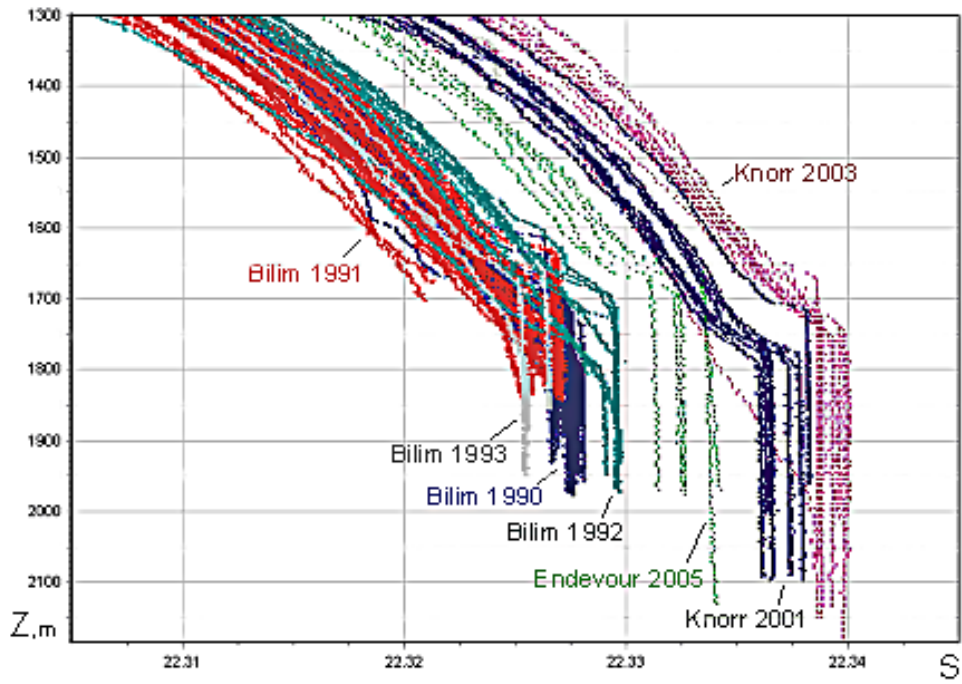


Рисунок 3.2.3 – Профили солености, PSU в глубинных слоях Черного моря по данным последних десятилетий.

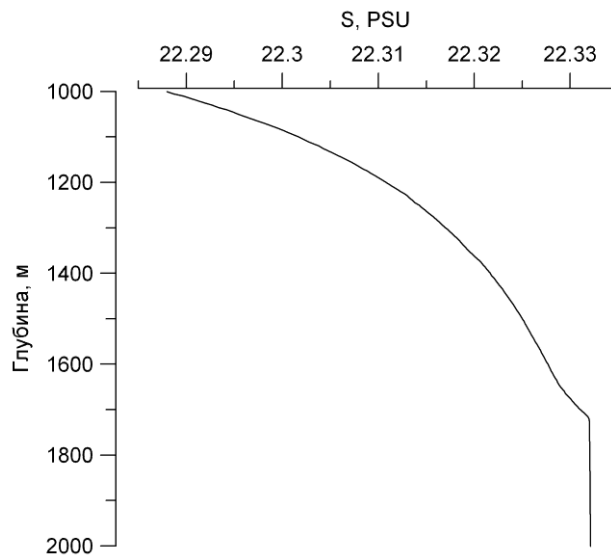


Рисунок 3.2.4 – Средний вертикальный профиль солености, PSU в глубинных слоях Черного моря.

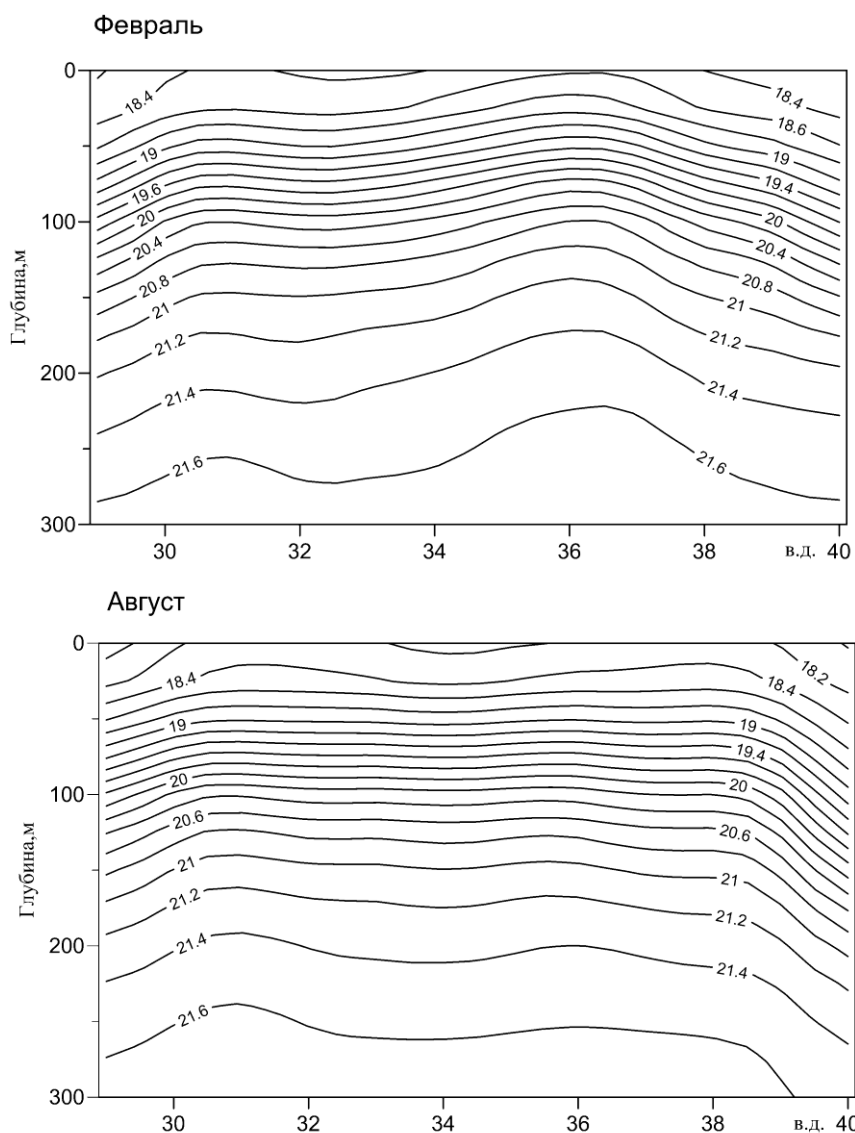


Рисунок 3.2.5 – Средние вертикальные разрезы солёности воды, PSU через центральную часть Чёрного моря для февраля и августа (расположение разреза на рис. 3.1.5).

Пространственное распределение. Поле солёности на поверхности моря (рис. 3.2.6) во многом определяется речным стоком и атмосферными осадками. Пониженная солёность характерна для северо-западного шельфа (р. Дунай, р. Днепр, р. Днестр), юго-восточной части моря (р. Риони, р. Чорох, р. Ингури, р. Кодори, региональный максимум атмосферных осадков), и некоторых частей Анатолийского побережья: центральной (р. Кизил-Ирмак, р.Ешиль-Ирмак) и западной

(р.Сакарья, р. Фильос (Енидже)). На Керченско-Таманском шельфе и юго-восточном побережье Крыма определенное влияние оказывает приток азовоморских вод (12 – 15 PSU). Области повышенной солености приурочены к центрам циклонических круговоротов, где происходит вынос соленых вод основного галоклина в поверхностный слой (максимум солености в феврале 18.4 PSU, при интенсивной конвекции до 18.7 PSU). Аналогичные процессы происходят при апвеллингах в прибрежной зоне, в частности, на Южном берегу Крыма при резком понижении температуры соленость повышается в среднем на 0.5 PSU (по наблюдениям на станции Ялта), по данным из работы [Горячкин, Иванов, 2005] 0.2 – 1.5 PSU.

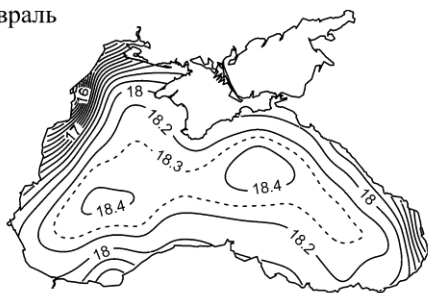
Пространственное распределение солености в слое основного галоклина (рис. 3.2.7) тесно связано с интенсивностью общей циркуляции моря. Повышенные значения солености в центральной части моря и пониженные значения в прибрежной зоне обусловлены общей схемой вертикальных движений, восходящих в центре и нисходящих на периферии. На глубине 75 м разность значений между центром и периферией моря составляет 1 – 1.5 PSU.

Распределение солености в глубинных слоях по данным высокоточных CTD-зондов, полученным в последнее десятилетие (рис. 3.2.8), как и в случае температуры, отличается высокой однородностью, повышенные значения солености отмечены в центральной части моря аналогично распределению в вышележащих слоях. Выводы, сделанные в [Владимирцев, 1964], о пониженной солености придонного слоя центральной части моря в сравнении с периферией бассейна не подтверждаются, что также отмечалось в работах [Иванов Л.И., Шкворец, 1995; Полонский, Ловенкова, 2006].

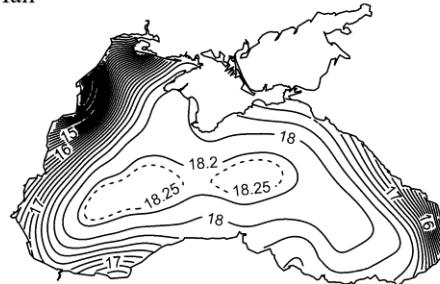
Фронтальные зоны. В поле поверхностной солености фронтальные зоны отчетливо выражены вдоль западного и восточного побережий (рис. 3.2.9). Наибольшей интенсивности они достигают в весенний период, следуя сезонному ходу речного стока. В апреле-мае области, ограниченные изолинией 1 PSU/10 км на северо-западном шельфе и 0.3 PSU/10 км в юго-восточной части моря, имеют максимальную площадь, зона с градиентами >0.05 PSU/10 км прилегает к Анатолийскому побережью почти на всем его протяжении.

В слое постоянного галоклина фронтальная зона простирается вдоль всей периферии моря над континентальным склоном. Усиление и ослабление фронта связано с интенсивностью общей циркуляции моря. На глубине 75 м средние горизонтальные градиенты солености сопоставимы с поверхностными градиентами, они достигают значений 0.15 – 0.2 PSU/10 км в феврале и 0.1 PSU/10 км в ноябре.

Февраль



Май



Август



Ноябрь

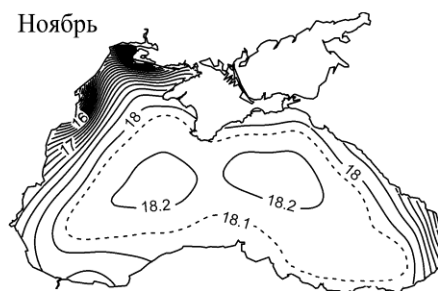
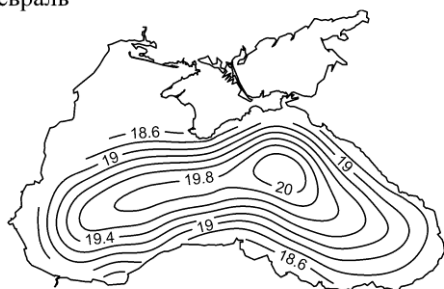
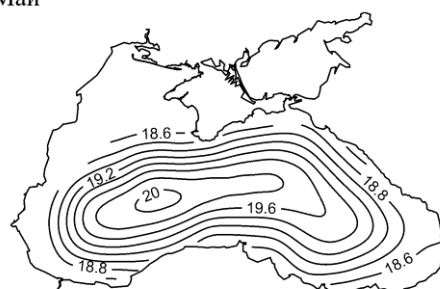


Рисунок 3.2.6 – Пространственное распределение среднемесячных значений солености воды, PSU на поверхности моря

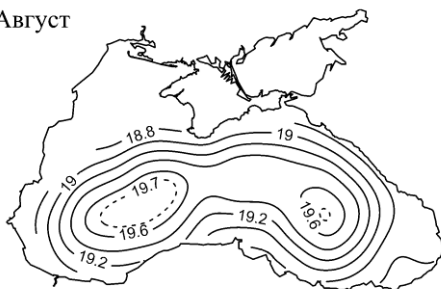
Февраль



Май



Август



Ноябрь

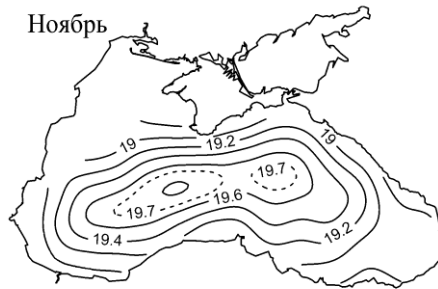


Рисунок 3.2.7 – Пространственное распределение среднемесячных значений солености воды, PSU на горизонте 75 м

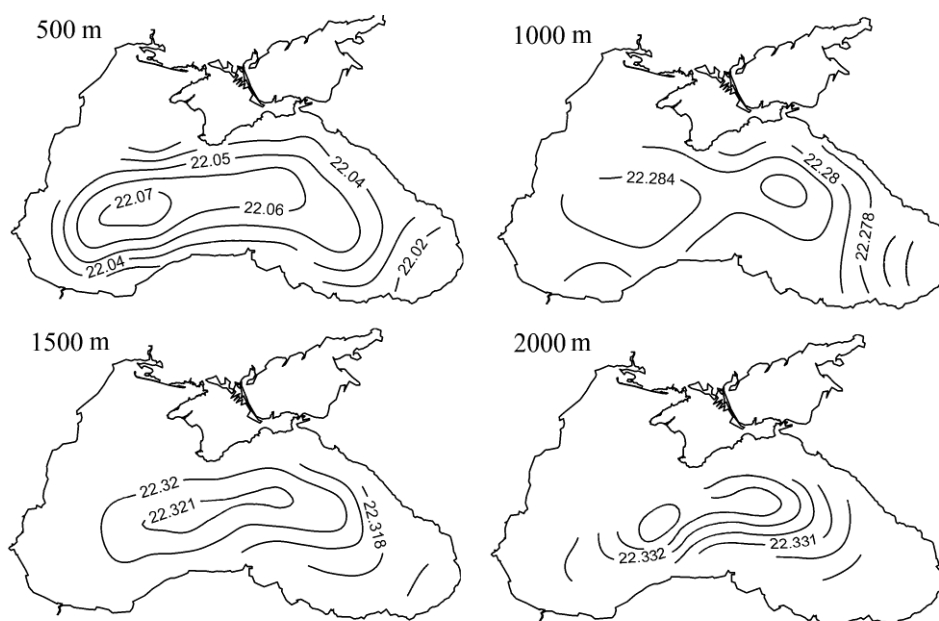


Рисунок 3.2.8 – Пространственное распределение среднегодовых значений солености воды, PSU в глубинных слоях.

По данным конкретных океанографических съемок положение соленостных фронтов качественно соответствует среднемесячным распределениям, при этом величина градиентов может превышать климатические значения в 2 – 3 раза.

Сезонная изменчивость. Внутригодовые колебания солености на поверхности в Черном море по своим характеристикам типичны для бассейна Атлантического океана. В устьях больших рек – в северо-западной части моря – размах сезонных колебаний солености достигает 4 PSU, в центральной части моря он не превышает 0.4 PSU (рис.3.2.10).

В отличие от внутригодовых колебаний температуры, монотонно уменьшающихся с глубиной, вертикальное распределение амплитуды сезонного хода солености имеет два максимума: один на поверхности моря и второй – в верхней части постоянного галоклина (рис.3.2.11). Наличие второго максимума впервые было описано в работе [Филипов, 1968] и объяснено как следствие сезонного хода общей циркуляции моря, вызывающего вертикальные движения основного галоклина. Размах сезонных колебаний солености на горизонтах, близких к глубине второго максимума (рис.3.2.10, 100 м), максимален на периферии моря и минимален в центре (аналогичное распределение в [Гертман, 1991], рис. 2.26).

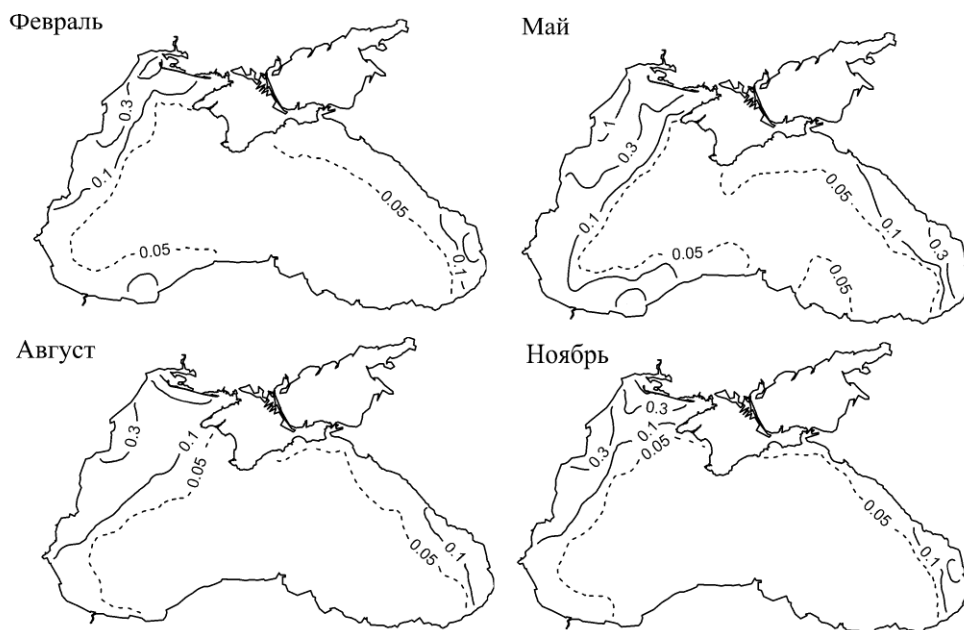


Рисунок 3.2.9 – Пространственное распределение среднемесячных значений горизонтальных градиентов солености воды, PSU/10 км на поверхности моря

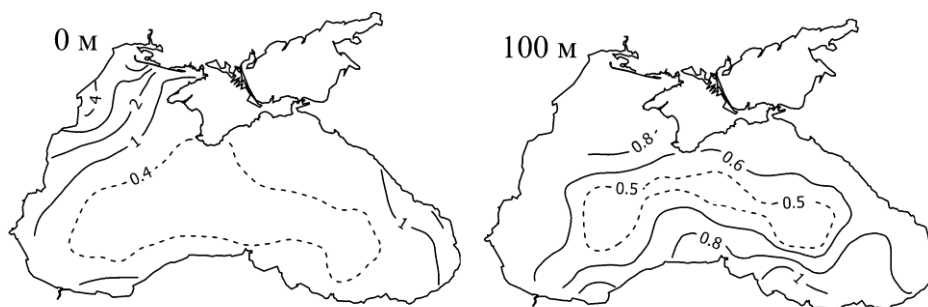


Рисунок 3.2.10 – Пространственное распределение размаха сезонных колебаний солености воды, PSU на поверхности и на 100 м.

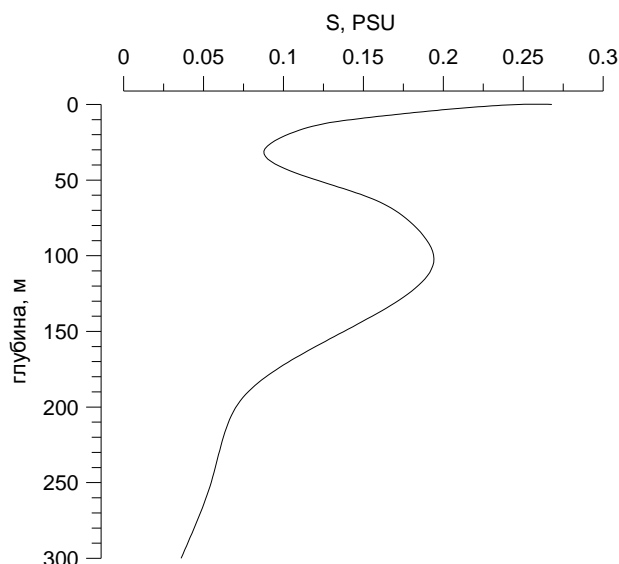


Рисунок 3.2.11 – Вертикальное распределение стандартного отклонения сезонного хода солёности воды, PSU в Черном море

Главная особенность сезонного хода солёности в Черном море – уменьшение солёности в конце весны, начале лета. Минимальный солёный запас в слое 0–100 м приходится на июль, через месяц после достижения минимума поверхностной солёности и через два месяца после максимума пресного баланса. В летний период процесс перераспределения речных вод, поступивших в море за период весеннего паводка, сопровождается уменьшением интенсивности общей циркуляции и ветрового перемешивания, что способствует развитию сезонного галоклина. Максимальный солёный запас наблюдается зимой (март), когда происходит активное ветровое и конвективное перемешивание в поверхностном слое, а усиление общей циркуляции моря обеспечивает подъем глубинных вод повышенной солёности. Сезонный ход солёности в прибрежных районах, близких к устьям крупных рек, отличается от районов открытого моря: например, в Одесском регионе [Доценко, 2002] или вблизи устья Дуная минимум солёности наблюдается в апреле – мае. На удалении 100 – 150 км, уже в центре северо-западного шельфа или в Каркинитском заливе [Пухтяр и др., 2002] сезонный ход солёности аналогичен районам открытого моря – минимум наблюдается в июле.

Средний годовой ход солёности воды (рис. 3.2.12) формируется под воздействием различных физических процессов: сезонного хода пресного баланса моря, адвекции вод течениями, вертикального и го-

ризонтового солеобмена. Для ХПС важную роль играют процессы зимнего конвективного перемешивания, для постоянного галоклина – вертикальные движения, связанные с общей циркуляцией моря.

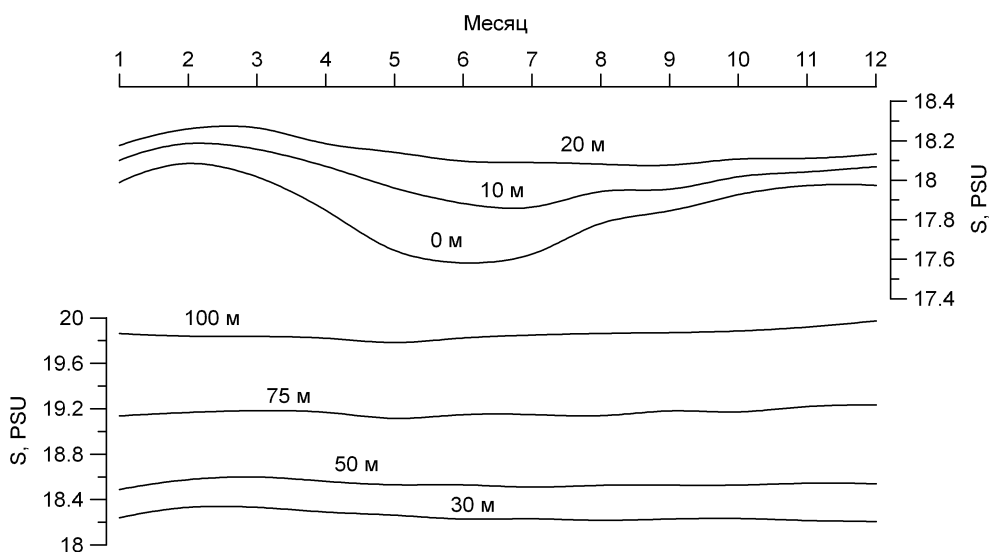


Рисунок 3.2.12 – Средний сезонный ход солёности воды, PSU в Черном море в слое 0–100 м

Сезонные циклы температуры и солёности на глубинах могут качественно различаться между собой. В слое 0 – 50 м они находятся в противофазе: минимальные значения температуры в зимний период соответствуют максимальным значениям солёности, и, наоборот, солёность минимальна в летний период, а температура максимальна. В слое основного пикноклина (75 – 200 м) сезонные циклы температуры и солёности более соответствуют друг другу: минимальные значения в основном наблюдаются весной.

3.3 Плотность и устойчивость вод

Значительная распресненность вод Черного моря приводит к тому, что плотность воды в нем значительно меньше океанской. Среднегодовое значение плотности на поверхности $\rho = 1012.6 \text{ кг/м}^3$ (условная плотность $\sigma = 12.6$), максимальная плотность воды в глубинных слоях моря не превышает $\sigma = 17.2$. В то же время, воды средиземноморского происхождения на выходе из Босфора имеют плотность $\sigma = 26\text{--}28$, т.е. относятся к одним из наиболее плотных вод Мирового океана. В устьевых районах в теплый сезон года при низкой солёности и высокой

температуре воды плотность может понижаться вплоть до значений $\sigma < -2$ ($\rho < 998 \text{ кг/м}^3$).

Вертикальная структура. Плотность воды растет с глубиной от $\sigma = 10.8 - 14.0$ на поверхности моря (средние значения по акватории моря в июле и в феврале, соответственно) до $\sigma = 17.2$ на 2000 м (рис. 3.3.1). Для вертикальной структуры плотности в Черном море характерно наличие двух пикноклинов (скачков плотности). Сезонный пикноклин существует в период с апреля по ноябрь в слое 15–20 м, достигая наибольшего развития в июле-августе (вертикальный градиент до $1.5 \text{ кг}\cdot\text{м}^{-2}$, среднее значение $0.2 - 0.3 \text{ кг}\cdot\text{м}^{-2}$, рис. 3.3.2). Сезонный пикноклин возникает как следствие развития сезонного термоклина, и, в меньшей степени, сезонного галоклина. Постоянный (основной) пикноклин, соответствующий основному галоклину, залегает на глубинах от 50 до 100 м, значения вертикального градиента плотности в среднем равны $0.02 - 0.04 \text{ кг}\cdot\text{м}^{-2}$, максимальные до $0.15 \text{ кг}\cdot\text{м}^{-2}$.

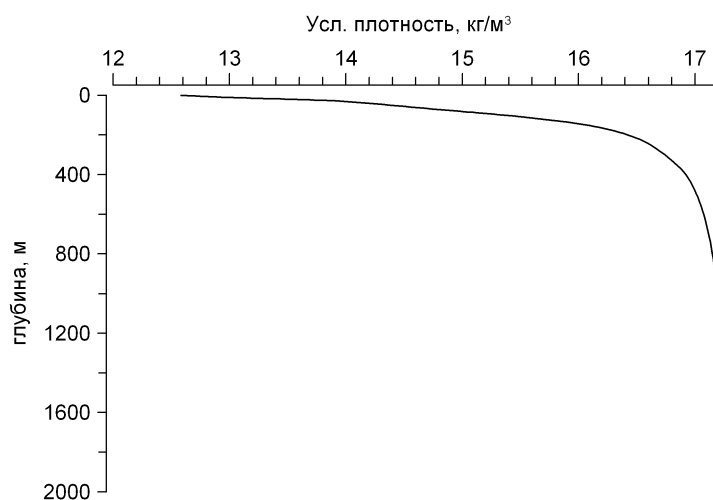


Рисунок 3.3.1 – Среднегодовой вертикальный профиль плотности воды в центральной части Черного моря.

Верхний квазиоднородный слой (ВКС), образующийся при ветроволновом и конвективном перемешивании, реже всего наблюдается в мае-июне (повторяемость 20 – 30%), в осенне-зимний период он распространен по всей акватории. Наибольшей толщины ВКС достигает в зонах нисходящих вертикальных движений в антициклонических вихрях (до 120 – 130 м). На рис.3.3.3 показаны профили плотности при максимальном развитии ВКС в районе Севастопольского антициклона для различных месяцев года. Подобная вертикальная структура плотности характерна и для других антициклонов.

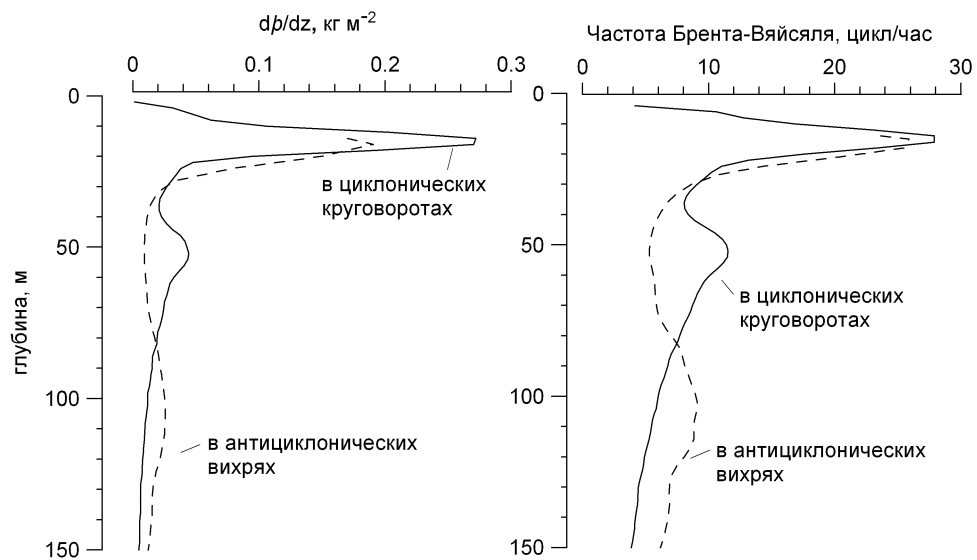


Рисунок 3.3.2 – Средние профили вертикального градиента плотности и частоты Брента-Вяйсяля в Черном море для летнего сезона.

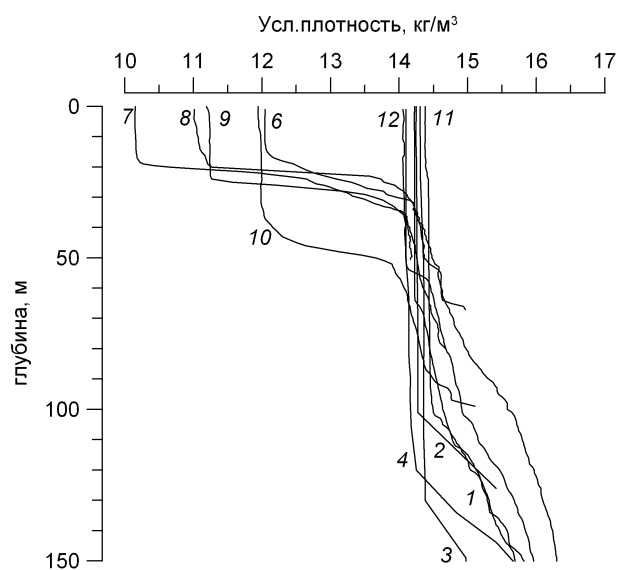


Рисунок 3.3.3 – Вертикальные профили плотности воды при максимальном развитии ВКС в районе Севастопольского антициклона (цифрами обозначены месяцы года).

В придонном однородном слое, по измерениям современных СТД-зондов, от глубин 1650 – 1750 м до дна выделяется устойчивый слабый положительный градиент потенциальной плотности (0.0001 – 0.0002 кг/м³ на 100 м).

Воды Черного моря в целом очень сильно стратифицированы: перепад плотности в слое 0 – 100 м в центральной части моря летом составляет около 5 кг/м³, что сопоставимо с такими районами Мирового океана как Гвинейский залив и область вблизи устья Амазонки. Особенность Черного моря – локализация контрастов плотности в тонких слоях, что выражается в высоких значениях вертикальных градиентов плотности. Наиболее близкий аналог Черного моря по факторам, определяющим формирование термохалинной и плотностной структуры, – Балтийское море, но оно стратифицировано слабее (в 1.5 раза).

В слое 0 – 50 м температура воды вносит основной вклад в повышение плотности, в среднем она в 2 раза превышает вклад солёности. Далее с глубиной температура растёт, способствуя ослаблению стратификации, и определяющую роль играет солёность, в слое 50 – 300 м её вклад в 25 раз превышает вклад температуры.

Высокие значения вертикальных градиентов плотности в Черном море обуславливают высокие значения частоты Брента-Вяйсяля. Два максимума в её вертикальном распределении соответствуют сезонному и основному пикноклинам (рис. 3.3.2). В летний период значения частоты могут достигать в сезонном пикноклине 70 цикл/час при средних значениях 25 – 28 цикл/час, в постоянном пикноклине 8 – 12 цикл/час. В зимний период существует только нижний максимум частоты плавучести в основном пикноклине.

Для плотности и показателей устойчивости вод, также как для температуры и солёности воды, характерно куполообразное распределение изоповерхностей, обусловленное общей системой вертикальной циркуляции вод (рис. 3.3.4, 3.3.5).

Пространственное распределение. Поле плотности в основном формируется полем солёности, т.к. вклад пространственных контрастов солёности в изменение плотности значительно превышает вклад пространственной изменчивости температуры. Влияние температуры ощутимо лишь в поверхностном слое центральной части моря, где поле солёности достаточно однородно.

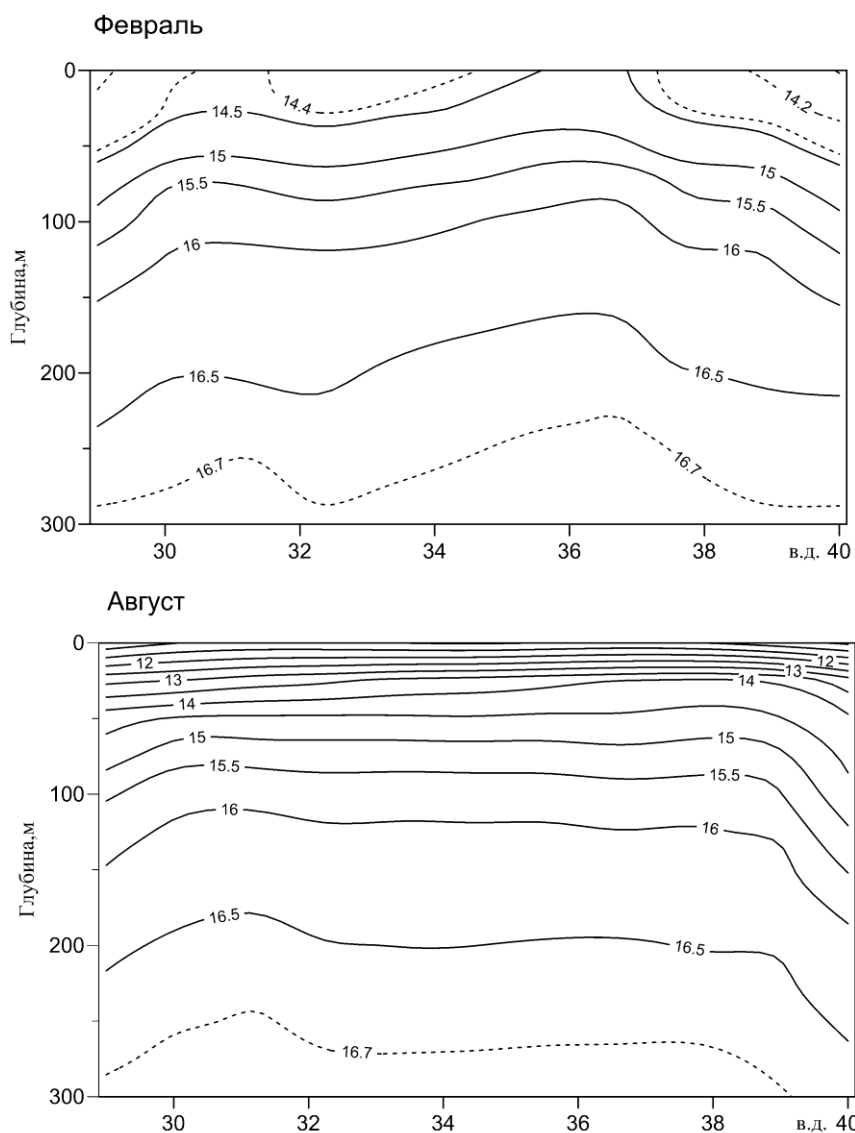


Рисунок 3.3.4 – Средние вертикальные разрезы условной плотности через центральную часть Черного моря для февраля и августа (расположение разреза на рис. 3.1.5).

На поверхности моря пониженная плотность воды характерна для северо-западного шельфа и юго-восточной части моря ($\sigma < 12$), а также для западной и восточной части Анатолийского побережья (рис.3.3.6). Области повышенной плотности соответствуют центрам циклонических круговоротов, где происходит вынос соленых, плотных вод основного галоклина в поверхностный слой (максимум в феврале $\sigma = 14.4$, при интенсивной конвекции до 14.8).

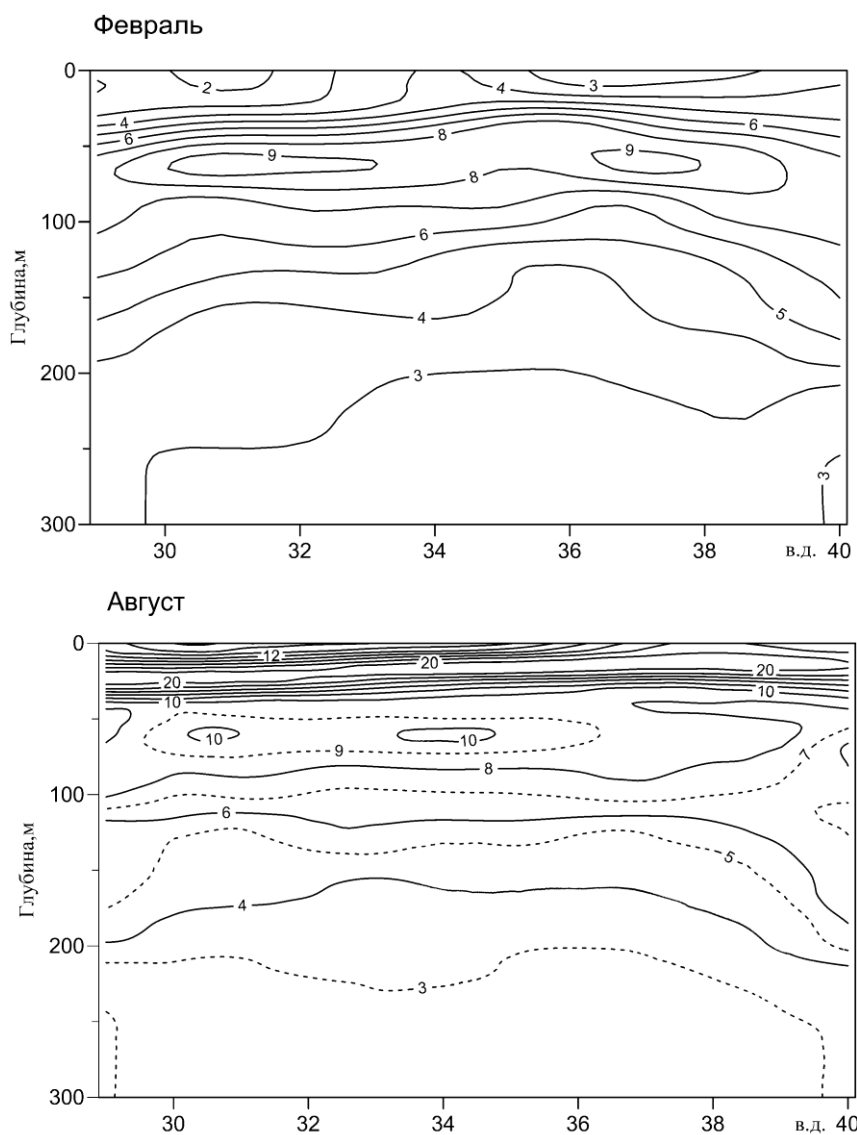
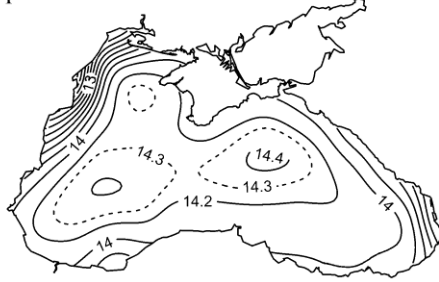


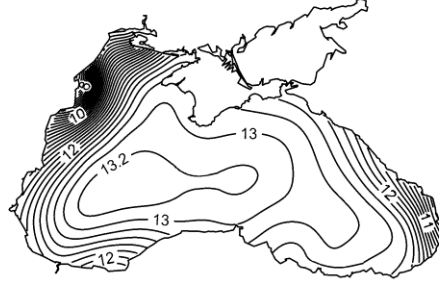
Рисунок 3.3.5 – Средние вертикальные разрезы частоты Брента-Вяйсяля, цикл/час через центральную часть Черного моря для февраля и августа (расположение разреза на рис. 3.1.5).

В слое основного пикноклина поле плотности, как и поля температуры и солёности, формируется общей циркуляцией моря: повышенные значения наблюдаются в центральной части моря, пониженные – на периферии (рис. 3.3.7). Разность значений между центром моря и прибрежной зоной на глубине 75 м составляет $0.6 - 1 \text{ кг/м}^3$.

Февраль



Май



Август



Ноябрь

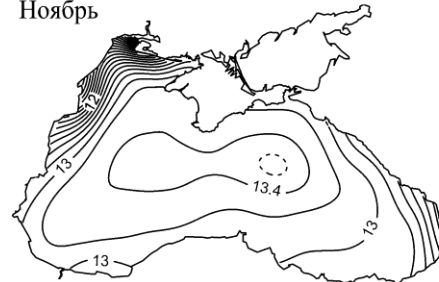
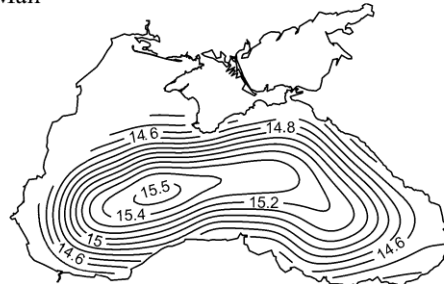


Рисунок 3.3.6 – Пространственное распределение среднемесячных значений условной плотности на поверхности моря.

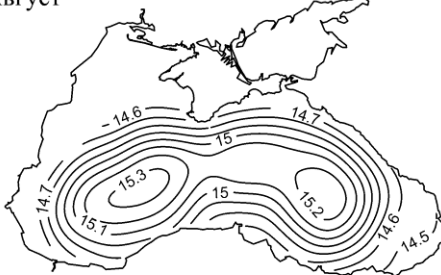
Февраль



Май



Август



Ноябрь

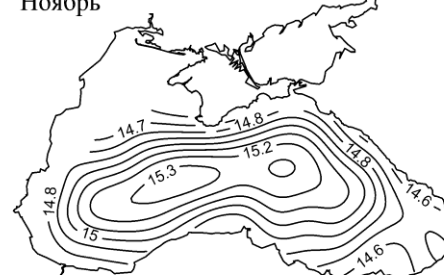


Рисунок 3.3.7 – Пространственное распределение среднемесячных значений условной плотности на горизонте 75 м.

Фронтальные зоны. Пространственное распределение горизонтальных градиентов плотности на поверхности моря качественно и количественно соответствует распределению фронтальных зон солености (рис. 3.2.9). Плотностные фронты отчетливо выражены вдоль западного и восточного побережий с наибольшей интенсивностью в весенний период. В апреле – мае горизонтальных градиентов плотности достигают значений $1 \text{ кг}\cdot\text{м}^{-3}/10 \text{ км}$ на северо-западном шельфе и $0.3 \text{ кг}\cdot\text{м}^{-3}/10 \text{ км}$ в юго-восточной части моря, зона с градиентами $>0.05 \text{ PSU}/10 \text{ км}$ занимает большую часть побережья всего моря. В период с августа по ноябрь фронтальные зоны на поверхности моря в поле плотности выражены слабо.

В слое постоянного пикноклина фронтальная зона плотности воды, как и для температуры и солености простирается вдоль всей периферии моря над континентальным склоном. На глубине 75 м средние горизонтальные градиенты у Крымского и Анатолийского побережий достигают значений $0.1 - 0.15 \text{ кг}\cdot\text{м}^{-3}/10 \text{ км}$.

По данным отдельных океанографических съемок положение плотностных фронтов качественно соответствует климатическим распределениям, при этом величина градиента может превышать климатические значения в 1.5 – 2 раза.

Сезонная изменчивость. Большая амплитуда внутригодовой изменчивости температуры воды и хорошо выраженный сезонный ход солености определяют характер сезонной изменчивости плотности воды. Средний размах сезонных колебаний на поверхности моря составляет $3.3 \text{ кг}/\text{м}^3$, что превышает типичные значения сезонного хода плотности в Мировом океане.

Сезонные колебания плотности быстро затухают с глубиной (рис. 3.3.8). На глубине 75 м амплитуда сезонных изменений в сравнении с поверхностью уменьшается в 30 раз. Аналогично солености, вертикальное распределение амплитуды сезонных колебаний плотности имеет два максимума: на поверхности моря и в верхней части постоянного пикноклина (рис. 3.3.8). Нижний максимум сезонной изменчивости связан с сезонным ходом общей циркуляции моря. С глубиной наблюдается фазовое запаздывание наступления сезонного минимума плотности, вызванного сезонным максимумом нагревания и распреснения: на поверхности моря он наступает в августе, на горизонте 30 м – в октябре (рис. 3.3.9).

Сезонные колебания плотностной стратификации в Черном море, впервые описанные в [Филиппов, 1968], очень хорошо выражены. На рис. 3.3.10 изображен средний сезонный ход разности плотности между горизонтом 100 м и поверхностью моря $\Delta\rho = \rho_{100} - \rho_0$, которая увеличивается от февраля к августу более чем в 3 раза.

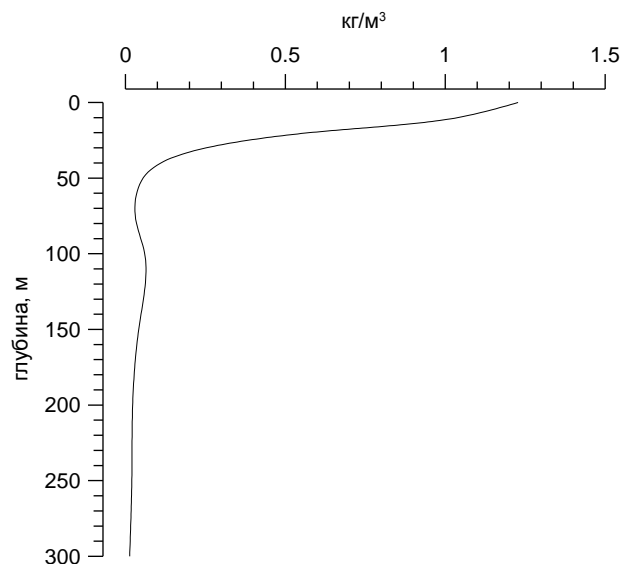


Рисунок 3.3.8 – Вертикальное распределение стандартного отклонения сезонного хода плотности воды, кг/м³ в Черном море

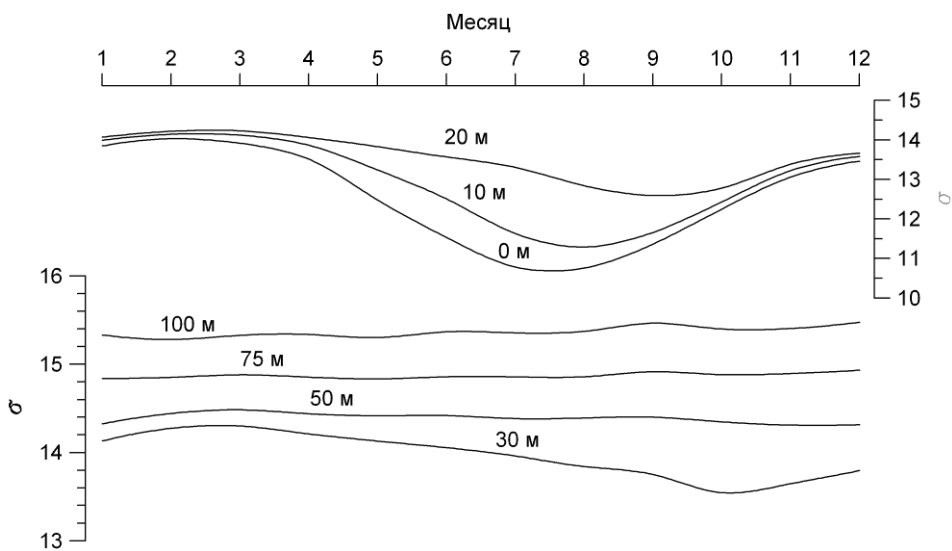


Рисунок 3.3.9 – Средний сезонный ход плотности воды, кг/м³ в Черном море в слое 0 – 100 м

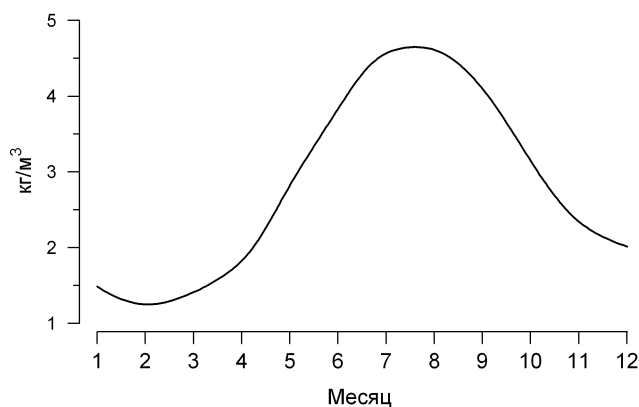


Рисунок 3.3.10 – Средний сезонный ход разности плотности между горизонтом 100 м и поверхностью моря $\Delta\rho = \rho_{100} - \rho_0$ (кг/м³)

При рассмотрении составляющих вертикальной устойчивости вод, можно видеть, что солёностная устойчивость $E_s = \beta dS/dz$ в течение года изменяется гораздо меньше, чем термическая устойчивость $E_t = \alpha dT/dz$. На рис. 3.3.11 изображен годовой ход плотностного отношения $R = -E_t / E_s$, который показывает, что в зимний период термическая и солёностная устойчивость в поверхностном слое примерно равны, а летом термическая устойчивость значительно преобладает (в 15 раз). Термическая неустойчивость в слое постоянного термоклина, связанная с инверсией температуры ниже ХПС, незначительно увеличивается от зимы к лету (в 1.2 раза).

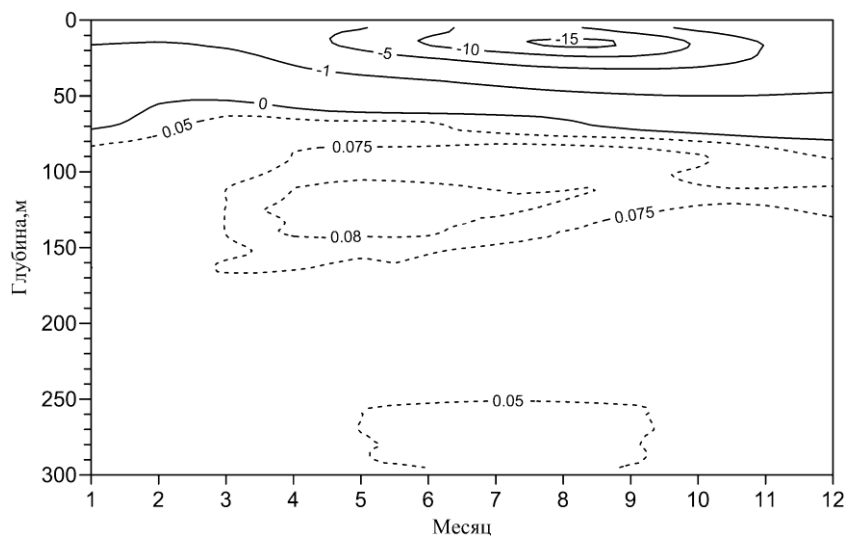


Рисунок 3.3.11 – Средний сезонный ход плотностного отношения R в Черном море в слое 0 – 300 м

3.4 Водные массы

В формировании водных масс Черного моря участвуют две первичные водные массы: *мраморноморские воды* (МВ), поступающие с нижнебосфорским течением ($T=12-15^{\circ}\text{C}$, $S=34-37$ PSU, $\sigma = 26-28$) и пресная вода ($T=0-28^{\circ}\text{C}$, $S=0$), приходящая с речным стоком и осадками. В районе Керченского пролива в Черное море поступают *азовоморские воды* (АВ), $S=12-15$ PSU. В результате перераспределения поступающих водных масс, процессов тепло- и солеобмена, воздействия атмосферных процессов формируются собственные водные массы бассейна. Выделяется до пяти черноморских водных масс: две поверхностные – *Прибрежная черноморская водная масса* (ПрЧВМ) и *Верхняя черноморская водная масса* (ВЧВМ), подповерхностная – *Холодный промежуточный слой* (ХПС), *Промежуточная черноморская водная масса* (ПЧВМ) и *Глубинная черноморская водная масса* (ГЧВМ) (рис.3.4.1,3.4.2). Данные названия водных масс введены в работе [Леонов, 1960], ХПС стал рассматриваться как отдельная водная масса в [Глазков, 1979].

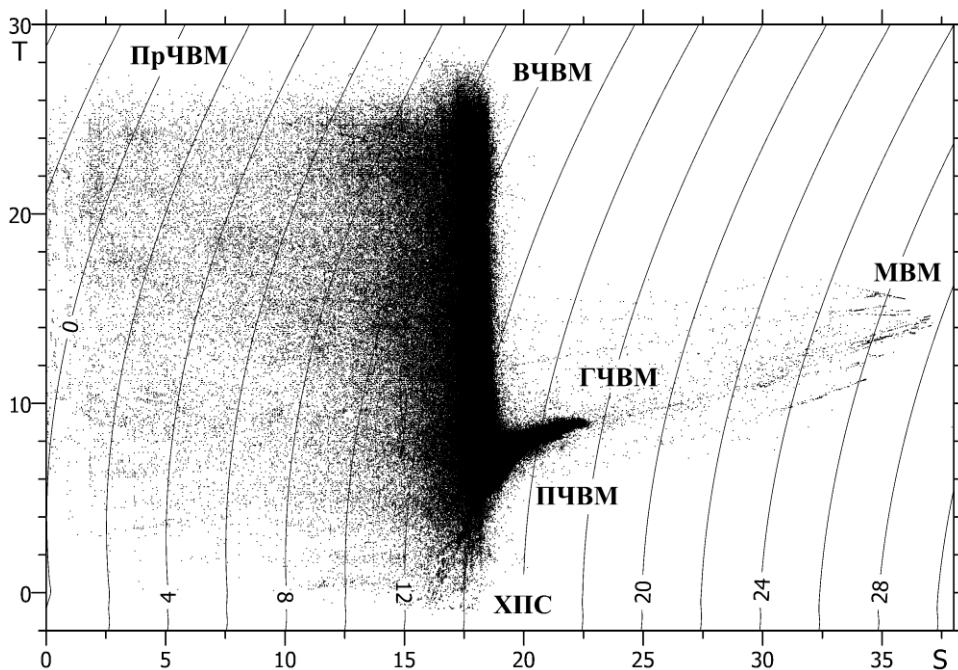


Рисунок 3.4.1 – T,S-диаграмма вод Черного моря.

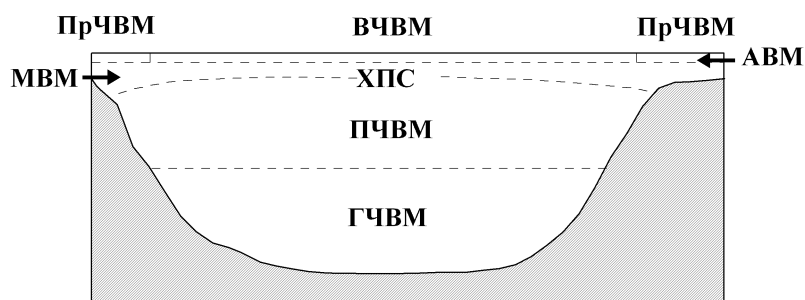


Рисунок 3.4.2 – Схема вертикального распределения водных масс Черного моря.

Таблица 3.4.1

Средние T,S-характеристики и относительный объем (%) водных масс Черного моря

Водная масса	Глазков, 1979	Геррман, 1991	Мамаев и др., 1994	Белокопытов, 2004
ПрЧВМ	S<17 (0.2%)	S<17 (0.05%)	T>8 S<20 (3.5%)	S<=17.8 (0.5%)
ВЧВМ	S=17.4-18.6 (4.2%)	S=17.4-18.6 (3.8%)		S=18.0-18.4 σ <14.0 (2.3%)
ХПС	T≤8 (2.9%)	S=18.6-20 (3.7%)	T≤8 (4.5%)	T=6.0-7.8 S=18.0-19.0 σ =14.0-14.8 (2.2%)
ПЧВМ	T=8-9 S=21.6-22.2 (50.2%)	S=20-22.2 (43.5%)	S>20 (92%)	T=7.8-8.98 S=19.0-22.30 σ =14.8-17.19 (55%)
ГЧВМ	T=8-9 S=22.2-22.4 (45.4%)	S>22.2 (49%)		T=8.98-9.11 S=22.30-2.34 σ =17.19-17.21 (40%)

3.4.1 Поверхностные водные массы

Прибрежная черноморская водная масса (ПрЧВМ), формируемая речным стоком и атмосферными осадками в прибрежной зоне, характеризуется низким солезапасом и повышенными горизонтальными градиентами солености. За критерии выделения этой массы принимались значения солености $S < 15$ [Леонов, 1960] и $S < 17$ [Большаков, 1970; Глазков, 1979; Гертман, 1991]. Изохалина 15 PSU хорошо характеризует положение фронта речных вод для самых крупных рек бассейна – Дуная, Днестра, Риони, Чорохи (горизонтальные градиенты солености > 0.5 PSU/10 км). Изохалина 17 PSU может характеризовать границу фронтальной зоны речных вод крупных рек (горизонтальные градиенты солености $0.1–0.2$ PSU/10 км). Для того чтобы учесть влияние средних рек, таких как Кизил-Ирмак, Сакарья, а также азовоморских вод, в работе [Белокопытов, 2004] за границу ПрЧВМ использовалось значение $S = 17.8$ PSU (горизонтальные градиенты солености $0.05–0.1$ PSU/10 км). При $S < 17.8$ PSU на объемной T,S-диаграмме резко увеличивается разброс T,S-классов и уменьшается их процентное содержание.

Средний объем ПрЧВМ при критерии $S < 17.8$ PSU составляет 0.5% от всего объема моря. В июле она достигает наибольшего распространения, занимая почти всю прибрежную полосу, за исключением центральной части Анатолийского побережья. На рис. 3.4.3 показано среднее климатическое положение изохалины 17.8 PSU во время ее минимального и максимального удаления от побережья. Нижняя граница водной массы находится на глубине 10–20 м, в конце года на 20–30 м. ПрЧВМ является самой стратифицированной по солености водной массой. Разность солености между верхней и нижней границами водной массы в среднем составляет 2 PSU у грузинского побережья и 2.5 PSU на северо-западном шельфе. ПрЧВМ характеризуется значительной сезонной изменчивостью температуры, более высокой, чем в центральной части моря. Зимой прибрежные воды обычно холоднее на 3 – 5°C вод открытого моря, летом, в зонах апвеллингов кроме понижения температуры происходит увеличение солености поверхностного слоя.

Сезонные колебания объема вод ПрЧВМ очень велики, он увеличивается от зимы к лету в 3 раза (рис. 3.4.4). Сезонный цикл непосредственно связан с пресным балансом моря. Наибольший объем приходится на июль, т.е. требуется около двух месяцев после весеннего паводка для максимального распространения речных вод по акватории моря.



Рисунок 3.4.3 – Среднее положение изохалины 17.8 PSU во время ее минимального (март) и максимального (июль) удаления от побережья.

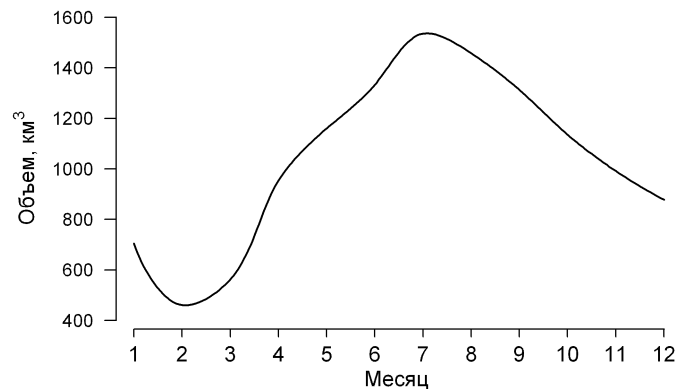


Рисунок 3.4.4 – Сезонный ход объема (км³) прибрежной водной массы Черного моря

На Керченско-Таманском шельфе и у восточного побережья Крыма дополнительный вклад в объем прибрежной водной массы вносят распресненные *азовоморские воды*, поступающие из Керченского пролива. Следуя направлению основного переноса вод, они двигаются на запад, между берегом и Основным Черноморским течением (ОЧТ), достигая района м. Меганом – Алушта. Рис.3.4.5 иллюстрирует, что в холодную половину года для идентификации азовоморских вод можно использовать их пониженную, в сравнении с теплыми водами ОЧТ, температуру. При продолжительных северо-восточных ветрах, как установлено по измерениям солености на береговых гидрометеорологических станциях, азовоморские воды могут распространяться вдоль всего южного побережья Крыма вплоть до м.Херсонес. В Феодосий-

ском заливе, находящегося под воздействием притока вод Азовского моря, сезонный ход солености подобен таковому в районах моря вблизи устьев крупных рек – период максимального распреснения приходится на май – июнь (в среднем 17.5 PSU). При определенных гидрометеорологических условиях соленость здесь может уменьшаться до 13 – 14 PSU.

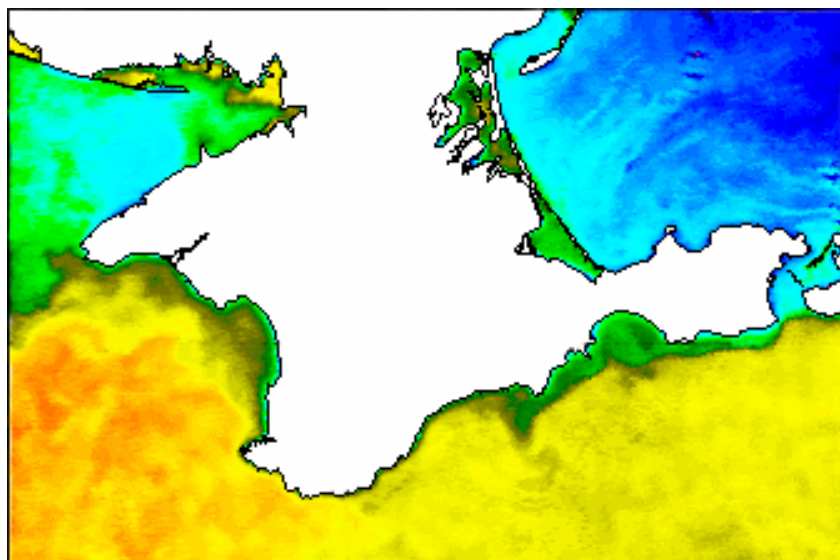


Рисунок 3.4.5 – Температура воды на поверхности Черного моря вблизи Крыма 4 апреля 2005 г. по данным спутника NOAA-17. Перепад значений между азовоморскими водами и открытой частью моря составляет 2 – 3°C

Мезомасштабные вихри, возникающие в ОЧТ, способствуют выносу азовоморских вод в открытое море, наблюдаемого в виде узких струй (рис.3.4.5). Подобные процессы локального водообмена между шельфом и открытым морем могут происходить по всей границе прибрежных вод. Наиболее масштабные явления возникают в северо-западной части моря. Примером может служить случай проникновения большой массы распресненных вод в западную половину центральной части моря в июле 2007 г. На рис. 3.4.6 показано распределение температуры воды на поверхности, где у юго-западной оконечности Крыма наблюдался шлейф относительно холодных вод (перепад 2–3°C), вытянутый в сторону открытого моря. По данным береговой станции Херсонесский маяк и океанографического разреза, выполненного НИС "Эксперимент", поверхностная соленость в полосе распресненных вод

понижалась до 16.3 PSU. Подобные примеры филаментов, выносящих шельфовые воды на основе спутниковых измерений хлорофилла сканером SeaWiFS приведены в [Oguz *et al*, 2002].

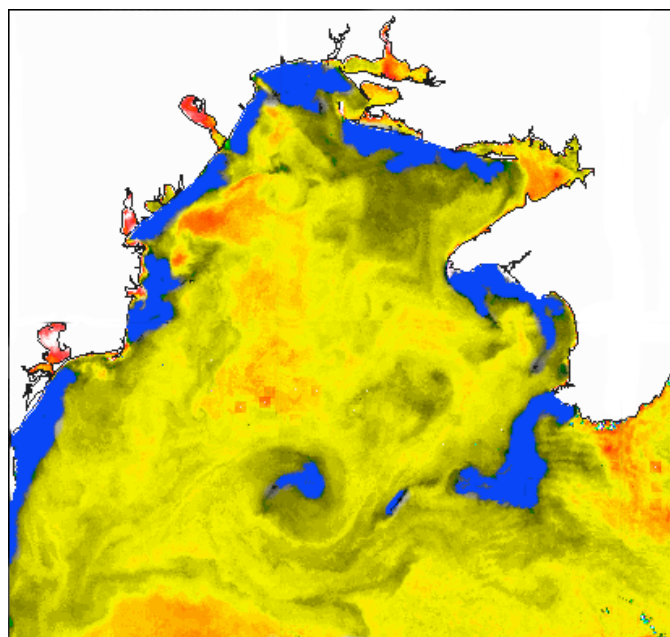


Рисунок 3.4.6 – Температура воды на поверхности северо-западной части Черного моря 16 июля 2007 г. по данным спутника NOAA-17. Перепад значений между шельфовыми распресненными водами у юго-западной оконечности Крыма и открытой частью моря составляет 2 – 3°C.

Верхняя черноморская водная масса (ВЧВМ), или поверхностная водная масса представляет собой деятельный слой в глубоководной части моря, характеризуется относительно небольшим разбросом солености, высокими вертикальными градиентами температуры и солености и значительной сезонной изменчивостью температуры. Диапазон солености ВЧВМ 18.0 – 18.4 PSU, максимальные значения соответствуют центрам циклонических круговоротов, нижняя граница водной массы в среднем залегает на $\sigma = 14.0-14.2$ (глубина 30–60 м). Средний объем поверхностной водной массы составляет около 2,3 % от всего объема моря. Соленость 18.2–18.3 PSU имеет локальный экстремум повторяемости на общей гистограмме солености, что является основанием для выделения ВЧВМ в качестве отдельной водной массы.

3.4.2 Холодный промежуточный слой

Холодный промежуточный слой (ХПС), или слой минимальных температур между сезонным и постоянным пикноклинами, – подповерхностная водная масса, являющаяся результатом зимнего конвективного перемешивания в центрах циклонических круговоротов и в шельфовых районах. Условия образования ХПС в Черном море аналогичны условиям в тех морях, где зимняя конвекция ограничена по глубине галоклином как, например, в Балтийском, Охотском морях, заливе Св. Лаврентия и др. В тех районах Черного моря, где конвекция зимой не развивается (юго-восточная часть моря), ХПС имеет адвективное происхождение.

Исследованиям ХПС – как одной из самых характерных черт термохалинной структуры Черного моря – посвящено большое количество работ. Наибольшие разногласия у авторов вызывает определение основных районов зимнего обновления вод и роль различных физических процессов. До начала 1950-х гг. преобладала «конвекционная» гипотеза [*Шпиндлер, Врангель, 1899; Зубов, 1938*], по которой обновление вод ХПС происходит почти ежегодно по всему бассейну за счет осенне-зимнего конвективного перемешивания вод. Затем была предложена гипотеза об адвективном происхождении ХПС [*Колесников, 1953*], образующегося в северо-западной части моря и распространяющегося по бассейну системой крупномасштабных течений. В дальнейшем, центральная часть моря также была отнесена к районам с преобладанием процессов конвективно-ветрового перемешивания [*Георгиев, 1967, 1972*]. В работах [*Овчинников, Попов, 1984, 1987; Латун, Ястреб, 1987*] роль центральной части моря была усилена гипотезой о том, что ХПС, в основном, образуется в центрах основных циклонических круговоротов, по примеру глубокой конвекции в Гренландском море или Лионском заливе Средиземного моря. В последнее время большинство исследователей считает, что ХПС образуется как в центрах циклонических круговоротов, так и в северо-западной части моря (в основном на континентальном склоне). Есть точка зрения [*Ivanov L.I. et al., 1997; Oguz et al., 1998b*], критикуемая в [*Кривошея и др., 2000*], что воды ХПС центральной части моря не проникают в прибрежные области, где ХПС формируется из охлажденных вод, адвективно поступающих из зоны антициклонических вихрей на континентальном склоне северо-западной части моря.

Относительно преобладающей роли какого-либо географического района в формировании ХПС Черного моря до сих пор нет единого мнения. Северо-западной части моря отдается предпочтение в работах [*Tolmazin, 1985a; Каминский и др., 1987; Ivanov et al, 1997; Oguz et al, 1999; Кныш, Инюшина, 2004; Stanev, Staneva, 2001, 2002, 2003; Beckers*

et al., 2002], основанных как на анализе наблюдений, так и на математическом моделировании. Авторы, в большей степени анализирующие данные наблюдений, склонны рассматривать открытую часть моря как основной источник ХПС [Овчинников и др., 1984 – 1993; Гертман, 1991; Титов, 2003; Белокопытов, 2004] или считают, что роль этих двух районов приблизительно равна [Еремеев, Иванов В.А., Тужилкин, 1991; Тужилкин, 2008].

Количественная оценка вкладов объемов ХПС из различных источников формирования по результатам объемного T,S-анализа климатических данных была получена в [Белокопытов, 2004]: в западном, восточном циклонических круговоротах и в северо-западной части моря формируется, соответственно, 60, 15 и 25% вод ХПС. В работе [Stanev *et al.*, 2003] по результатам математического моделирования определены вклады континентального склона северо-западной части моря, циклонических круговоротов центральной части моря, северо-западного шельфа и крайней восточной части моря как 42, 28, 20 и 10%, соответственно. Полное обновление вод ХПС было оценено в 5.5 лет. В монографии [Полонский, Попов, 2011] показано, что на шельфе формируется от 16 до 26% всех вод ХПС Черного моря.

Большое количество работ посвящено межгодовой изменчивости ХПС, которую чаще всего связывают с метеорологическими условиями – охлаждением поверхности моря в зимний период [Филиппов, 1968; Георгиев, 1972; Блатов, Косарев, Тужилкин, 1980; Белокопытов, 1998; Ivanov *et al.*, 2000; Кривошея и др., 2002; Титов, 2003; Белокопытов, Шокурова, 2005; Белокопытов, 2010; Полонский, Попов, 2011].

Традиционно, критерием выделения ХПС является изотерма 8°C [Колесников, 1953] на том основании, что существуют районы моря (юго-восточная часть), где поверхностная температура не опускается ниже данной температуры. Существуют и другие, более физические подходы, основанные на определении границ водных масс по градиентам термохалинных характеристик. Для ХПС такими критериями могут служить максимумы вертикального градиента плотности (по абсолютным значениям), расположенные выше и ниже минимума температуры [Прокопов, 2000, 2006]. Также можно выделять ХПС как слой подповерхностного минимума температуры с пониженными вертикальными градиентами температуры и солёности, наиболее близкого по характеристикам к зимнему перемешанному слою (по аналогу модовых вод Мирового океана, как, например, 18°-я вода Саргассова моря). При таких подходах границы ХПС могут не совпадать с критерием изотермы 8°C, приводя как к увеличению объема ХПС, так и к его уменьшению. Традиционный критерий выделения ХПС, при всей своей формальности, остается, благодаря простоте, наиболее распространенным. Он достаточно хорошо характеризует данную водную массу и

менее чувствителен к применению различных способов интерполяции и фильтрации, используемых при расчетах градиентов.

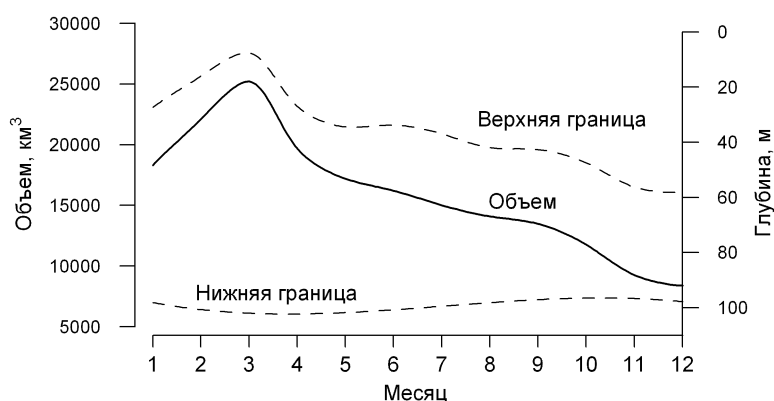


Рисунок 3.4.7 – Сезонный ход объема (км³), глубины (м) верхней и нижней границ холодного промежуточного слоя Черного моря

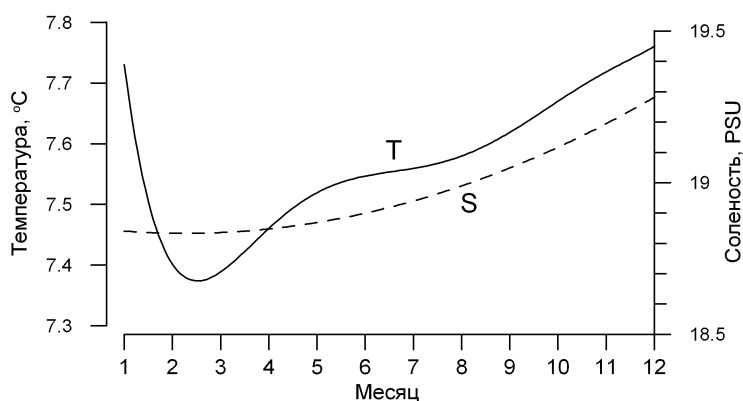


Рисунок 3.4.8 – Сезонный ход средней температуры, °C и солёности, PSU холодного промежуточного слоя Черного моря

Средний объем ХПС приблизительно равен среднему объему поверхностной водной массы и составляет 15.9 тыс. км³ (2.2 % от объема моря) по критерию 8°C за период 1950 – 2000 гг.. Известны другие оценки объема ХПС: 16 тыс. км³ за период 1924 – 1966 гг. [Глазков, 1979], 12 тыс. км³ за 1984 г. [Латун, 1989] (по критерию 8°C), 18–20 тыс. км³ [Гертман, 1987, 1991] (по солёностному критерию). В течение сезонного цикла – от обновления до частичного перемешивания с другими водными массами – объем вод ХПС уменьшается в 3 – 4 раза, температура и солёность монотонно повышаются (рис. 3.4.7, 3.4.8).

Многолетние колебания среднемесячных аномалий объема вод составляют ~20 % его среднего объема, Подобная оценка сезонного хода характеристик ХПС также приведена в ([Гертман, 1991], рис. 2.24).

Основные районы обновления вод ХПС – центры восточного и западного циклонических круговоротов, внешняя часть северо-западного шельфа (от п-ова Тарханкут до 30° в.д.), выделяются как области высокой плотности на поверхности моря (средние значения $\sigma = 14.3 - 14.4$ для февраля, рис.3.3.6). Перед началом зимнего охлаждения ядро «старого» ХПС в центрах циклонических круговоротов залегают на уровне изопикн 14.9 – 15.0. При климатической солёности для этих районов в феврале 18.4 PSU (рис.3.2.6) даже очень сильное охлаждение не может привести к уплотнению поверхностных вод до таких значений. Однако, из наблюдений известно, что при интенсивной конвекции над куполами пикноклина происходит усиленный вертикальный обмен с высокосолёными водами галоклина и солёность может повышаться до 18.7 PSU (рис.3.4.9). В этом случае понижение температуры до 4.5 – 5°C приводит к повышению плотности до 14.8, что обеспечивает проникновение новых вод в верхнюю часть «старого» ХПС. На рис.3.4.10 приведено положение океанографических станций в различных экспедициях, на которых зафиксировано обновление вод ХПС в центрах циклонических круговоротов, аналогичное примеру, показанному на рис.3.4.9. При средних зимних климатических условиях – температуре 6,8°C (рис.3.1.6), которая соответствует плотности $\sigma = 14.4$, новые охлажденные воды опускаются до верхней границы «старого» слоя, и обновление вод происходит постепенно, посредством турбулентного теплообмена.

Малая толщина верхнего однородного слоя и, соответственно, большее охлаждение и уплотнение, в центрах циклонических вихрей или меандров связано с высоким положением пикноклина. В северо-западной части моря такую роль исполняет дно, т.е. сама мелководность района обеспечивает сильное охлаждение тонкого слоя воды. На внешнем крае шельфа, где солёность уже достаточно велика для обеспечения необходимой плотности, наблюдается процесс стекания охлажденных вод по дну и далее изопикнически в сторону открытого моря (рис.3.4.11). На рис.3.4.12 приведено положение океанографических станций, на которых фиксировались подобные явления. Для области между западным циклоническим круговоротом и северо-западным шельфом характерно поступление новых охлажденных вод из разных источников, стекающих навстречу друг другу (рис.3.4.13). В области Керченско-Таманского шельфа также обнаруживались следы стекания холодных вод, но ввиду его небольшой площади, роль этого района в обновлении ХПС менее значительна.

Проникновению охлажденных вод шельфа в открытую часть моря способствуют синоптические вихри, проходящие по континентальному склону. В [Staneva, Stanev, 1997] показано, что антициклонические вихри, формирующиеся между ОЧГ и побережьем, увеличивают скорость поступления вод ХПС в пикноклин, причем основная часть вод поступает не с нисходящими движениями, а путем горизонтального обмена [Stanev, Staneva, 2001]. О важной роли синоптических вихрей в трансфронтальном перемешивании вод шельфа с водами ХПС открытой части моря говорится также в монографии [Полонский, Попов, 2011].

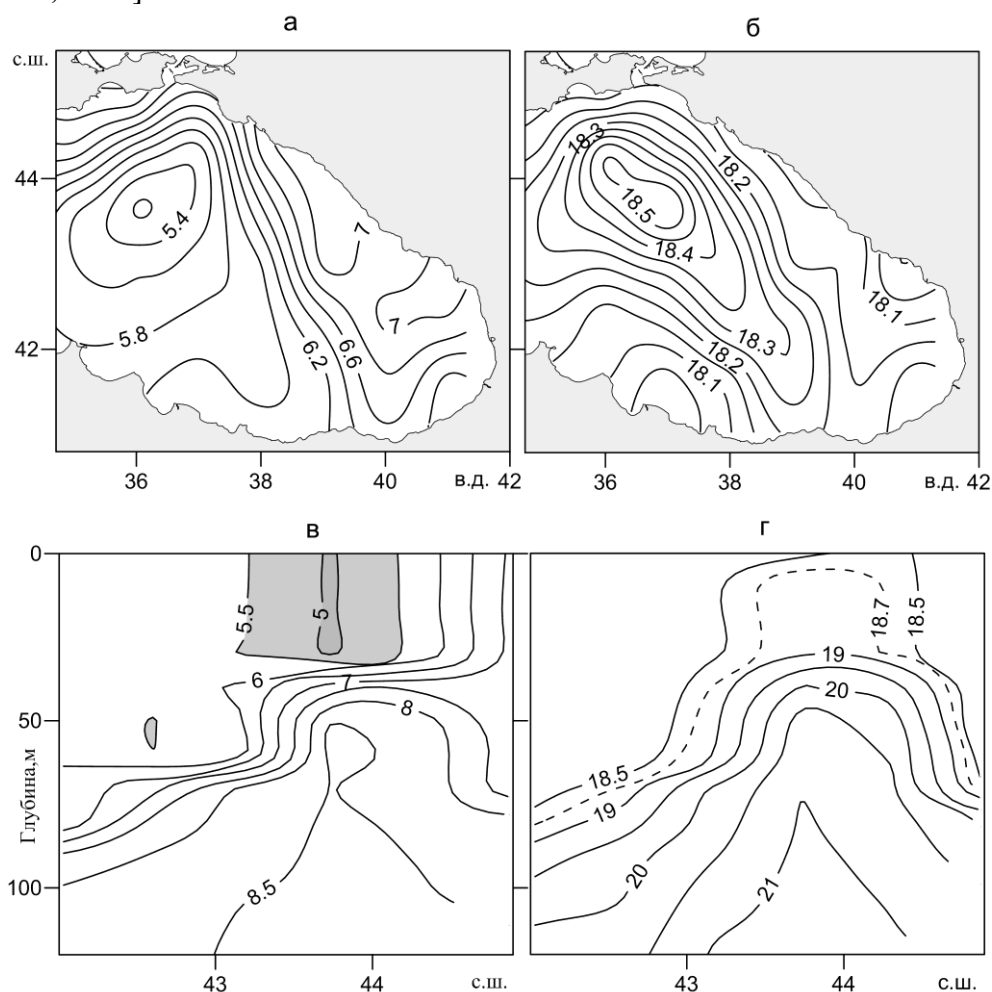


Рисунок 3.4.9 – Обновление ХПС в центре восточного циклонического круговорота по данным НИС «Яков Гаккель» 6 – 14 марта 1985 г.: а – температура воды на поверхности; б – соленость на поверхности; в – меридиональный разрез температуры по 36° в.д.; г – меридиональный разрез солености по 36° в.д.

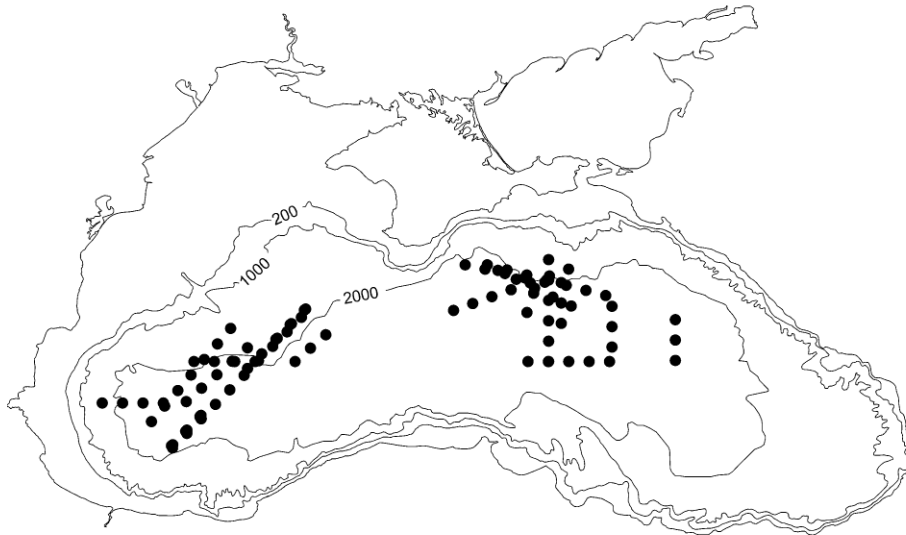


Рисунок 3.4.10 – Положение океанографических станций, выполненных в период 1957 – 1993 гг., на которых зафиксировано обновление вод ХПС в центрах циклонических круговоротов

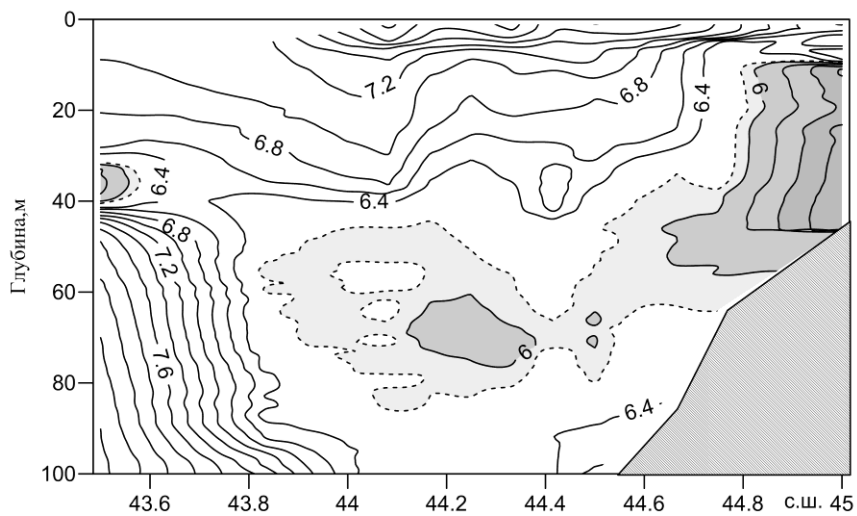


Рисунок 3.4.11 – Разрез температуры воды на внешнем крае северо-западного шельфа по 30.5° в.д. 4 – 6 апреля 1993 г. по данным НИС «Вилим»

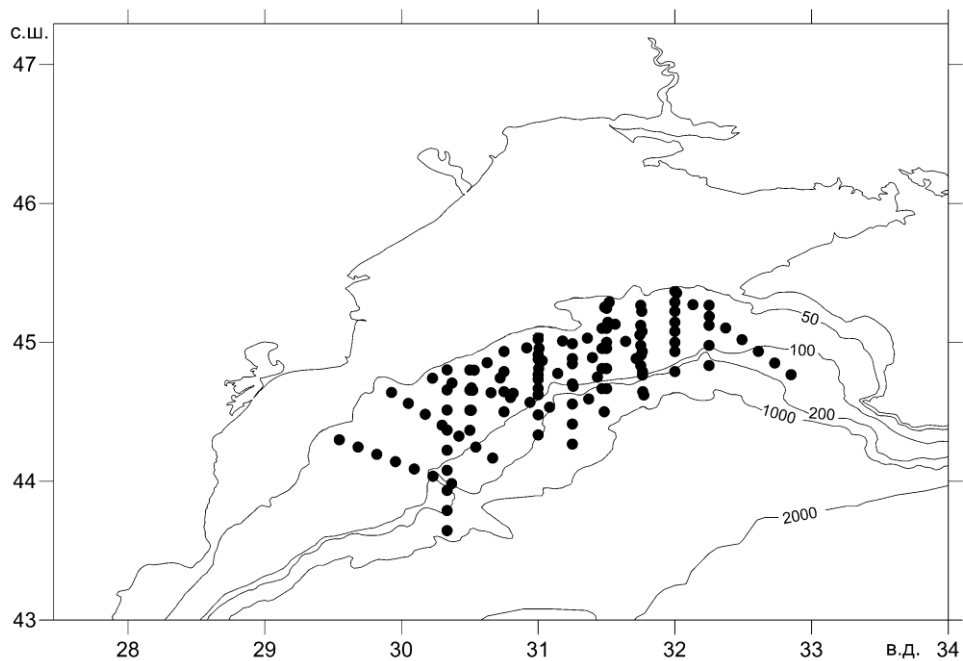


Рисунок 3.4.12 – Положение океанографических станций, выполненных в период 1973 – 2004 гг., на которых наблюдалось стекание придонных холодных вод по внешнему краю северо-западного шельфа и континентального склона

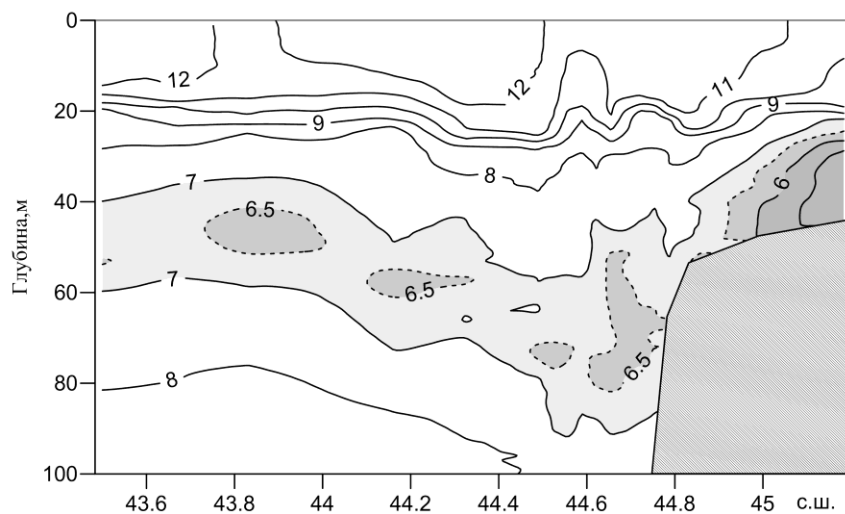


Рисунок 3.4.13 – Разрез температуры воды на внешнем крае северо-западного шельфа по 31.8° в.д. 6 – 7 мая 1994 г. по данным НИС «Гидрооптик»

Во внутренней, прибрежной части северо-западного шельфа низкая соленость препятствует погружению холодных вод в подповерхностный слой. Тем не менее, эти воды могут очень быстро распространяться вдоль берега и проследиваться вплоть до восточного побережья Турции (рис.3.4.14). Синоптические и мезомасштабные вихри усиливают водообмен с зоной ОЧТ (рис.3.4.15), что способствует общему охлаждению западной части моря – основного источника вод ХПС.

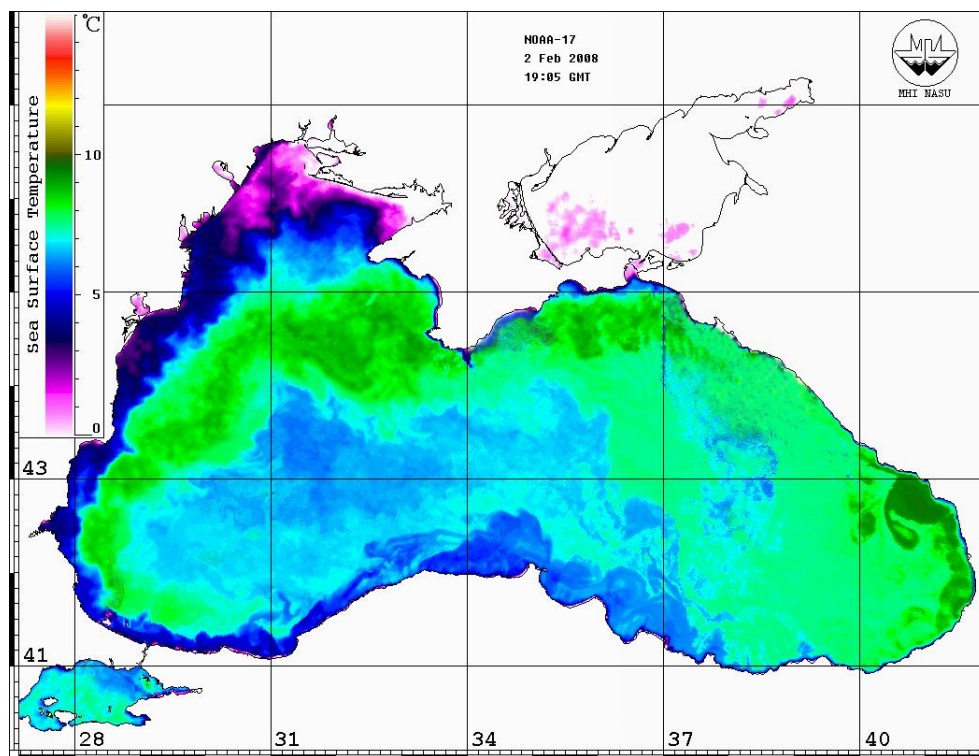


Рисунок 3.4.14 – Температура поверхности Черного моря 3 февраля 2008 г. по данным спутника NOAA-17.

Средние TS-характеристики для разных областей обновления вод ХПС составляют: для центра восточного круговорота $T = 6.3\text{--}7.0^\circ\text{C}$, $S = 18.55\text{--}18.7$ PSU, $\sigma = 14.5\text{--}14.6$; для центра западного круговорота $T = 6.3\text{--}7.0^\circ\text{C}$, $S = 18.35\text{--}18.5$ PSU, $\sigma = 14.3\text{--}14.5$; для прибрежной части северо-западного шельфа $T < 5.0^\circ\text{C}$, $S < 18.2$ PSU, $\sigma < 14.4$; для внешнего края северо-западного шельфа $T = 5\text{--}7^\circ\text{C}$, $S = 18.3\text{--}18.4$ PSU, $\sigma = 14.3\text{--}14.4$).

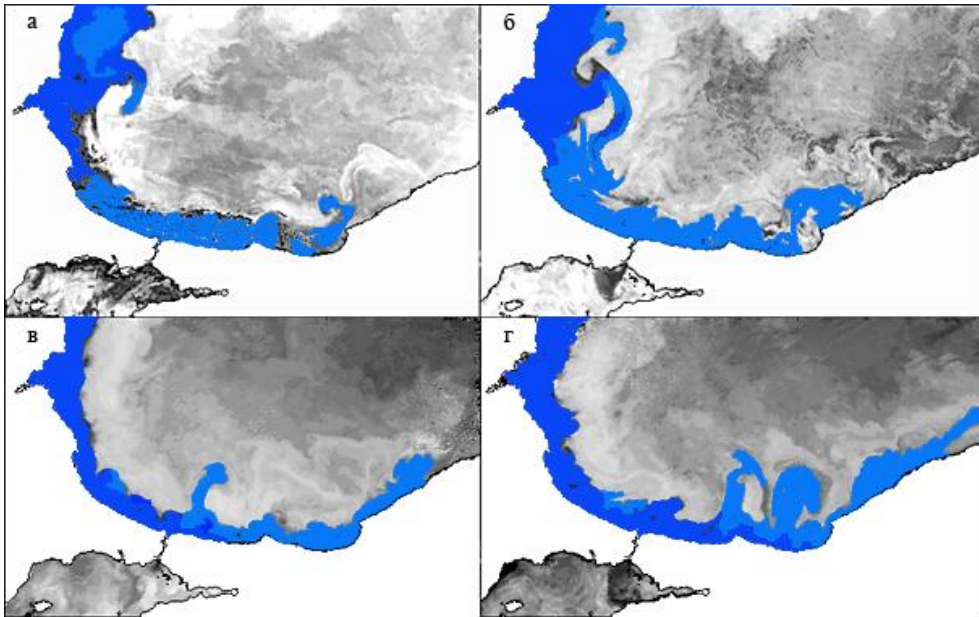


Рисунок 3.4.15 – Температура поверхности юго-западной части Черного моря по данным спутников NOAA: *a* – 18 февраля 2006 г.; *б* – 21 февраля 2006 г.; *в* – 20 февраля 2008 г.; *г* – 23 февраля 2008 г. Перепад значений между шельфовыми водами и открытой частью моря составляет 3 – 5°C

Дальнейшую сезонную эволюцию ядра ХПС можно охарактеризовать как медленное циклоническое движение вдоль материкового склона. В марте у анатолийского побережья образуется обновленное ядро ХПС, в котором смешаны воды из разных источников, с T, S -значениями, близкими к T, S -характеристикам западного круговорота ($T = 6.3\text{--}6.8^\circ\text{C}$, $S = 18.3\text{--}18.4$ PSU, $\sigma = 14.4\text{--}14.5$). Воды из восточного источника могут приходить сюда по западной периферии восточного циклонического круговорота, воды северо-западного шельфа распространяются в зоне ОЧТ. В апреле, вновь образованные воды ХПС начинают смещаться на восток вдоль изопикны 14.5, постепенно нагреваясь и осолоняясь. С июля по сентябрь ядро ХПС концентрируется в юго-восточной части моря, удерживаемое Батумским антициклоном. В октябре оно смещается к северу, располагаясь вдоль кавказского побережья ($T = 7.4\text{--}7.5^\circ\text{C}$, $S = 18.75$ PSU, $\sigma = 14.6$), в ноябре – декабре равномерно распределяется по центральной части моря. Обобщенная схема сезонной эволюции ядра ХПС представлена на рис.3.4.16.

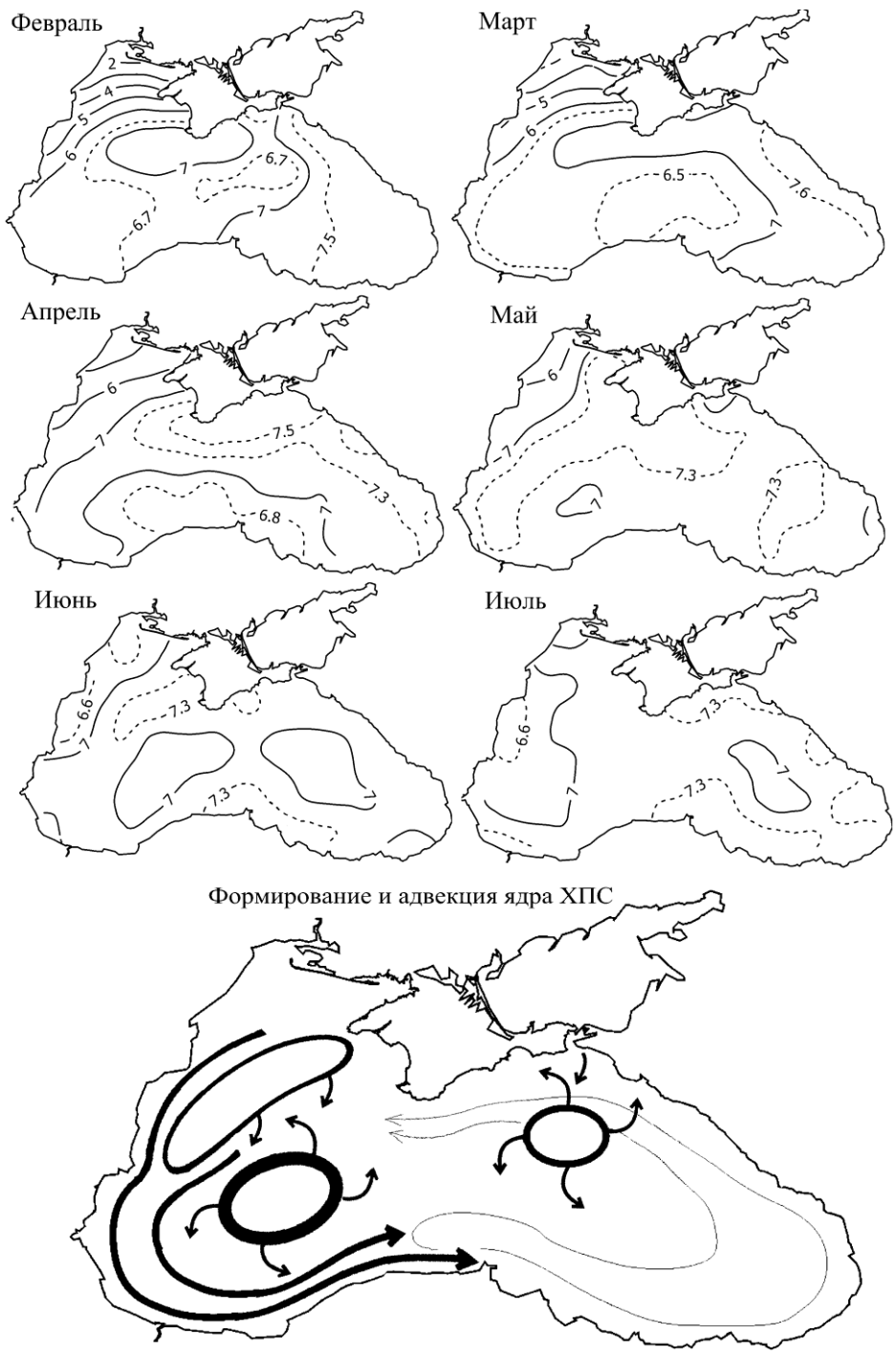


Рисунок 3.4.16 – Пространственное распределение среднемесячных значений температуры воды (°C) в ядре ХПС и общая схема его сезонной эволюции

На северо-западном шельфе в течение большей части года сохраняются воды ХПС, образовавшиеся здесь зимой. С мая по октябрь характеристики ядра ХПС в этом районе мало изменяются ($T = 6.0-7.0^{\circ}\text{C}$, $S = 18.0-18.2$ PSU, $\sigma = 14.0-14.2$) и продолжается стекание холодных вод придонного слоя по углублениям рельефа дна в сторону открытого моря. В ноябре ХПС северо-западного шельфа исчезает, заменяясь водами ХПС открытой части моря, в январе вновь начинается обновление вод.

3.4.3 Промежуточная и глубинная водные массы

Промежуточная черноморская водная масса занимает слой основного пикноклина с перепадами солёности и плотности между верхней и нижней границами $\Delta S=3-3.5$ PSU и $\Delta\sigma=2.4-2.6$. Этот слой можно характеризовать как зону трансформации между ХПС и глубинными водами. Не все исследователи выделяют его в отдельную водную массу, т.к. в нем отсутствуют локальных экстремумы солёности или температуры, однако среди промежуточных водных масс Мирового океана существуют аналоги, например, промежуточная североатлантическая водная масса.

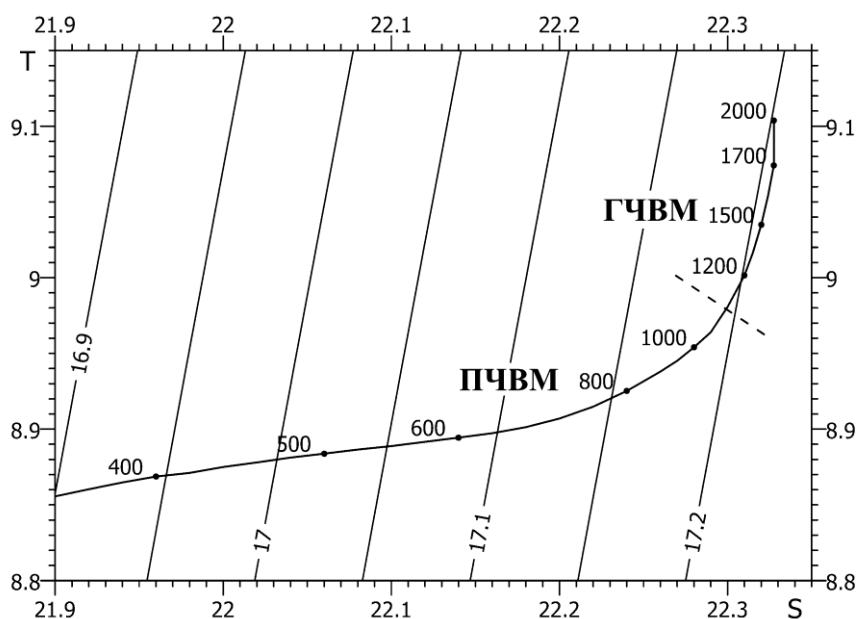


Рисунок 3.4.17 – Средняя T,S-кривая в глубинных слоях Черного моря

Верхняя граница ПЧВМ располагается в слое 50–100 м, $\sigma = 14.8$ ($T=7.4-7.8^{\circ}\text{C}$, $S=18.9-19.0$ PSU). Нижняя граница ПЧВМ залегает на глубине 1100–1200 м ($\sigma = 17.195$, $T=8.98^{\circ}\text{C}$, $S=22.30$ PSU, см. рис.3.4.17). Границы ПЧВМ, определенные по объемному T,S-анализу, по точке перегиба T,S-кривой и по альтернативному критерию – значению плотностного отношения $R=0.1$ [Иванов Л.И., Шкворец, 1995] приблизительно равны. При указанных выше термохалинных характеристиках ПЧВМ занимает наибольший объем (55 %).

Таблица 3.4.2

Средние термохалинные характеристики промежуточной и глубинной водных масс Черного моря

Глубина, м	T °C	S PSU	σ_t
400	8.862	21.927	16.945
500	8.881	22.042	17.021
600	8.893	22.128	17.082
700	8.905	22.188	17.118
800	8.920	22.229	17.156
900	8.938	22.261	17.171
1000	8.955	22.281	17.184
1100	8.973	22.296	17.194
1200	8.991	22.305	17.201
1300	9.006	22.312	17.202
1400	9.021	22.316	17.203
1500	9.033	22.319	17.204
1600	9.049	22.323	17.205
1700	9.065	22.326	17.205
1800	9.078	22.326	17.203
1900	9.091	22.326	17.202
2000	9.104	22.326	17.201

Глубинная черноморская водная масса представляет собой однородную водную массу со стабильными T,S-характеристиками $T=8.98-9.11^{\circ}\text{C}$, $S=22.30-22.335$ PSU (рис.3.4.17, Табл.3.4.2). В этом диапазоне T,S-индексов повторяемость на объемной T,S-диаграмме резко возрастает. В целом, ГЧВМ составляет 40 % от всего объема вод моря.

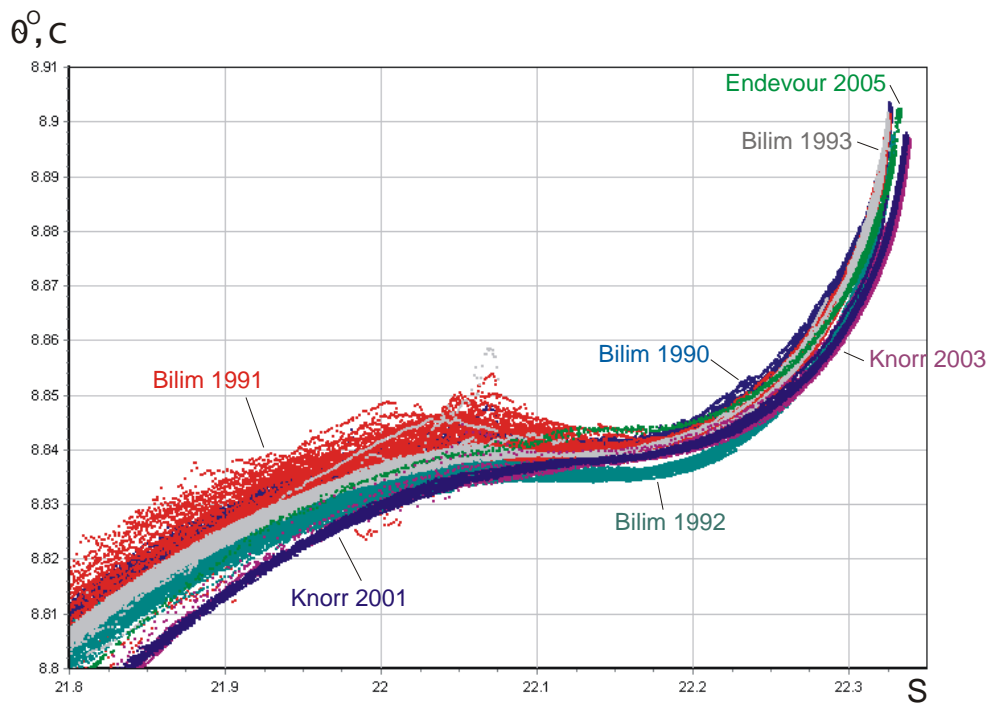


Рисунок 3.4.18 – T,S-кривые в глубинных слоях Черного моря по данным последних десятилетий

Таблица 3.4.3
Средние термохалинные характеристики глубинных слоев Черного моря по данным последних десятилетий

Глубина, м	θ °C	S, PSU	σ_{θ}
1000	8.861	22.288	17.203
1100	8.868	22.302	17.213
1200	8.873	22.311	17.219
1300	8.878	22.317	17.224
1400	8.882	22.322	17.227
1500	8.885	22.325	17.229
1600	8.889	22.327	17.231
1700	8.8964	22.3310	17.2322
1750	8.8988	22.3320	17.2327
1800	8.8990	22.3321	17.2327
1900	8.8992	22.3321	17.2327
2000	8.8994	22.3321	17.2327

В качестве вторичной водной массы можно выделить *придонный однородный слой*, характеризующийся вертикальной однородностью солености и потенциальной температуры от глубины 1700–1750 м до дна ($\theta=8.90^{\circ}\text{C}$, $S=22.332$ PSU, рис.3.1.4, 3.2.4). Придонный однородный слой занимает около 10% объема всего моря.

T,S-кривые в глубинных слоях моря, представленные на рис. 3.4.18, получены в последние десятилетия с помощью высокоточных гидрофизических зондов. Средние термохалинные характеристики глубинной водной массы, определенные по этим данным (Табл. 3.4.3), несколько отличаются от средних характеристик, рассчитанных по более обширному, историческому массиву наблюдений (Табл. 3.4.2), разница в солености составляет 0.006 PSU.

Мраморноморские воды. Воды средиземноморского происхождения, поступающие из Мраморного моря с нижнебосфорским течением ($T=12\text{--}15^{\circ}\text{C}$, $S=34\text{--}37$ PSU, $\sigma = 26\text{--}28$ на выходе из Босфора), являются единственным источником соли для Черного моря. Годовое поступление мраморноморских вод, даже при самой максимальной оценке в 312 км^3 , превышающей сток р. Дунай [Ünlüata et al, 1990], составляет всего 0.05% от объема моря, поэтому формирование промежуточной и глубинной водных масс должно происходить в течение длительного периода, порядка тысячи лет.

В 1940–50-х гг. существовало мнение, что поступление вод с нижнебосфорским течением происходит только в сезон низкого стояния уровня Черного моря [Pektas, 1956] или оно происходит крайне редко [Ulliyott, Ilgaz, 1946], так как этому препятствует северный порог. В дальнейшем, в работах [Богданова, 1961, 1969] на основе около 40 съемок прибосфорского района по программе ИНБЮМ (1959–1973 гг.) был сделан вывод, что мраморноморские воды поступают в Черное море во все сезоны, кроме непродолжительных периодов неблагоприятных ветров. Это подтверждается и современными наблюдениями. Более половины объема мраморноморских вод поступает в море с июля по октябрь, согласно среднему сезонному ходу расхода нижнебосфорского течения [Симонов, Альтман, 1991].

По поводу дальнейшего распространения мраморноморских вод в Черном море высказывались различные предположения: погружение вод до дна [Макаров, 1885; Шпиндлер, Врангель, 1899], распространение вод в промежуточных слоях [Скаловский, 1894; Pektas, 1956]. А.К. Богданова считала, что термохалинные характеристики поступающих с нижнебосфорским течением вод зависят от положения верхней границы средиземноморских вод в прибосфорском районе Мраморного моря [Богданова, 1961, 1969], которая имеет как сезонный ход, так и корот-

копериодную изменчивость, связанную со сгонно-нагонными явлениями. В зависимости от плотности поступающих в Черное море мраморноморских вод, они либо погружаются до дна, либо распространяются в промежуточных слоях. В работе [Богуславский, 1980] высказывается предположение, что летом мраморноморские воды, как более теплые и менее плотные опускаются до глубин 500 м, зимой – до дна.

За последние 20 лет в проливе Босфор и прибосфорском районе было проведено большое количество исследований, в основном турецкими океанологами, что дало новый материал для лучшего понимания процессов формирования глубинных вод. Мраморноморские воды после выхода из пролива двигаются по S-образной траектории, следуя рельефу дна Босфорского каньона (рис. 1.2.6), что подтверждает выводы [Богданова, 1961, 1969; Tolmazin, 1985b], сделанные, несмотря на отсутствие точных сведений о рельефе дна. Толщина струи уменьшается от 20–25 м при выходе из Босфора до 10–15 м через 10 км на середине шельфа и до 2–3 м у свала глубин. На рис. 3.4.19 отмечено положение станций, на которых зафиксирована соленость более 23 PSU за период с 1960 по 2003 г. (523 станции). Конкретные примеры трансформации мраморноморских вод по данным океанографических съемок представлено в работах [Yüce, 1990; Latif et al, 1991; Özsoy et al, 1993, 2001; Di Iorio, Yüce, 1999; Gregg et al, 1999].

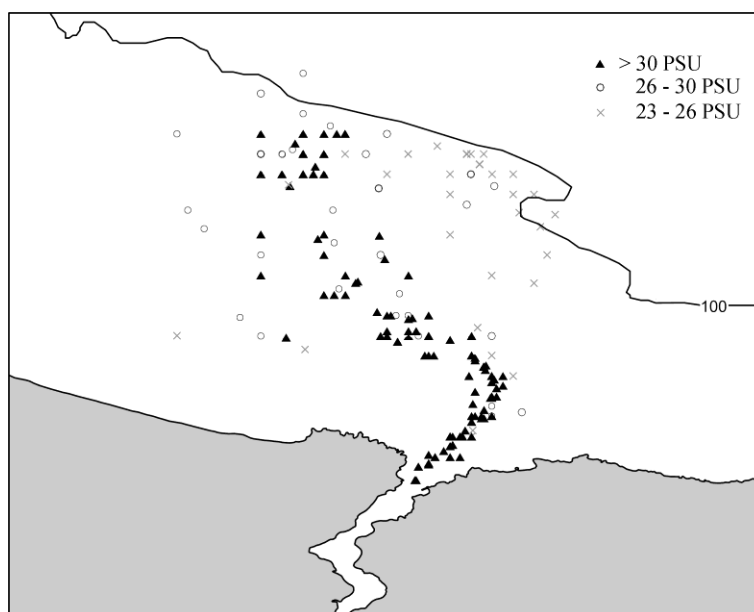


Рисунок 3.4.19 – Положение океанографических станций, выполненных в период 1960 – 2003 гг., на которых зафиксированы значения солености более 23 PSU

Большое количество подобных примеров по съемкам 1950–60х гг. приведено в [Богданова, 1969], но серьезной проблемой для такого рода исследований в то время было использование батометрических серий, ограничивающих вертикальную дискретность, и отсутствие сведений о положении Босфорского каньона. В результате, провести измерения в достаточно узкой нижнебосфорской струе удалось достаточно редко.

Как следствие, в [Богданова, 1969; Tolmazin, 1985b] делается вывод о достаточно большом разбросе T,S характеристик мраморноморских вод и их сильной зависимости от локальных процессов. Более точные наблюдения в нижнебосфорской струе на выходе из пролива вблизи северного порога в 18 съемках за период 1986–2003 гг. показывают более стабильные характеристики: температура от 12.2 до 15.5°C, соленость от 34 до 37 PSU. Для надежного выделения сезонного хода данных все же недостаточно, можно лишь выделить тенденцию уменьшения солености в нижнебосфорской струе от лета к зиме.

По мере продвижения по шельфу возрастает интенсивность процесса вовлечения вод ХПС в струю мраморноморских вод. Оценка соотношения объема мраморноморских вод к водам ХПС в результирующей смеси по изменению солености приводилась многими авторами, в последних из них [Murray, 1991; Özsoy, 1993] оно находится в пределах 1/3 – 1/6. В работе [Stanev et al, 2001] на основе данных распределения геохимических трассеров из [Buesseler et al, 1991] приводится соотношение 1/10 – 1/12.

Смесь вод средиземноморского происхождения и ХПС, имеющая при достижении бровки шельфа соленость менее 23 PSU, продолжает опускание в слой основного пикноклина, двигаясь по дну континентального склона. В отдельных, достаточно редких случаях наблюдаются прослойки более теплых и соленых вод не у дна, а на определенных изопикнических поверхностях (рис. 3.4.20, 3.4.21), см. также в [Богданова, 1969]. Пример наблюдения такого явления, наиболее удаленного от границ шельфа показан на рис. 3.4.21.

В большинстве случаев процесс перемешивания модифицированных мраморноморских вод и окружающих вод пикноклина проявляется в виде характерных вертикальных профилей совсем другого типа, показанного на рис. 3.4.22. Их отличительная черта – наличие холодных (до 0.5°C) и менее соленых интрузий, слабо стратифицированных или имеющих небольшую инверсию плотности. Примеры такого интрузионного расслоения по данным океанографических съемок приведены в [Oguz and Rozman, 1991; Özsoy et al, 1991, 1993; Gregg and Özsoy, 1999]. Пространственное распределение случаев явного проявления подобной вертикальной структуры показано на рис. 3.4.23. Оно

характеризует траекторию распространения мраморноморских вод, которая совпадает с преобладающим переносом вод. Величина аномалий уменьшается по мере удаления от прибосфорского шельфа, восточнее Синопского п-ова они обнаруживаются только на уровне тонкоструктурных измерений.

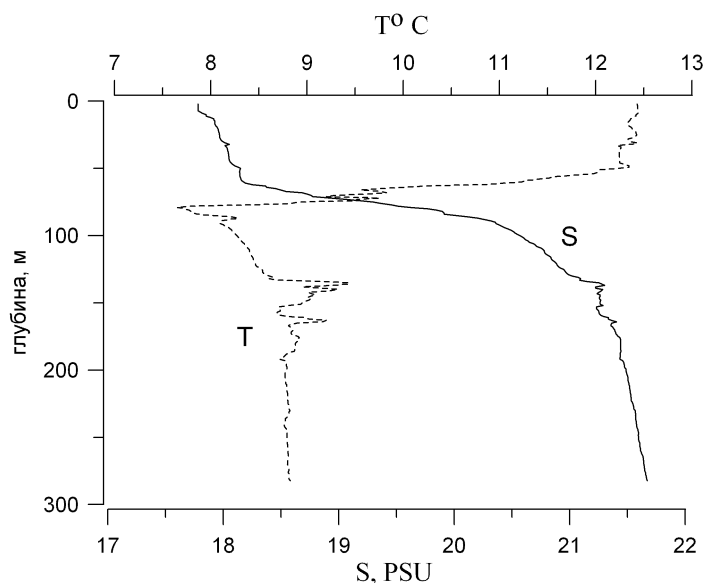


Рисунок 3.4.20 – Вертикальное распределение температуры и солёности 23 ноября 1989 г., 41°25'.02 с.ш., 29°30'.0 в.д., по данным океанографической съёмки НИС *Bilim*.

Возникновение интрузий объясняется в [Özsoy *et al*, 1993, 2001] процессами двойной диффузии [Turner, 1973, 1978] при взаимодействии мраморноморской струи и вод пикноклина, что приводит к формированию тонких горизонтальных конвективных слоев. В этих же работах, на основании оценки степени проникновения интрузий в глубину, сделан вывод о том, что воды средиземноморского происхождения не погружаются глубже 500 м. Это также подтверждается исследованиями геохимических трассеров: ^{14}C [Östlund, 1974; Buesseler & Livingston, 1997; Stanev *et al.*, 1999], ^3H [Top *et al*, 1991; Özsoy *et al*, 2002], а также результатами математического моделирования распространения мраморноморской струи [Simeonov *et al*, 1997; Stanev *et al*, 2001].

К такому выводу можно также прийти на основании более простого океанографического анализа: прослеживая изменения плотности в мраморноморской смеси при ее продвижении по шельфу, можно увидеть, что они уменьшаются от значений $\sigma = 26\text{--}28$ на выходе из Босфора до $\sigma = 18\text{--}20$ на глубине 100 м. При достижении континентального склона плотность, в большинстве случаев, продолжает

уменьшаться ($\sigma < 17$) и не превышает значений плотности на горизонте 500 м, что в результате не позволяет мраморноморской смеси опуститься до дна.

Все выше сказанное еще раз свидетельствует в пользу представления о чрезвычайно слабом обновлении глубинных вод Черного моря, поддерживаемого лишь вертикальными движениями и процессами диффузии.

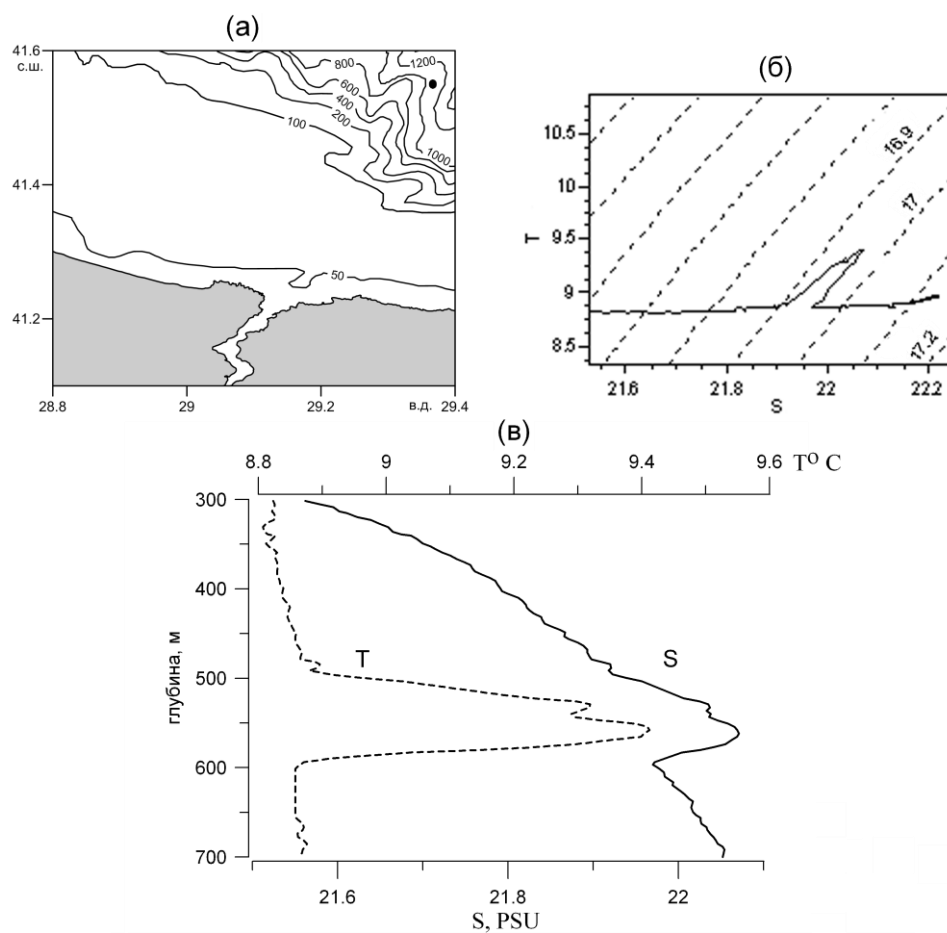


Рисунок 3.4.21 – а – положение океанографической станции 10 октября 1974 г., 41°33'.30 с.ш., 29°22'.92 в.д., 9 рейс НИС «Академик Вернадский»; б – T,S-кривая; в – вертикальное распределение температуры и солёности

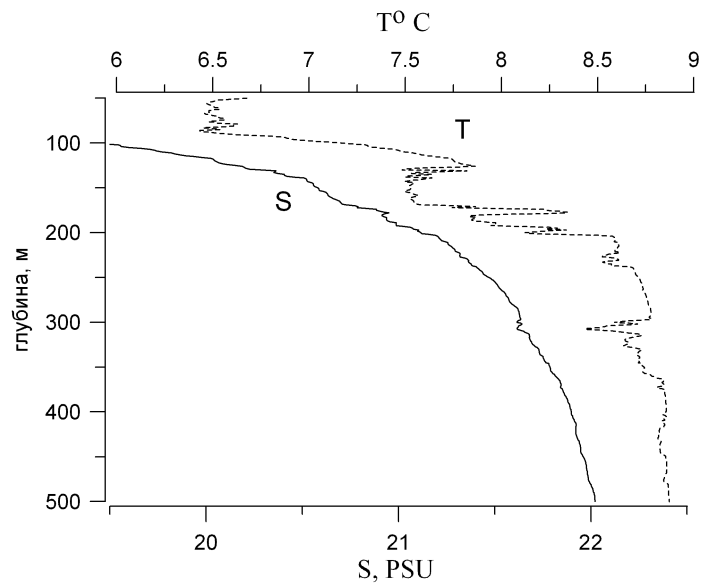


Рисунок 3.4.22 – Вертикальное распределение температуры и солёности 14 мая 1994 г., 41°24'.48 с.ш., 29°22'.02 в.д., по данным океанографической съёмки НИС *Bilim*.

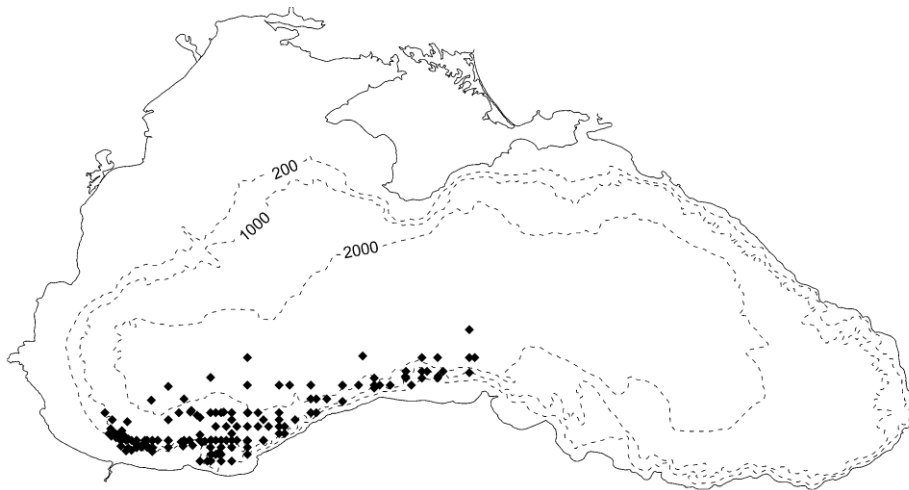


Рисунок 3.4.23 – Положение океанографических станций, выполненных в период 1986 – 2003 гг., на которых отмечена вертикальная интрузионная структура, подобная рис.3.4.22

Глава 4

ЦИРКУЛЯЦИЯ ВОД

4.1 Общая схема циркуляции вод

Циркуляция поверхностных вод. Представления об общей схеме течений в Черном море как циклоническом движении с двумя крупными круговоротами сложились еще в конце 19-го – начале 20-го вв. в работах Ф.Ф.Врангеля, И.Б.Шпиндлера, Н.И.Андрусова, С.А.Зернова. В качестве основных причин циркуляции моря предлагалось преобладающее циклоническое движение ветра над морем или сток рек. На основе экспедиционных исследований 1920–30-х гг. Н.М. Книпович составил общепризнанную схему циркуляции вод и объяснил куполообразное распределение изоповерхностей приспособлением поля плотности к циклоническому вращению [Книпович, 1932, 1938]. С тех пор эта схема для верхнего слоя моря не подвергалась пересмотру, а только уточнялась.

На рис. 4.1.1 – 4.1.5 приведены схемы течений Черного моря разных лет: [Neumann, 1942; Леонов, 1960] – динамический метод с привлечением инструментальных измерений; [Богатко и др., 1979] – инструментальные измерения течений и динамический метод по данным 1970-х гг.; [Симонов, Альтман и др., 1991] – квазигеострфическая модель по данным до 1982 г.; [Oguz et al, 1993; Korotaev, Oguz et al, 2003] – океанографические съемки 1980 – 90-х гг., альтиметрические измерения. Аналогичные схемы циркуляции вод приведены в монографиях [Филиппов, 1968; Блатов и др., 1984].

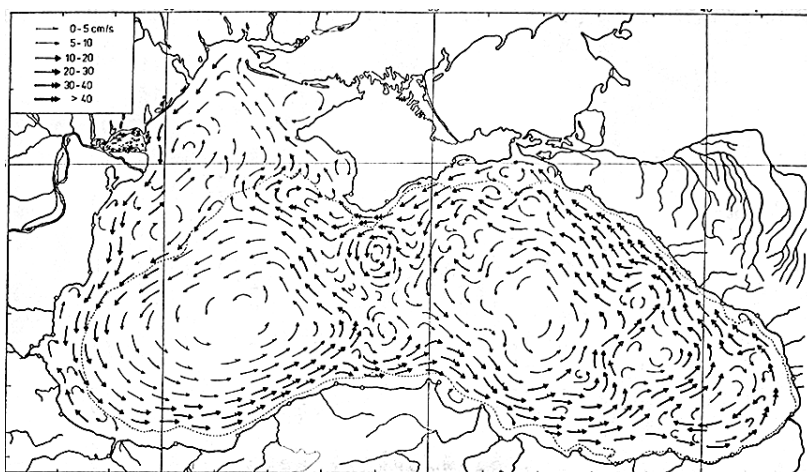


Рисунок 4.1.1 – Схема поверхностных течений Черного моря [Neumann, 1942]

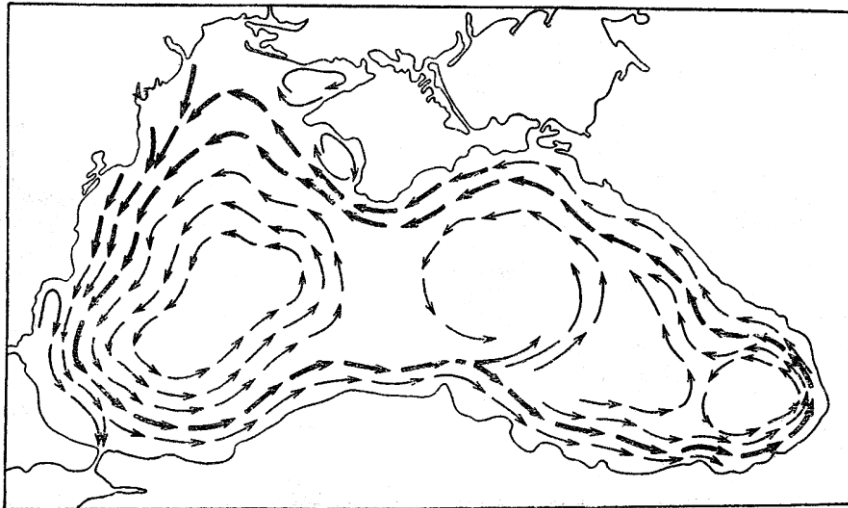


Рисунок 4.1.2 – Схема циркуляции вод Черного моря
[Леонов, 1960]

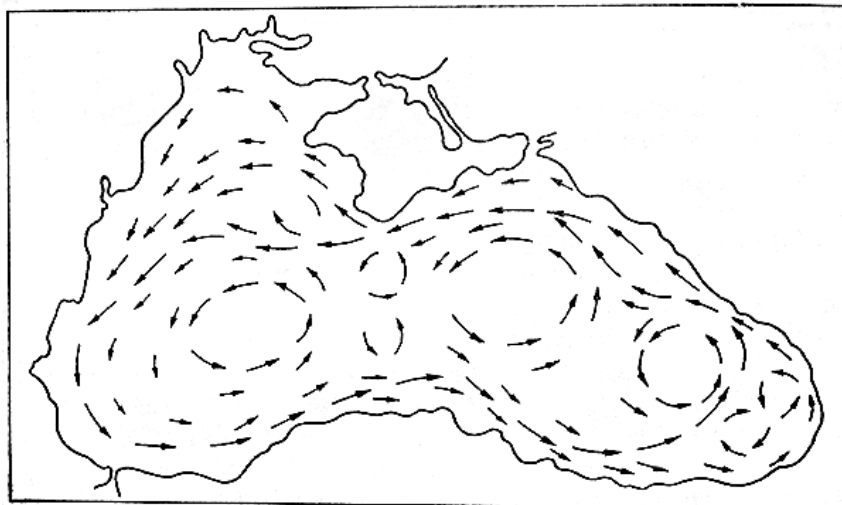


Рисунок 4.1.3 – Схема поверхностных течений Черного моря
[Богатко и др., 1979]

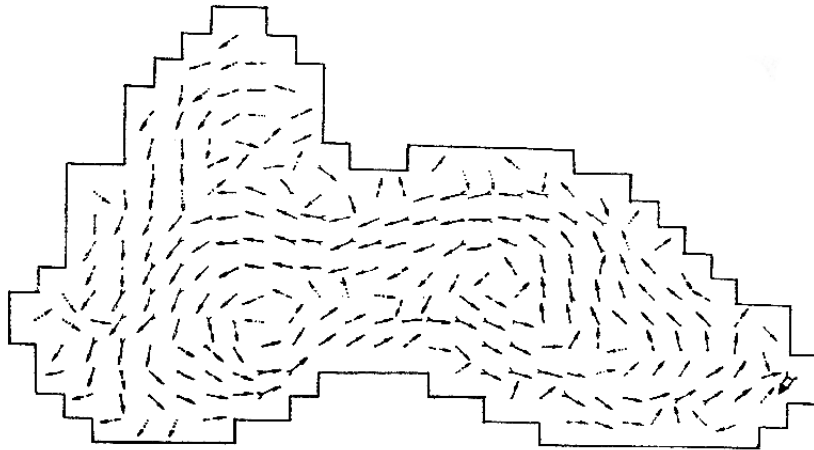


Рисунок 4.1.4 – Схема течений в поверхностном слое Черного моря [Симонов, Альтман и др., 1991]

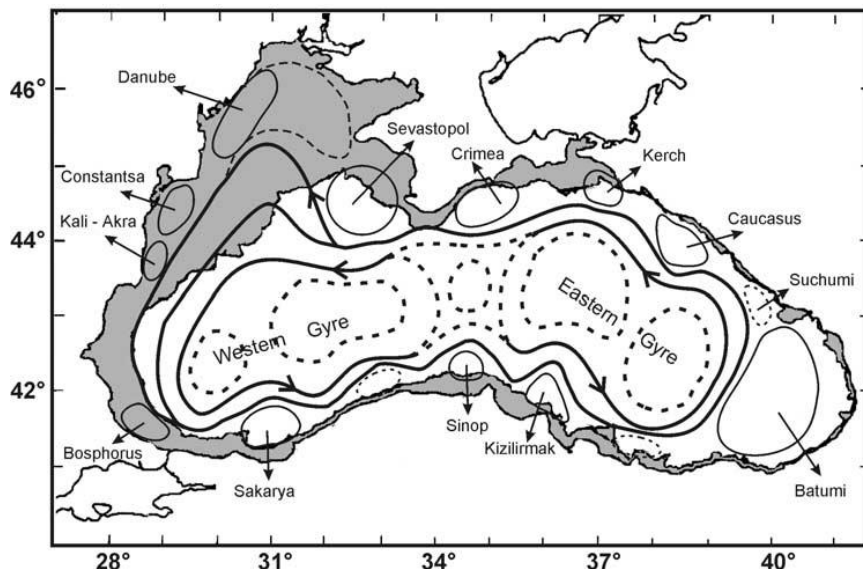


Рисунок 4.1.5 – Схема циркуляции поверхностного слоя Черного моря [Oguz et al, 1993; Korotaev, Oguz et al, 2003]

На всех известных схемах выделяются следующие основные черты крупномасштабной структуры циркуляции вод: Основное Черноморское течение (ОЧТ), локализованное в зоне континентального склона; два крупномасштабных циклонических круговорота в восточной и западной частях моря; квазистационарные антициклонические вихри в прибрежной зоне, такие как Батумский, Севастопольский, Кавказский, Сакарья, Синопский и др.

Одним из современных методов измерений течений является использование дрейфтеров. Первый этап дрейфтерных экспериментов по изучению поверхностной циркуляции Черного моря с использованием буев типа *ЛОБАН* относится к периоду 1987 – 1997 гг. [Гришин и др., 1988, 1989, 1990; Мотыжев, 1998]. С 1999 г. началось применение лагранжевых *SVP* и *SVPB* дрейфтеров с глубиной залегания подводного паруса 15 м [Motyzhev, 2000; Eremeev et al., 2002, 2003, Журбас и др., 2002, 2003; Мотыжев, 2004; Poulain et al., 2005]. Траектории поверхностных дрейфтеров (рис.4.1.6) подтверждают общую схему течений, полученную с помощью других методов. Большинство дрейфтеров захватывается ОЧТ, несмотря на то, что достаточное количество буев было запущено вне зоны его действия – в центральной части моря.

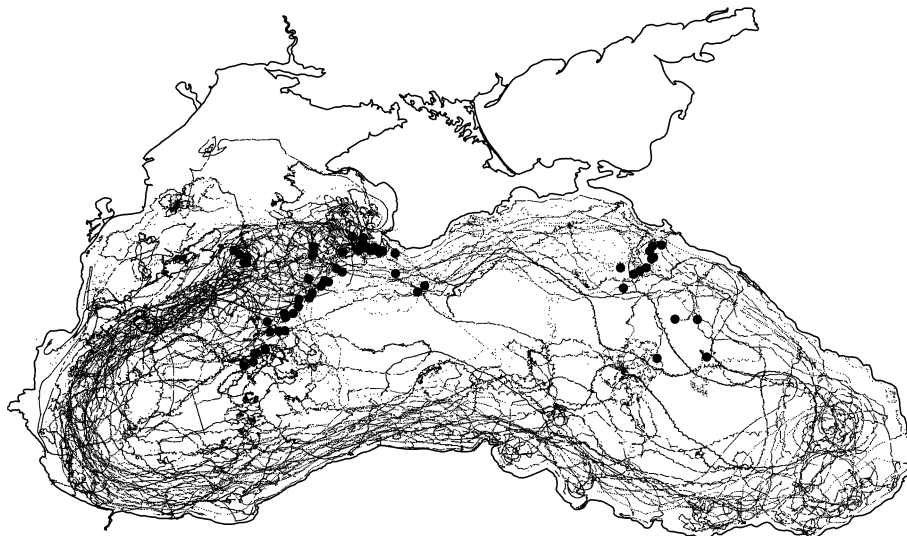


Рисунок 4.1.6 – Траектории дрейфа 70 поверхностных дрейфтеров в Черном море за период 1999 – 2009 гг. (кружками обозначены места запуска буев)

В работе [Журбас и др., 2003] по данным дрейфтеров за период 1999 – 2002 гг. был сделан вывод о том, что восточный и западный циклонические круговороты если и существуют, то далеко не всегда, т.к. распределение средних векторов не показывает их наличия.

При анализе массива данных поверхностных дрейфтеров замкнутые траектории в циклонических круговоротах все же можно обнаружить, причем некоторые дрейфтеры описывают полный оборот более одного раза (рис. 4.1.7). Малое количество таких траекторий, скорее всего, связано не с отсутствием циклонических круговоротов, а с небольшой вероятностью для дрейфтера быть вынесенным из системы ОЧТ в зону слабых течений в центральной части моря.

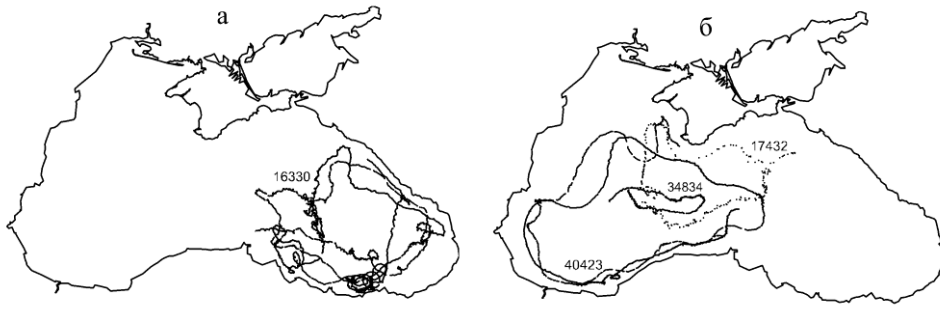


Рисунок 4.1.7 – Отрезки траекторий дрейфа поверхностных дрейфтеров в Черном море, совершивших полный оборот в основных циклонических круговоротах: *а* – в восточной части моря; *б* – в западной и центральной частях моря (рядом с траекториями указаны номера буев)

Циркуляция промежуточных и глубинных вод. В отличие от верхнего слоя моря, где общая схема течений не вызывает существенных разногласий, то для более глубоких слоев моря представления о характере циркуляции вод могут отличаться более существенным образом. Большинство авторов считает, что циклоническое вращение существует во всей толще вод, вплоть до дна, но существует и другая точка зрения. G. Neumann [Neumann, 1942] полагал, что выпуклая форма изохалинных и изопикнических поверхностей в слое 0–1000 м сменяется вогнутой формой в слое глубже 1000 м, т.е. в центре моря в глубинных слоях находятся менее соленые воды. Проведенные на основе этих данных динамические расчеты позволили ему утверждать, что в глубинных слоях моря существует антициклоническая циркуляция. Подобные выводы делались в работах [Владимирцев, 1964; Новицкий, 1964; Саркисян, Джисоев, 1974; Еремеев, Кочергин, 1991; Трухчев и др., 1993; Рябцев, Шапиро, 1994; Whitehead et al, 1998; Демьшев и др., 2002], для слоя основного пикноклина в [Булгаков, Коротаев, 1989, 1996; Korotaev, 1997], для придонных течений в [Петренко, Кушнир, 2006].

Данные инструментальных измерений в большинстве своем не подтверждают наличие устойчивой антициклонической циркуляции на глубинах более 300 м, в общих чертах глубинные течения согласуются со схемой циркуляции верхнего слоя моря. [Богуславский и др., 1976, 2001]. О случаях кратковременных обратных течений на больших глубинах упоминается в монографии [Филиппов, 1968]. В работе [Латун, 1989] приводится подробное описание противотечения на глубине 1500 м со средней скоростью 15 см/с продолжительностью 12 су-

ток, зафиксированного на АБС весной 1988 г. в зоне ОЧТ. В.С. Латун связывает это явление с возникновением неперiodических течений обратного направления, вызванных длинными захваченными волнами.

Начиная с 2002 г. в Черном море проводятся запуски буев-профилемеров *ARGO*. В отличие от поверхностных дрейфтеров они дрейфуют на достаточно больших глубинах, что позволяет оценить течения в промежуточном и глубинном слоях. На рис.4.1.8 показаны траектории дрейфа буев на различных глубинах, из которых можно заключить, что циркуляция во всей толще вод имеет общие черты: генеральное движение вод – циклоническое, обратной циркуляции не отмечено, основные циклонические круговороты и квазистационарные антициклонические вихри прослеживаются до больших глубин. Следует, конечно, учитывать, что данные траектории не относятся полностью к указанным глубинам, т.к. буй периодически всплывает на поверхность, где находится в течение 8 – 12 часов и переносится гораздо более быстрыми поверхностными течениями.

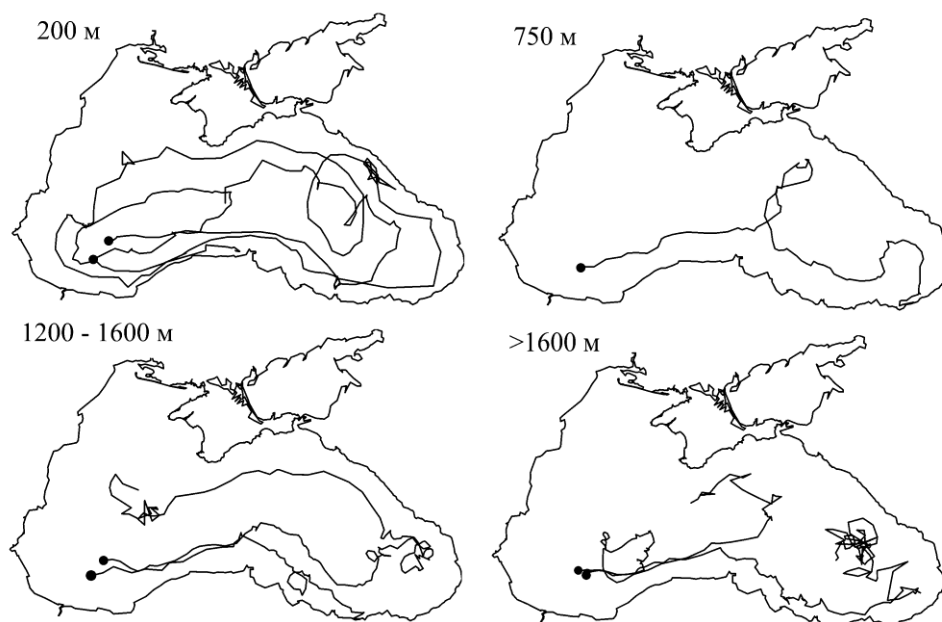


Рисунок 4.1.8 – Траектории дрейфа 7 буев-профилемеров *ARGO* в Черном море на различных глубинах в период 2002 – 2009 гг. (кружками обозначены места запуска буев)

В работе [Korotaev et al, 2006] были подробно рассмотрены результаты работы трех буев *ARGO* на глубинах 200, 750 и 1550 м в течение 18 месяцев. В слое до 200 м горизонтальная структура течений очень сильно взаимосвязана по вертикали, скорости течений умень-

шаются в 8 – 10 раз на глубине 200 м по сравнению с поверхностью моря. В слое 750 – 1500 м скорость течений уменьшается в 15 – 20 раз, значимая корреляция между поверхностными и глубинными течениями обнаруживается только на сезонном масштабе. Линии тока глубинных течений в основном следуют изолиниям потенциальной завихренности.

Оценки пространственного распределения поля течений на глубинах более 1000 м по результатам математического моделирования течений немногочисленны. Интенсификация глубинной циркуляции отмечается в центральной [Кныш и др., 2002; Демьшев и др., 2002] или восточной [Коротаев, 2005; Демьшев и др., 2005] частях моря.

Скорость течений. Согласно Лоции Черного моря, а также [Филлипов, 1964; Блатов и др., 1980, 1984], выделяют три характерные области с различным режимом течений: а) прибрежную, с очень изменчивым характером течений, со скоростью до 20 – 30 см/с; б) зону ОЧТ, имеющего струйный характер, шириной до 40 – 80 км со скоростью 40 – 50 см/с, достигающими значений 1 – 1.5 м/с; в) область открытого моря, где скорости течений монотонно уменьшаются от периферии к центру, не превышая 5 – 15 см/с.

В работе [Богатко и др., 1979] на основе анализа данных измерений течений на заякоренных автономных буйковых станциях (АБС) приводятся средние карты течений, на которых значения модуля скорости течений существенно выше. В зоне ОЧТ они составляют 0.8 – 1.4 м/с, в центральной части моря 40 – 60 см/с.

В работе [Журбас и др., 2003] были проанализированы данные 34 дрейфтеров за период 1999 – 2002 гг. (рис. 4.1.9). Из всех дрейфтеров только 9 совершили хотя бы один полный оборот вокруг моря. При этом время оборота составило от 3.3 до 9 мес. (среднее около 5 мес.), что свидетельствует о более медленном общем движении вод, чем следует из обобщенных данных измерений течений на АБС [Богатко и др., 1979].

На основе аналогичного массива дрейфтерных данных (1999 – 2003 гг.) в [Poulain et al., 2005] представлена средняя схема течений, близкая к показанной на рис. 4.1.9. В центральной части моря скорость течений составляет менее 10 см/с, на континентальном склоне в отдельных районах достигает 40 см/с. Максимальная скорость 96 см/с зафиксирована у бровки шельфа в 100 км восточнее Босфора. При средней скорости 21–22 см/с требуется 120–130 дней для полного оборота вокруг моря вдоль континентального склона. При траекториях, располагающихся мористее, общий путь будет короче (~2000 км), но с учетом более низкой скорости течений (~16 см/с) полный оборот совершается за 140 дней.

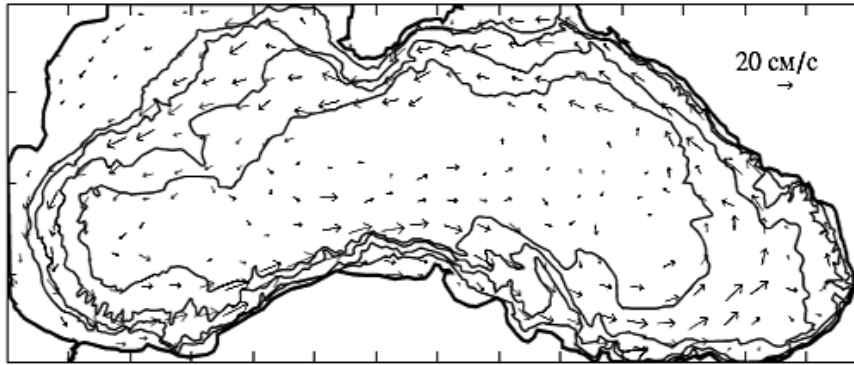


Рисунок 4.1.9 – Карта векторов средней скорости течения в поверхностном слое Черного моря по данным дрейфтеров за период 1999 – 2002 гг. (из [Журбас и др., 2003])

Вопрос о повышенных значениях скоростей течений по данным АБС [Богатко и др., 1979], в сравнении с оценками, сделанными на основе других методов, обсуждался ранее в монографии [Блатов и др., 1984]. Предлагалось объяснение, что инструментальные измерения течений фиксируют как крупномасштабный перенос, так и изменчивость, связанную с мезомасштабными вихревыми и волновыми движениями. Следует также отметить, что, несмотря на высокие значения скорости течений на картах в [Богатко и др., 1979], в описании режима течений в тексте этой работы приводятся более низкие значения.

Поля скорости средних течений, полученные динамическим методом и с помощью математического моделирования (рис.4.1.10), хорошо соответствуют оценкам скорости генерального переноса вод и кинетической энергии по дрейфтерным данным [Журбас и др., 2003]. Области максимумов скорости течения располагаются к югу от Крыма, в западной части Анатолийского побережья, в северной части Кавказского побережья, т.е. при сужении континентального склона и конвергенции потока, а также на периферии Батумского антициклона.

Скорость течений в Черном море убывает с глубиной, особенно в слое 100 – 500 м, где значения скорости течений уменьшаются в ~ 4 раза. На рис.4.1.11 показано вертикальное распределение средней скорости течений на основе 1000 временных рядов на различных горизонтах, продолжительностью от 1 до 35 суток, измеренных на 70 АБС в период с 1955 по 1983 гг. Буйковые станции из этого массива данных располагаются достаточно равномерно почти по всей акватории моря, с увеличением их количества в зоне ОЧТ у Крымского и Кавказского побережья. Наличие максимума скорости течения не на поверхности моря, а в приповерхностном слое 10 – 25 м объяснялось в [Блатов и

др., 1984] взаимно противоположным направлением дрейфовой и геострофической составляющей, что имеет место в летний период.

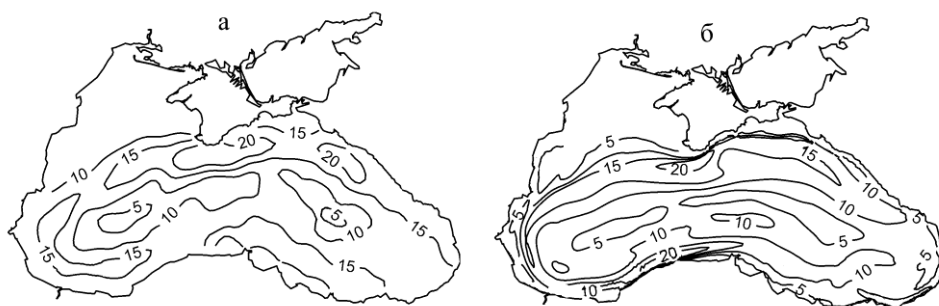


Рисунок 4.1.10 – Средняя скорость течений, см/с в Черном море на глубине 5 м: *а* – геострофические скорости, рассчитанные динамическим методом по климатическим полям плотности; *б* – по результатам численных прогностических расчетов с разрешением 5×5 км [Демышев и др., 2007, 2011].

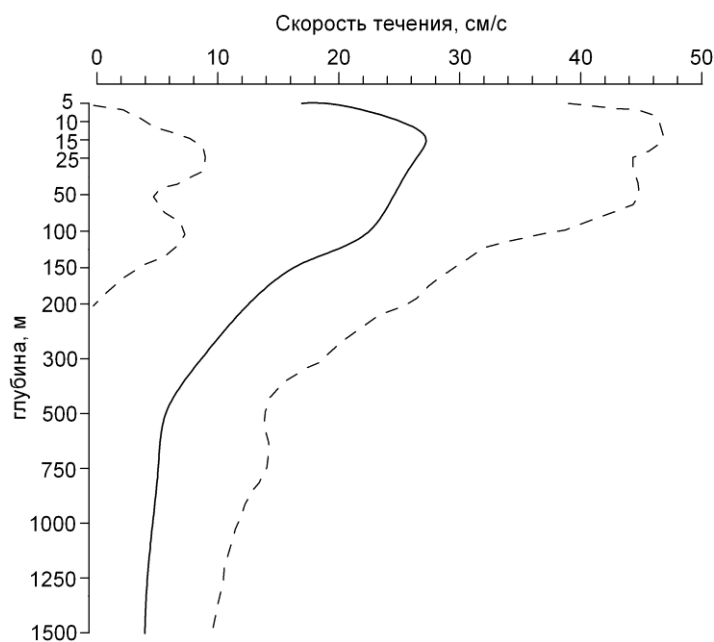


Рисунок 4.1.11 – Вертикальное распределение средней скорости течений в Черном море по данным инструментальных измерений течений за период 1955–1983 гг. (штриховой линией обозначена область ± 1 с.к.о.)

Описание вертикального распределения средней скорости течений по данным измерений на АБС, практически полностью совпадающее с распределением на рис. 4.1.11, приведено в [Богуславский и др., 1976]. Аналогичные профили вертикального профиля средней скорости течений по инструментальным измерениям из других массивов данных (около 100 АБС) представлены в [Богуславский и др., 2001; Tuzhilkin, 2008b], но в отличие от рис.4.1.11 значения средней скорости в 1.2 – 1.5 раза ниже. Максимальные сдвиги скорости по [Tuzhilkin, 2008b] находится в слоях 10 – 25 и 50 – 300 м, в [Богуславский и др., 2001] форма кривой вертикального распределения скорости качественно совпадает с 4.1.11.

Вертикальная скорость подъема вод. В ранних работах, начиная с работы В.А.Водяницкого, вертикальная скорость подъема вод в центральной части моря оценивалась из принципа общего баланса солей [Водяницкий, 1948; Скопинцев и др., 1958] или кислорода [Добржанская, 1959]. В дальнейшем, она рассчитывалась по уравнению неразрывности с использованием данных измерений [Джиганишин и др., 1976] или геострофических течений [Симонов, Альтман и др., 1991], с помощью гидродинамических [Демьшев и др., 2006] и физических [Самодуров и др., 2002, 2006] моделей.

Таблица 4.1.1

Оценки вертикальной скорости подъема вод в центральной части Черного моря, 10^{-4} см·с⁻¹

Водяницкий (1948)	0.95
Скопинцев и др. (1958)	0.5
Добржанская (1959)	0.3
Барышевская (1967)	~1
Джиганишин и др. (1976)	до 10
Колесников, Богуславский (1978)	~0.1
Симонов, Альтман и др. (1991)	1–20
Демьшев и др. (2006)	0.1 –0.5
Самодуров и др. (2002, 2006)	2–30

Сезонная изменчивость. В отличие от достаточно согласованных представлений относительно общей схемы течений, в отношении сезонной изменчивости циркуляции вод Черного моря существуют различные мнения. Практически не вызывает разногласий у различных авторов только наличие сезонного максимума интенсивности циркуляции вод в конце зимнего – начале весеннего периода, когда средняя скорость течений увеличивается в 1.5 раза по сравнению с сезонным минимумом, рис. 4.1.12, 4.1.13. Часто выделяют промежуточный мак-

симум интенсивности циркуляции в конце летнего сезона [Чередилов, 1967; Блатов и др., 1984, 1989], оценки его величины могут колебаться от небольших значений (рис. 4.1.13, а) до половины амплитуды сезонного хода (рис. 4.1.12, 4.1.13, б). В монографии [Блатов и др., 1984] величина летнего максимума оценивалась почти равной величине зимне-весеннего максимума. Во многих описаниях сезонной изменчивости течений, напротив, летний максимум полностью отсутствует, циркуляция моря в этот период года считается слабой в течение всего летнего сезона [Филиппов, 1968; Богатко и др., 1979; Кривошея и др., 1979 – 1981; Симонов, Альтман и др., 1991; Титов, 1993, 2003].

По оценкам сезонного хода скорости течения на основе данных измерений на АБС у побережья сезонный минимум относят к началу лета (май–июнь), а максимум – к декабрю–январю [Овчинников и др., 1986] или февралю–марту [Кривошея и др., 1980]. В целом это соответствует осредненным данным АБС по всему морю, рис.4.1.12. Однако, есть и такое мнение, что по существующим массивам данных АБС нельзя надежно выявить сезонный цикл течений [Tuzhilkin, 2008b].

По оценке сезонного хода скорости поверхностных течений по данным дрейфтеров за период 1999 – 2003 гг. [Poulain et al., 2005] максимум приходится на март, минимум – на июнь (и декабрь). Выделяется и вторичный максимум скорости в августе, но авторы высказывают сомнения в его статистической достоверности, учитывая наименьшее количество данных в этом месяце.

По оценкам на основе геострофических расчетов, численных прогностических расчетов [Демьшев и др., 2005, 2007; Кныш и др., 2011], а также альтиметрических данных [Korotaev et al, 2003] минимум интенсивности циркуляции моря приходится на осенний период.

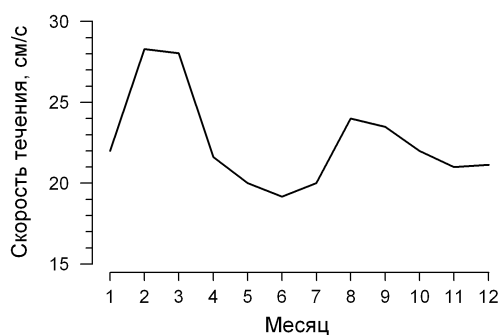


Рисунок 4.1.12 – Сезонный ход средней скорости течений в Черном море в слое 0 – 100 м по данным инструментальных измерений течений за период 1955–1983 гг.

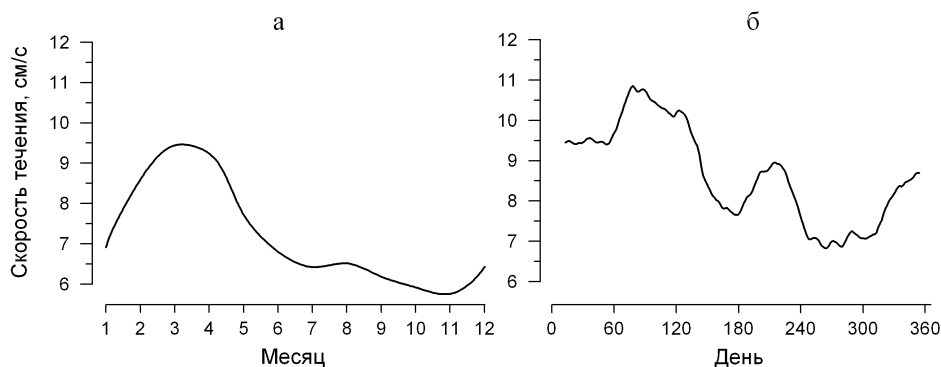


Рисунок 4.1.13 – Сезонный ход средней скорости течений в Черном море на глубине 5 м: *а* – геострофические скорости, рассчитанные динамическим методом по климатическим полям плотности; *б* – по результатам математического моделирования [Демьшев и др., 2005, 2007].

Качественные различия в оценках внутригодовой изменчивости интенсивности циркуляции объясняются в работе [Полонский, Шокурова, 2010] изменением сезонного хода в течение второй половины XX в., когда произошло исчезновение летнего максимума. Значительная межгодовая изменчивость сезонного цикла циркуляции моря по альтиметрическим данным за 7-летний период отмечается также в [Korotaev et al, 2003]. Одной из причин значительного разброса оценок сезонного цикла, учитывая то, что это, в основном, относится к летне-осеннему сезону, также может служить интенсификация синоптической изменчивости в этот период на фоне ослабления общей циркуляции. Пространственно-временная неоднородность данных при увеличении «шумов» синоптического диапазона может привести к недостоверным средним оценкам.

Для сезонной изменчивости циркуляции вод в Черном море характерным является не только изменение скорости течений в целом по бассейну, но также колебания интенсивности в отдельности для циклонических круговоротов и квазистационарных антициклонических вихрей.

Одно из представлений о пространственной структуре сезонного цикла течений – это сохранение общей схемы циркуляции в течение всего года с небольшими изменениями в положении и размерах ее отдельных составляющих [Богатко и др., 1979; Блатов и др., 1984, 1989; Симонов, Альтман и др., 1991; Еремеев, Кочергин, 1991].

Другое представление состоит в том, что в течение сезонного цикла происходит качественное изменение схемы циркуляции моря [Oguz, Malanotte-Rizzoli, 1996; Trukhchev, Ibrayev, 1997; Ibrayev, Trukhchev, 1998; Stanev and Beckers, 1999; Stanev et al, 2000b; Staneva et

al, 2001; *Белокопытов*, 2003, 2004; *Korotaev et al*, 2001, 2003; *Tuzhilkin* 2008b; *Кныш и др.*, 2005 – 2011; *Демьшев и др.*, 2005, 2007; *Полонский, Шокурова*, 2010]. Циркуляция может выглядеть как единое циклоническое движение с центром в западной или восточной части моря, или в виде хорошо выраженных отдельных круговоротов.

Сезонный цикл геострофической циркуляции, рассчитанной по климатическим термохалинным полям за период 1950 – 2000 гг., можно представить в виде следующей схемы [*Белокопытов*, 2004]:

январь – март: единое циклоническое вращение с центром в восточной части моря, западный круговорот выражен слабо;

апрель – май: единое циклоническое вращение с центром в западной части моря, восточный круговорот выражен слабо;

июнь – июль: два круговорота, западный более интенсивен;

август – сентябрь: два круговорота, восточный более интенсивен;

октябрь – декабрь: два круговорота равной интенсивности.

На рис. 4.1.14 приведены среднемесячные поля динамической топографии, послужившие основой данной схемы циркуляции. Близкие оценки картины сезонного хода циркуляции моря получены и другими авторами [*Полонский, Шокурова*, 2010; *Кныш и др.*, 2005–2011; *Демьшев и др.*, 2007].

Как следствие попеременного усиления циклонических круговоротов на востоке и западе моря, сезонные циклы циркуляции в этих районах различаются. Это достаточно хорошо видно на рис. 4.1.15, где показаны внутригодовые изменения динамических высот вдоль разрезов, пересекающих центральную часть моря, и на рис. 4.1.16 – сезонным ходом перепада высот между центром и периферией моря. Различия состоят в фазовом (двухмесячном) сдвиге наступления основного, зимне-весеннего максимума интенсивности циркуляции, а также в самом количестве максимумов. В западной половине моря есть один сезонный максимум перепада динамических высот (апрель, 17.5 дин.см), а в восточной половине – два: в феврале (18.5 дин.см) и в июле (15 дин.см). Из этого можно сделать вывод, что вторичный летний максимум интенсивности циркуляции в Черном море (если он существует) связан с интенсификацией восточного циклонического круговорота. Дополнительным аргументом может служить наличие летнего максимума в сезонном ходе завихренности ветра для восточной части моря [*Ефимов, Анисимов*, 2011].

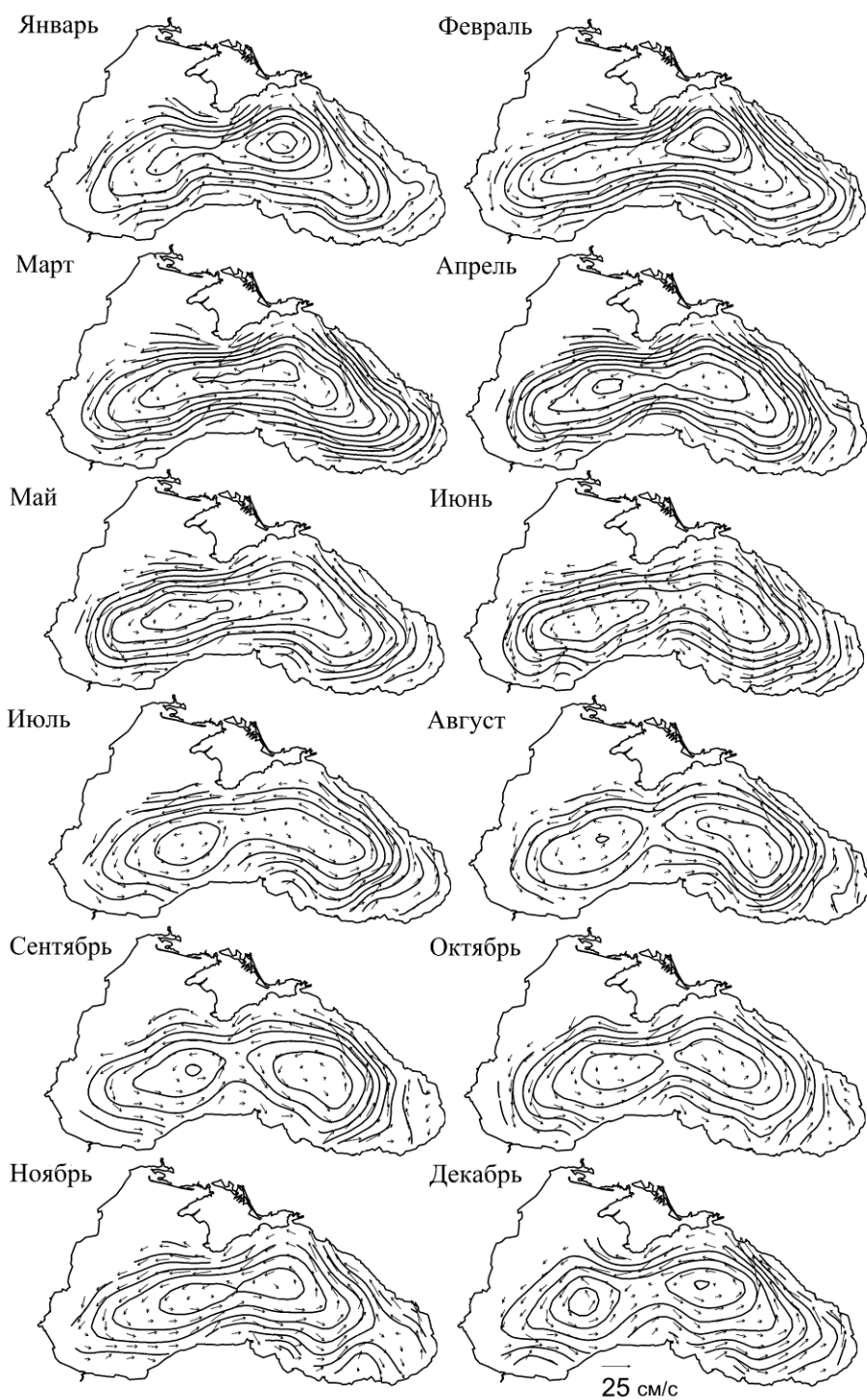


Рисунок 4.1.14 – Среднемесячные поля динамической топографии поверхности Черного моря относительно 300 дб, рассчитанные динамическим методом по климатическим полям плотности (изолинии проведены через 2 дин. см)

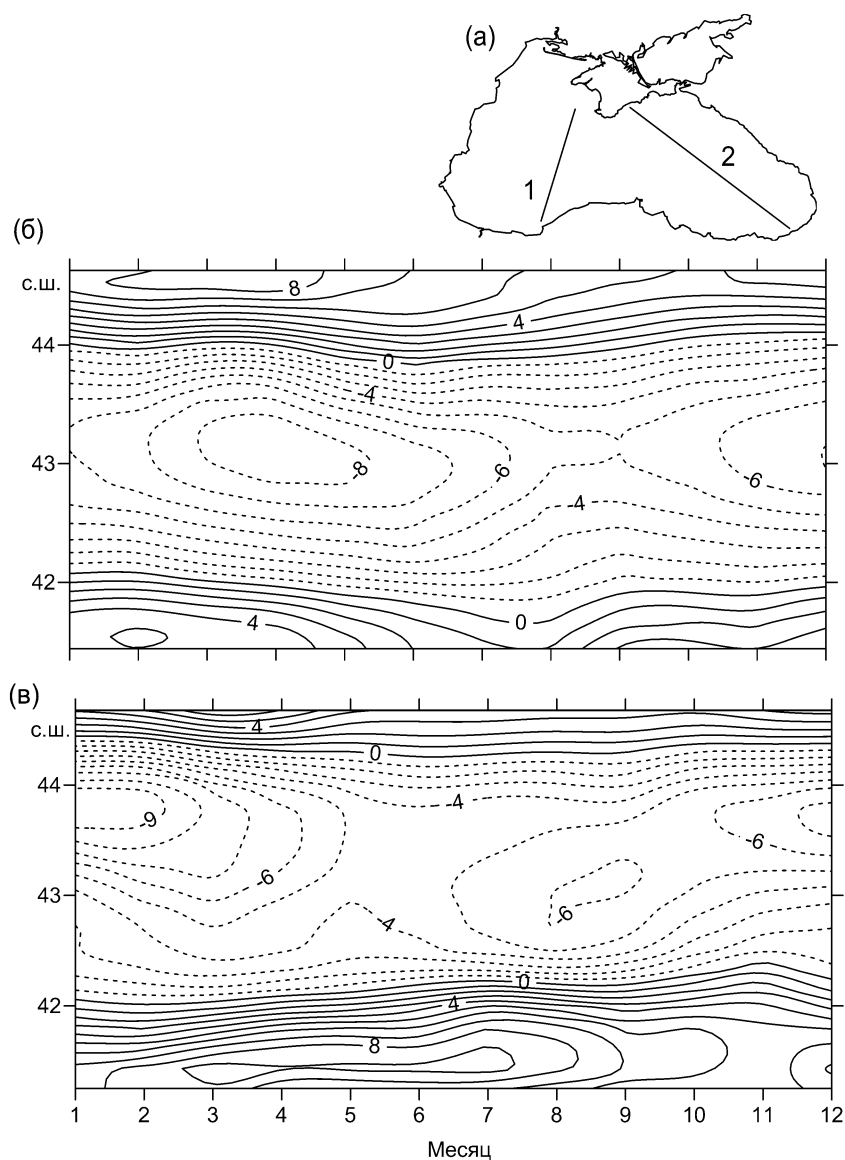


Рисунок 4.1.15 – Сезонный ход динамической топографии поверхности Черного моря, дин.см относительно 300 дб вдоль двух разрезов: *а* – положение разрезов; *б* – отклонения от средней динамической высоты на разрезе 1; *в* – то же, на разрезе 2 (штриховыми линиями изображены отрицательные отклонения, сплошными – положительные)

Распределение средней за год динамической топографии более соответствует зимне-весеннему периоду, когда преобладает интенсивная общециклоническая циркуляция вод. Это может служить объяснением отсутствия циклонических круговоротов по осредненным дан-

ным дрейферов [Журбас и др., 2003], рис.4.1.9. При группировке дрейферных данных по сезонам ([Poulain et al., 2005], Fig.9) картина циркуляции становится более сложной, в ней уже можно обнаружить признаки циклонических круговоротов.

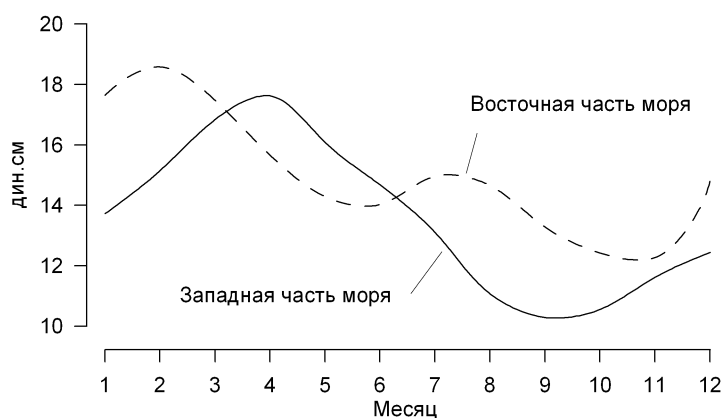


Рисунок 4.1.16 – Сезонный ход перепада динамических высот между центром и периферией Черного моря.

Основные факторы, формирующие циркуляцию вод. Циклоническое движение ветра над морем и сток рек традиционно считались основными причинами существующей циркуляции вод Черного моря. До 1970-х гг. утверждать о роли различных факторов можно было только на качественном уровне [Шпиндлер, Врангель, 1899; Книпович, 1932; Леонов, 1960; Филиппов, 1968]. С развитием теории морских течений и возможностей вычислительной техники, роль физических механизмов циркуляции моря стали оценивать с помощью диагностических и прогностических гидродинамических моделей.

В большинстве работ, где делались такие оценки, констатируется, что воздействие ветра является основной причиной наблюдаемой схемы течений [Саркисян, Джюев, 1974; Джюев, Саркисян, 1976; Москаленко, 1975; Марчук и др., 1975; Станев и др., 1988; Stanev, 1990, 2005; Oguz, Malanotte-Rizzoli, 1995, 1996; Коротяев, 2001; Korotaev et al, 2003]. Кроме возбуждения дрейфовых течений в поверхностном слое моря, энергия ветра тратится на увеличение доступной потенциальной энергии, преобразующейся в кинетическую энергию циклонического движения во всей толще вод, в том числе и в глубинных слоях. Было показано [Oguz, Malanotte-Rizzoli, 1995, 1996], что ветер даже без учета других факторов может сформировать общую циклоническую циркуляцию, а также квазистационарные антициклонические вихри, в частности, Батумский и Дунайский [Korotaev et al, 2003].

С действием ветра связывалось и наличие двух основных круговоротов [Москаленко, 1975], приуроченных к областям максимумов циклонической завихренности ветра. Ранее [Леонов, 1960; Филиппов, 1968] разделение круговоротов объяснялось конфигурацией береговой линии (сужением в центральной части моря между Крымским и Анатолийским п-овом).

Другой фактор, который рассматривался в качестве основной движущей силы циркуляции моря, – халинный, связанный с распределением поверхностных вод речным стоком и поступлением высокосоленых средиземноморских вод [Штокман, 1951; Булгаков, Коротаев, 1984, 1989, 1996; Коротаев, 1997; Симонов, Альтман и др., 1991]. Считалось, что он может превосходить роль ветра при формировании общей схемы циркуляции, включая возникновение ОЧТ, а также создавать антициклоническую циркуляцию в промежуточном слое моря.

Эти два основных фактора часто считаются взаимодополняющими, т.к. они действуют в одном направлении [Блатов и др., 1984]. Однако есть и другая точка зрения [Oguz et al., 1995, 1996; Rachev, Stanev, 1997], заключающаяся в том, что потоки плавучести могут создавать циркуляцию, направленную противоположным образом той, что создается ветром.

В работах [Дорофеев, 1999; Дорофеев и др., 2001] рассматривался бароторопный отклик моря на поступление пресной воды с реками, обменом через Босфор, осадками минус испарение, без учета других внешних факторов. Было показано, что установившаяся циркуляция максимальна на западном шельфе Черного моря и определяется, в основном, Дунаем, в глубоководной части моря устанавливается слабая циклоническая циркуляция. Похожий результат, включая возникновение ОЧТ струйного типа со скоростью 15 см/с, получен в [Oguz et al., 1995].

Важным физическим фактором в формировании циркуляции моря считается совместный эффект бароклинности и рельефа дна (СЭБИР, в англоязычной литературе JEBAR) [Гамсахурдия, Саркисян, 1975], именно ему отводят роль в возникновении ОЧТ [Трухчев, Саркисян, 1995; Oguz, Malanotte-Rizzoli, 1995, 1996]. Действие этого эффекта, как показано в [Stanev, 1990], в Черном море значительно ослаблено сильной плотностной стратификацией.

Роль других факторов признается менее существенной, например, в работе [Москаленко, 1975] отмечается, что западно-восточная асимметрия ветровой циркуляции, вызываемая β -эффектом (изменение параметра Кориолиса с широтой), в Черном море выражена гораздо слабее, чем в бассейнах, сильно вытянутых по меридиану, и значительно уступает роли рельефа дна.

Сезонная изменчивость циркуляции Черного моря традиционно связывалась с сезонным ходом ветра, скорость которого максимальна зимой, например в работах [Тимов, 1999, 2003] для Кавказского побережья. Сезонный ход интенсивности интегральной по бассейну циркуляции объясняется в [Коротаев, 2001; Korotaev et al., 2001] сезонным ходом завихренности ветра над морем, причем зимняя интенсификация связывается с максимумом завихренности ветра, вызванного муссонным эффектом [Коротаев, 2001; Ефимов и др., 2002]. Дополнительным фактором усиления ОЧТ в зимний период может служить слабая стратификация верхнего слоя, которая способствует формированию струйного течения при балансе потенциальной завихренности между водами шельфа и открытого моря [Staneva, Dietrich et al., 2001]. Перенос углового момента к центру круговорота в поверхностном слое при процессах конвекции вод, как механизм зимней интенсификации циркуляции был предложен в работе [Латун, 1988].

Кроме внешних факторов, таких как ветер или потоки плавучести, рассматриваются и внутренние динамические причины, такие как: колебательный процесс чередования струйного характера циркуляции зимой и вихревого характера летом вследствие бароклинной неустойчивости ОЧТ и перераспределения завихренности между центром и периферией моря [Еремеев и др., 1991; Eremeev et al., 1992; Stanev, Staneva, 2000], процесс распространения волн Россби из восточной части моря в западном направлении [Rachev, Stanev, 1997; Stanev, Rachev, 1999; Stanev, Staneva, 2000; Staneva, Dietrich et al., 2001; Sokolova et al., 2001; Korotaev et al., 2001; Тужилкин, 2008]. В работе [Rachev, Stanev, 1997] говорится о том, что общециклоническая циркуляция в море может устанавливаться даже при слабой циклонической завихренности ветра, благодаря процессам распространения береговых захваченных волн. Формирование циклонической циркуляции замкнутых бассейнов Северного полушария за счет эффекта «отрицательной» вязкости, резонанса отдельных мод собственных колебаний бассейна и их суперпозиции предлагалось в [Иванов Л.М, Кухарчик, 1988; Еремеев, Иванов Л.М. и др., 1991].

4.2 Региональная циркуляция

4.2.1 Основное Черноморское течение

Основное Черноморское течение (ОЧТ) – наиболее интенсивное и достаточно хорошо выраженное звено циркуляции Черного моря. До конца 1970-х гг. оно не имело определенного названия и именовалось как основное течение или основной поток. С начала 1980-х гг., в основном, начиная с работ А.С. Блатова, широко применяется название ОЧТ. В англоязычной литературе оно известно как *Rim Current* (кольцевое течение), начиная с работы [Oguz *et al.*, 1992]. В работе [Кривошея и др., 1996] было предложено название *Кольцевое Циклоническое течение* (КЦТ), которое с тех пор часто употребляется в российской океанологической литературе. В свое время А.К.Леоновым [Леонов, 1960] предлагались названия для отдельных ветвей ОЧТ – Анатолийское, Кавказское и др., которые, однако, не получили широкого распространения, за исключением работ С.Г.Богуславского и некоторых других авторов. Подвергались критике как отдельные названия ветвей, например, Румелийское [Станев и др., 1988], так и сам принцип разделения единого течения на отдельные составляющие.

ОЧТ в основном располагается над континентальным склоном, за исключением юго-восточной части моря, где оно может отходить от побережья и пересекать глубоководную часть. На рис. 4.2.1 нанесены положения оси ОЧТ, определенные по полям геострофической скорости течений на основе данных 200 океанографических съемок в период 1956 – 2002 гг.

ОЧТ разграничивает море на две динамические области: узкую прибрежную зону с сильной антициклонической завихренностью течений и обширную область слабой циклонической завихренности в открытой части моря [Овчинников, Титов, 1990, 1993]. В статистических характеристиках режима течений прибрежной зоны антициклоническая завихренность проявляется в бимодальном распределении повторяемостей направления течений, параллельного береговой черте [Зац и др., 1966; Кривошея и др., 1980, 2001, 2004; Овчинников и др., 1986; Титов, 1991, 1992; Белокопытов, 2011]. Одна мода соответствует генеральному переносу вод в ОЧТ, другая – обратному направлению потока, возникающего при прохождении антициклонических вихрей. Наличие обратного потока, или противотечения справа от ОЧТ объясняется в [Латун, 2001] другой причиной – неустойчивостью ОЧТ из-за поперечного сдвига скорости, а бимодальность направления прибрежных течений связывается с режимом местных ветров.

В слое основного пикноклина ОЧТ хорошо выделяется по фронтальной зоне в полях температуры и солености. В работах [Блатов и др., 1979, 1984] предлагается простой способ выделения оси ОЧТ по солености – изохалина 20 PSU на горизонте 100 м. В поверхностном слое ситуация иная: ОЧТ, хотя и является границей между водами шельфа и открытого моря, ярко выраженными фронтальными свойствами обычно не отличается. Тем не менее, в определенные сезоны оно может хорошо выделяться по термохалинным характеристикам: в период весеннего паводка – по горизонтальным градиентам солености, зимой – по температурному контрасту с холодными водами шельфа, иногда в виде полосы теплой воды между шельфом и центральной частью моря.

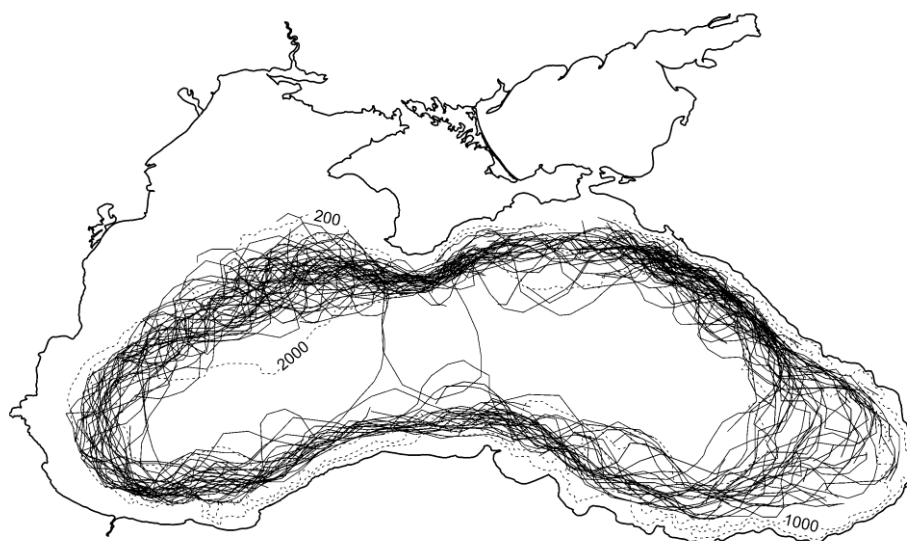


Рисунок 4.2.1 – Положение оси ОЧТ, определенное по полям геострофической скорости течений на основе данных океанографических съемок в период 1956 – 2002 гг.

Ширина струи ОЧТ по различным оценкам составляет от 20 – 50 км [Богатко и др., 1979] до 40 – 80 км [Блатов и др., 1984]. В работе [Титов, 2003] на основе гидрологических съемок в российском секторе моря за 50 лет, ширина ОЧТ в среднем оценивается как 65 км зимой и 90 км летом.

Положение оси ОЧТ. Положение оси, или стрежня ОЧТ, согласно оценкам горизонтального профиля скорости течения по инструментальным измерениям (рис. 4.2.2) находится на расстоянии 20 – 50 км от берега.

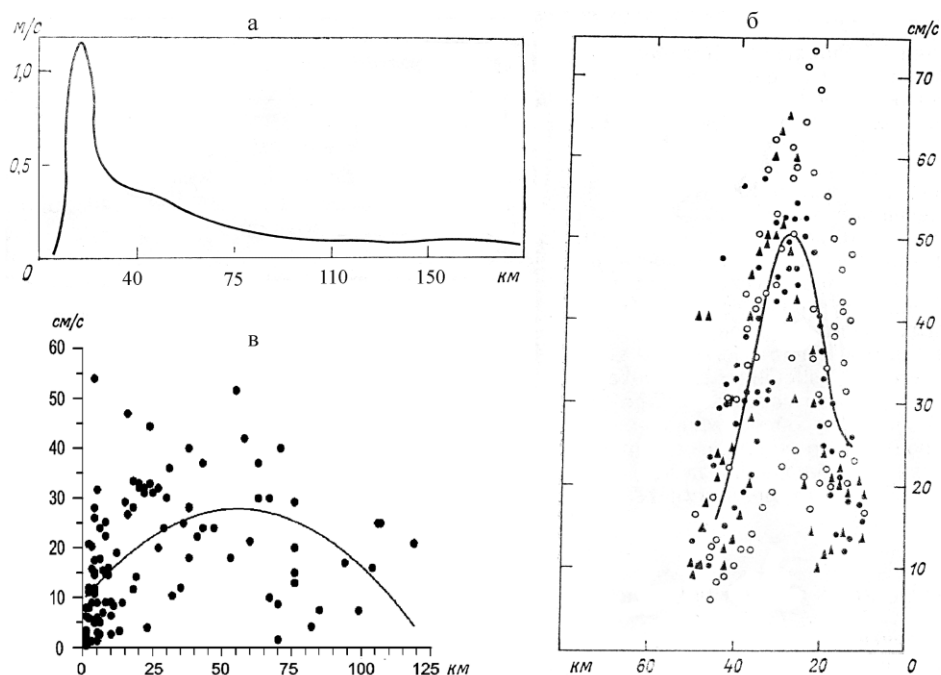


Рисунок 4.2.2 – Горизонтальный профиль скорости Основного черноморского течения по нормали к берегу: *a* – [Филиппов, 1968], данные ЭМИТ; *б* – [Блатов и др., 1980, 1984], данные АБС; *в* – [Tuzhilkin, 2008b], данные АБС

По измерениям течений ADCP на разрезах, выполненных перпендикулярно бровке шельфа в различных районах моря [Oguz, Besiktepe, 1998, 1999], рис. 4.2.3, можно видеть, что стрежень ОЧТ часто располагается вблизи изобаты 1000 м. На схеме распределения оси ОЧТ по полям динамической топографии (рис. 4.2.1) сгущение положений оси в основном приходится на диапазон глубин 1200 – 1500 м. Если принять, что среднее положение оси ОЧТ соответствует области глубин 1000 – 1500 м, то на участках Крымского, Кавказского и Анатолийского побережий с узким шельфом оно будет находиться в 15 – 20 км от берега, при расширении шельфа у Южного берега Крыма, в районе Синопского п-ова и Гудаутской банки в 30 – 40 км, на Керченско-Таманском и Болгарском шельфе и вблизи устьев рек Кизил-Ирмак и Ешил-Ирмак – в 60 – 80 км.

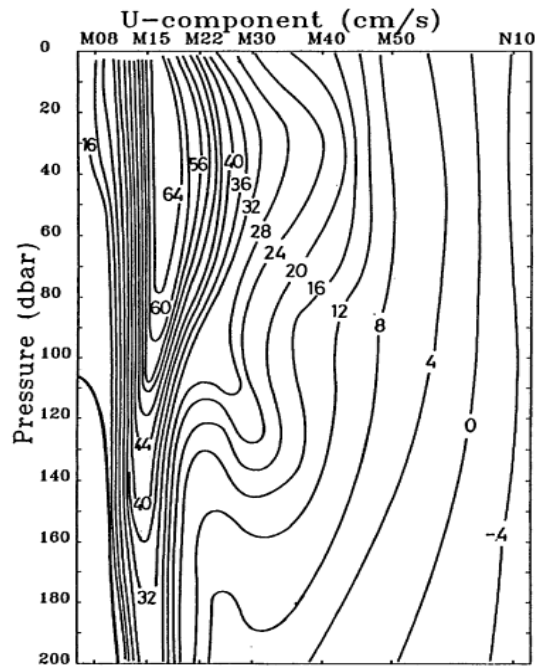


Рисунок 4.2.3 – Зональная компонента скорости течения, см/с по данным измерений ADCP на разрезе по 34° в.д. у Анатолийского побережья в апреле 1993 г. (из [Oguz, Besiktepe, 1999])

Согласно [Титов, 2003], стрежень ОЧТ в российском секторе моря, определенный по геострофическим расчетам, зимой находится в 25 – 35 км от берега, летом удаляется на 45 – 55 км, в отдельных случаях до 100 км.

В работе [Poulain et al., 2005] приведены средние горизонтальные профили течений для четырех районов континентального склона по данным поверхностных дрейфтеров (Fig.13). Для участков крутого склона стрежень ОЧТ находится в 10–30 км от берега, для более пологих склонов – 40–70 км, ширина течения от 20 до 80 км.

Скорость течения. Средняя скорость ОЧТ по данным измерений на АБС составляет от 30 – 40 см/с [Титов, 1991; Богуславский и др., 1995] до 40 – 60 см/с [Иванов В.А и др., 1994]. В работе [Титов, 1991] приводится значение максимальной скорости течения >140 см/с, но в целом, случаи с устойчивой скоростью >1 м/с, измеренной на АБС (пример на рис. 4.2.4), крайне редки. Зачастую это связано с трудностями определения места постановки АБС непосредственно в стрекне потока, имеющего характер узкой, меандрирующей струи.

Измерения течений с помощью ADCP имеют в этом отношении преимущество, т.к. позволяют производить пространственные съемки.

Крупномасштабные ADCP съемки западной части моря, выполненные в июле 1992 г. [Oguz *et al*, 1998a] и мае 1994 г. [Ilyin *et al*, 1998] зафиксировали характерные скорости течения на оси ОЧТ 40–50 см/с, в апреле 1993 г. [Sur, Ilyin, 1997; Oguz, Besiktepe, 1998b, 1999] 50 – 60 см/с (рис.4.2.5), на отдельных, достаточно протяженных участках (30 – 40 км) вдоль стрежня скорость превышала 100 см/с. Значения скорости течений на оси ОЧТ по данным LADCP для континентального склона в северо-западной части моря в мае 2004 г. приведены в [Лемешко и др., 2008]: в слое выше основного пикноклина 50 – 70 см/с, в слое 300–500 м 5–7 см/с. Вместе с тем, измерения ADCP не всегда фиксируют высокие скорости течения в ОЧТ, например, во время съемки у Южного берега Крыма в сентябре 2008 г. скорость течений не превышала 35 см/с [Джиганишин, Полонский, 2011].

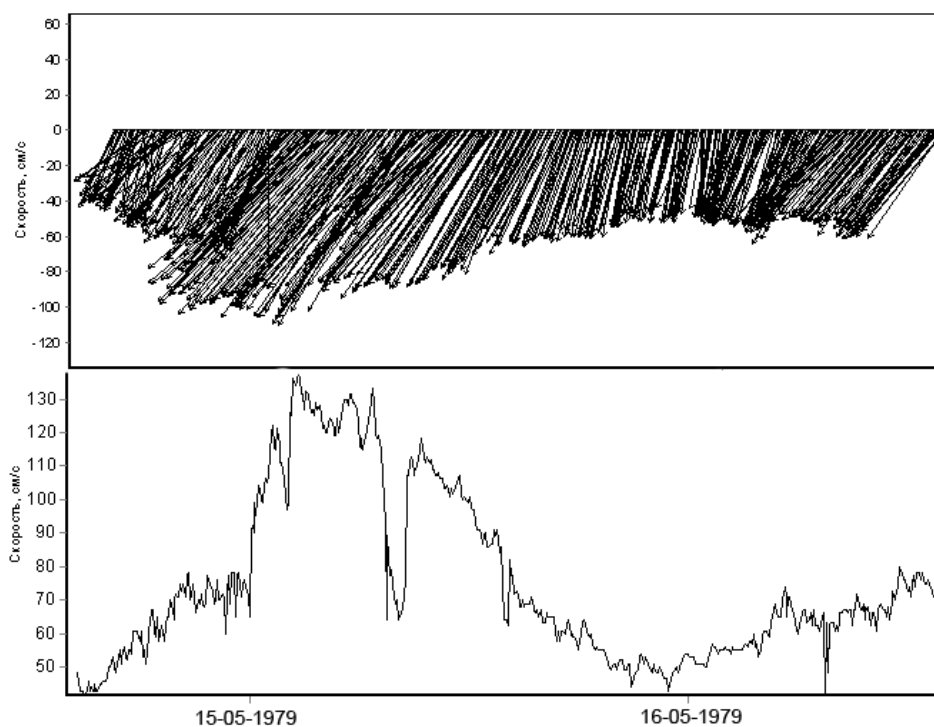


Рисунок 4.2.4 – Течения, измеренные на АБС в районе болгарского шельфа 14 – 16 мая 1979 г. (42°35' с.ш., 28° в.д., горизонт 10 м)

По геострофическим расчетам на основе большого количества гидрологических разрезов, пересекающих ОЧТ [Титов, 2003], скорость в стрежне течения зимой составляет 35 – 40 см/с (максимум 75 – 80 см/с), летом 20 – 25 см/с (минимум 7 – 10 см/с). Аналогичный годовой

ход имеет и расход воды в течении: зимой 1.5 – 1.8 Св ($10^6 \text{ м}^3/\text{с}$), летом 0.9 – 1.1 Св.

В работах, описывающих результаты ADCP измерений в Черном море, приводятся сравнения измеренной скорости течения с геострофическими расчетами [Oguz, Besiktepe, 1999; Морозов, Лемешко, 2005]. В целом, наблюдается хорошее качественное соответствие скоростей, но геострофический метод дает (как и в сравнении с АБС) заниженные на 5 – 10 см/с значения. Наибольшие отличия наблюдаются в стрежне течения, с глубиной они увеличиваются (до 20 см/с). Это связано, как с высоким пространственным разрешением ADCP, так и с тем, что при геострофических расчетах не учитываются агеострофические эффекты и баротропные компоненты течений.

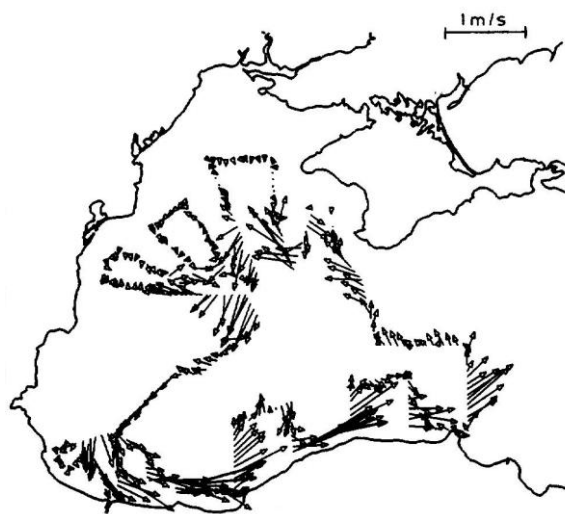


Рисунок 4.2.5 – Течения, измеренные ADCP в апреле 1993 г. на горизонте 10 м (из [Sur, Ilyin, 1997])

Современные математические модели циркуляции позволяют правильно воспроизводить скорости течения в ОЧТ до 50 см/с, в отдельных районах до 1 м/с [Staneva, Dietrich et al, 2001; Демьшев, 2011].

Устойчивость течения. ОЧТ всегда оценивалось как очень устойчивое течение: повторяемость преобладающего направления 80–90% [Богатко и др., 1979], 40 – 70 % [Тумов, 1991], 50–60 % [Кривошея и др., 1996], коэффициент вариации ~ 1 в слое 0 – 40 м [Tuzhilkin, 2008b].

В работе [Stanev, 2005] было отмечено, что ОЧТ более устойчиво на участках пологого континентального склона, т.е. в западной части моря, где оно следует изобатам, а крутой склон, напротив, не может эффективно удерживать струйное течение, что объясняется балансом

завихренности, результатами численного моделирования и лабораторных экспериментов. Ранее такой же вывод был сделан при исследовании баротропно-бароклиной неустойчивости ОЧТ [Абрамов, Блатов, Ульянова, 1981]. В качестве подтверждения результатами натуральных наблюдений в [Stanev, 2005] приводится карта траекторий дрейфтеров, аналогичная рис. 4.1.6, где отчетливо видно сгущение траекторий на западном континентальном склоне.

Совокупность траекторий всех дрейфтеров (рис.4.1.6), все-таки, не может служить надежным показателем среднего положения оси ОЧТ, т.к. плотность дрейфтерных данных в западной части моря на данный момент в 5 раз выше, чем в других районах. Большая часть дрейфтеров было запущено в западной части моря и было утеряно после прохождения только лишь западной ветви ОЧТ, что может объяснить сгущение траекторий в этом районе. Другие способы выделения оси ОЧТ могут привести к качественно иным результатам. Например, на рис.4.2.1, где океанографические съемки почти равномерно распределены по акватории моря, более устойчивые области ОЧТ, наоборот, соответствуют более крутым участкам континентального склона.

Кроме синоптических и мезомасштабных флуктуаций (глава 5), ОЧТ может испытывать и достаточно резкие изменения своего движения на более крупных пространственно-временных масштабах. В процессе своего общего циклонического движения вдоль континентального склона единый поток ОЧТ может разделяться на отдельные ветви. Одна из таких зон разветвления (бифуркации) ОЧТ находится вблизи Босфора, где южная ветвь поворачивает в пролив, другая зона – юго-западнее Крыма, где основной поток направляется вдоль континентального склона на юго-запад, а вторичная ветвь поворачивает на северо-западный шельф. Еще одна, менее значительная, зона разветвления находится вблизи Анапы, где ОЧТ подходит к Керченско-Таманскому шельфу. Здесь часто наблюдается формирование прибрежного течения в виде вторичной ветви ОЧТ [Кривошея и др., 1998]. Кроме влияния рельефа дна, причиной возникновения вторичных ветвей ОЧТ может служить усиление интенсивности циклонических круговоротов, при этом ветви ОЧТ проходят по периферии круговоротов (рис. 4.1.7, 4.2.1). Как следствие разделения ОЧТ на ветви существуют и области слияния (конвергенции) ветвей, наиболее известная из них находится вблизи м. Калиакра.

Наиболее сильные отклонения от генерального направления ОЧТ наблюдаются вблизи восточной части Анатолийского побережья. Здесь, на участке от п-ва Ясун (м. Ясун или м. Чам, около г. Орду) до м. Ишыклы (около г. Трабзон) ОЧТ может отворачивать от побережья в открытое море по направлению к м. Пицунда (рис. 4.2.6). В литературе [Богатко и др., 1979] встречается утверждение о том, что ОЧТ

может пересекать восточную часть моря почти посередине: по линии м. Бафра (устье р. Кизил-Ирмак) – м. Кодош (г.Туапсе). Экспериментального подтверждения этому пока обнаружено не было.

Явление поворота ОЧТ в глубоководную часть моря имеет сезонный характер, оно связано с развитием Батумского антициклона и максимально проявляется в теплую половину года. Существовало мнение [Богатко и др., 1979], что это место поворота ОЧТ также является зоной его разветвления. Однако, ни по альтиметрическим данным [Korotayev et al, 2003], ни по результатам океанографических съемок в этом районе, разделения основного потока на ветви не наблюдается: течение либо поворачивает в открытое море (рис. 4.2.7), либо следует далее вдоль побережья (рис. 4.2.8).

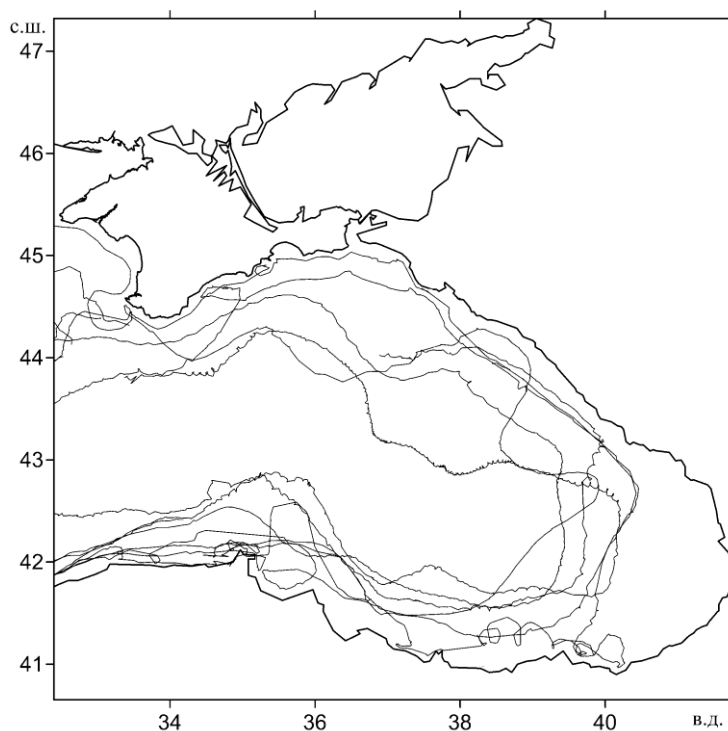


Рисунок 4.2.6 – Отрезки траекторий дрейфа поверхностных дрейфтеров в Черном море, отражающие отход ОЧТ от побережья в юго-восточной части моря

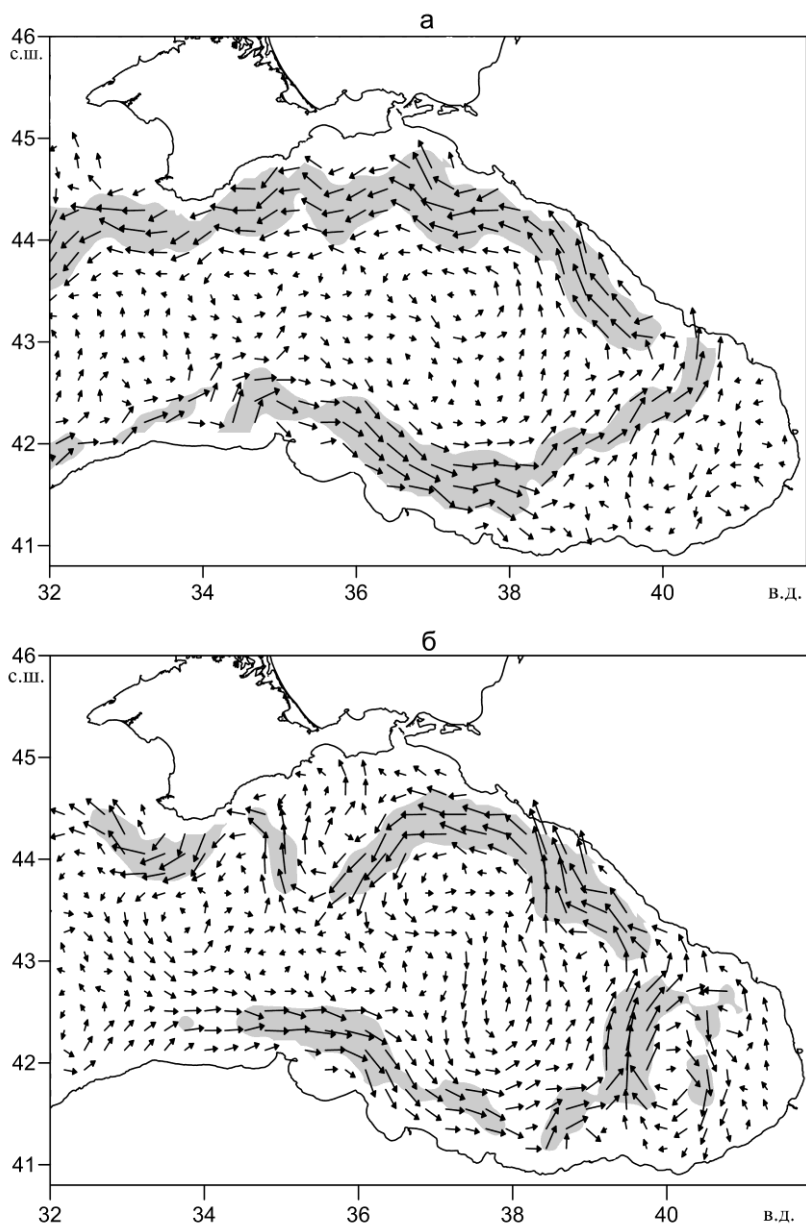


Рисунок 4.2.7 – Геострофическая скорость течений 5/300 дб по данным океанографических съемок в летне-осенний период: *а* – 1 июля–2 августа 1992 г., НИС «Вілім», «Проф.Колесников»; *б* – 5–29 сентября 1991 г., НИС «Вілім», «Проф.Колесников» (сплошная заливка отображает скорость течения > 20 см/с)

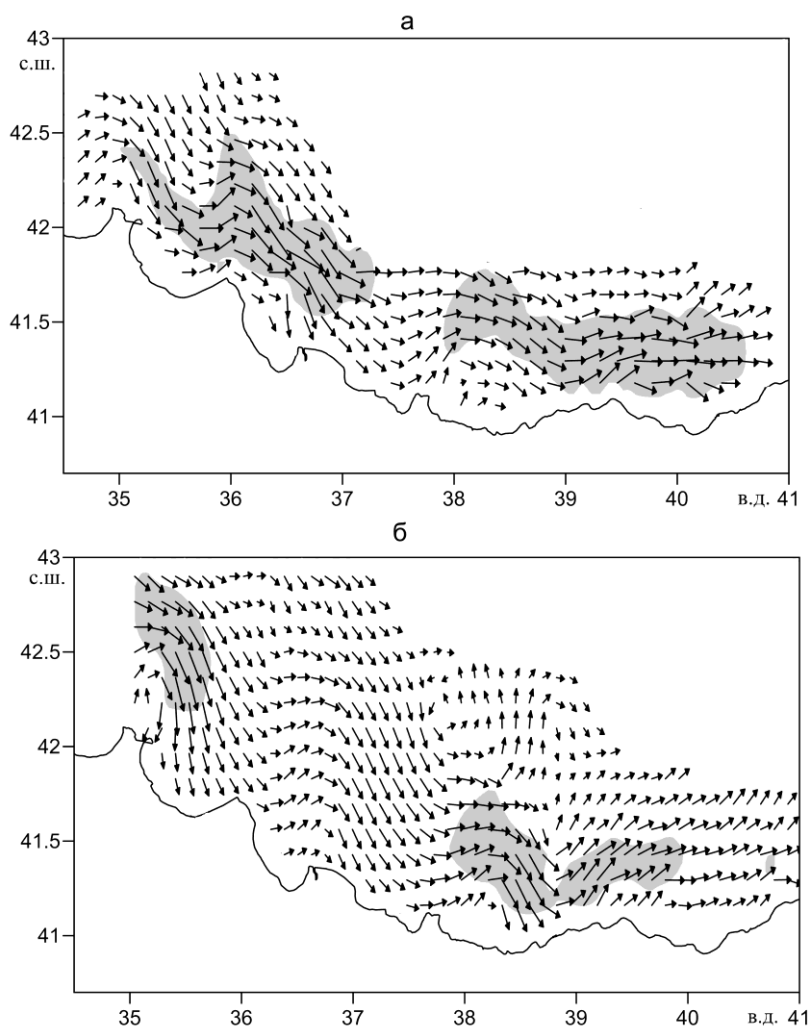


Рисунок 4.2.8 –Геострофическая скорость течений 5/300 дб по данным океанографических съемок в зимне-весенний период: *а* – 11–22 января 1989 г., НИС «Vilim»; *б* – 2–10 апреля 1995 г., НИС «Vilim» (сплошная заливка отображает скорость течения > 20 см/с)

4.2.2 Циркуляция вод на северо-западном шельфе

Северо-западный шельф, благодаря своей мелководности и влиянию крупных рек (Дунай, Днепр, Днестр), имеет свой, отличный от глубоководной части моря, режим течений. Мелководность района обуславливает быструю реакцию на ветровое воздействие (менее 15 ч., [Большаков, 1970], 2–3 сут. [Андросович, Михайлова, Шапиро, 1994]),

впадение рек обеспечивает большой приток пресных вод (в среднем около 265 км³/год).

На многих схемах общей циркуляции в северо-западной части моря преобладает циклоническое движение вод (рис. 4.1.1 – 4.1.4). На фоне общей циклонической циркуляции в [Neumann, 1942; Леонов, 1960] выделяются зоны антициклонического вращения в Каламитском и Каркинитском заливах (рис. 4.1.1 – 4.1.2).

Инструментальные измерения. Обобщения данных инструментальных измерений течений на АБС для этого района немногочисленны. Наиболее подробные из них представлены в работах [Толмазин и др., 1968, 1969; Tolmazin, 1985a]. В них показано, что при ветрах северного, северо-восточного и восточного направлений на северо-западном шельфе преобладает циклоническая циркуляция, а при южных и юго-западных ветрах – антициклоническая (рис.4.2.9). При циклонической циркуляции ветвь ОЧТ проникает на шельф вдоль западного побережья Крыма, а стоковое течение дунайских вод направлено на юг в непосредственной близости от берега. При антициклоническом движении вод воды Дуная могут широко распространяться по всему шельфу. Локальное антициклоническое движение вод, кроме Каркинитского залива, было выделено также и в Одесском регионе (севернее 46° с.ш.).

Краткие общие сведения о результатах инструментальных измерений течений в северо-западной части моря приведены в монографии [Симонов, Альтман и др., 1991], сезонная изменчивость характеризуется как преобладание зимой течений западного сектора, соответствующих общей циклонической циркуляции, летом – наоборот.

На рис 4.2.10 приведена обобщенная схема переноса поверхностных вод в северо-западной части моря из [Еремеев, Латун, Совга, 2001], составленная по различным данным, в том числе по материалам ГУНИО МО СССР.

Для Одесского региона по данным рейдовых наблюдений над течениями в 1984 – 1988 гг. [Доценко, 2002] было выявлено, что при значительной изменчивости течений в поверхностном слое наибольшую повторяемость имеет циклонический тип циркуляции, создаваемый дрейфовыми течениями при наиболее часто повторяющихся северо-восточных и северных ветрах. Этому типу циркуляции способствует и стоковое течение из Днепро-Бугского лимана. В то же время, в подповерхностном слое наблюдается антициклоническая циркуляция.

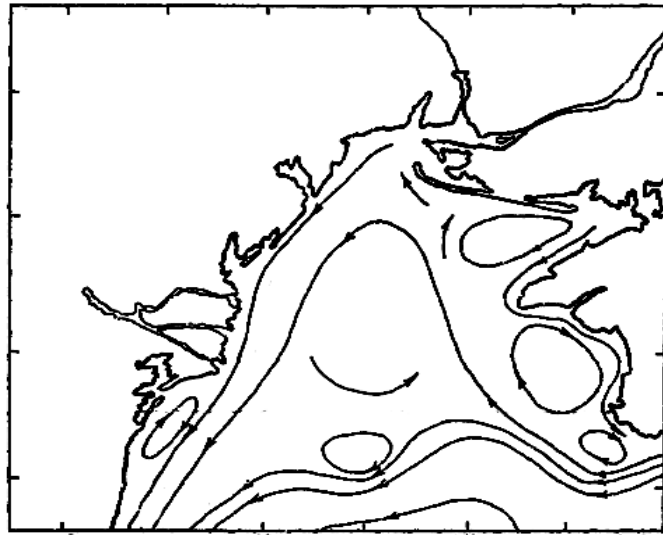


Рисунок 4.2.10 – Среднегодовая схема переноса поверхностных вод в северо-западной части Черного моря [Еремеев, Латун, Совга, 2001]

Для Каламитского залива [Горячкин, 2008] были использованы данные измерений течений на трех донных станциях, проработавших на глубинах 10 – 15 м около 5 месяцев (с июля по ноябрь 1992 г.). В целом преобладают вдольбереговые течения, преимущественно циклонического направления. В летний период средние скорости течений составляют 6 – 8 см/с, максимальные достигают 23 – 25 см/с. Повторяемость слабых течений достаточно велика (до 65 % всех случаев). В осенний период в связи с интенсификацией атмосферных процессов происходит увеличение скоростей течений. Средние скорости возрастают до 10 – 12 см/с, максимальные в период штормов до 60 – 70 см/с. В период штормов преобладают компенсационные течения с преобладающим направлением от берега.

Анализ доступных временных рядов АБС, а также результатов отдельных съемок течений, проведенных на шельфе в разные сезоны года с помощью различных средств измерений [Титов, 1991; Иванов В.А и др., 1994; Булгаков, Кушнир 1996; Bulgakov, Kushnir, 1996], показывает высокую степень изменчивости горизонтальной и вертикальной структуры течений, включая подповерхностные противотечения на континентальном склоне. Учитывая ограниченное количество натуральных измерений, можно утверждать, что высокий уровень синоптических и мезомасштабных «шумов» значительно затрудняет получение достоверных климатических оценок течений по инструментальным данным.

Оценить средний режим течений на северо-западном шельфе по дрейферным данным также пока не представляется возможным. За 10-летний период дрейферного эксперимента можно привести траектории только 4 дрейферов, которые проникли достаточно далеко во внутреннюю часть шельфа, не испытывая явного влияния Севастопольского антициклона, рис. 4.2.11. Два из них описали циклоническую траекторию (№№ 28377, 40414), два дрейфера удерживались в зоне антициклонического движения в Каламитском заливе (№№ 16335, 40424), скорость перемещения буев не превышала 5–10 см/с.

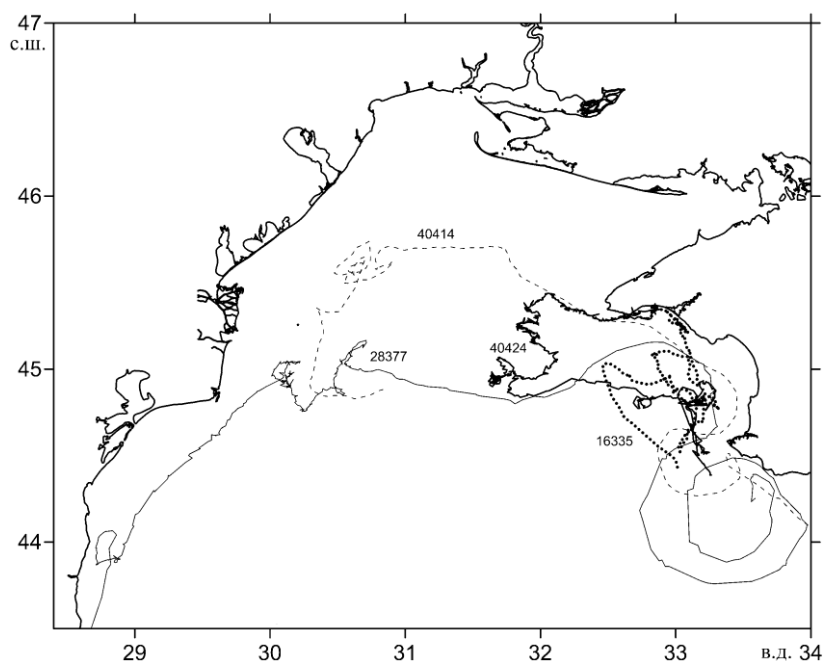


Рисунок 4.2.11 – Отрезки траекторий дрейфа 4 поверхностных дрейферов на северо-западном шельфе Черного моря (рядом с траекториями указаны номера буев)

Циркуляция вод на северо-западном шельфе на основе спутниковых альтиметрических данных за 1992 – 1999 гг. описана в работе [Korotaev et al., 2003]. У западного побережья хорошо выделяется вдольбереговое течение, направленное на юг. Напротив устья Дуная часто возникает антициклонический вихрь, называемый авторами Дунайским, рис. 4.1.5. В полях уровня моря он наиболее выражен осенью в период уменьшения речного стока. Система течений на внешнем шельфе формируется в процессе взаимодействия ОЧТ и Севастопольского антициклона. При этом, воды открытого моря проникают в северо-

ро-западную часть моря вместе с ветвью ОЧТ, которая может отходить от основного потока, как у юго-западной оконечности Крыма, так и гораздо западнее, пересекая шельф почти посередине. В целом, на шельфе преобладает антициклоническая циркуляция.

На рис.4.2.12 показана траектория дрейфтера 40420, который был захвачен Дунайским антициклоном в апреле – июле 2003 г. и описывал антициклоническую циркуляцию в течение 3-х месяцев.

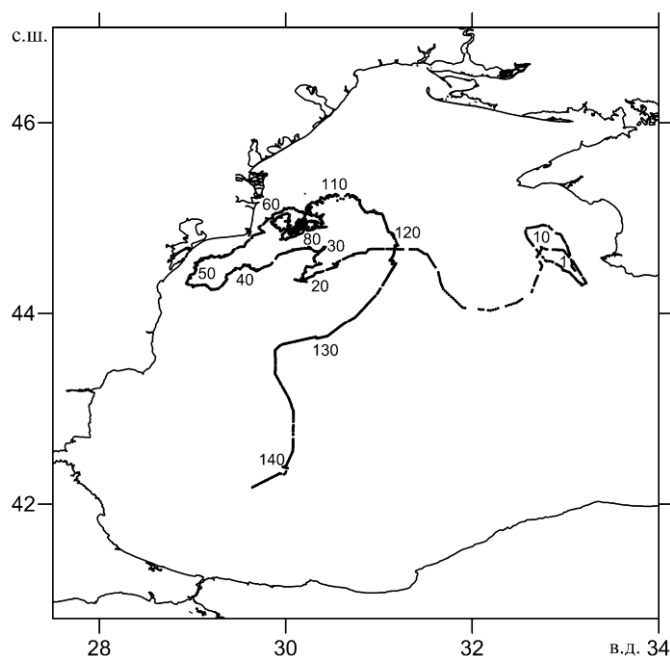


Рисунок 4.2.12 – Траектория дрейфтера, захваченного антициклоническим вихрем в районе устья Дуная в апреле –июле 2003 г. (цифрами указаны дни, прошедшие после запуска 15.03.2003 г.).

Математическое моделирование. До 1990-х гг. в работах по моделированию режима течений в северо-западной части моря [Толмазин и др., 1968, 1969; Блатов и др., 1983, 1984; Симонов, Альтман и др., 1991] преобладала точка зрения об исключительной роли ветра в формировании циркуляции. Даже высказывалось мнение, что сток рек не оказывает никакого влияния на картину циркуляции и время ее установления [Толмазин, Шнайдман, 1968; Блатов и др., 1984]. В этих работах, основанных на моделях ветровых течений в однородном море, рассчитанные схемы циркуляции соответствовали схемам обобщенных инструментальных данных АБС, таких как на рис.4.2.9. В целом, на них преобладает циклоническая циркуляция, в весенне-летний период при ветрах южного и юго-западного направления она перестраивается

на антициклоническую. В работе [Климок и др., 1989] приводилась оценка, что вклад термохалинных факторов в формирование циркуляции на шельфе составляет 30%, ветрового воздействия – 70%.

В дальнейшем, с применением более полных моделей, рассчитанные схемы течений на северо-западном шельфе стали более сложными, а роль речного стока в формировании циркуляции вод стала признаваться столь же важной, что и роль ветра.

Было установлено, что речной сток вызывает перенос вод в южном направлении, а через открытую границу бассейна возникает компенсационный поток морских вод, что, в конце концов, формирует циклоническую циркуляцию, усиливаемую особенностями рельефа дна [Иванов В.А, Кубряков и др., 1995]. Кроме того, около устья Дуная, благодаря бароклинной неустойчивости, вызываемой сильным распреснением, образуется антициклонический вихрь [Сеидов, Горбунов, 1989; Иванов В.А, Кубряков и др., 1995; Oguz et al., 1995]. Тем не менее, существуют доводы в пользу чисто ветрового происхождения этого вихря [Korotaev et al, 2003].

Дунайский антициклон образуется ранней весной, к лету он расширяется на восток, обеспечивая антициклоническую циркуляцию на шельфе, поздней осенью и зимой преобладает циклоническая циркуляция [Ibrayev, Trukhchev, 1998; Beckers et al, 2002; Демьшев и др., 2007].

Система течений Дунайского и Севастопольского антициклонов способствует выносу вод шельфа в открытое море по их восточной периферии [Михайлова, Шапиро, 1996; Kouraflou et al, 2004; Beckers et al, 2002; Демьшев и др., 2007], что подтверждается натурными наблюдениями.

Выделяемые на общих схемах циркуляции моря антициклонические вихри в Каламитском и Каркинитском заливах, часто воспроизводятся и при математическом моделировании. Антициклонический вихрь вблизи Одессы, отмечаемый в [Толмазин, Шнайдман, 1968], также можно обнаружить при анализе результатов расчета течений в этом районе [Климок и др., 1989; Иванов В.А., Рябцев, 2002; Ivanov V.A., Tichkovenko, 2008].

Структура течений в северо-западной части моря, по результатам математического моделирования, может быть достаточно сложной и включать в себя подповерхностные противотечения. Для района континентального склона противотечения были получены в работах [Андросович, Михайлова, Шапиро, 1994; Stanev, Staneva, 2000], что было обнаружено и по натурным наблюдениям [Булгаков, Кушнир 1996; Bulgakov, Kushnir, 1996]. В работах [Климок и др., 1989; Демьшев и др., 2007] приводятся сведения о подповерхностных противотечениях на большей части акватории шельфа.

4.2.3 Квазистационарные антициклонические вихри

В Черном море, как и в любом другом районе Мирового океана, значительная часть пространственно-временной изменчивости определяется синоптическими вихрями. Регулярное возникновение и концентрация вихрей в определенных районах дает основание называть их квазистационарными или квазипериодическими, выделять их на общих схемах течений (рис.4.1.1 – 4.1.5) и считать элементами общей циркуляции моря. Наиболее часто выделяют Батумский, Севастопольский, Калиакра, Кавказский, Сакарья, Синопский, Кизил-Ирмак, Босфорский антициклоны, рис.4.1.5. Существуют и более подробные схемы расположения квазистационарных вихрей, например [Кривошея и др., 2000].

Понятие квазистационарный вихрь вызывает определенную дискуссию [Гинзбург и др., 1998; Ginzburg et al., 2002b, 2008], в связи с тем, что реальные антициклонические вихри не являются локальными и стационарными и, например, антициклоны Севастопольский и Калиакра суть один и тот же вихрь, но на разных этапах существования. Однако, в гидрометеорологии такой подход вполне обычен, например, Исландский минимум не рассматривается как стационарная депрессия, а лишь как климатическое среднее, отражающее большое количество проходящих глубоких циклонов. Несмотря на всю условность, связывать названия определенных географических областей моря с преобладающими там динамическими процессами, вполне обосновано. Зоны концентрации антициклонических вихрей, независимо от их происхождения и траекторий, явно выражены в термохалинных полях в виде заглупления изоповерхностей.

На рис. 4.2.13 показано положение областей повышенной повторяемости антициклонических вихрей, которые были выделены по динамической топографии в 80 гидрологических съемках за период 1957–2004 гг.

На рис. 4.2.14 приведена карта дисперсии динамического уровня моря по альтиметрическим данным из [Korotaev et al, 2001], где выделяются примерно те же районы повышенной синоптической активности, что и на рис.4.2.13. Подобную оценку можно увидеть также в работе [Staneva, Dietrich et al., 2001], Fig.4.

На рис. 4.2.15 приведена схема областей с наибольшей повторяемостью антициклонических вихрей, составленная на основе анализа данных дистанционного зондирования [Ginsburg et al., 2008].

Наиболее крупные вихри имеют диаметр 100–160 км, вертикальный размер 1000 м, круговую орбитальную скорость 30–40 см/с, западную составляющую фазовой скорости перемещения 1.5 – 2 см/с [Блатов и др., 1984; Латун, 1989; Голубев, Тужилкин, 1990].

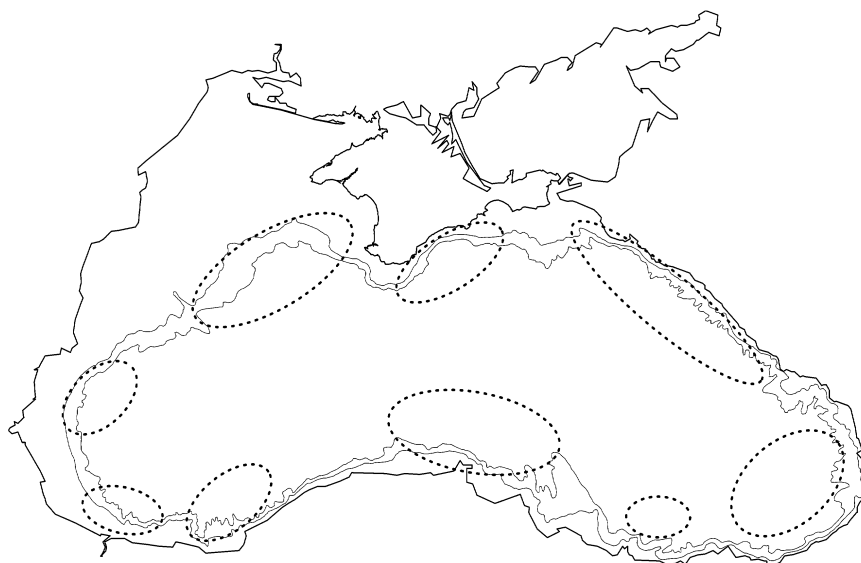


Рисунок 4.2.13 – Области повышенной повторяемости антициклонических вихрей, выявленных по полям динамической топографии на основе данных океанографических съемок за 1957–2004 гг. [Белокопытов, 2004] (изобаты проведены для 200 и 1000 м).



Рисунок 4.2.14 – Пространственное распределение с.к.о. динамического уровня моря по спутниковым альтиметрическим данным за период 1992 – 1997 гг. [Korotaev et al, 2001] (изолинии проведены через 0.25 см, значения менее 4 см обозначены штриховыми линиями).

Антициклонические вихри формируются из вод прибрежной зоны и отличаются пониженной соленостью, расположены они, в большинстве случаев справа по направлению ОЧТ. При отрыве от основного потока и превращения в вихри открытого моря, они располагаются слева от ОЧТ. В этих случаях они являются аналогами океанических фронтальных вихрей – рингов. Отрыв вихрей от ОЧТ, их дальнейшее слияние между собой – явление более редкое, чем квазистационарное состояние или перемещение в прибрежной зоне. Такие случаи были зафиксированы и описаны для 1976 г. [Блатов и др., 1984], 1984 г. [Латун, 1989; Голубев, Тужилкин, 1990, 1992], 1999 г. [Гинзбург и др., 2001, 2002; Ginzburg et al., 2002a].

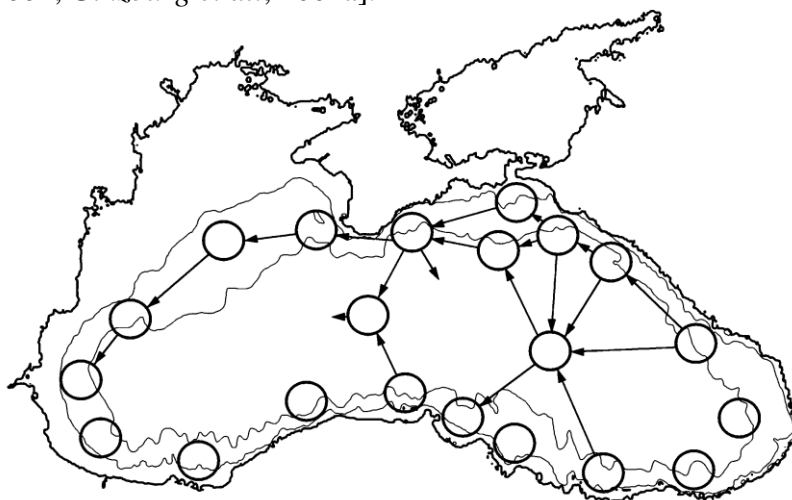


Рисунок 4.2.15 – Схема областей с наибольшей повторяемостью антициклонических вихрей (окружности) и траектории их перемещений (стрелки) [Ginzburg et al., 2008]

Батумский антициклон. Зона антициклонической завихренности в юго-восточной части моря отличается наибольшей интенсивностью. В 1960-е гг. появились первые работы по характеристикам Батумского антициклона и его сезонной изменчивости. Высказывались предположения о его стабильности в течение года [Морозов, 1960] или о существовании только в летний период [Беренбейм, 1964]. В работе [Бибик, 1964] отмечалось проникновение антициклонического вращения в глубокие слои моря.

Примеры проявления Батумского антициклона в полях термохалинных характеристик и динамической топографии можно найти в работах [Блатов и др., 1984; Брянцев и др., 1993; Oguz et al., 1993, 1994; Кривошея и др., 2000]. На рис.4.2.16 приведены поля динамической топографии на горизонтах от 5 до 300 м по данным съемки CoMSBlack-92 в июле 1992 г.

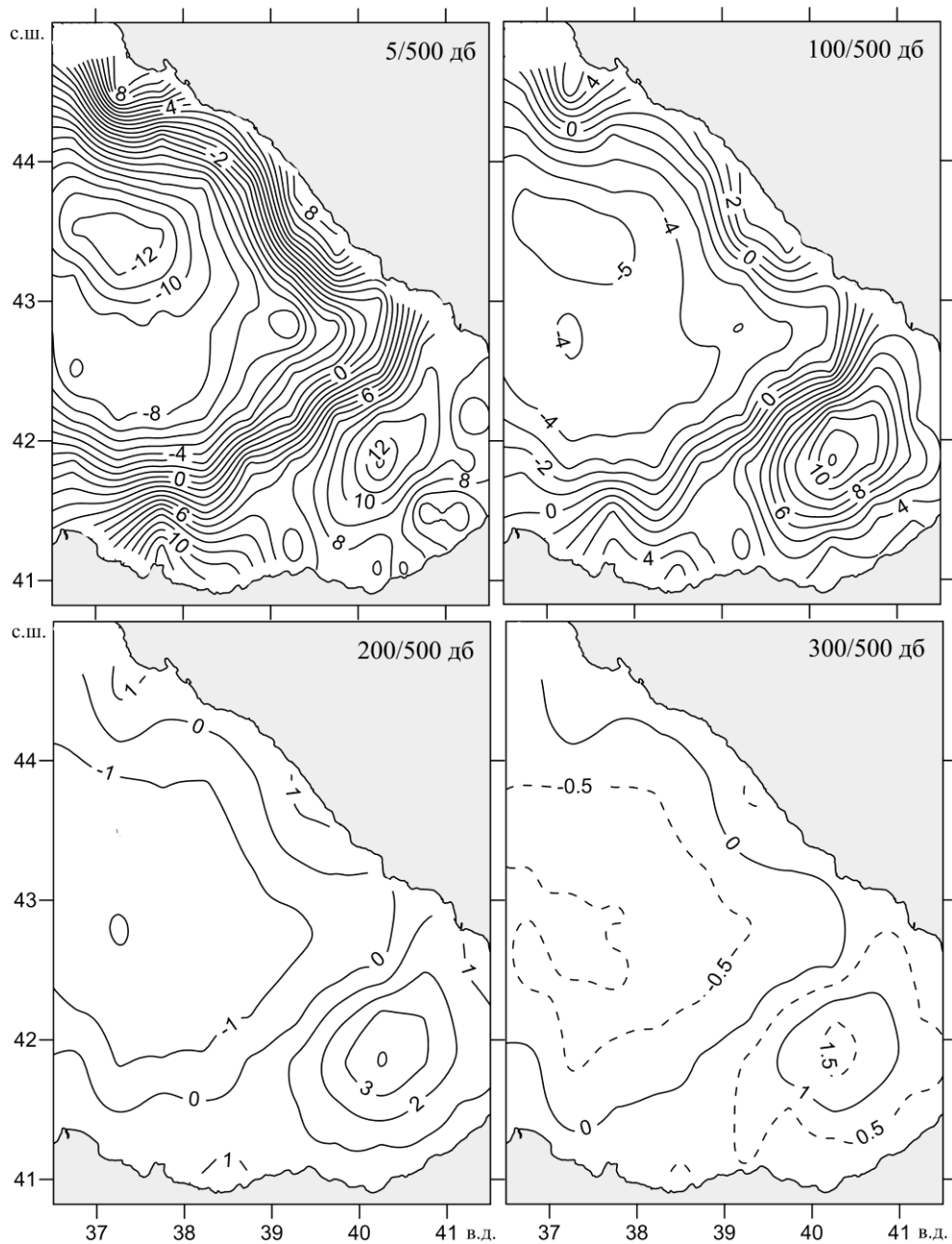


Рисунок 4.2.16 – Поля динамической топографии (аномалия динамической высоты, дин. см) в юго-восточной части моря по данным съемки CoMSBlack-92 в июле 1992 г.

В Батумском антициклоне часто фиксируется захват дрейфтеров длительностью более месяца. На рис.4.2.17 изображена траектория дрейфтера № 34834, вращающегося вместе с вихрем в продолжении сентября–ноября 2002 г. Другой дрейфтер № 16331 был захвачен вихрем ранее – с апреля по июнь этого же года [Журбас и др., 2003]. Подповерхностные буи ARGO также захватывались Батумским антициклоном (рис.4.1.8). Согласно [Poulain et al., 2005], Батумский антициклон хорошо выделяется на средней схеме циркуляции по дрейфтерным данным в период с июня по ноябрь.

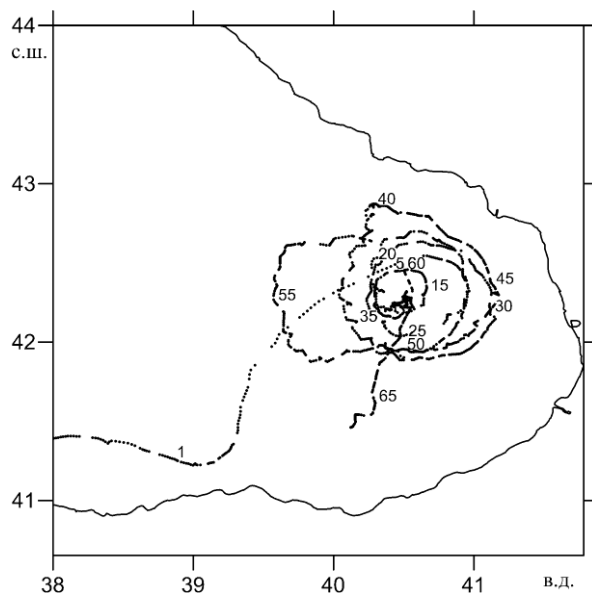


Рисунок 4.2.17 – Отрезок траектории дрейфтера, захваченного Батумским антициклоном в сентябре–ноябре 2002 г. (цифрами указаны дни, прошедшие после пересечения меридиана 38° в.д. 30.08.2002 г.)

Согласно анализу альтиметрических данных за 7-летний период [Korotaev et al, 2003] Батумский антициклон в зимнее время не выражен, в феврале начинается формироваться с небольшого вихря размером менее 100 км, интенсивно развивается в течение весны, ослабевает летом, в октябре распадается на мелкие вихри, окончательно исчезает в ноябре. Общая продолжительность существования антициклонической циркуляции 210 дней в течение года. Аналогичная оценка по альтиметрическим данным [Sokolova et al., 2001] относит появление вихря к началу лета, общая продолжительность существования – 6 месяцев.

Эти результаты совпадают с оценками, которые можно получить по сезонному ходу климатической динамической топографии на разре-

зе через восточную часть моря, рис.4.1.15, в. Батумский антициклон явно выражен с февраля по октябрь, наибольшего развития достигает в мае–июне.

Антициклоны западной части моря. Следующим по повторяемости и интенсивности после Батумского является Севастопольский антициклон. Характеристики вихря по данным океанографических съемок представлены в [Каминский и др., 1988; Латун, 1995; Oguz, Besiktepe, 1999; Григорьев и др., 2001; Oguz et al., 1993, 1994, 2002]. Внутригодовая эволюция Севастопольского антициклона более подробно рассмотрена в [Sur and Ilyin, 1997; Ильин, Белокопытов, 2005].

В мае 2004 г. была проведена специальная съемка вихря с применением инструментальных измерений течений ADCP [Морозов, Лемешко, 2005; Лемешко, Морозов и др., 2008]. Средний диаметр антициклона составил ~ 60 км, скорость течений достигала 40–50 см/с до глубин 100–150 м.

Опубликованных материалов, демонстрирующих явное проявление антициклона Калиакра в гидрологических характеристиках, в литературе немного [Демин, Трухчев, 1987; Oguz et al., 1994].

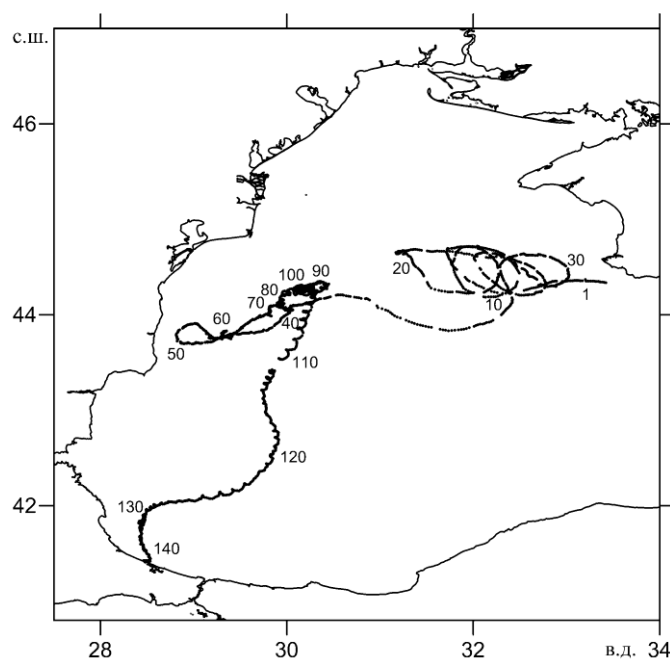


Рисунок 4.2.18 – Траектория дрейфтера, захваченного антициклоническими вихрями в районах юго-западнее Крыма и восточнее м. Калиакра в марте–августе 2003 г. (цифрами указаны дни, прошедшие после запуска 14.03.2003 г.).

На рис.4.2.18 показана траектория дрейфера № 40421 в марте–августе 2003 г., захваченного антициклоническими вихрями, как в районе Севастопольского антициклона, так и севернее м. Калиакра.

Результаты детальных исследований эволюции антициклонических вихрей вблизи континентального склона северо-западной части Черного моря по данным спутниковых измерений температуры поверхности и цвета моря представлены в работах [Гинзбург и др., 1996, 1998, 2000; Ginzburg et al., 2002b], характеристики антициклонов Калиакра и Севастопольского в 1991–1992 гг. в [Sur and Ilyin, 1997].

По данным спутниковой альтиметрии [Korotaev et al, 2003] выделены два способа образования Севастопольского антициклона: из меандра ОЧТ и при разветвлении основного потока, когда вихрь формируется между северной ветвью ОЧТ и берегом. Общая продолжительность периода, когда наблюдаются антициклонические вихри юго-западнее Севастополя, – около 150 дней в год, продолжительность существования отдельных антициклонов до 2-х месяцев, преобладающий сезон – зима и лето. Севастопольский антициклон в процессе своего развития может сливаться с Дунайским антициклоном. Продолжительность периода антициклонической циркуляции у м. Калиакра 190 дней в год, средняя продолжительность существования отдельных антициклонов 50 дней.

Исходя из сезонного хода климатической динамической топографии на разрезе через западную часть моря (рис.4.1.15, б), Севастопольский антициклон наиболее интенсивен в период с февраля по май. На средних сезонных схемах циркуляции по дрейферным данным ([Poullain et al., 2005], Fig.9) Севастопольский антициклон также лучше выражен в холодную половину года.

Антициклоны Кавказского и Крымского побережий. Об антициклонических вихрях Кавказского побережья имеется достаточно много сведений, благодаря регулярным океанографическим съемкам ЮО ИО РАН и спутниковому мониторингу [Oguz et al., 1993, 1994; Кривошея и др., 1997, 1998, 2000; Титов, 1993, 1999; Гинзбург и др., 2000, 2001, 2002; Ginzburg et al., 2002a, 2008].

На рис. 4.2.19 показан пример антициклонического вихря вблизи г. Туапсе по данным съемки НИС «Акванавт» 13 – 18 апреля 2000 г. Диаметр вихря по большой оси около 70 км, в поле солености он прослеживается вплоть до последнего горизонта наблюдений 500 м, геострофическая скорость на поверхности моря до 40 см/с.

Керченский антициклон изучен меньше: случаи его возникновения из меандра ОЧТ описаны в [Блатов и др., 1984; Sur and Ilyin, 1997]. В работе [Кривошея и др., 1997] на основе данных за 10-летний период сделан вывод о наиболее вероятном образовании этого вихря в летне-осенний период, но не каждый год.

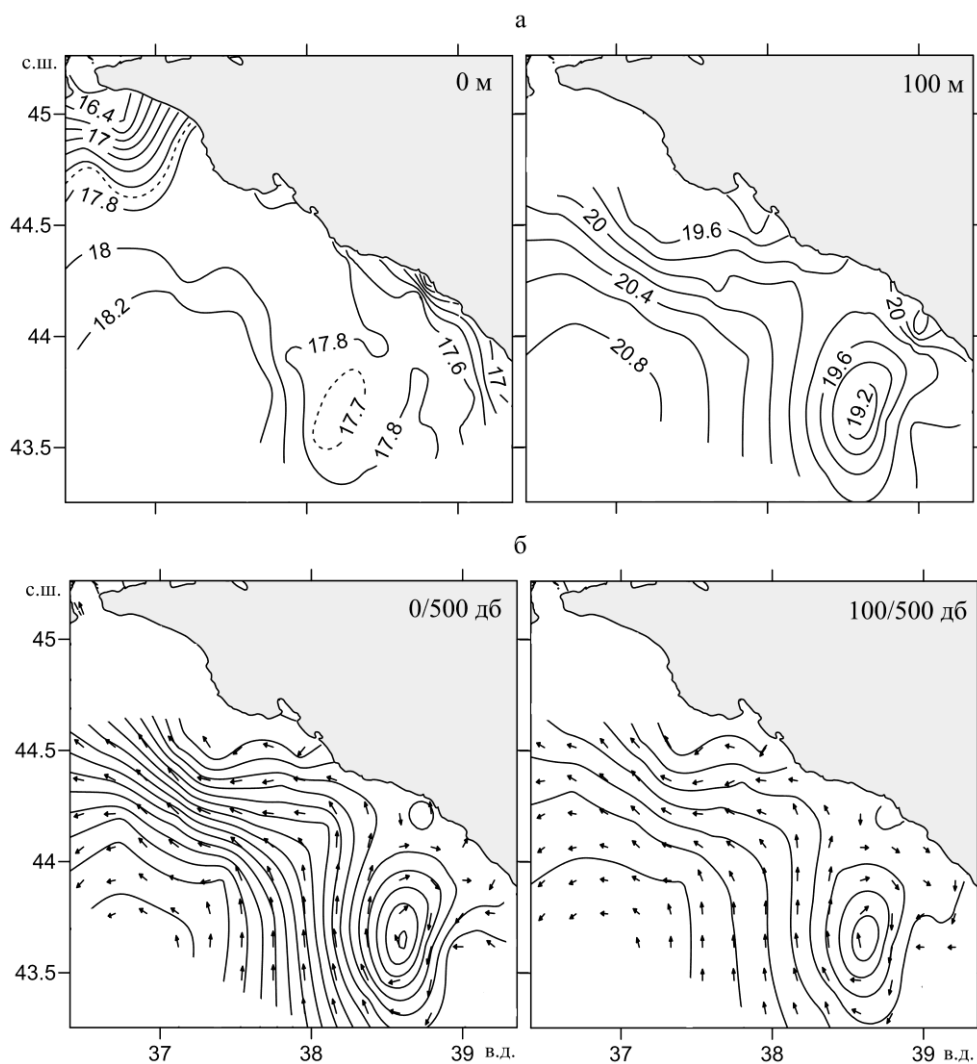


Рисунок 4.2.19 – Пространственное распределение: *а* – солености; *б* – динамической топографии (изолинии проведены через 1 дин. см) у Кавказского побережья по данным съемки НИС «Акванавт» 13 – 18 апреля 2000 г.

По данным спутниковой альтиметрии [Korotaev *et al*, 2003] Кавказский антициклон наблюдается в среднем 160 дней в год, большей частью в весенний период, продолжительность существования отдельных вихрей около 2 месяцев, максимальная до 9 месяцев. Повторяемость Керченского антициклона 240 дней в году, преобладает весной и осенью. Сухумский антициклон возникает гораздо реже (120 дней в год), чаще осенью и зимой, при отсутствии Батумского антициклона. Крымский антициклон существует в среднем 115 дней, преобладаю-

щий период август–сентябрь, продолжительность жизни отдельных вихрей около месяца.

Антициклоны Анатолийского побережья. Структура антициклонических вихрей Анатолийского побережья описывалась в литературе для отдельных вихрей: Босфорского [Трухчев и др., 1985], Синопского [Блатов и др., 1979, 1984; Латун, 1989; Голубев, Тужилкин, 1990, 1992] и для всей цепочки вихрей по крупномасштабным съемкам [Фащук, Айзатуллин, 1986; Oguz et al., 1993, 1994].

По данным спутниковой альтиметрии [Korotaev et al, 2003] Босфорский антициклон существует постоянно (260 дней в год), средняя продолжительность отдельного вихря 85 дней, максимум до года. Антициклоны Сакарья, Синопский и Кизил-Ирмак возникают 1 – 2 раза в год, существуют в течение одного сезона. Антициклоны Синопский и Кизил-Ирмак могут сливаться вместе, формируя обширную область антициклонической завихренности.

По сезонному ходу климатической динамической топографии на разрезе через западную часть моря (рис.4.1.15, б) антициклон Сакарья, как и Севастопольский антициклон, наиболее интенсивен в период с февраля по май.

Физические причины возникновения квазистационарных вихрей. Одно из первых объяснений возникновения синоптических вихрей в Черном море – баротропно-бароклинная неустойчивость ОЧТ [Блатов и др., 1979, 1984, Абрамов и др. 1981]. В качестве наиболее благоприятных районов для образования вихрей рассматривалась зона свала глубин в северо-западной части моря и болгарское побережье. На участке побережья от Сухуми до Туапсе возникновение вихрей считалось наименее вероятным.

Другая, рассматриваемая в литературе причина образования вихрей – топографическая, т.е. влияние особенностей рельефа дна и конфигурации берегов.

В [Oguz and Rozman, 1991; Oguz et al., 1992] возникновение Босфорского антициклона объясняется бифуркацией ОЧТ. При направлении одной из ветвей ОЧТ в Босфор и ее частичного отклонения вдоль берега вправо (в западном направлении), возникает антициклонический вихрь. Антициклон Сакарья, по мнению авторов, обязан происхождением влиянием не одноименного каньона, а подводного хребта к западу от каньона. Возникновение антициклона Кизил-Ирмак также связывается со сложной топографией дна в районе хребта Архангельского.

Севастопольский антициклон, как топографический вихрь за препятствием (вихревая дорожка Кармана) рассматривается в работе [Staneva, Dietrich et al., 2001]. Наиболее благоприятные условия возникновения этого антициклона зимой, т.к. летом плотностная страти-

фикация не способствует развитию таких вихрей. Особенности рельефа дна в районе юго-западнее Крыма ограничивают продвижение вихря далее на запад, что объясняет его квазистационарность. Антициклон Калиакра может образоваться отдельно от Севастопольского антициклона, как следствие взаимодействия последнего с ОЧТ.

Еще одна возможная причина образования квазистационарных антициклонов – распространение и взаимодействие длинных волн различного типа.

В работах [Rachev, Stanev, 1997; Stanev, Rachev, 1999] рассматривается процесс распространения волн Россби из восточной части моря в западном направлении. Синопский антициклон может образовываться как следствие нарастания неустойчивости при движении антициклонического меандра против направления ОЧТ. В дальнейшем он превращается в ринг при достижении сужения моря между Анатолийским п-вом и Крымом. Возникновению антициклона Сакарья способствует изменение скорости и направления распространения волн Россби при входе в западный бассейн после прохождения сужения в центральной части моря.

В работе [Staneva, Dietrich et al., 2001] в качестве причины возникновения Батумского антициклона предлагается процесс накопления тормозящих на расширяющемся шельфе топографических (береговых захваченных) волн, распространяющихся вдоль континентального склона всего бассейна против часовой стрелки.

Существует объяснение формирования больших антициклонических вихрей за счет эволюции мезомасштабных вихрей – путем роста или слияния более мелких образований.

В работе [Кривошея и др., 2000] описан следующий механизм: при меандрировании ОЧТ возникают прибрежные антициклонические вихри, которые движутся вдоль берега вместе с меандрами. Развиваясь, они достигают больших размеров, их поступательное движение вдоль берега прекращается, огибающие их меандры проникают в центральную часть моря и возникает квазистационарный антициклон.

С.Г. Демышев с помощью вихреразрезающей модели [Демышев, 2011] объяснил возникновение Батумского антициклона слиянием мезомасштабных вихрей, двигающихся вдоль восточной части Анатолийского побережья.

И, наконец, существует гипотеза непосредственного ветрового воздействия, формирующего квазистационарные вихри. В [Зацепин и др., 2002] образование Батумского и Севастопольского антициклонов связывается с областями отрицательной завихренности ветра над этими областями.

СИНОПТИЧЕСКАЯ И МЕЗОМАСШТАБНАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ

5.1 Общая характеристика

Классификация пространственно-временной изменчивости. В соответствии с общепринятой в отечественной океанологии классификацией изменчивости гидрофизических полей [Монин и др., 1974; Каменкович и др., 1982] весь диапазон пространственно-временных масштабов разбит на четыре интервала:

1) мелкомасштабные неоднородности – масштабы от долей миллиметра до десятков-сотен метров и периоды от долей секунды до десятков минут;

2) мезомасштабные неоднородности – масштабы от сотен метров до километров и периоды от часов до суток. В этом интервале для неприливных морей, таких как Черное море, наибольшей энергией обладают короткопериодные внутренние волны и инерционные колебания;

3) синоптические неоднородности – масштабы от десятков до сотен километров и периоды от суток до месяцев. В этом интервале выделяются синоптические вихревые образования, длинные волны и вынужденные неоднородности с масштабами баротропных атмосферных процессов;

4) глобальные неоднородности – масштабы сотни и тысячи километров и периоды от нескольких месяцев до сотен лет. Для этого диапазона наиболее характерными являются сезонные колебания, межгодовая и квазидесятилетняя изменчивость.

Эту классификацию можно уточнить в части более четкого разграничения интервалов изменчивости, учитывая преобладающие физические процессы в синоптическом и мезомасштабном диапазонах [Иванов В.А., 1996].

Верхней границей интервала мелкомасштабной турбулентности, по-видимому, следует считать период Вьясяля-Брента. Начиная с этого периода, доминирующим условием среды, определяющим изменчивость в океане, служат условия вертикальной устойчивости (плавучести) вод. Значительное возрастание роли плавучести проявляется в том, что основным видом движений в мезомасштабном интервале изменчивости являются внутренние гравитационные волны. С увеличением временного масштаба, наряду с плавучестью начинает сказываться влияние вращения Земли вокруг своей оси. При достижении локальной инерционной частоты этот фактор практически полностью определяет характер изменчивости, а плавучесть начинает терять зна-

чение, что приводит к вырождению внутренних гравитационных волн. Таким образом, величина инерционного периода является верхней границей мезомасштабного диапазона.

В синоптическом интервале изменчивость в океане начинает определяться не только вращением Земли вокруг оси, но и неравномерностью вращения поверхности Земли с широтой (β -эффект). Основной класс движений в этом случае – планетарные волны Россби, причем в короткопериодной части данного интервала изменчивости существуют, в основном, баротропные волны, в долгопериодной – бароклинные. В субинтервале между этими двумя видами изменчивости доминируют вихревые движения (синоптические вихри). Таким образом, в синоптическом диапазоне можно выделить три подинтервала: баротропный, вихревой, бароклинные волн.

Следует отметить, что в зарубежной метеорологической литературе применяются аналогичные термины для интервалов изменчивости: синоптический (*synoptic*) и мезомасштабный (*mesoscale*). В англоязычной океанологической литературе, в отличие от отечественной, термин *mesoscale*, относят не к мезомасштабному, а к синоптическому диапазону. В отечественной литературе вместо термина мезомасштабный также применяется термин среднемасштабный.

В табл.5.1.1, 5.1.2 приведены оценки периодов колебаний (баротропных и бароклинных) в диапазоне от 1 часа до 30 суток.

Таблица 5.1.1

Оценки периодов колебаний в Черном море в диапазоне 1 – 30 сут.

Период, сут	20-30	8-15	5-8	3-5	1-3
<i>Герман, 1970</i>				3.3	
<i>Кривошея и др., 1979</i>		6-12			
<i>Блатов и др., 1984</i>		9-14			
<i>Овчинников и др., 1986</i>	26-28	12.5-13.8			
<i>Иванов, Ястреб, 1989</i>	26.5	13.5			
<i>Титов, 1991</i>		9.1-9.7 10.9	6.2		2.3-2.7
<i>Иванов, Янковский, 1992, 1994</i>		11-12	5-7	3.5-4.2	1.12 2.7
<i>Demirov, 1994</i>					1-1.2 1.7-2 2.5-2.8
<i>Иванов, 1996</i>		10.8			0.8-1.7 2.5-3.3
<i>Титов, Савин, 1997</i>					2.1-3.3
<i>Stanev, Beckers, 1999b</i>		11 14.7		3.5-4	1.2 2.2
<i>Журбас и др., 2003</i>		15	5.4 6.6 8	3.5	1.8

Таблица 5.1.2

Оценки периодов колебаний в Черном море в диапазоне 1 – 24 ч.
(инерционный период и частота Брента-Вяйсяля не учитывались)

Период, ч	24	14–20	12	7–12	5–7	3–5	1–3
<i>Курчатов, 1925</i>	24.5				4.5		
<i>Defant, 1950</i>				7.4	5.5 6.4		
<i>Герман, 1970</i>	24		12.5				
<i>Engel, 1974</i>		16		10	5.9 5.1	4.4	2.9
<i>Блатов и др., 1984</i>	24	18-20	12		5.3 6	3.2 4.7 4.9	2.3 2.9
<i>Марамзин, 1985</i>				9.5	5.6 6.1	3.2 3.5 4.8	2.5 2.6 2.8
<i>Овчинников и др., 1986</i>	23.7-24.9						
<i>Архипкин, Иванов, Николаенко, 1989</i>				9.7	6.9	3.8 4.2 4.6	
<i>Иванов, Ястреб, 1989</i>	24		12	8.8	5 6	3.8 3.3	
<i>Иванов, Янковский, 1992</i>	23-25	14 16	12.8			4 4.3	2 2.5
<i>Demirov, 1994</i>			11-13	9.8	5.5 6.7	4 4.8	
<i>Иванов, Манилюк, Черкесов, 1996</i>				7.5 10.9	5.5 6.3	3.1 3.3 3.7 4.4 4.6	2.9
<i>Иванов, 1996</i>			12.4				
<i>Титов, Савин, 1997</i>	24			8.3-9.1 10-11.5	6.8-7.4	3.9-4.4 4.8-5.6	
<i>Stanev, Veskers, 1999b</i>	24	14.7 16		11.4	6.3	4.3	1.2 2.1
<i>Доценко, Миклашевская, 2008</i>				10.2		4 4.2	1.1 1.4 1.7 1.8 2.1 2.7 2.8

Оценки интенсивности синоптической и мезомасштабной изменчивости. Построение общего спектра изменчивости в море, т.е. распределения энергии колебаний по различным интервалам, представляет собой достаточно сложную задачу, требующую сочетания разнородных временных рядов с различной дискретностью для каждого диапазона. Количество длительных рядов наблюдений в фиксированных точках пространства невелико, что значительно снижает статистическую значимость результатов. Тем не менее, в литературе опубликованы некоторые оценки интенсивности колебаний в синоптическом и мезомасштабном интервалах в Черном море, основанные на данных наблюдений.

В монографии [Блатов и др., 1984] отмечается, что на средних спектрах течений по измерениям на АБС наиболее отчетливо выделяются синоптический и инерционный пики. Энергия синоптических колебаний в верхнем 100-метровом слое приблизительно на порядок больше, чем в остальной толще воды, резко уменьшаясь к горизонту 200 м.

В работе [Титов, 1991] по материалам измерений течений на АБС в районе болгарского шельфа определен относительный вклад синоптической изменчивости к мезомасштабной как 60 : 40%.

В работе [Кривошея и др., 1996] показано, что существуют различия в соотношении между синоптической и мезомасштабной изменчивостью между прибрежной зоной и открытой частью моря. В прибрежной зоне синоптическая изменчивость в 1.5 – 2.5 раза превышает вклад мезомасштабных колебаний, в открытом море преобладание синоптической изменчивости незначительно. С глубиной относительный вклад синоптических колебаний уменьшается, а мезомасштабных, соответственно, возрастает.

Спектры скоростей течений, построенные по дрейферным данным [Журбас и др., 2003], имеет два характерных максимума: первый – в области мезомасштабных движений (инерционных) и второй – в области периода синоптических вихревых движений (2–15 суток), который обычно сильно превосходит первый по амплитуде. Подобный вывод в свое время был сделан [Кривошея и др., 1979] по спектрам течений на основе данных АБС у Кавказского побережья. Отношение кинетической энергии течений в синоптическом и мезомасштабном диапазонах оценено как 40 : 10%, с указанием того, что энергия инерционных колебаний может быть недооценена из-за недостаточной частоты обсервации дрейферов. Отношение энергии синоптических движений к энергии среднего течения в Черном море оценено как 0.8, в то время как для Мирового океана оно в среднем равно 5.

Более подробно вопрос о соотношении энергии среднего течения и синоптических движений рассмотрен в [Poulain et al., 2005] на базе

массива данных поверхностных дрейфтеров 1999 – 2003 гг. Было показано, что такого рода оценки в значительной степени зависят от пространственного масштаба осреднения. При выбранном масштабе 50 км пространственное распределение синоптической и средней кинетической энергии ([*Poulain et al.*, 2005], Fig.8) качественно подобны: максимальные значения соответствуют зоне ОЧТ, минимальные – центральной части моря. Однако распределение относительного вклада синоптических движений получается обратным: в зоне ОЧТ преобладает энергия среднего течения (в 2–5 раз), а в центральной части моря, в Батумском и Севастопольском антициклонах энергия синоптических движений превышает энергию средних течений на 1–2 порядка. Это связано с тем, что энергия среднего течения спадает от периферии моря к центральной части гораздо сильнее, чем энергия синоптических движений. Сезонный ход энергии синоптических движений, вопреки многим предыдущим оценкам, в этой работе описывается как возрастание энергии зимой-весной и уменьшение в летне-осенний период. В Севастопольском и Батумском антициклонах высокий уровень синоптической изменчивости существует круглый год (с.к.о. скорости течений 22 см/с).

В качестве материала данных для количественной оценки изменчивости в синоптическом и мезомасштабном интервале могут служить многосуточные и многосерийные станции. В работе [*Белокопытов*, 2004] был использован массив из 1044 станций с общим количеством зондирований более 20 тыс., продолжительность выполнения станций, в основном, составляла 2–3 суток (максимальная 25 суток), временная дискретность зондирования 1–3 часа.

За оценку мезомасштабной изменчивости принималась дисперсия температуры и солёности за суточный период, для синоптической изменчивости рассчитывалась дисперсия среднесуточных значений для рядов, продолжительностью не менее 5 суток, с предварительным исключением составляющей сезонного хода. На рис.5.1.1 изображены осредненные по акватории и по всем сезонам года вертикальные распределения дисперсий синоптических и мезомасштабных колебаний температуры и солёности. Судя по этим графикам, синоптическая изменчивость в основном превышает мезомасштабную, за исключением слоя 50 – 75 м (слой ХПС), что отмечалось также в [*Кривошея и др.*, 1996]. Сезонные колебания температуры воды значительно превосходят синоптическую и мезомасштабную изменчивость в слое 0 – 50 м, в более глубоких слоях они сравнимы между собой. Для солёности эти три вида изменчивости сопоставимы во всей толще вод, где выделяется сезонный ход.

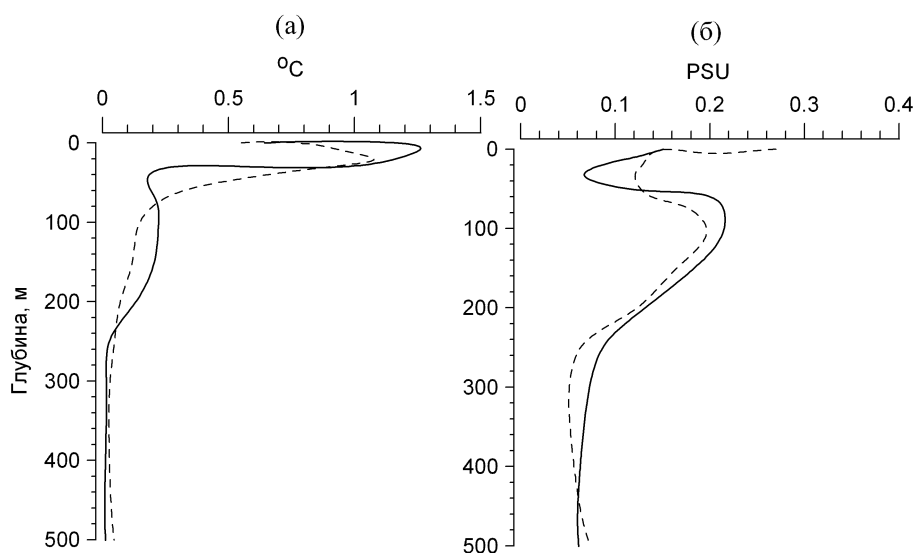


Рисунок 5.1.1 – Вертикальное распределение показателей синоптической (сплошная линия) и мезомасштабной (штриховая линия) изменчивости термохалинных характеристик по данным многосуточных станций в Черном море: *а* – с.к.о. температуры воды, °С; *б* – с.к.о. солёности, PSU

Среднегодовое вертикальное распределение синоптической изменчивости, рис.5.1.1, имеет качественные отличия для температуры и солёности. Изменчивость температуры максимальна в слое сезонного термоклина (среднее с.к.о. 1.2°С). Для солёности, на вертикальном распределении выделяются два локальных максимума: на поверхности моря (среднее с.к.о. 0.15 PSU) и в основном галоклине (среднее с.к.о. 0.2 PSU). Положение максимумов синоптической изменчивости в термо- и галоклинах связано с тем, что вертикальные движения, вызываемые синоптическими вихрями, более всего проявляются в гидрологических характеристиках в слоях с резкими вертикальными градиентами. В связи с недостаточным количеством длительных многосуточных станций, нельзя надёжно оценить характеристики внутригодового хода синоптической изменчивости в открытой части моря на основе данного вида наблюдений. Можно лишь отметить, что в верхнем слое 0 – 30 м летом она имеет повышенные значения.

По данным океанографической платформы ЭО МГИ в Качивели, которую можно рассматривать как очень длительную многосуточную станцию в прибрежной зоне, сезонный цикл синоптической (внутримесячной) изменчивости температуры, рис.5.1.2, состоит в ее увеличении от зимы (с.к.о. 0.5°С) к лету (с.к.о. 2 – 2.5°С на поверхности моря и 4°С в слое скачка температуры). Такая же тенденция наблюдается по данным поверхностной температуры на береговых станциях, рис.5.1.3, *а*.

Для поверхностной солёности в прибрежной зоне (рис.5.1.3, б) летнего усиления синоптической изменчивости не наблюдается.

В целом, уровень синоптической изменчивости температуры и солёности в прибрежной зоне выше, чем в открытой части моря, благодаря перемещению прибрежных синоптических вихрей на шельфе и материковом склоне, повышенной вертикальной халинной стратификации, развитию апвеллингов и сгонно-нагонных явлений.

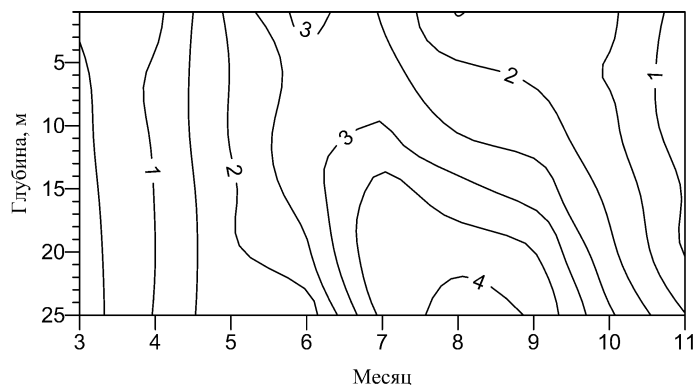


Рисунок 5.1.2 – Сезонный ход с.к.о. температуры воды, °C в диапазоне синоптической изменчивости по данным океанографической платформы в Кацевели.

Среднегодовое вертикальное распределение мезомасштабной изменчивости, рис.5.1.1, подобно распределению синоптической изменчивости. Для температуры характерен максимум в слое сезонного термоклина (среднее с.к.о. 1.1°C), для солёности выделяются два локальных максимума: на поверхности (с.к.о. 0.27 PSU) и в основном галоклине (с.к.о. 0.2 PSU).

В весенне-летний период, благодаря усилению термической и солёностной стратификации, мезомасштабная изменчивость на поверхности моря усиливается: с.к.о 0.8 – 1°C для температуры и 0.3 – 0.4 PSU для солёности. Максимальное развитие термической стратификации в сезонном термоклине летом приводит к интенсификации мезомасштабной изменчивости для температуры в слое 10 – 30 м (с.к.о 1.6 – 1.8°C), рис.5.1.4. Мезомасштабная изменчивость солёности в первую половину года в слое 75 – 200 м имеет повышенные значения (с.к.о. 0.25 – 0.3 PSU), что отражает более высокую стратификацию в слое постоянного галоклина в зимне-весенний период.

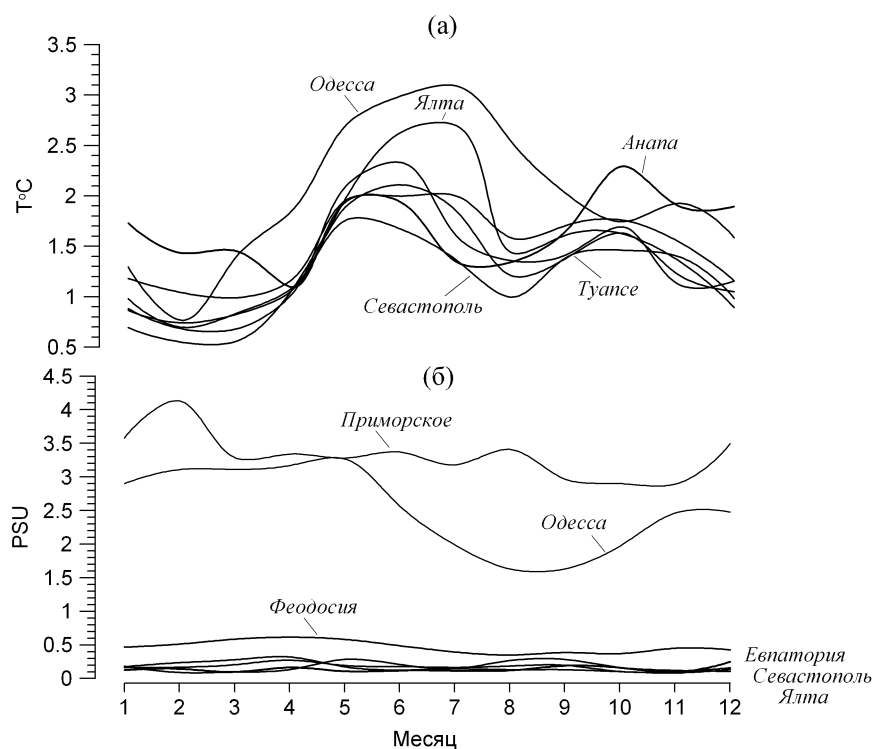


Рисунок 5.1.3 – Сезонный ход синоптической изменчивости термохалинных характеристик по данным береговых гидрометстанций: *а* – с.к.о. температуры воды, °С; *б* – с.к.о. солености, PSU.

По данным береговых станций и океанографической платформы ЭО МГИ, рис.5.1.5, в основном не наблюдается явного увеличения мезомасштабной изменчивости в прибрежной зоне, как в случае синоптической изменчивости.

Кроме различных типов волновых движений свой вклад в изменчивость мезомасштабного и синоптического интервала вносят другие физические процессы, которые здесь не рассматриваются. В прибрежной зоне существенную роль играют сгонно-нагонные процессы и апвеллинг, исследованиям которых посвящено большое количество работ, например [Симонов, Альтман, 1991; Иванов В.А., Михайлова, 2008]. В поверхностном слое моря велика роль атмосферных воздействий: суточного хода теплового и водного баланса, амплитуда которого увеличивается от зимы к лету; перемещения синоптических барических образований; штормов; бризовой циркуляции.

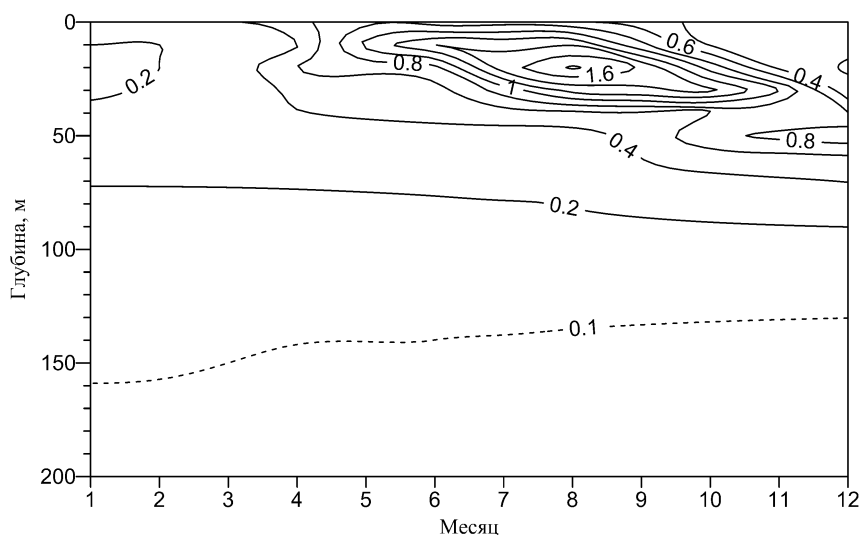


Рисунок 5.1.4 – Сезонный ход с.к.о. температуры воды, °С в диапазоне мезомасштабной изменчивости по данным многосуточных станций в Черном море

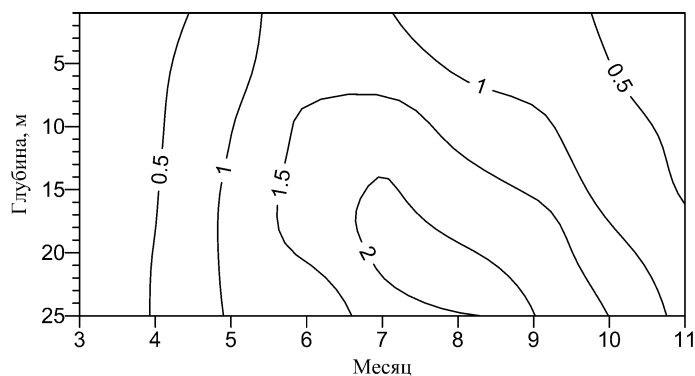


Рисунок 5.1.5 – Сезонный ход с.к.о. температуры воды, °С в диапазоне мезомасштабной изменчивости в прибрежной зоне по данным океанографической платформы в Кацивели

5.2 Синоптические вихри

В разделе 4.2.3 уже приводились сведения о синоптических вихрях, но речь шла о формировании в определенных районах квазистационарных антициклонов, которые могут считаться элементами общей циркуляции моря. В данном разделе рассматриваются вихри как один из источников синоптической изменчивости в море.

Начало изучения вихревых движений в Черном море относится к 1960-м гг. Одним из первых о них писал В.И.Зац [Зац, 1964] на основе анализа данных съемок течений ЭМИТ, указывая на образование при меандрировании ОЧТ прибрежных вихрей с горизонтальными размерами до 15 миль. В дальнейшем такие вихри между ОЧТ и берегом были обнаружены по результатам аэрофотосъемки течений [Коновалова, Лагутин, 1968].

Синоптические съемки 1976 и 1984 гг. дали обширный материал для исследования синоптических вихрей. В работе [Блатов, Иванов В.А, 1979] в качестве основной причины возникновения вихрей, по аналогии с меандрированием Гольфстримом, была предложена гидродинамическая неустойчивость ОЧТ. В монографии [Блатов и др., 1984] этот вопрос получил дальнейшее развитие, в качестве обобщения констатировалось, что в Черном море существуют три основных типа синоптической изменчивости: фрикционные вихревые образования, топографические вихри и вихри ОЧТ. Фрикционные вихревые образования существуют в прибрежной зоне моря, имеют характерные горизонтальные размеры 5 – 20 км и время жизни 2 – 5 сут. Они слабо идентифицируются по данным гидрологических съемок и хорошо прослеживаются по данным съемок течений. Топографические вихри и вихревые образования ОЧТ образуются за счет интенсивного меандрирования основного потока на континентальном склоне, которое происходит вследствие баротропно-бароклинической неустойчивости. Эти вихри выделяются по термохалинным признакам, антициклонические вихри образованы из менее соленых вод прибрежной зоны, циклонические – из более соленых вод глубоководных районов моря. На вертикальных разрезах наблюдается значительное увеличение толщины ХПС в антициклонических вихрях (уменьшение в циклонических) и прогиб галлоклина вниз (обострение купола в циклонических). Горизонтальные размеры вихрей в Черном море в целом соответствуют локальным бароклиническим масштабам Россби: антициклонические вихри в 1.5 – 2 раза больше циклонических (30 – 60 и 60 – 100 км соответственно). По запасам механической энергии вихри ОЧТ в 2 – 4 раза уступают океаническим рингам.

В.С.Латун, анализируя съемки 1984 г. [Латун, 1989], выявил, что долгоживущие антициклонические вихри радиусом 45–55 км, с вертикальным размером 1000 м и круговой скоростью 30–40 см/с перемещаются с западной составляющей скорости 1.5–2 см/с. В процессе своего развития несколько отдельных вихрей могут сливаться в один крупный вихрь. Более долгая жизнь антициклонических вихрей, в сравнении с циклоническими, объясняется их более высокой, чем у волн Россби, скоростью перемещения. Вследствие этого диссипации

энергии за счет излучения планетарных волн не происходит, в отличие от более медленно движущихся циклонических вихрей.

На том же материале четырех съемок 1984 г. в работах [Голубев, Тужилкин, 1990, 1992] была получена близкая к [Латун, 1989] оценка скорости перемещения антициклонических вихрей (2 – 3 см/с). Максимальная скорость заглупления изопикн оценивалась в 0.44 м/с, что сопоставимо с оценками для Гольфстрима. В процессе эволюции отдельного вихря из меандра ОЧТ в течение 4 месяцев было выявлено 2-3 кратное увеличение его объема, доступной потенциальной и кинетической энергии.

К настоящему времени наиболее хорошо изучены прибрежные антициклонические вихри (ПАВ) – фрикционные вихри, образующихся при сдвиге скорости между ОЧТ и берегом.

По наблюдениям на АБС [Титов, 1992] за год вдоль Кавказского побережья в среднем проходит около 30 ПАВ. Отмечается значительная сезонная изменчивость количества вихрей, которое обратно пропорционально интенсивности ОЧТ: в осенне-зимний период среднее количество суток с ПАВ 9–10, в весенне-летний 16–18. Средняя продолжительность действия одного ПАВ в холодную половину года составляет 3–6 суток, в теплую половину возрастает вдвое до 6–14 суток. Такие же величины приведены в [Кривошея и др., 1979]: летом период синоптических колебаний около 12 сут, зимой уменьшается до 6 сут. Скорость движения ПАВ оценивается как 2 – 6 км/сут [Кривошея и др., 1998]. Анализ спутниковых альтиметрических данных за период 1993-1999 гг. [Sokolova et al., 2001] в целом подтверждает оценки, сделанные ранее на основе данных течений на АБС, за исключением того вывода [Кривошея и др., 1998; Krivosheya et al., 1998], что вихри распространяются исключительно по направлению основного потока.

Термохалинная структура синоптических вихрей и меандров ОЧТ на основе гидрологических съемок достаточно широко представлена в литературе [Кривошея и др., 1997, 1998, 2000; Oguz et al., 1992, 1993, 1994, 1999; Zatsepin et al., 2003; Гинзбург и др., 2001; Ginzburg et al., 2002a]. На рис. 5.2.1 нанесено положение центров синоптических вихрей, выделенных по динамической топографии в 80 гидрологических съемках за период 1957–2004 гг. [Белокопытов, 2004]. Циклонические вихри занимают большей частью центральную часть моря (отмечено 121 вихрей), антициклонические вихревые образования более многочисленны (отмечено 380) и сосредоточены, в основном, вдоль материкового склона.

Синоптические вихри могут отслеживаться с помощью дрейфтеров (пример на рис. 5.2.2) в случае их захвата и удерживания вихрем. В работе [Poulain et al., 2005] приведено распределение траекторий дрейфтеров за 1999 – 2003 гг. с участками циклонического и антицик-

лонического вращения. Подобно рис. 5.2.1, антициклонические движения преобладают в прибрежной зоне, в открытой части моря наблюдаются вихри как положительного, так и отрицательного знака вращения. Анализ дрефтерных данных [Afanasyev et al., 2002; Zatsepin et al., 2003; Poulain et al., 2005] показывает, что радиусы синоптических вихрей в Черном море достигают 50–100 км.



Рисунок 5.2.1 – Положение центров синоптических вихрей, выявленных по полям динамической топографии на основе данных океанографических съемок за 1957–2004 гг. [Белокопытов, 2004]. Черные символы соответствуют антициклоническим вихрям, белые – циклоническим (изобаты проведены для 200 и 1000 м).

Большое количество исследований посвящено временной эволюции вихревых образований, которую можно проследить по спутниковым изображениям [Казьмин, Скляров, 1982; Oguz et al., 1994, 1999, 2002; Sur et al., 1996; 1997; Гинзбург и др., 2001; Ginzburg et al., 2002a, 2002b, 2008; Afanasyev et al., 2002; Блинков и др., 2002; Zatsepin et al., 2003]. Пространственное распределение гидрофизических полей часто представляет собой сложную структуру, состоящую из филаментов, грибовидных образований (диполей из двух вихрей с противоположным вращением), присоединенных циклонических вихрей малого размера и др. Эти неустойчивые структуры могут вызываться резкими импульсами локального ветра, усиления течения в меандрах или вихрях. Примеры подобных образований на спутниковых изображениях приведены на рис. 3.4.6, 3.4.14, 3.4.15, 5.2.3.

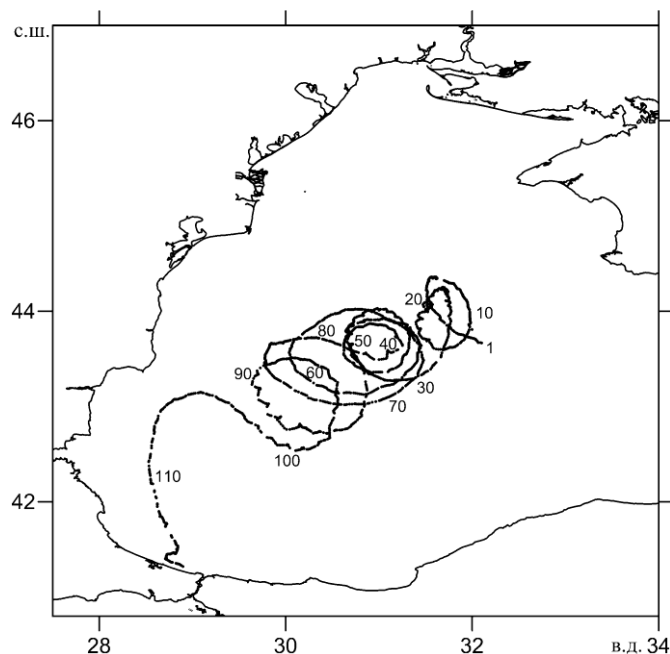


Рисунок 5.2.2 – Траектория дрейфтера, перемещающегося вместе с антициклоническим вихрем в западной части Черного моря в августе–декабре 2004 г. (цифрами указаны дни, прошедшие после запуска 22.08.2004 г.).

Еще одним из способов выявления синоптических вихрей является анализ альтиметрических данных [Sokolova et al., 2001; Korotaev et al., 2001, 2003; Zatsepin et al., 2003; Гинзбург и др., 2003]. В главе 4 приводилась карта дисперсии динамического уровня моря по альтиметрическим данным (рис. 4.2.14) из [Korotaev et al, 2001], которая характеризует пространственное распределение интенсивности вихревых образований.

Для современных экспериментальных океанографических исследований характерно комплексное использование различных источников информации. Так, в [Гинзбург и др., 2001, 2002; Ginzburg et al., 2002a; Zatsepin et al., 2003] на основе нескольких гидрологических съемок, траекторий поверхностных дрейфтеров, спутниковой информации о поверхностной температуре и уровне моря описан процесс превращения ПАВ в вихри открытого моря, который играет существенную роль в обмене шельф-центральная часть моря. Показано разнообразие характеристик вихрей: пространственные размеры от 40 до 100 км, время жизни от месяца до полугода, скорость перемещения 0.01 – 0.2 м/с. Долгоживущие вихри открытого моря диаметром 80–100 км прослеживаются до глубин 300–400 м, короткоживущие вихри проникают до глубин 50 м.

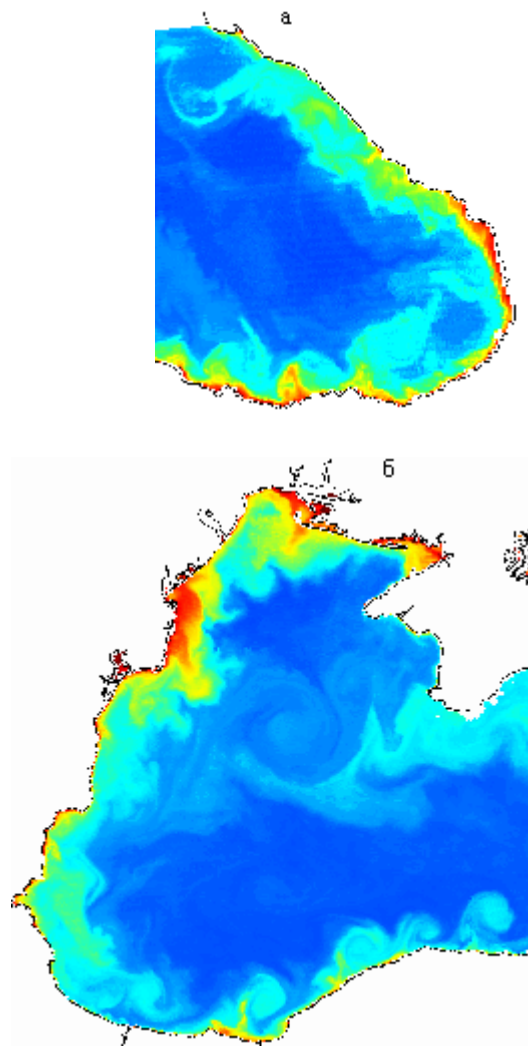


Рисунок 5.2.3 – Пространственное распределение хлорофилла-А по данным MODIS-AQUA: *a* – 17 мая 2011 г.; *б* – 23 июня 2011 г.

Вихри с меньшими пространственно-временными масштабами (периоды до нескольких суток, диаметры до 10–20 км) неоднократно фиксировались по данным с более высоким пространственным разрешением: средствами дистанционного зондирования [Бочарова, Лаврова, 2004; Лаврова, 2005; Каримова, 2008, 2009; Костяной и др., 2010], гидрологическими и ADCP съемками [Gawarkiewicz *et al.*, 1999; Блишков, 2005; Джиганшин, Полонский, 2011]. На основе обработки дриф-

терных данных (после удаления из рядов данных среднего течения), в [Poulain et al., 2005] отмечено, что на временном масштабе до 2 дней преобладают антициклонические вихри, с увеличением периода начинают преобладать циклонические движения.

Исходя из большинства оценок сезонного хода интенсивности вихревых движений в Черном море, ее максимум приходится на весенне-летний период. Исключение составляет работа [Poulain et al., 2005], где увеличение интенсивности относят к зимне-весеннему периоду. В [Латун, 1990] высказано предположение об интенсификации антициклонических вихрей в весенне-летний сезон после суровой зимы вследствие скопления в их центрах плотных вод ХПС. Однако в [Гинзбург и др., 2001] это предположение подвергается сомнению, на основании того, что интенсификация синоптической изменчивости наблюдается и после теплых зим.

5.3 Мезомасштабная изменчивость

5.3.1 Сейши

Из всех видов длинных волн в колебаниях свободной поверхности лучше всего выражены баротропные гравитационные волны, среди которых наиболее характерными являются собственные колебания бассейна – сейши. По классическому определению, сейши – свободные стоячие волны в замкнутых или полужамкнутых бассейнах.

Изучение сейш Черного моря началось достаточно давно, с работы И.В.Курчатова [Курчатова, 1925], где он определил периоды колебаний по наблюдениям за уровнем моря и по формулам Мериана. Обзор литературы по сейшам на основе анализа данных наблюдений, теоретических оценках и численном моделировании до середины 1980-х гг. приведен в монографиях [Блатов и др., 1984; Симонов, Альтман и др., 1991]. В дальнейшем сейшевые колебания в бассейне исследовались, в основном, с помощью математических моделей. В качестве внешнего воздействия чаще всего принимались движущиеся возмущения атмосферного давления, генерирующие баротропные сейши [Иванов В.А. и др., 1996; Еремеев и др., 1996; Доценко, Миклашевская, 2007, 2008] или внутренние бароклинные сейши [Алексеев и др., 2004; Доценко, Миклашевская, 2009, 2010]. Периоды колебаний, приведенные в табл. 5.1.2, в большинстве своем относятся к сейшам.

Параметры сейш по данным наблюдений. В монографии [Блатов и др., 1984] на основе обобщения предыдущих работ выделены следующие основные периоды сейшевых колебаний в Черном море: 4.5; 5.5; 6.5; 7.4; 10.16; 12; 24 часа. В этой же работе приводятся характеристики сейш, определенные по данным самописцев уровня моря на

береговых станциях в 1980, 1981 гг. Спектры пульсаций уровня моря были разделены на две группы: первая характеризует колебания в восточной и северо-западной частях моря, вторая – вдоль побережья Крыма. На спектрах первой группы выделяются пики с периодами 12 и 24 ч. Энергия колебаний, имеющих период 12 ч, в 2 – 4 раза превосходит колебания с периодом 24 ч. Для спектров второй группы характерно наличие слабовыраженного пика на периоде 24 ч. Это связано с тем, что в районе Крыма проходит узловая линия одноузловых сейш, имеющих периоды 12 и 24 ч.

Эти исследования получили свое развитие в статье [Иванов В.А., Ястреб, 1989] на более обширном материале. Расчет взаимных спектральных характеристик (когерентности и разности фаз) показал, что когерентность полусуточных колебаний, наблюдаемых на восточном и северо-западном берегах моря, составляет 0,88, а разность фаз – 190° . Амплитуда этих колебаний равна 9 – 12 см и уменьшается в сторону Крымского п-ова. Таким образом, наличие сравнительно интенсивных колебаний у восточных и северо-западных берегов, развивающихся в противофазе, высокая между ними когерентность и в то же время отсутствие этих колебаний в районе Крыма свидетельствуют об их сейшевой природе. Вместе с тем, расчеты когерентности и разности фаз на этой частоте для различных пунктов наблюдений относительно Одессы свидетельствуют о существовании амфидромической системы с вращением против часовой стрелки.

Расчеты текущих спектров показали, что полусуточные колебания в Черном море отличаются заметной перемежаемостью. Для выявления характеристик временной перемежаемости был выполнен спектральный анализ временного ряда, характеризующего временную изменчивость спектральной плотности на полусуточной частоте. На этих спектрах выделяются два пика с периодами 26.5 и 13.5 сут, соответствующих лунной месячной и лунной двухнедельной приливным гармоникам. Эти результаты подтверждают высказываемое различными авторами предположение о приливном происхождении сейшевых колебаний с полусуточным периодом.

Высокочастотная часть спектров отличается сложностью и малой энергией колебаний. Несмотря на это, можно выделить основные зоны концентрации энергии. Так, в районе Кавказского побережья энергия, концентрируется на частотах, соответствующих периодам 5.0, 3.8, 2.8 и 2.1 ч; в районе Крыма и Керченского пролива преобладают колебания с периодами 8.8, 6.0, 3.3, 2.8, 2.3 и 2.1 ч. Сложность спектрального состава характерна для пунктов на мелководном шельфе.

Согласно [Симонов, Альтман и др., 1991] размахи сейшевых колебаний уровня моря невелики. Максимальные значения по осредненным ежечасным наблюдениям за 10-летний период наблюдаются в

Одессе и Поти (6–7 см). Наибольшую амплитуду имеет волна с периодом около 12 ч, фазы волны на восточном и западном побережье противоположны, размах колебаний в центральной части моря минимален. В бухтах и заливах наблюдаются сейши с периодом от нескольких минут до 1–2 ч с размахами до 40–50 см. В этой монографии приводятся характеристики сейш по пунктам береговых наблюдений за различные периоды, а также спектры колебаний уровня моря.

При взаимодействии баротропных сейш с подводным рельефом, например, кромкой шельфа, либо областями поднятия (опускания) изопикн, например, в области стационарного геострофического течения, возникают волны, называемые внутренними сейшами [Блатов и др., 1984]. Их периоды совпадают с периодами баротропных сейш, а длины – существенно меньше. Как правило, максимумы спектральной плотности пульсаций течений на частотах собственных колебаний бассейна обнаруживаются на большинстве спектров, в частности статистически достоверные максимумы колебаний с периодами 2 – 4 ч. Внутренние сейши обладают гораздо меньшей энергией и большей пережимаемостью по сравнению с бароклинными волнами Пуанкаре на частотах, близких к инерционной.

Пространственно-временной анализ наблюдений на АБС обнаруживает сложную пространственную структуру внутренних сейш, рис. 5.3.1. Наряду с существованием пар волновых векторов равной длины, представляющих собой стоячую волну, наблюдались также триплеты волн, к образованию которых, по-видимому, приводит резонансное взаимодействие внутренних сейш с интенсивным течением (ОЧТ).

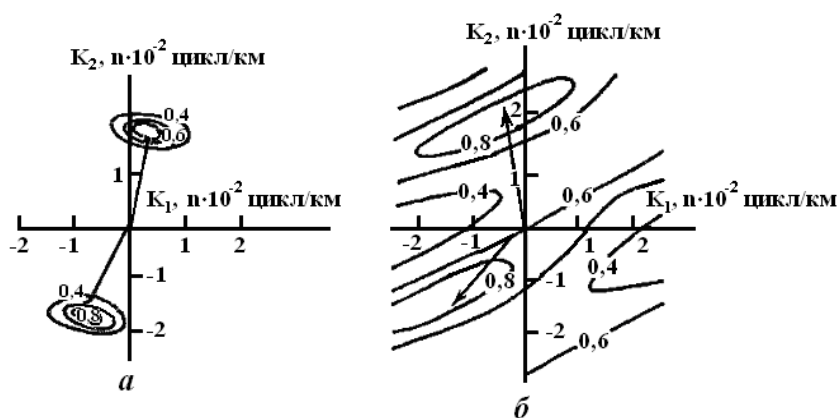


Рисунок 5.3.1 – Проекция пространственно-временного спектра на плоскость горизонтальных волновых чисел по данным составляющей скорости течений u на горизонте 100 м с периодом 4 ч: a – оценка методом максимального правдоподобия; b – оценка методом максимальной энтропии.

Пространственная структура сейш. Для оценки пространственной структуры баротропных сейш в [Архипкин, Иванов В.А., Николаенко, 1989; Иванов В.А., Янковский, 1992] применялась задача на собственные значения системы линейных уравнений мелкой воды, с фильтрацией волновых мод, обусловленных вращением Земли, с использованием реального рельефа дна моря.

Расчеты показали, что самый большой период волн равен 9.7 ч (рис. 5.3.2, а). Это одноузловая сейша, узловая линия которой проходит над кромкой шельфа, являющейся естественной границей между мелководной северо-западной и глубоководной частями моря.

Наибольшие амплитуды колебаний уровенной поверхности наблюдаются на шельфе северо-западной части моря, особенно в Одесском заливе. В этом районе амплитуда колебаний приблизительно в 10 раз больше, чем в глубоководных частях моря. Следует отметить, что в северо-западной части градиенты уровенной поверхности значительно больше, чем в остальных частях моря, а изолинии отклонений уровенной поверхности проходят с запада на восток, в то время как в его глубоководной части – с севера на юг.

Период колебаний 6.9 ч принадлежит продольной одноузловой сейше северо-западной части Черного моря (рис. 5.3.2, б). Северная часть узловой линии проходит строго с севера на юг, примыкая к Крымскому п-ову, южная – совпадает с зоной резких градиентов рельефа дна. Градиенты уровенной поверхности больше с восточной стороны узловой линии, чем с западной. Наибольшие отклонения уровня моря наблюдаются в Каркинитском заливе.

Баротропная сейша с периодом 5.6 ч в отличие от первых двух четко прослеживается на всей акватории Черного моря (рис. 5.3.2, в). Для нее характерны две узловые линии, Первая проходит с севера на юг, от Крымского п-ова до берегов Турции. Наличие здесь узловой линии объясняется формой котловины Черного моря; в этом районе наиболее узкая часть моря. Вторая узловая линия располагается в южной части Одесского залива и проходит с запада на восток. Наибольшие амплитуды колебаний уровня наблюдаются в районе Одесского залива и у западного побережья моря севернее Констанцы, где береговая линия делает резкий поворот на восток, образуя большой мелководный залив; в этих районах они в четыре раза больше, чем в восточной части моря.

Баротропная сейша с периодом 4.6 ч имеет три узловые линии (рис. 5.3.2, г). Одна, как и для периода 5.6 ч, проходит от Крымского п-ова к берегам Турции. Вторая начинается на входе в Каркинитский залив. Третья отделяет мелководный район, примыкающий к устью Дуная. Здесь же наблюдаются самые большие градиенты уровенной поверхности.

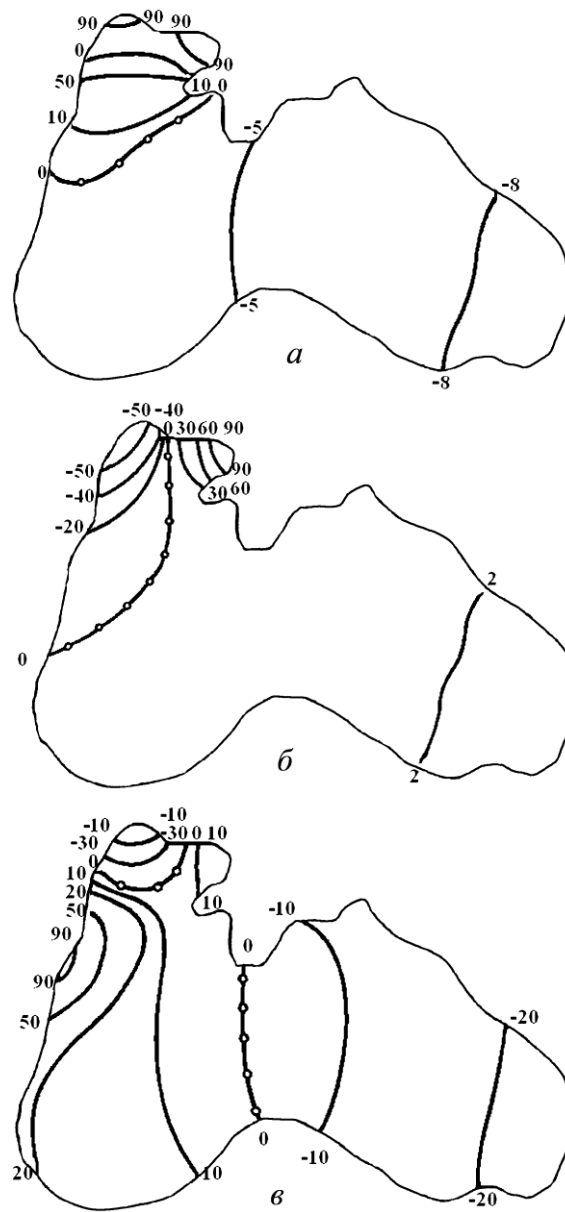
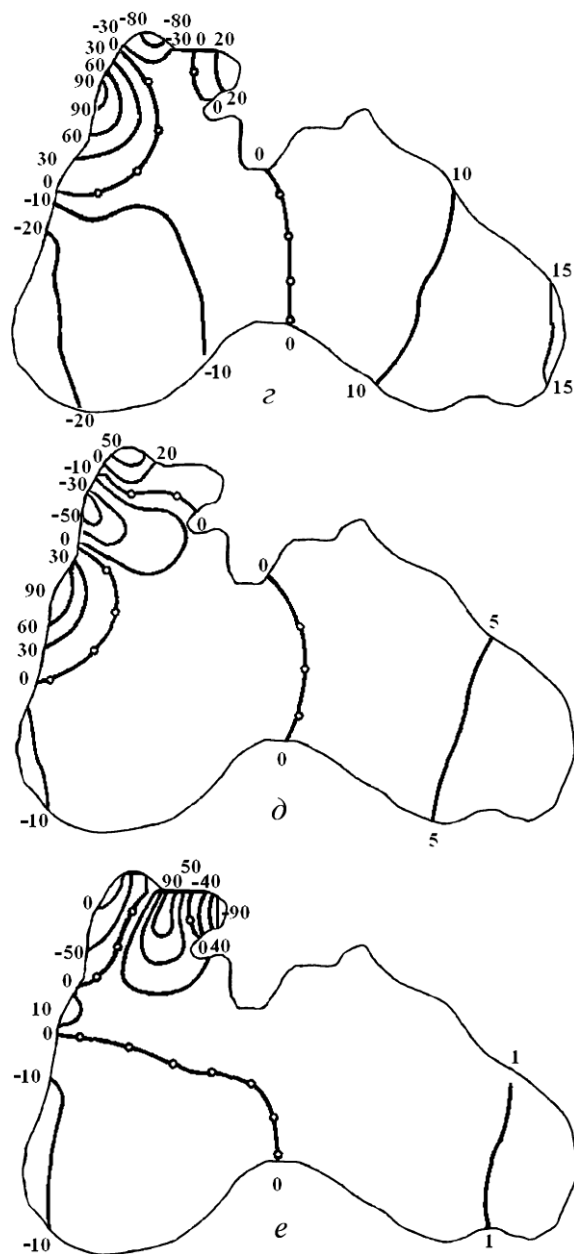


Рисунок 5.3.2 – Пространственная структура баротропных сейш Черного моря с периодами: *a* – 9.7 ч; *б* – 6.9 ч; *в* – 5.6 ч. Возмущения свободной поверхности указаны в относительных единицах.



Продолжение рис. 5.3.2 – Периоды: z – 4,6 ч; d – 4,2 ч; e – 3,8 ч.

Значительные градиенты существуют и в районе Одесского залива. В обоих этих районах амплитуды колебаний уровня в четыре раза больше, чем у восточных и западных берегов моря. У западного побережья форма изолиний отклонений уровенной поверхности соответствует форме рельефа дна.

Баротропная сейша с периодом 4.2 ч характерна только для северо-западной и западной частей моря (рис. 5.3.2, *д*); в восточной части она практически не проявляется (амплитуда колебаний здесь в 10 – 20 раз меньше, чем в других районах). Эта сейша имеет три узловые линии. Одна проходит от Крымского п-ова к берегам Турции, вторая проходит по границе шельфа у Румынского побережья, третья отделяет Каркинитский и Одесский заливы от остальной части моря. Наибольшие амплитуды колебаний уровня приурочены к западному и северо-западному побережьям моря. Здесь же отмечаются и максимальные градиенты уроченной поверхности.

Период 3.8 ч принадлежит двухузловой продольной сейше северо-западной части Черного моря (рис. 5.3.2, *е*). Небольшие колебания уровня с этим периодом отмечаются и у западного берега моря.

Баротропные сейши с периодами 2.9 и 2.7 ч имеют в глубоководных районах моря по две продольные узловые линии. Структура же их в северо-западной мелководной части Черного моря, как и последующих гармоник, довольно сложная и здесь не описывается.

Сейша с периодом 2.4 ч имеет три большие продольные узловые линии. На структуру этой сейши оказывает влияние шельф Южного берега Крыма. Отметим, что местоположение восточной и центральной узловых линий определяется формой бассейна, в то время как местоположение западной узловой линии – рельефом дна.

Характеристики собственных колебаний Черного моря, рассчитанные методом конечных элементов [Марамзин, 1985], приводимые также в [Симонов, Альтман и др., 1991], в целом отличаются от описанных выше. Из значений периодов десяти низших мод (см. табл. 5.1.2 – Марамзин, 1985) первые четыре достаточно близки к представленным на рис.5.3.2. Но пространственная структура сейш качественно подобна лишь для первой и третьей мод.

В работе [Stanev, Beckers, 1999b] выявлено меньшее число пиков на частотном спектре собственных колебаний бассейна, в частности, отсутствует период 9.7–9.8 ч., отмечаемый ранее во многих работах. Пространственная структура баротропных колебаний для приведенных в работе периодов качественно соответствует в [Архипкин, Иванов, Николаенко, 1989; Иванов В.А, Янковский, 1992; Demirov, 1994].

5.3.2 Длинноволновые движения

Основные типы длинных волн. Длинные волны – одна из главных причин изменчивости гидрофизических полей на мезомасштабном и синоптическом пространственно-временных масштабах. В рамках задачи Россби о приспособлении [Hsieh, Gill, 1984; Гилл, 1986] показано, что возмущенные поля давления и скорости во вращающейся жид-

кости достигают равновесного состояния в виде геострофического баланса, при этом процесс приспособления сопровождается переходом части энергии возмущений в энергию длинных волн различной природы. Таким образом, генерация, распространение и диссипация длинных волн – одно из ключевых свойств морской среды при реакции на внешние воздействия.

По характеру действия возвращающей силы принято выделять два основных типа длинных волн: гравитационные и градиентно-вихревые. Если для первых главным является действие силы тяжести, а вращение лишь видоизменяет их, то для волн второго типа вращение – необходимое условие существования.

Спектр длинных волн в замкнутых морях, к каким относится и Черное море, имеет некоторые особенности по сравнению со спектром длинных волн в открытом океане. Это связано, во-первых, с ограниченными размерами, бассейна и, во-вторых, с важностью процессов, обусловленных берегом. Эти два фактора приводят к следующим физическим последствиям: среди градиентно-вихревых волн преобладают волны, связанные с изменением топографии дна; поверхностные (баротропные) гравитационные волны представляют собой собственные колебания всего бассейна или его частей и существуют на дискретных частотах, в то время как спектр внутренних (бароклинных) гравитационных волн является непрерывным. Генерация длинных волн происходит преимущественно в области шельф – свал глубин, так как из-за присутствия боковой границы возмущения полей плотности и скорости в этих районах максимальны.

Основными видами длинноволновых движений являются волны Пуанкаре, Кельвина и шельфовые волны. Длинные гравитационные волны, модифицированные вращением, Земли, принято называть волнами Пуанкаре. Волна Кельвина представляет собой низшую моду волн Пуанкаре, для существования которой необходима граница (берег). Шельфовые волны возникают в результате процесса сохранения потенциальной завихренности при движении в условии резко меняющейся глубине, например, на континентальном склоне. Шельфовая волна, представляющая собой чередование зон циклонической и антициклонической завихренности, распространяется, оставляя берег справа (в Северном полушарии). Направление распространения волны Кельвина такое же, как и у шельфовых волн, волны Пуанкаре могут распространяться в любом направлении. На границе шельфовых районов волны Пуанкаре могут, как излучаться в открытое море, так и приходиться из открытой части, отражаться от кромки шельфа и изменять свои пространственные параметры.

Основные исследования длинноволновых движений в Черном море на основе теоретических оценок и численного моделирования

проводились в 1980–1990-х гг. [Блатов, Иванов В.А., 1983; Блатов и др., 1984; Баклановская и др., 1986; Иванов В.А. и др., 1989; Иванов В.А., Янковский, 1989, 1990, 1991, 1992; Иванов В.А., 1996]. Натурные наблюдения немногочисленны, что связано со спецификой измерений и анализа полученной информации.

Параметры длинных волн по данным наблюдений. Характеристики длинных волн оценивались с помощью пространственно-временного спектрального анализа, применяемого к данным измерений течений на АБС. Использовались четыре кластера из трех синхронно работающих АБС: две постановки, выполненные ЭОС «Фаддей Беллинсгаузен» в северо-западной части Черного моря в ноябре 1973 г. и в июле 1976 г. (в обоих случаях АБС располагались мористее кромки шельфа); одна постановка, выполненная НИС «Профессор Колесников» на шельфе Крымского п-ова у его южной оконечности в августе 1986 г.; одна постановка, выполненная по программе СКОИЧ в июле 1976 г. вблизи Анатолийского побережья у Синопского п-ова на больших глубинах.

Характер спектров в прибрежных районах моря (область шельф – склон) и по результатам численного моделирования, и по данным натурных измерений отличен от спектров открытого моря. Причина этих различий – существование на субинерционных частотах захваченных волн. Как следствие этого, вблизи берега энергия субинерционных движений превышает энергию колебаний на инерционной частоте иногда на один – два порядка, в то же время в открытом море спектральная плотность растет от низких частот до локальной инерционной и лишь, затем наблюдается спад энергии с возвышениями на энергонесущих частотах среднемасштабного диапазона.

В Черном море в общем случае на субинерционных частотах длинноволновые движения представлены захваченными берегом волнами. Однако результаты измерений на шельфе Крымского п-ова в августе 1986 г. позволили выделить волну, близкую по своим параметрам бароклинной волне Кельвина. Она имела период 25 ч, распространялась вдоль берега в общециклоническом направлении, ее длина составляла 20 км; при этом бароклинный радиус деформации в районе наблюдений не превышал 10 км (ширина шельфа около 20 км). Возможны различные механизмы генерации подобной волны, такие как суточные колебания ветра, хорошо выраженные в летний сезон или сложная конфигурация береговой линии и подводного рельефа вдоль ЮБК. В [Hsieh, Gill, 1984] описывается процесс генерации захваченной волны на субинерционной частоте в результате действия нелинейного механизма передачи энергии от падающей бароклинной волны Пуанкаре, при этом наиболее легко возбуждаются субгармонические волны, период которых в два раза больше, чем у падающих волн Пуан-

каре. Последний механизм вполне вероятен для условий данного эксперимента, так как в это же время наблюдались падающие бароклинные волны Пуанкаре с периодом 14 ч.

Бароклинные волны Пуанкаре были обнаружены во всех четырех использованных нами сериях наблюдений. Энергия этих волн, как правило, концентрировалась вблизи инерционной частоты, поскольку групповая скорость и, следовательно, скорость распространения энергии волн на этой частоте минимальны. Наиболее отчетливо бароклинные волны Пуанкаре были выражены во время постановок АБС в июле 1976 г. На рис. 5.3.3, *a* показаны оценки спектральной плотности право- и левовращающейся компонент колебаний скорости течений на горизонте 100 м. Из рис. 5.3.3, *a* видно, что колебания вблизи инерционной частоты проявляются в спектре правовращающейся компоненты и отсутствуют в спектре левовращающейся, что соответствует свойствам инерционных колебаний. В рассматриваемом случае измеритель течений находился ниже верхнего квазиоднородного слоя (ВКС) и, следовательно, наблюдаемые колебания не связаны с инерционными течениями в ВКС, вызываемыми локальным действием ветра. На рис. 5.3.3, *б* показан текущий спектр правовращающейся компоненты, из которого видно, что в начале наблюдений период колебаний составлял 14.2 ч, затем постепенно возрастал до инерционного. Длина наблюдаемых волн с периодом 16 ч составила 165 км, фазовая скорость – 10.3 км/ч, что соответствует результатам численного моделирования.

Результаты наблюдений в ноябре 1973 г. в целом аналогичны описанным выше. Пространственные спектры колебаний составляющих вектора скорости u и v на частотах 0.0625 цикл/ч ($T = 16$ ч) и 0.0781 цикл/ч ($T = 12.8$ ч) показаны на рис. 5.3.4 (горизонт 25 м, составляющая u) и рис. 5.3.5 (горизонт 100 м, составляющая v). Энергия колебаний с периодами 12.8 и 16 ч в целом сравнима.

В общем случае частицы в бароклиновой волне Пуанкаре движутся по эллиптическим орбитам, при этом, если частота волны $\omega \gg f$ (т.е. влияние вращения Земли пренебрежимо мало), то колебания переходят в возвратно-поступательные; наоборот, когда $\omega \rightarrow f$, то движение становится круговым. Следовательно, если волны Пуанкаре распространяются в направлении, близком к меридиональному, и их частота отличается от инерционной, то для их выделения лучше использовать составляющую скорости v . Максимум энергии колебаний составляющей v на горизонте 25 м приходится на период 16 ч, на горизонте 100 м – на период 12.8 ч.

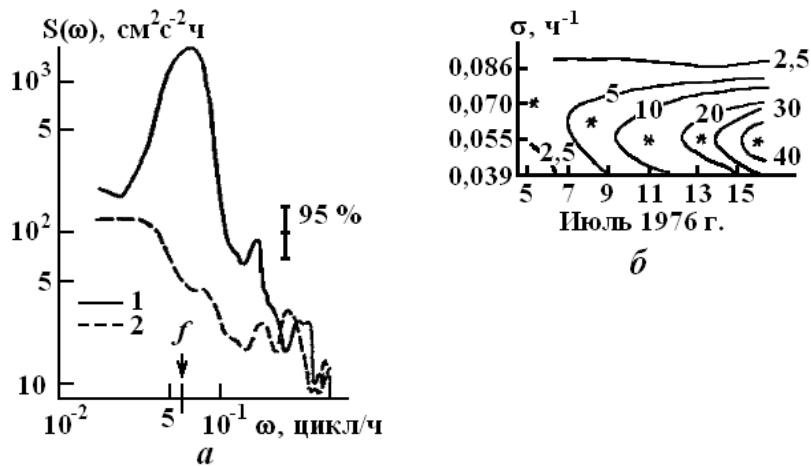


Рисунок 5.3.3 – Спектральные характеристики течений в северо-западной части Черного моря в июле 1976 г. на горизонте 100 м: *a* – оценка спектральной плотности (1 – П-компонента, 2 – Л-компонента); *б* – текущий спектр (П-компонента, звездочками обозначены максимумы спектральной плотности).

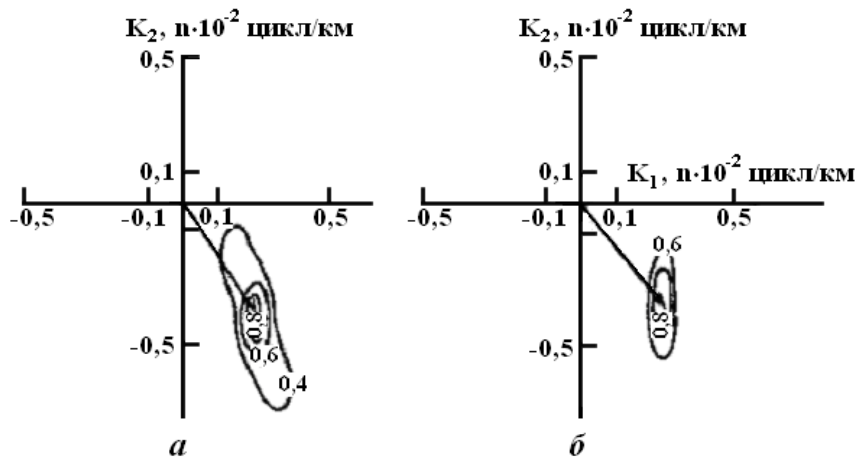


Рисунок 5.3.4 – Проекция пространственно-временного спектра на плоскость горизонтальных волновых чисел для составляющей скорости u на горизонте 25 м. Периоды: *a* – 16 ч ; *б* – 12.8 ч.

Эти различия объясняются следующим образом: в ВКС к колебаниям течений, вызванным распространением бароклинных волн Пуанкаре, добавляются инерционные течения, генерируемые локальным воздействием напряжения ветра. Поэтому максимум спектральной плотности колебаний течений в ВКС либо точно совпадает с инерционной частотой, либо располагается ближе к f по сравнению с колеба-

ниями в более глубоких слоях. Подробное обсуждение этого эффекта можно найти в работах [Killworth, 1989; Millot, Crepon, 1981]. На рис. 5.3.4, 5.3.5 отчетливо выражена дисперсия волн – более низкочастотным волнам соответствуют волновые векторы с меньшей длиной.

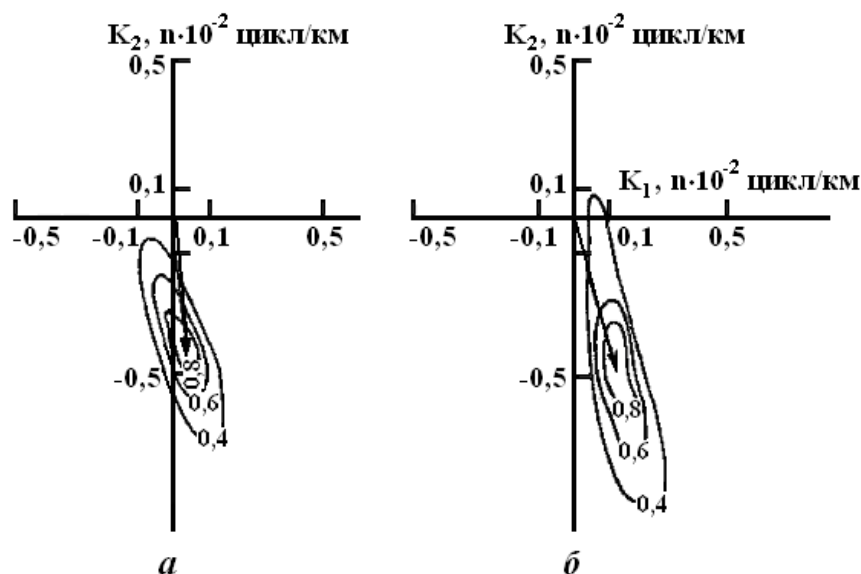


Рисунок 5.3.5 – Проекция пространственно-временного спектра на плоскость горизонтальных волновых чисел для составляющей скорости v на горизонте 100 м. Периоды: a – 16 ч ; b – 12,8 ч.

Измерения на шельфе Крыма (август 1986 г.) позволили выявить систему падающих (период 14 ч) и отраженных (период 16 ч) волн Пуанкаре (рис. 5.3.6). Длины волн составляли 25 – 30 км, что соответствовало глубинам в районе постановки АБС порядка 100 м. Энергия отраженной волны значительно ниже энергии падающей. По-видимому, отражение длинной волны от берега и привело к увеличению ее периода и длины, а также к уменьшению ее энергии [Ле Блон, Майсек, 1981].

В районе постановки АБС направление среднего течения не совпадало с ориентацией бровки шельфа (где происходит преимущественная генерация длинных волн). Пространственно-временной анализ показал, что бароклинные волны Пуанкаре с периодом 16 ч распространялись на северо-запад, их длина составляла 200 км. Поскольку волны распространялись по нормали к среднему течению (а не по нормали к изобатам), можно предположить, что источник их энергии – неустойчивость среднего (квазигеострофического) течения, переход которого к равновесному состоянию сопровождался излучением длинных волн.

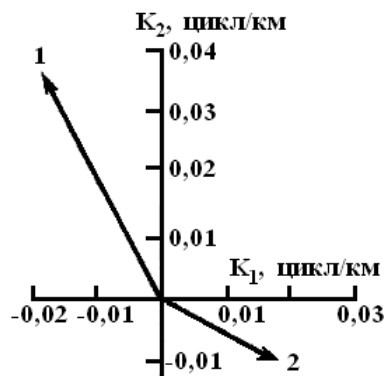


Рисунок 5.3.6 – Проекция пространственно-временного спектра на плоскость горизонтальных волновых чисел; составляющая скорости u , горизонт 40 м. 1 – период 14 ч, длина волны 15 км; 2 – период 16 ч, длина волны 30 км.

5.3.3 Инерционные движения

Инерционные движения – один из наиболее интенсивных видов мезомасштабной изменчивости в океанах и морях. В Черном море, благодаря малой величине приливов, в мезомасштабном диапазоне инерционные колебания обладают наибольшей интенсивностью. Под инерционными движениями понимают колебания с периодами, близкими к половине маятниковых суток T , $\tau = 12 / \sin \varphi$, где φ – широта места (для Черного моря 16.7–18.2 ч).

Инерционные движения могут быть разделены на три класса [Блатов, Иванов В.А., 1983; Блатов и др., 1984]: инерционные течения; вырожденные инерционно-гравитационные волны; топографические волны на частотах, близких к инерционной частоте.

Инерционные течения. Наиболее явным образом инерционные движения проявляются в течениях, где они определяются, как было показано К.Россби в 1930-х гг., балансом сил инерции и силы Кориолиса. Вызываются они, в основном, колебаниями скорости ветра и, соответственно, дрейфовых течений, а также неустойчивостью струйных течений. После прекращения действия вынуждающей силы, векторы течения, движущегося по инерции, постепенно поворачивают вправо, по часовой стрелке (в северном полушарии), совершая полный оборот за инерционный период с радиусом $r = V/2\omega \sin \varphi$, где V – скорость инерционного течения, ω – угловая скорость вращения Земли.

Для Черного моря характеристики инерционных течений по данным АБС рассматривались в [Филитов, 1968; Беляков, 1979; Блатов и

др., 1984; Богуславский и др., 1996; Иванов В.А., 1996]. Средние диаметры инерционных круговоротов составляют от 200 м на глубинах более 1000 м до 1.8 км в слое 0–200 м. Средняя орбитальная скорость течения и амплитуда колебаний составляющих u и v уменьшаются от 10 см/с (до 40 см/с) в поверхностном слое до 1 см/с на глубинах 1500 м. Продолжительность существования инерционных круговоротов в среднем 2 – 3 сут (до 8 сут). Наиболее отчетливо инерционные течения проявляются в центральной, глубоководной части моря – в области слабых течений, где они не искажаются другими процессами. Вклад инерционной компоненты в общую скорость течений максимален в слое основного пикноклина, где на нее приходится более половины суммарной скорости. Таким образом, инерционные течения являются одним из существенных источников энергии турбулентности.

В монографии [Блатов и др., 1984] приведены результаты наблюдений инерционных течений, вызванных гидродинамической неустойчивостью и меандрированием ОЧТ. При этом инерционные движения в поверхностном слое отсутствовали, а наблюдались в слое постоянного пикноклина и глубже, вплоть до 500 м. Масштаб вертикальной когерентности инерционных течений, вызванных «импульсным» усилением среднего течения, гораздо выше, чем в случае инерционных колебаний ветрового происхождения в поверхностном слое.

Наблюдаемые периоды инерционных течений почти всегда ниже теоретических периодов, что впервые было отмечено в [Беляков, 1979], в среднем это смещение периода составляет 0.5 ч [Богуславский и др., 1996; Морозов, 2001]. Вместе с тем, наблюдаются колебания с периодом, несколько превышающим инерционный [Морозов, 2001; Журбас и др., 2002, 2003], что объясняется в [Журбас и др., 2002] амплитудной модуляцией высокочастотных процессов низкочастотными.

Новым средством для изучения инерционных течений может служить новое поколение дрейфтеров, позволяющим производить учащенное и высокоточное определение координат. Как указывалось в [Журбас и др., 2003] недостаточная частота обсервации дрейфтеров приводит к заниженной оценке энергии инерционных движений. Известно, что наложение на общий поток инерционных колебаний приводит к образованию течения, описывающего петлеобразные траектории. Если использовать данные измерений течений на АБС в фиксированных точках, то такие траектории можно получить только путем построения прогрессивно-векторных диаграмм (годографов). Путь перемещения дрейфтера при частоте определения координат 30 мин. представляет собой петлеобразную траекторию в явном виде, рис.5.3.7.

В последнее время стало возможным определять характеристики инерционных течений по данным ADCP. В работе ([Джиганшин, Полонский, 2011], рис.7) для области ОЧТ у Южного берега Крыма при-

ведены годографы инерционных течений с амплитудами колебаний от 5 до 24 см/с.

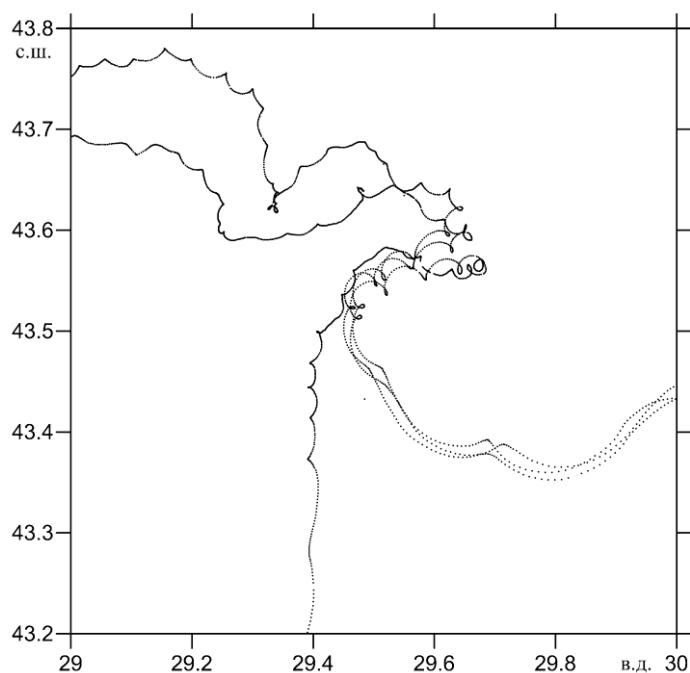


Рисунок 5.3.7 – Траектория дрейфтеров № 630380, 630390, 630410 в западной части Черного моря в августе 2009 г.

Инерционно-гравитационные волны. Вырожденные внутренние инерционно-гравитационные волны с практически вертикальным волновым вектором могут возбуждаться с одной стороны, явлениями резонансного воздействия ветра на толщу вод, с другой стороны, при резонансном взаимодействии внутренних волн. Под вырожденностью внутренних волн подразумевается то, что фактор вращения Земли вокруг своей оси становится определяющим, а плавучесть теряет свое значение.

В монографии [Блатов и др., 1984] приведены результаты наблюдений инерционных движений с вертикальной волновой структурой в районе Кавказского побережья. Инерционные движения наблюдались во всей толще вод до глубин 1000 м с двумя хорошо выраженными максимумами энергии – в сезонном термоклине и постоянном галоклине. На основе пространственно-временного спектрального анализа была выделена волновая структура в виде вертикальной стоячей волны с круговой поляризацией и высокой вертикальной когерентностью на инерционной частоте. Выделение волны, длиной 500–600 м,двигающейся вертикально сверху вниз, позволило связать воз-

буждение инерционных волн с ветровым резонансом толщи вод после прохождения холодного фронта с резким усилением ветра.

Одним из источников возбуждения волновых движений на близкой к инерционной частоте может служить апвеллинг в прибрежной зоне [Власенко и др., 1996].

Топографические волны. При определенных значениях уклона дна временной масштаб топографических волн может быть близок к локальному значению инерционного периода. Эти волны поляризованы в горизонтальной плоскости, для них характерна высокая когерентность по горизонтали, а в случае развития баротропных, а также низших мод бароклинных волн – и вертикальная когерентность.

В монографии [Блатов и др., 1984] приведены результаты наблюдений у Анатолийского побережья четко выраженной горизонтальной волновой структуры инерционных движений с пространственно-временными параметрами топографических волн. Вертикальный масштаб когерентности движений составил 1000 м, горизонтальный масштаб около 50 км, временной масштаб перемежаемости 2 – 4 сут. Основная причина генерации инерционных движений этого вида – ОЧТ, которое интенсивно меандрирует в районах с резкими изменениями глубин.

5.3.4 Короткопериодные внутренние волны

Высокочастотный диапазон мезомасштабной изменчивости – короткопериодные внутренние волны, включает в себя колебания на частотах, близких к частоте Брента-Вяйсяля в термоклине (или галоклине). Внутренние волны – один из важных физических процессов в морской среде: опрокидывание волн значительно увеличивает скорость диссипации турбулентной энергии и, соответственно, увеличивает вертикальный обмен веществом и энергией.

Для условий Черного моря временной масштаб короткопериодных внутренних волн составляет от 2 до 60 мин. Характерной особенностью распространения внутренних волн является чередование цугов относительно узкополосных квазисинусоидальных колебаний с участками более хаотических и менее интенсивных движений. Амплитуды волн по данным наблюдений составляют в среднем 0.2 – 0.3 м (до 1 м), максимум амплитуды колебаний расположен в постоянном пикноклине, диапазон длин волн 50 – 600 м.

Условия существования внутренних волн в основном определяются вертикальным профилем частоты Брента-Вяйсяля, т.е. плотностной устойчивостью вод. Значительная пространственно-временная изменчивость плотности воды и частоты плавучести (см. раздел 3.3, также [Иванов В.А., 1996; Букатов и др., 2009]) определяет разнообразие

характеристик внутренних волн в бассейне. В летний период значения частоты плавучести могут достигать в сезонном пикноклине 70 цикл/час при средних значениях 25 – 28 цикл/час (период волн около 2 мин), в постоянном пикноклине 8 – 12 цикл/час (5 – 8 мин). В нижней части постоянного пикноклина и в поверхностном слое моря в зимний период значения частоты Брента-Вяйсяля не превышают 2 – 3 цикл/час (период волн 20 – 30 мин).

В монографии [Блатов и др., 1984] отмечалось, что частотные спектры внутренних волн по данным наблюдений в Черном море ниже по уровню энергии, чем модельный спектр Гарретта-Манка. Дальнейшие исследования [Иванов В.А., 1996] показали, что это верно лишь для динамически спокойных районов моря, в прибрежных районах и в районах больших градиентов течений энергия внутренних волн значительно увеличивается, рис. 5.3.8.

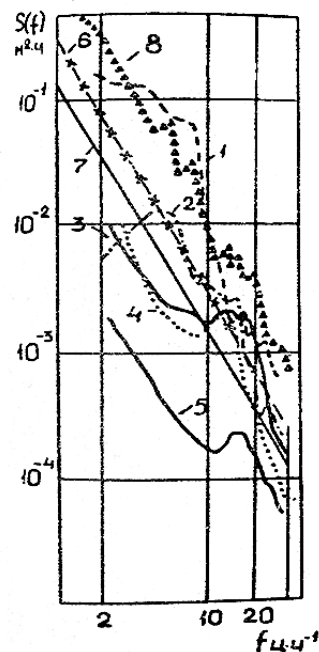


Рисунок 5.3.8 – Средние частотные спектры короткопериодных внутренних волн в различных частях Черного моря из [Иванов В.А., 1996]: 1 – шельф ЮБК во время сгона; 2 – шельф ЮБК во время нагона; 3 – средний для ЮБК; 4 – район ОЧТ; 5 – северо-западная часть моря; 6 – модельный спектр [Garrett, Munk, 1972]; 7 – модельный спектр [Сабинин, Шулепов, 1981]; 8 – болгарский шельф.

Характеристики внутренних волн в Черном море, особенности их распространения, причины их возникновения и трансформации на основе анализа данных наблюдений и математического моделирования подробно рассмотрены в работах [Блатов и др., 1984; Иванов В.А, Серебряный, 1985; Иванов В.А и др., 1987; Иванов В.А, 1996; Букатов и др., 1990, 2009; Власенко и др., 1996, 1997; Иванов В.А, Лисиченко, 2000, 2002]. На фоне преобладающего поля внутренних волн с небольшими амплитудами, в районах резких поднятий дна были выделены интенсивные, сильно нелинейные внутренние волны с высотой до 5 – 7 м, а иногда даже более 10 м [Иванов В.А и др., 1987; Власенко и др., 1997; Христофоров, Запезалов, 2002; Иванов В.А, Лисиченко, 2002; Лисиченко, 2005].

Кроме контактных методов измерений, характеристики внутренних волн, в достаточно редких случаях, можно определить по данным спутникового радиолокационного зондирования. Проявления на поверхности Черного моря внутренних волн в летнее время описаны в [Лаврова и др., 2008, 2009; Митягина, Лаврова, 2010]. Внутренние волны проявляются в виде изолированных цугов, содержащих до 20 волн, длины волн от 100 до 500 м. Длина фронта ведущей волны составляет 7 – 18 км, ширина пакетов, в зависимости от количества волн в цуге варьирует от 850 м до 3.5 км. Все зарегистрированные поверхностные проявления внутренних волн были локализованы вблизи границ вихрей или гидрологических фронтов, что свидетельствует о генерации волн нестационарными фронтами. Большинство случаев проявления волн совпадало с наличием резкого и неглубокого пикноклина, что благоприятствует развитию сильных орбитальных течений в приповерхностном слое, модуляции спектра ветрового волнения и проявлению внутренних волн на поверхности моря. Роль рельефа термоклина, как главного фактора, обуславливающего особенности возникновения и распространения внутренних волн во фронтальных зонах бесприливных морей, рассматривался ранее в [Сабинин и др., 1982; Goryachkin et al., 1990].

Список литературы

Абрамов А.А., Блатов А.С., Ульянова В.И. Баротропно-бароклидная неустойчивость основного черноморского потока и вихреобразование в Черном море // Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана. – 1981. – Т. 17., № 9. – С. 974–981.

Авдеев А.И., Белокопытов В.Н. Морфометрические характеристики и расчлененность рельефа дна северной части Черного моря // Морской гидрофизический журнал. – 2011. – № 4 – С. 43 – 63.

Алексеев Д.В., Дымова О.А., Миклашевская Н.А., Черкесов Л.В. Исследование баротропных и бароклинных сейш в ограниченных морских бассейнах // Морской гидрофизический журнал. – 2004. – № 3. – С. 3 – 16.

Альтман Э.Н., Кумыш Н.И. Многолетняя внутригодовая изменчивость баланса пресных вод Черного моря // Тр. ГОИН. – 1984. – Вып. 176. – С.3-18.

Альтман Э.Н. Балансовая оценка водообмена через черноморские проливы // Тр. ГОИН. – 1987. – Вып. 180. – С. 3 – 20.

Альтман Э.Н., Гертман И.Ф., Голубева З.А. Климатические поля солености и температуры воды Черного моря. – Севастополь: СО ГОИН, 1987. – 107 с.

Альтман Э.Н., Матушевский Г.В. (ред.) Типовые поля ветра и волнения Черного моря. – Севастополь: СО ГОИН, 1987. – 115 с.

Андросович А.И., Михайлова Э.Н., Шапиро Н.Б. Численная модель и расчеты циркуляции вод северо-западной части Черного моря // Морской гидрофизический журнал. – 1994. – № 5. – С. 28 – 42.

Артамонов Ю.В., Скрипалева Е.А., Бабий М.В. Сезонная изменчивость температурных фронтов на поверхности Черного моря по спутниковым данным // Системы контроля окружающей среды. – Севастополь: МГИ НАНУ. – 2005. – С. 234–236.

Архангельский А.Д., Страхов Н.М. Геологическое строение и история развития Черного моря.– М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1938.– 149 с.

Архипкин В.С., Иванов В.А., Николаенко Е.Г. Моделирование баротропных сейш в южных морях // Моделирование гидрофизических процессов и полей в замкнутых водоемах и морях. – М.: Наука, 1989. – С.104–117.

Архипкин В.С., Бережной В.Ю. Стерические колебания уровня Черного моря // Океанология. – 1995. – Т. 35, № 6. – С. 809–816.

Архипкин В.С., Добролюбов С.А. Океанология. Физические свойства морской воды: Учебное пособие. – М.: МАКС Пресс, 2005. – 216 с.

Бабий М.В., Букатов А.Е., Станичный С.В. Атлас температуры поверхности Черного моря по спутниковым данным 1986–2002. – Севастополь: МГИ НАН Украины, 2005. – 265 с.

Баклановская В.Ф., Блатов А.С., Кондрин А.Т., Чечель И.И. Результаты численного моделирования поверхностных и внутренних колебаний в Черном море // Метеорология и гидрология. – 1986. – № 6. – С.74–81.

Барышевская Г.И. Вертикальные перемещения водных масс в Черном море // Сборник работ БГМО ЧАМ. – 1967. – № 5. – С. 3–18.

Белокопытов В.Н., Кудрявцева Г.Ф., Липченко М.М. Атмосферное давление и ветер над Черным морем (1961-1990 гг.) // Тр. УкрНИГМИ – 1998. –

Вып.246. – С.174–181.

Белокопытов В.Н. Сезонная изменчивость термохалинной и гидролого-акустической структуры вод Черного моря // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексные исследования ресурсов шельфа. – Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика. – 2003. – Вып. 8. – С. 12–22.

Белокопытов В.Н. Термохалинная и гидролого-акустическая структура вод Черного моря: Автореф. дис. канд. геогр. наук: 11.00.08 / МГИ НАНУ – Севастополь, 2004. – 24 с.

Белокопытов В.Н., Саркисов А.А., Щуров С.В. Течения прибрежной зоны на участке Крымского полуострова от мыса Сарыч до поселка Качивели // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексные исследования ресурсов шельфа. – Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика. – 2003. – Вып. 8. – С. 64–68.

Белокопытов В.Н., Шокурова И.Г. Оценки междесятилетней изменчивости температуры и солености в Черном море в период 1951 – 1995 гг. // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексные исследования ресурсов шельфа. – Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика. – 2005. – Вып. 12. – С.12–21.

Белокопытов В.Н. Межгодовая изменчивость обновления вод холодного промежуточного слоя в последние десятилетия // Морской гидрофизический журнал. – 2010. – № 5. – С. 33 – 41.

Беляков Ю.М. Особенности нестационарных течений в открытой части моря // Комплексные океанографические исследования Черного моря. – Севастополь: МГИ АН УССР, 1979. – С.34 – 42.

Беляков Ю.М., Букатов А.Е., Пухтяр Л.Д. Оценка характеристик внутренних волн на близком к инерционному периоду // Процессы формирования и внутригодовой изменчивости гидрофизических и гидрохимических полей Черного моря. – Севастополь: МГИ АН УССР. – 1988. – С. 60–65.

Беренбейм Д.Я. Обратимое круговое течение // Природа. – 1964. – №2.

Бибик В.А. Особенности динамики вод юго-восточной части Черного моря и распределение океанографических элементов // Труды АзЧерНИРО. – 1964. – Вып.23. – С.23–31.

Блатов А.С., Иванов В.А. О вихреобразовании в Черном море // Комплексные океанографические исследования Черного моря. – Севастополь: МГИ АН УССР, 1979. – С.43–51.

Блатов А.С., Расулов М.А., Чечель И.И. Исследование циркуляции вод северо-западной части Черного моря при антропогенном воздействии на речной сток // Водные ресурсы. – 1983. – № 4. – С.425 – 437.

Блатов А.С., Косарев А.Н., Тужилкин В.С. Изменчивость гидрологической структуры вод Черного моря и ее связь с внешними факторами // Водные ресурсы. – 1980. – №6. – С. 71 – 82.

Блатов А.С., Иванов В.А. Пространственно-временная структура внутренних инерционно-гравитационных и топографических волн на частотах, близких к инерционной частоте // Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана. – 1983. – 19, № 8. – С.856–864.

Блатов А.С., Булгаков Н.П., Иванов В.А. и др. Изменчивость гидрофизических полей Черного моря.– Л.: Гидрометеиздат, 1984. – 239 с.

Блатов А.С., Иванов В.А. Гидрология и гидродинамика шельфовой зоны Черного моря.– К.: Наукова думка, 1992. – 242 с.

Блатов А.С., Косарев А.Н., Русинов В.М., Станев Е.В. Сезонные особенности и энергетика циркуляции вод Черного моря по данным численных экспериментов // Моделирование гидрофизических процессов и полей в замкнутых водоемах и морях – М. Наука, 1989. – С.64–70.

Блинков В.А., Дулов В.А., Станичный С.В. Грибовидные течения под свалом глубин северо-западной части Черного моря: дистанционные и контактные измерения // Системы контроля окружающей среды.– Севастополь, 2002.– С.406–412.

Блинков В.А. Результаты наблюдений пространственной структуры гидрофизических полей верхнего слоя Черного моря в мезомасштабном диапазоне // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа.– Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика. – 2005.– Вып. 12.– С.76–84.

Богатко О.Н., Богуславский С.Г., Беляков Ю.М., Иванов Р.И. Поверхностные течения Черного моря // Комплексные океанографические исследования Черного моря. – Севастополь: МГИ АН УССР, 1979. – С.25 – 33.

Богданова А.К. Распределение средиземноморских вод в Черном море // Океанология. – 1961. – Т.1, №.6. – С.983 – 991.

Богданова А.К. Гидрология Босфора и прибосфорского района Черного моря // Водообмен через Босфор и его влияние на гидрологию и биологию Черного моря. – К.: Наукова думка, 1969 – С. 5–121.

Богданова А.К. Сезонные и межгодовые колебания водообмена через Босфор // Биология моря. – 1972. – Вып. 27. – С. 41 – 54.

Богуславский С.Г., Саркисян А.С., Джиоев Т.В., Ковешников Л.А. Анализ расчета течений Черного моря // Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана. – 1976. – Т. 12, № 3. – С. 337 – 340.

Богуславский С.Г., Березовский А.А., Беляков Ю.М., Ковешников Л.А. Вопросы гидрологии Черного моря // Комплексные океанографические исследования Черного моря. – Киев: Наукова думка, 1980. – С.136–162.

Богуславский С.Г., Жоров В.А., Еремеев В.Н. и др. Атлас температурного поля Черного моря – Севастополь–Киев: МГИ АН УССР, 1984. – 87 с.

Богуславский С.Г., Иващенко И.К. Вертикальная мезоструктура глубинных вод Черного моря // Морской гидрофизический журнал. – 1989. – №5. – С. 25–32.

Богуславский С.Г., Иванов В.А., Янковский А.Е. Особенности режима основного черноморского течения у берегов Крыма // Морской гидрофизический журнал. – 1995. – № 3. - С. 36 – 45.

Богуславский С.Г., Иванов В.А., Янковский А.Е. Особенности инерционных течений Черного моря // Морской гидрофизический журнал. – 1996. – № 3. – С. 58 – 68.

Богуславский С.Г., Букатов А.Е., Казаков С.И. Особенности поля скорости и вертикального обмена в Черном море // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа.– Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика. – 2001.– Вып. 3.– С.62-71.

Большаков В.С. Трансформация речных вод в Черном море – Киев:

Наук.думка, 1970 –328 с.

Бочарова Т.Ю., Лаврова О.Ю. Наблюдение атмосферных и океанических вихревых структур в прибрежной зоне Черного моря с помощью спутниковой радиолокации // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. – М.: Полиграф-сервис. – 2004. – С. 104–114.

Брянцев В.А., Фащук Д.Я., Финкельштейн М.С. Признаки трендовых изменений гидроструктуры Черного моря // Изменения экосистемы Черного моря: естественные и антропогенные факторы – М.: Наука, 1991. – С. 89–93.

Брянцев В.А., Фащук Д.Я., Айзатуллин Т.А. и др. Динамика верхней границы сероводородной зоны Черного моря: анализ натурных наблюдений и результатов моделирования // Океанология. – 1993. – Т.33, № 6. – С. 801 – 807.

Будыко М.И. (ред.) Атлас теплового баланса земного шара – М.: Изд. Междувед. геофиз. Комитета, 1963.

Букатов А.Е., Черкесов Л.В. Волны в неоднородном море. – Киев: Наук. думка, 1983. – 224 с.

Букатов А.Е., Перов Л.М., Соловей Н.М. Свободные внутренние волны в глубоководной зоне Черного моря // Комплексные океанографические исследования Черного моря (гидрология., гидрофизика, гидрохимия) – Севастополь: МГИ АН УССР, 1990. – С. 44-51.

Букатов А.Е., Бабий М.В., Белокопытов В.Н., Моисеева Е.А. Изменчивость пространственного распределения частоты плавучести и характеристик внутренних волн в Черном море // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексные исследования ресурсов шельфа. – Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика. – 2009. – Вып. 18. – С. 130–140

Булгаков С.Н., Коротаев Г.К. Возможный механизм стационарной циркуляции вод Черного моря // Комплексные исследования Черного моря.— Севастополь: МГИ АН УССР, 1984.— С. 32–40.

Булгаков С.Н., Коротаев Г.К. Роль халинных факторов в формировании циркуляции вод Черного моря // Моделирование гидрофизических процессов и полей в замкнутых водоемах и морях – М. Наука, 1989. – С.71–78.

Булгаков С.Н., Коротаев Г.К., Уайтхед Дж.А. Роль потоков плавучести в формировании крупномасштабной циркуляции и стратификации вод моря. Части 1, 2 // Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана. – 1996. – Т. 32, № 4. – С. 548 – 564.

Булгаков С.Н., Кушнир В.М. Особенности поля течений в северо-западной части Черного моря // Морской гидрофизический журнал. – 1996. – № 5. – С. 66 – 78.

Виноградов К.А., Розенгурт М.Ш., Толмазин Д.М. Атлас гидрологических характеристик северо-западной части Черного моря (в рыбопромысловых целях). – Киев: Наукова думка, 1966. – 94 с.

Владимирцев Ю.А. О придонной конвекции в Черном море // Изв. АН СССР, Сер. геофиз. – 1962. – №7.

Владимирцев Ю.А. К вопросу о глубинной циркуляции в Черном море // Океанология. – 1964. – Т.4, № 6. – С.1013–1019.

Власенко В.И., Иванов В.А., Красин И.Г., Лисиченок А.Д. Интенсивные внутренние волны в шельфовой зоне Крыма // Морской гидрофизический

журнал. – 1996. – № 5. – С. 37–50.

Власенко В.И., Иванов В.А., Стацук Н.М. Генерация квазиинерционных колебаний при апвеллинге у южного берега Крыма // *Океанология.* – 1996. – Т. 36. № 1 – С. 43–51.

Власенко В.И., Иванов В.А., Красин И.Г., Лисиченок А.Д. Генерация интенсивных короткопериодных внутренних волн в шельфовой зоне Крыма во время протекания прибрежного апвеллинга // *Морской гидрофизический журнал.* – 1997. – № 3. – С. 3–16.

Водяницкий В.А. Основной водообмен и история формирования солености Черного моря // *Труды Севастопольской биологической станции.* – 1948. – Т.6. – С.386–432.

Водяницкий В.А. Допустим ли сброс отходов атомного производства в Черное море? // *Природа.* – 1958. – №2. – С.45 – 50.

Волков И.И., Скурта А.Ю., Маккавеев П.Н., Демидова Т.П. и др. О гидрофизической и гидрохимической однородности глубинных вод Черного моря // *Комплексные исследования северо-восточной части Черного моря /* Под ред. Зацепина А.Г., Флинта М.В. – М: Наука, 2002. – С.161–169.

Гамсахурдия Г.Р., Саркисян А.С. Диагностические расчеты скоростей течений на 11 горизонтах для Черного моря // *Океанология.* – 1975. – Т.15, №2 – С.239 – 244.

Георгиев Ю.С. О динамике холодного промежуточного слоя в Черном море // *Океанографические исследования Черного моря.* – Киев: Наук. думка, 1967.– С.105–113.

Георгиев Ю.С. Об адвективной природе холодного промежуточного слоя Черного моря // *Биология моря.*– 1972.– Вып. 27.– С.81-88.

Герман В.Х. Спектральный анализ колебаний уровня Азовского, Черного и Каспийского морей в диапазоне от одного цикла за несколько часов до одного цикла за несколько суток // *Тр. ГОИН.* – 1970. – Вып.103. – С. 52–73.

Гертман И.Ф. Статистический термохалинный анализ вод Черного моря в сезонном развитии // *Тр. ГОИН.* – 1987. – Вып.180. – С.45–58.

Гертман И.Ф. Термохалинная структура вод моря // *Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР /* Под ред. Симонова А.И., Альтмана Э.Н. – С.Пб: Гидрометеоздат, 1991. – Т. 4: Черное море, вып.1. Гидрометеорологические условия. – С.146–195.

Гилл А.Е. Динамика атмосферы и океана. – М.: Мир, 1986. – Ч.1. – 397 с.; Ч.2. – 415 с.

Гинзбург А.И. Процессы горизонтального водообмена в приповерхностном слое Черного моря // *Иssl. Земли из космоса.* – 1994. – № 2. – С. 75–83.

Гинзбург А.И. О нестационарных струйных течениях в юго-западной части Черного моря // *Иssl. Земли из космоса.* – 1995. – № 4. – С. 10–16.

Гинзбург А.И. Горизонтальный водообмен в подповерхностном слое Черного моря // *Иssl. Земли из космоса.* – 1995. – № 12. – С. 236–248.

Гинзбург А.И., Костяной А.Г., Соловьев Д.М., Станичный С.В. Эволюция антициклонических вихрей в северо-западной части Черного моря // *Иssl. Земли из космоса.* – 1996. – № 4. – С. 67–76.

Гинзбург А.И., Костяной А.Г., Соловьев Д.М., Станичный С.В. Прибрежный апвеллинг в северо-западной части Черного моря // Иссл. Земли из космоса. – 1997. – № 6. – С. 61–72.

Гинзбург А.И., Контарь Е.А., Костяной А.Г., Кривошея В.Г., Соловьев Д.М., Станичный С.В., Лаптев С.Ю. Система синоптических вихрей над свалом глубин в северо-западной части Черного моря летом 1993 г. (спутниковая и судовая информация) // Океанология. – 1998. – Т. 38, № 1. – С. 56–63.

Гинзбург А.И., Костяной А.Г., Соловьев Д.М., Станичный С.В. Циклонические вихри апвеллингового происхождения у юго-западной оконечности Крыма // Иссл. Земли из космоса. – 1998. – № 3. – С. 83–88.

Гинзбург А.И., Костяной А.Г., Соловьев Д.М., Станичный С.В. Изменчивость вихревой картины в юго-восточной части Черного моря // Иссл. Земли из космоса. – 1998. – № 6. – С. 3–15.

Гинзбург А.И., Костяной А.Г., Соловьев Д.М., Станичный С.В. Эволюция вихрей и струй в северо-восточной части Черного моря осенью 1997 г. (спутниковые наблюдения) // Иссл. Земли из космоса. – 2000. – № 1. – С. 3–14.

Гинзбург А.И., Костяной А.Г., Кривошея В.Г., Незлин Н.П., Соловьев Д.М., Станичный С.В., Якубенко В.Г. Особенности динамики вод и распределения хлорофилла «а» в северо-восточной части Черного моря осенью 1997 г. // Океанология. – 2000. – Т. 40, № 3. – С. 344–356.

Гинзбург А.И., Костяной А.Г., Незлин Н.П., Соловьев Д.М., Станичная Р.Р., Станичный С.В. Антициклонические вихри над северо-западным материковым склоном Черного моря и их роль в переносе богатых хлорофиллом шельфовых вод в глубоководный бассейн // Иссл. Земли из космоса. – 2000. – № 3. – С. 71–81.

Гинзбург А.И., Зацепин А.Г., Костяной А.Г., Кривошея В.Г., Скирта А.Ю., Соловьев Д.М., Станичный С.В., Шеремет Н.А., Шиганова Т.А., Якубенко В.Г., Грегуйре М. Антициклонические вихри в глубинной восточной части Черного моря летом-осенью 1999 г. (спутниковые и судовые наблюдения) // Иссл. Земли из космоса. – 2001. – № 5. – С. 3–11.

Гинзбург А.И., Зацепин А.Г., Костяной А.Г., Кривошея В.Г., Скирта А.Ю., Соловьев Д.М., Станичный С.В., Якубенко В.Г. Отделение прибрежных антициклонических вихрей от кавказского берега и их трансформация в вихри открытого моря // Комплексные исследования северо-восточной части Черного моря / Ред. А.Г. Зацепин, М.В. Флинт. – М.: Наука, 2002. – С. 82–91.

Гинзбург А.И., Костяной А.Г., Шеремет Н.А. Мезомасштабная изменчивость Черного моря по альтиметрическим данным TOPEX/Poseidon и ERS-2. // Иссл. Земли из космоса. – 2003. – № 3. – С. 34–46.

Глазков В.В. Объемный статистический T,S-анализ водных масс Черного моря // Океанология. – 1979. – Т. 10, № 6. – С. 958 – 962.

Голубев Ю.Н., Тужилкин В.С. Кинематика и структура вод антициклонического вихревого образования в центральной части Черного моря. // Океанология. – 1990. – Т. 30, № 4. – С. 575–581.

Голубев Ю.Н., Тужилкин В.С. Динамика и энергетика антициклонического вихревого образования в центральной части Черного моря летом 1984г. // Океанология. – 1992. – Т. 32, № 3. – С. 428–435.

Голубев Ю.Н., Куфтарков А.Ю., Голубева З.А. Сезонные поля тангенциального напряжения ветра над Черным морем // Морской гидрофизический журнал. – 1992. – № 4. – С. 65–74.

Голубев Ю.Н., Куфтарков А.Ю. О потоке импульса воздух-вода над акваторией Черного моря // Метеорология и гидрология. – 1993. – № 3. – С. 92–97.

Голубева З.А. Изменчивость теплового баланса на поверхности Черного моря // Тр.ГОИН. – 1987. – Вып.180. – С.21–32.

Гончаров В.П., Емельянов А.П., Михайлов О.В. Площади и объемы Средиземного и Черного морей // Океанология. – 1965. – Т. 5, № 6. – С. 987–992.

Гончаров В.П. Строение западной части Черноморской впадины // М.: Наука, 1972. – С.7 – 48.

Гончаров В.П., Непрочнов Ю.П., Непрочнова И.А. Рельеф дна и глубинное строение Черноморской впадины. – М: Наука, 1978. – 160 с.

Горячкин Ю.Н., Иванов В.А. Современные изменения уровня Черного моря // Водные ресурсы. – 1996. – № 2. – С. 246–248.

Горячкин Ю.Н., Иванов В.А., Степанянц Ю.А. Колебания уровня в северной части побережья Черного моря // Морской гидрофизический журнал. – 1998. – №2. – С.23–29.

Горячкин Ю.Н., Иванов В.А. Гидрометеорологический режим южного побережья Черного моря – Севастополь: 1999 – 45 с. (Препр. / ЭКОСИ-Гидрофизика)

Горячкин Ю.Н., Липченко М.М. О количестве атмосферных осадков, выпадающих на поверхность Черного моря // Тр. УкрНИГМИ. – 2000. – Вып.248. – С.221–227.

Горячкин Ю.Н., Иванов В.А. Вклад баланса пресных вод и его компонентов в изменения уровня Черного моря // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексные исследования ресурсов шельфа – Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика. – 2001. – Вып.2. – С. 101-113.

Горячкин Ю.Н., Лемешко Е.М., Иванов В.А. Использование альтиметрических данных для изучения внутрисезонных и межгодовых колебаний уровня Черного моря // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексные исследования ресурсов шельфа – Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика. – 2001. – Вып.2. – С. 262-269.

Горячкин Ю.Н., Иванов В.А., Лемешко Е.М. Изменчивость уровня в системе Черное-Мраморное-Эгейское моря // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексные исследования ресурсов шельфа – Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика. – 2003. – Вып. 9. – С. 6–12.

Горячкин Ю.Н., Кондратьев С.И., Ляшенко С.В. Особенности пространственного распределения гидрологических и гидрохимических характеристик в Феодосийском заливе в августе 2002 г. // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексные исследования ресурсов шельфа – Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика. – 2004. – Вып. 10 – С. 58–69.

Горячкин Ю.Н., Иванов В.А. Изменчивость солености поверхностных вод в прибрежной зоне Южного берега Крыма // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексные исследования ресурсов шельфа – Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика. – 2005. – Вып. 12. – С. 22 – 28.

Горячкин Ю.Н., Иванов В.А. Уровень Черного моря: прошлое, настоящее, будущее. – Севастополь: МГИ НАН Украины, 2006. – 210 с.

Горячкин Ю.Н. Придонные течения в Каламитском заливе // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексные исследования ресурсов шельфа – Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика. – 2008. – Вып. 17. – С. 258 – 264.

Григорьев А.В., Иванов В.А., Капустина Н.А. Корреляционная структура термохалинных полей Черного моря в летний сезон // Океанология. – 1996. – Т. 36, № 3. – С. 364–369.

Григорьев А.В., Петренко Л.А. Черное море как фактор влияния на атмосферные процессы в регионе // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексные исследования ресурсов шельфа – Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика. – 1999. – С. 17-26.

Григорьев А.В., Иванов В.А., Кубряков А.И., Шапиро Н.Б. Антициклонический вихрь рингового типа на свале глубин северо-западной части Черного моря // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. – Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика. – 2001.– Вып. 3.– С.57-61.

Гришин Г.А., Иванчик М.В., Ильин Ю.П. и др. Дистанционный мониторинг Черного моря в экспериментальном режиме. – Севастополь, 1988 – 54 с. (Препр. /МГИ АН УССР)

Гришин Г.А., Еремеев В.Н., Мотыжев С.В. О гравитационной неустойчивости Основного черноморского течения. // Докл АН СССР. – 1989. – Т.306, № 2. – С. 466 – 471.

Гришин Г.А., Макеев И.Г., Мотыжев С.В. Наблюдения циркуляции в западной части Черного моря дистанционными методами // Морской гидрофизический журнал. – 1990. – № 2. – С. 54–62.

Демин Ю.Л., Трухчев Д.И. Численное моделирование течений близ западного побережья Черного моря // Метеорология и гидрология. – 1982. – № 2. – С.54–61.

Демин Ю.Л., Трухчев Д.И. О вихревой структуре течений в западной части Черного моря // Морской гидрофизический журнал. – 1987. – № 3. – С. 40–44.

Демьшев С.Г., Кныш В.В., Коротаев Г.К. Численное моделирование сезонной изменчивости гидрофизических полей Черного моря // Морской гидрофизический журнал. – 2002. – №3. – С. 12 – 27.

Демьшев С.Г., Кныш В.В., Инюшина Н.В. Сезонная изменчивость и трансформация с глубиной климатических горизонтальных течений Черного моря по результатам ассимиляции в модели новых климатических данных температуры и солёности // Морской гидрофизический журнал. – 2005. – № 6. – С. 28 – 45.

Демьшев С.Г., Кныш В.В., Коротаев Г.К. Результаты расчета адаптированных полей Черного моря на основе ассимиляции в модели данных по климатической температуре и солёности // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. – 2006. – Т.42, № 4. – С. 604– 617.

Демьшев С.Г., Иванов В.А., Маркова Н.В., Черкесов Л.В. Построение поля течений в Черном море на основе вихреразрешающей модели с ассими-

ляцией климатических полей температуры и солености // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексные исследования ресурсов шельфа – Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика. – 2007. – Вып. 15. – С. 215 – 226.

Демьшев С.Г. Численный прогностический расчет течений в Черном море с высоким горизонтальным разрешением // Морской гидрофизический журнал. – 2011. – № 1. – С. 36 – 47.

Джаошвили Ш. Реки Черного моря. – Европейское агенство по охране окружающей среды, Технический отчет № 71, 2003 – 58 с.

Джиганшин Г.Ф., Ханайченко Л.П., Хлыстов Н.З. О вертикальных движениях вод Черного моря // Морские гидрофизические исследования. – 1976. – № 1. – С.66–79.

Джиганшин Г.Ф., Полонский А.Б. Кинематическая структура и мезомасштабная изменчивость Основного Черноморского течения вблизи побережья Крыма (по данным инструментальных измерений в сентябре 2008 г.) // Морской гидрофизический журнал. – 2011. – № 1. – С. 25 – 35.

Джиоев Т.З., Саркисян А.С. Прогностические расчеты течений в Черном море // Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана. – 1976. – Т. 12, № 2. – С. 217–223.

Добржанская М.А. Характер вертикального распределения кислорода в зависимости от времени года в верхней 100-метровой толще центральной части Черного моря // Тр. Севастоп. Биологич. ст. – 1959. – Т.11.

Добровольский А.Д., Залогин Б.С. Моря СССР. – М: Изд -во МГУ, 1982. – 192 с.

Добровольский А.Д., Залогин Б.С. Региональная океанология. – М: Изд -во МГУ, 1992. – 224с.

Дорофеев В.Л. Влияние стока рек на формирование уровня замкнутого моря // Морской гидрофизический журнал.– 1999.– № 2.– С.18-29.

Дорофеев В.Л., Демьшев С.Г., Кортаев Г.К. Баротропный отклик Черного моря на водообмен через боковые границы и поверхность // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа.– Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2001.– № 3.– С.150-158.

Доценко С.А. Сезонная изменчивость основных гидрологических параметров в Одесском регионе северо-западной части Черного моря // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексные исследования ресурсов шельфа – Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика. – 2002. – Вып. 6. – С. 47 – 57.

Доценко С.Ф. Аномальная дисперсия внутренних волн в Черном море // Комплексные океанографические исследования Черного моря. – Севастополь, МГИ АН УССР, 1990. – С.52–57.

Доценко С.Ф., Миклашевская Н.А. Генерация сейш при перемещении барических образований // Морской гидрофизический журнал. – 2007. – № 6. – С. 3 – 15.

Доценко С.Ф., Миклашевская Н.А. Генерация сейш в ограниченных бассейнах перемещающимися барическими фронтами // Морской гидрофизический журнал. – 2008. – № 2. – С. 3 – 18.

Доценко С.Ф., Миклашевская Н.А. Генерация поверхностных и внутренних волн в ограниченном бассейне перемещающимся барическим фронтом // Морской гидрофизический журнал. – 2009. – № 3. – С. 3 – 18.

Доценко С.Ф., Миклашевская Н.А. Бароклинные сейши во вращающихся бассейнах переменной глубины в случае двухслойной плотностной стратификации // Морской гидрофизический журнал. – 2010. – № 3. – С. 3 – 14.

Дроздов О.А., Васильева В.А., Кобышева Н.В. и др. Климатология. –Л.: Гидрометеиздат, 1989. – 568 с.

Евсюков Ю. Д., Жигунов А.С., Москаленко В.Н. и др. Особенности строения подводной долины Сакарья (юго-западная часть Черного моря) // Бюл. Моск. о-ва испытателей природы. Отд. геологич. – 1986. – Т. 61. №. 1. – С. 25 – 30.

Евсюков Ю. Д., Кара В. И. Геоморфология каньона Кызыл-Ирмак (Черное море) // Геол. журн. – 1989. – № 1. – С. 88 – 95.

Евсюков Ю.Д., Кара В. И. Рельеф центральной части Дунайского конуса выноса // Геоморфология. – 1990. – № 2. С. 71 – 75.

Евсюков Ю. Д. Геоморфология участка внешней материковой окраины к юго-западу от Евпатории (Черное море) // Бюл. Моск. о-ва испытателей природы. Отд. геологич. –1996. – Т. 71, №11. – С. 88 – 91.

Евсюков Ю.Д. Геоморфологическая характеристика и история развития притаманской материковой окраины // Геология и полезные ископаемые мирового океана. – 2007. – № 2. – С. 86 – 97.

Еремеев В.Н., Иванов В.А., Тужилкин В.С. Климатические черты внутригодовой изменчивости гидрофизических полей шельфовой зоны Черного моря – Севастополь: 1991. – 36 с. (Препр. /МГИ АН УССР).

Еремеев В.Н., Кочергин С.В. Численные эксперименты по моделированию внутригодовой изменчивости циркуляции вод Черного моря – Севастополь: 1991. – 31 с. (Препр. /МГИ АН Украины).

Еремеев В.Н., Иванов Л.М., Кочергин С.В., Мельниченко О.В. Сезонная изменчивость и типы течений в верхнем слое Черного моря // Морской гидрофизический журнал. – 1991. – № 3. – С. 26 – 38.

Еремеев В.Н., Иванов В.А., Косарев А.Н., Тужилкин В.С. Климатическая внутригодовая изменчивость геострофической циркуляции вод Основного Черноморского течения // Морской гидрофизический журнал. –1992. – № 3. – С.55–73.

Еремеев В.Н., Кушнир В.М. Термодинамические параметры глубоководного придонного слоя в Черном море // Докл. НАН Украины. – 1994. – №5. – С.104 – 108.

Еремеев В.Н., Коновалов А.В., Черкесов Л.В. Моделирование длинных баротропных волн в Черном море, вызываемых движущимися барическими возмущениями // Океанология. –1996. – Т.36, № 2. – С. 191 – 196.

Еремеев В.Н., Кушнир В.М. Придонный пограничный слой в Черном море // Морской гидрофизический журнал. – 1998. – № 1. – С. 50 – 69.

Еремеев В.Н., Латун В.С., Совга Е.Е. Влияние антропогенных загрязнителей и путей их переноса на экологическую обстановку в северо-западном районе Черного моря // Морской гидрофизический журнал. – 2001. – № 5. – С. 41 – 54.

- Ефимов В.В., Куликов Е.А., Рабинович А.Б. Файн И.В.* Волны в пограничных областях океана. – Л.: Гидрометеиздат, 1985. – 280 с.
- Ефимов В.В., Тимофеев Н.А.* Теплобалансовые исследования Черного и Азовского морей. – Обнинск: ВНИИГМИ-МЦД, 1990. – 237 с.
- Ефимов В.В., Посошков В.Л.* Теплобалансовые оценки Черного и Средиземного морей // Морской гидрофизический журнал. – 2001. – № 4. – С. 32 – 41.
- Ефимов В.В., Шокуров М.В., Барабанов В.С.* Физические механизмы возбуждения ветровой циркуляции внутренних морей // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. – 2002. – Т. 38., № 2. – С. 247–258.
- Ефимов В.В., Шокуров М.В.* Пространственно-временная структура приводного поля ветра над Черным морем // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. – 2002. – Т. 38. №4. – С. 476–485.
- Ефимов В.В., Барабанов В.С.* Бризовая циркуляция в Черноморском регионе // Морской гидрофизический журнал. – 2009. – № 5. – С. 23 – 36.
- Ефимов В.В., Шокуров М.В., Яровая Д.А., Hein D.* Статистика мезомасштабных циклонических вихрей над Черным морем // Морской гидрофизический журнал. – 2009. – № 4. – С. 19 – 33.
- Ефимов В.В., Барабанов В.С.* Развитие летней бризовой циркуляции в западном регионе Черного моря // Морской гидрофизический журнал. – 2010. – № 5. – С. 21 – 32.
- Ефимов В.В., Анисимов А.Е.* Климатические характеристики изменчивости поля ветра в Черноморском регионе – численный реанализ региональной атмосферной циркуляции // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. – 2011. – Т. 47, № 3. – С. 1–13.
- Журбас В.М., Зацепин А.Г., Пулейн П.-М.* Статистический анализ скорости течений в Черном море по дрейферным данным // Комплексные исследования северо-восточной части Черного моря / Под ред. А.Г. Зацепина, М.В. Флинта. – М.: Наука, 2002. – С. 105 – 118.
- Журбас В.М., Зацепин А.Г., Григорьева Ю.В. и др.* Циркуляция вод и характеристики разномасштабных течений в верхнем слое Черного моря по дрейферным данным // Океанология. – 2003. – т. 43, № 6. – С. 1–15.
- Зац В.И.* Динамика вод и процессы горизонтальной турбулентной диффузии в прибрежной зоне Черного моря. Канд. дис. /МГУ, географ. ф-т. – М.: 1964. – 96 с.
- Зац В.И., Лукьяненко О.Я., Яцевич Г.В.* Гидрометеорологический режим Южного берега Крыма – Л.: Гидрометеиздат, 1966. – 120 с.
- Зацепин А.Г., Кременецкий В.В., Поярко С.Г. и др.* Влияние поля ветра на динамику вод Черного моря // Комплексные исследования северо-восточной части Черного моря / Под ред. А.Г. Зацепина, М.В. Флинта. – М.: Наука, 2002. – С. 91 – 105.
- Зацепин А.Г., Голенко Н.Н., Корж А.О., Кременецкий В.В., Пака В.Т., Поярко С.Г., Стунжас П.А.* Влияние динамики течений на гидрофизическую структуру вод и вертикальный обмен в деятельном слое Черного моря // Океанология. – 2007. – Т. 47, №3. – С. 327–339.
- Земляков В.М.* Атмосферное давление и ветер над Черным морем // Тр. УкрНИГМИ – 1957. – Вып. 7.

Земляков В.М. Карты преобладающих ветров над Черным морем // Тр. УкрНИГМИ – 1965. – Вып.52.

Зубов Н.Н. Морские воды и льды. – М.: Гидрометеиздат, 1938. – 451 с.

Зубов Н.Н. Основы учения о проливах Мирового океана. – М.: Географгиз, 1956. – 239 с.

Ибраев Р.А., Трухчев Д.И. Диагноз климатической сезонной циркуляции и изменчивости холодного промежуточного слоя Черного моря // Изв. АН СССР, Физика атмосферы и океана. – 1996. – Т. 32, № 5. – С. 655–671.

Ибраев Р.А., Трухчев Д.И. Сезонная изменчивость климатической циркуляции Черного моря // Докл. АН СССР. – 1996. – Т. 350, № 4. – С. 541–543.

Ибраев Р.А., Кукса В.И., Скирта А.Ю. Моделирование переноса пассивной примеси вихревыми течениями восточной части Черного моря // Океанология. – 2000. – Т. 40, № 1. – С. 22–29.

Ибраев Р.А. Исследование чувствительности модели динамики течений Черного моря к граничным условиям на поверхности моря // Океанология. – 2001. – Т. 41, № 5. – С. 645–652.

Иванов В.А., Серебряный А.Н. Короткопериодные внутренние волны в прибрежной зоне бесприливного моря // Изв. АН СССР, Физика атмосферы и океана. – 1985. – Т.21, № 6. – С.648–656.

Иванов В.А., Лисиченок А.Д., Немировский М.С. Возбуждение короткопериодных внутренних волн пульсациями ветра // Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана. – 1987. – Т.23, № 2. – С.179–185.

Иванов В.А., Янковский А.Е. Взаимосвязь мезомасштабных процессов с условиями среды Черного моря // Морской гидрофизический журнал. – 1988. – № 2. – С.44–50.

Иванов В.А., Ястреб В.П. О колебаниях уровня Черного моря // Вод. ресурсы. – 1989. – № 2. – С.97–104.

Иванов В.А., Кондрин А.Т., Николаенко Е.Г. Среднепериодные волновые движения Черного и Средиземного морей. – Севастополь, 1989. – 47 с. (Препр. / МГИ АН УССР).

Иванов В.А., Янковский А.Е. Теоретические параметры захваченных волн в Черном море // Комплексные океанографические исследования Черного моря. – Севастополь, МГИ АН УССР, 1989. – С.37–50.

Иванов В.А., Янковский А.Е. Генерация длинных волн ветровым воздействием в Черном море // Комплексные океанографические исследования Черного моря. – Севастополь, МГИ АН УССР, 1990. – С.58–75.

Иванов В.А., Янковский А.Б. Оценка влияния рельефа дна и средних течений на параметры шельфовых волн // Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана. – 1991. – Т.26, № 6.

Иванов В.А., Филимонова Л.Д., Янковский А.Е. Рассеивание шельфовых волн при изменении геометрии шельфа // Теоретические и экспериментальные исследования волновых процессов в океане. – Севастополь, МГИ АН УССР, 1991. – С.42–55.

Иванов В.А., Янковский А.Е. Характеристики захваченных волн в шельфовой зоне Южного берега Крыма // Океанология. – 1991. – Т.31, № 2. – С.200–206.

Иванов В.А., Янковский А.Е. Длинноволновые движения в Черном море

– К.: Наукова думка, 1992. – 112 с.

Иванов В.А., Янковский А.Е. Динамика вод на шельфе Крыма в летний сезон // Морской гидрофизический журнал. – 1994. – № 3. – С. 38 – 56.

Иванов В.А., Иванов Л.И., Кушнир В.М. Поле течений в северо-западном секторе Черного моря и его взаимосвязь с распределением гидрологических характеристик // Морской гидрофизический журнал. – 1994. – № 5. – С. 45 – 56.

Иванов В.А., Кубряков А.И., Михайлова Э.Н., Шапиро Н.Б. Формирование и эволюция вихревых образований, обусловленных стоком рек на северо-западном шельфе Черного моря // Исследования шельфовой зоны Азово-Черноморского бассейна. – Севастополь, 1995. – С.147-167.

Иванов В.А., Ильин Ю.П. Атмосферные и гидрологические условия, способствующие распространению речных вод в северо-западной части Черного моря // Комплексные экологические исследования Черного моря. – Севастополь: МГИ НАН Украины, 1995. – С. 68–81.

Иванов В.А. Среднемасштабная динамика вод в южных морях: современное представление – Севастополь: МГИ НАН Украины, 1996. – 312 с.

Иванов В.А., Манилюк Ю.В., Черкесов Л.В. О сейшах Черного моря // Метеорология и гидрология. – 1996. – № 11. – С.57 – 63.

Иванов В.А., Кубряков А.И., Михайлова Э.Н., Шапиро Н.Б. Моделирование распресняющего эффекта речного стока во время весеннего половодья на северо-западном шельфе Черного моря // Изв. РАН, Физика атмосферы и океана. – 1996. – Т. 32, № 1. – 152–160.

Иванов В.А., Косарев А.Н., Тужилкин В.С. Экспериментальная версия компьютерного атласа климатических термохалинных характеристик Черного моря // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексные исследования ресурсов шельфа – Севастополь: МГИ НАН Украины. – 1999. – С. 231 – 240.

Иванов В.А., Лисиченок А.Д. К механизму генерации короткопериодных внутренних волн пульсациями ветра / Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. – Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика. – 2000. – С. 191-196.

Иванов В.А., Лисиченок А.Д. Внутренние волны в шельфовой зоне и у кромки шельфа в Черном море // Морской гидрофизический журнал. – 2002. – № 6. – С. 67–73.

Иванов В.А., Рябцев Ю.Н. Анализ течений на северо-западном шельфе Черного моря // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. – Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика. – 2002. – Вып.6(1). – С.8–21.

Иванов В.А., Косарев А.Н., Тужилкин В.С. К истории экспедиционных океанографических исследований Черного моря // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. – Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика. – 2004. – Вып. 10. – С.9–16.

Иванов В.А., Кубряков А.И., Любарцева С.П., Михайлова Э.Н., Шапиро Н.Б. Моделирование гидрофизических процессов в морских прибрежных регионах // Морской гидрофизический журнал. – 2004. – № 2. – С. 8–28.

Иванов В.А., Михайлова Э. Н. Апвеллинг в Черном море – Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2008. – 92 с.

Иванов Л.И., Шкворец И.Ю. Термохалинная структура глубинных и придонных вод Черного моря // Морской гидрофизический журнал.– 1995.– № 6.– С. 53 – 60.

Иванов Л.М., Кухарчик А.В. О генерации крупномасштабных течений в Черном море // Процессы формирования и внутригодовой изменчивости гидрофизических и гидрохимических полей Черного моря.— Севастополь: МГИ АН УССР, 1988.— С. 98–111.

Ильин Ю.П., Гришин Г.А. Летнее распреснение северо-западной части Черного моря и возможность его контроля спутниковым видеоданным // Географическая интерпретация аэрокосмической информации. – М.: Наука, 1988. – С. 119–125.

Ильин Ю.П. Антициклонические вихри у свала глубин северо-западной части Черного моря: формирование поверхностных образований и спутниковые ИК-наблюдения в весенне-летний сезон // Исследования шельфовой зоны Азово-Черноморского бассейна – Севастополь: МГИ НАН Украины. – 1995. – С. 22–30.

Ильин Ю.П. Распространение речных вод // Природные условия взморья реки Дунай и острова Змеиный. Современное состояние экосистемы / Ред. В.А. Иванов, С.В. Гошовский. – Севастополь: МГИ НАН Украины, 1999. – С. 59–74.

Ильин Ю.П. Гидрологическая структура вод при различных ветровых ситуациях по данным полигонных и спутниковых наблюдений // Природные условия взморья реки Дунай и острова Змеиный. Современное состояние экосистемы. / Ред. В.А. Иванов, С.В. Гошовский. – Севастополь: МГИ НАН Украины, 1999. – С. 134–146.

Ильин Ю.П., Лемешко Е.М., Станичный С.В. Изменение гидрологической структуры вод под действием ветра на придунайском шельфе Черного моря по данным полигонных и спутниковых наблюдений // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексные исследования ресурсов шельфа. – Севастополь: МГИ НАН Украины. – 1999. – С. 91–110.

Ильин Ю.П. Долгопериодные изменения водообмена между Черным и Эгейским морями в рамках крупномасштабной бокс модели // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексные исследования ресурсов шельфа. – Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика. – 2003. – Вып. 8. – С. 144–151.

Ильин Ю.П., Белокопытов В.Н. Сезонная и межгодовая изменчивость параметров холодного промежуточного слоя в области Севастопольского антициклонического круговорота. // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексные исследования ресурсов шельфа. – Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика. – 2005. – № 12. – С.28–41.

Ильин Ю.П., Фомин В.В., Дьяков Н.Н., Горбач С.Б. Гидрометеорологические условия морей Украины. Том 1. Азовское море – Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2009. – 402 с.

Инженерная геология СССР. Шельфы СССР. – М.: Недра, 1990. – 240 с.

Казанский Б.А. Батиметрический анализ океанов. Автореф. дис. докт. геогр. наук: 25.00.28 / ТОИ ДВО РАН – Владивосток, 2007. – 43 с.

Казьмин А.С., Скляр В.Е. Некоторые особенности циркуляции вод Черного моря по данным ИСЗ «Метеор» // Иссл. Земли из космоса. – 1982. – № 6. – С. 42–49.

Каменкович В.М., Кошляков М.Н., Монин А.С. Синоптические вихри в океане. – Л: Гидрометеиздат, 1982. – 264 с.

Каминский С.Г., Котовицкий Б.Б., Марков А.А. Особенности формирования холодного промежуточного слоя в районах Черного моря с разными динамическими условиями // Морской гидрофизический журнал. – 1989. – №1. – С. 37–43.

Каминский С.Т., Ковешников Л.А., Чигогидзе Ю.М. Квазистационарный вихрь в северо-западной части Черного моря // Процессы формирования и внутригодовой изменчивости гидрофизических и гидрохимических полей Черного моря. – Севастополь: МГИ АН УССР, 1988. – С. 29–35.

Кара В.И. Структурно-геоморфологические типы материковой окраины Черноморской впадины // Геоморфология – 1979. – № 2. – С. 13–21.

Каримова С.С. Вихревые течения в Черном море // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса: Физические основы, методы и технологии мониторинга окружающей среды, потенциально опасных явлений и объектов. – М.: ООО «Азбука–2000». – 2008. – Выпуск 5, Т. II. – С. 95–101.

Каримова С.С. Мезомасштабные вихри в северо-восточной части Черного моря: совместный анализ данных спутниковых и контактных наблюдений // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса: Физические основы, методы и технологии мониторинга окружающей среды, потенциально опасных явлений и объектов. – М.: ООО «Азбука–2000». – 2009. – Выпуск 6, Т. I. – С. 493–499.

Климок В.И., Макешов К.К., Перцева М.В., Рыбалка В.А. О численном моделировании течений на северо-западном шельфе Черного моря // Морской гидрофизический журнал. – 1989. – №3. – С. 20–27.

Книпович Н.М. Гидрологические исследования в Черном море // Тр. Азово-Черноморской научно-промысловой экспедиции. – М: ВНИИ Мор. Рыбного хоз-ва. – 1932. – Вып. 10. – 272 с.

Книпович Н.М. Гидрология морей и солоноватых вод. – М.–Л.: Изд. АН СССР. 1938. – 514 с.

Кныш В.В., Демьшев С.Г., Коротаев Г.К. Методика реконструкции климатической сезонной циркуляции Черного моря на основе ассимиляции гидрологических данных в модели // Морской гидрофизический журнал. – 2002. – № 2. – С. 36–52.

Кныш В.В., Коротаев Г.К., Демьшев С.Г. и др. Долговременные изменения термохалинных и динамических характеристик Черного моря по климатическим данным температуры и солености и их ассимиляции в модели // Морской гидрофизический журнал. – 2005. – № 3. – С. 11–30.

Кныш В.В., Кубряков А.И., Инюшина Н.В. и др. Восстановление климатической сезонной циркуляции Черного моря на основе модели в σ – координатах с использованием ассимиляции данных о температуре и солености // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное

использование ресурсов шельфа. – Севастополь: «ЭКОСИ-Гидрофизика». – 2008. – Вып. 16. – С. 243–265.

Кныш В.В., Кубряков А.И., Моисеенко В.А. и др. Тенденции в изменчивости термохалинных и динамических характеристик Черного моря, выявленные по результатам реанализа за период 1985–1994 гг. // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. – Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика – 2008. – Вып. 16. – С. 279–290.

Кныш В.В., Коротаев Г.К., Моисеенко В.А., Кубряков А.И., Белокопытов В.Н., Инюшина Н.В. Сезонная и межгодовая изменчивость гидрофизических полей Черного моря, восстановленных на основе реанализа за период 1971 – 1993 гг. // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. – 2011. – Т. 47, № 3. – С. 433–446.

Коновалова И.З., Лагутин Б.Л. Некоторые статистические характеристики прибрежных течений по результатам аэрофотосъемки // Тр. ГОИН. – 1968. – Вып.95. – С.72 – 84.

Колесников А.Г. Годовой ход температуры, устойчивости и вертикального турбулентного обмена тепла в открытой части Черного моря // Тр. МГИ АН СССР.– 1953.– Вып.3.– С.3-13.

Колесников А.Г., Богуславский С.Г. Вертикальный перенос в Черном море // Морские гидрофизические исследования. – 1978. – № 2. – С.33–46.

Коротаев Г.К., Саенко О.А., Коблинский Ч. Ж. и др. Точность, методология и некоторые результаты ассимиляции альтиметрических данных TOPEX/POSEIDON в модели общей циркуляции Черного моря. // Исследование Земли из космоса.– 1998. – № 3. – С. 3-17.

Коротаев Г.К., Огуз Т., Никифоров А.А. и др. Динамика антициклонов в Черном море по данным спутниковых альтиметрических измерений // Иссл. Земли из космоса. – 2002. – № 6. – С. 1–10.

Коротаев Г.К. О причине сезонного хода циркуляции Черного моря // Морской гидрофизический журнал. – 2001. – № 6. – С. 14–20.

Коротаев Г.К. Интенсификация с глубиной циркуляции в мезомасштабном бассейне под влиянием рельефа дна // Морской гидрофизический журнал. – 2005. – № 26. – С. 3–10.

Костяной А.Г., Гинзбург А.И., Шеремет Н.А., Лаврова О.Ю., Митягина М.И. Мелкомасштабные вихри Черного моря // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. – М.: ИКИ РАН. – 2010. – Т.7, №1. – С. 248–259.

Кривошея В.Г., Плахин Е.А., Савин М.Т. Временная изменчивость течений в верхнем слое Черного моря // Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана. – 1979. – Т. 15, № 9. – С. 1109–1114.

Кривошея В.Г., Плахин Е.А., Савин М.Т., Титов В.Б. О внутригодовой изменчивости течений на шельфе Кавказского побережья Черного моря // Океанология. – 1980. – Т.20, № 1. – С. 34 – 36.

Кривошея В.Г., Савин М.Т. Оценка энергии среднего движения и флуктуаций течений на шельфе Кавказского побережья Черного моря // Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана. – 1981. – Т. 17, № 5. – С. 554–557.

Кривошея В.Г., Овчинников И.М., Титов В.Б., Удодов А.И., Лаптев С.Ю. Динамика вод и изменчивость температуры воды у Северо-Кавказского побережья Черного моря // *Океанология*. – 1996. – Т.36, № 3. – С. 355 – 368.

Кривошея В.Г., Москаленко Л.В., Овчинников И.М., Якубенко В.Г. Особенности динамики вод и гидрологической структуры северо-восточной части Черного моря осенью 1993 г. // *Океанология*. – 1997. – Т. 37, № 3. – С. 352–358.

Кривошея В.Г., Титов В.Б., Овчинников И.М., Якубенко В.Г., Скирта А.Ю. Меандрирование Основного Черноморского течения и формирование вихрей в северо-восточной части Черного моря летом 1994 г. моря // *Океанология*. – 1998. – Т.38, № 4. – С. 546 – 553.

Кривошея В.Г., Титов В.Б., Овчинников И.М., Косьян Р.Д., Скирта А.Ю. Влияние циркуляции вод и вихревых образований на глубинное положение верхней границы сероводородной зоны Черного моря // *Океанология*. – 2000. – Т.40, № 6. – С. 816 – 825.

Кривошея В.Г., Титов В.Б., Овчинников И.М., Москаленко Л.В., Скирта А.Ю., Монахов В.В. Новые данные о режиме течений на шельфе северо-восточной части Черного моря // *Океанология*. – 2001. – Т.41, № 3. – С. 325 – 334.

Кривошея В.Г., Овчинников И.М., Скирта А.Ю. Межгодовая изменчивость обновления холодного промежуточного слоя Черного моря // *Комплексные исследования северо-восточной части Черного моря / Под ред. Зацепина А.Г., Флинта М.В.* – М.: Наука, 2002. – С.27–39.

Кривошея В.Г., Москаленко Л.В., Титов В.Б. К вопросу о режиме течений на шельфе у северо-кавказского побережья Черного моря // *Океанология*. – 2004. – Т. 44, № 3. – С. 358–363.

Кубряков А.И., Любарцева С.П., Михайлова Э.Н., Шапиро Н.Б. Ветровая циркуляция и оценка элементов экосистемы / В кн.: *Природные условия взморья реки Дунай и острова Змеиный. Современное состояние экосистемы.* / Ред. В.А. Иванов, С.В. Гошовский. – Севастополь: МГИ НАН Украины, 1999. – С. 74–79.

Кукушкин А.С. Особенности динамики поверхностных вод в глубоководной части Черного моря // *Комплексные океанографические исследования Черного моря*. – Севастополь: МГИ АН УССР, 1990. – С. 70–81.

Курчатов И.В. Сейши в Черном и Азовском морях // *Известия Центрального гидрометбюро*. — 1925. – Вып.4. – С. 149 – 158.

Кушнир В.М. Тепловые потоки и устойчивость верхней границы глубоководного придонного слоя в Черном море // *Морской гидрофизический журнал*. – 1996. – № 1. – С. 35–45.

Кушнир В.М., Булгаков С.Н., Данилова И.А., Лебедева Т.П. Оптимальные статистические оценки вертикальной скорости течений для условий северо-западной части Черного моря // *Морской гидрофизический журнал*. – 1996. – № 3. – С. 69–80.

Кушнир В.М., Лебедева Т.П., Перепада Е.Б. Придонный погранслой в Черном море: измерение характеристик и параметризация турбулентных потоков // *Докл. НАН Украины*. – 1998. – № 12. – С. 129–134.

Кушнир В.М., Лебедева Т.П., Линская Е.Б. Слоистая структура придонного пограничного слоя в Черном море // Морской гидрофизический журнал. – 2000. – № 6. – С. 45–55.

Лаврова О.Ю. Стики как индикаторы вихревой активности в прибрежной зоне // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. – М.: «GRANP Polygraph». – 2005. – Т.2. – С.118-123.

Лаврова О.Ю., Митягина М.И., Сабинин К.Д. Возможные механизмы генерации внутренних волн в северо-восточной части Черного моря // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. – М.: «GRANP Polygraph». – 2008. – С.128-136.

Лаврова О.Ю., Митягина М.И., Сабинин К.Д. Проявление внутренних волн на морской поверхности в северо-восточной части Черного моря // Иссл. Земли из космоса. – 2009. – № 6. – С. 49–55.

Латун В.С., Ястреб В.П. Новые представления о формировании холодного промежуточного слоя Черного моря в центрах циклонических круговоротов вод // III съезд советских океанологов: Тезисы докладов. – Л.: Гидрометеиздат, 1987. – С.121.

Латун В.С. Механизм зимней интенсификации циклонических круговоротов вод // Процессы формирования и внутригодовой изменчивости гидрофизических и гидрохимических полей Черного моря. – Севастополь: МГИ АН УССР, 1988. – С. 29 – 35.

Латун В.С. Антициклонические вихри в Черном море летом 1984 г. // Морской гидрофизический журнал. – 1989. – № 3. – С. 27–35.

Латун В.С. О движениях глубинных слоев Черного моря // Комплексные океанографические исследования Черного моря. – Севастополь: МГИ АН УССР, 1989. – С. 9–16.

Латун В.С. Энергоснабжение глубоководных антициклонических вихрей Черного моря // Комплексные океанографические исследования Черного моря. – Севастополь: МГИ АН УССР, 1990. – С. 10–21.

Латун В.С. Влияние антициклонических вихрей на водообмен между северо-западным мелководьем и глубоководной частью Черного моря // Комплексные экологические исследования Черного моря. – Севастополь: МГИ НАНУ, 1995. – С. 37–47.

Латун В.С. Структура течений вблизи Южного берега Крыма // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. – Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика. – 2001. – №3. – С.53–56.

Ле Блон П., Майсек Л. Волны в океане. – М.: Мир, 1981. – Ч.1. – 480 с; Ч.2. – 365 с.

Лемешко Е.М., Морозов А.Н., Станичный С.В., Мее L.D., Shapiro G.I. Вертикальная структура поля скорости течений в северо-западной части Черного моря по данным LADCP в мае 2004 г. // Морской гидрофизический журнал. – 2008. – № 6. – С. 25–37.

Леонов А.К. Региональная океанография. Часть 1. Берингово, Охотское, Японское, Каспийское и Черное моря. – Л: Гидрометеиздат, 1960. – 765 с.

Лисиченок А.Д. Интенсивные внутренние волны в Черном море // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное ис-

пользование ресурсов шельфа.– Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика. – 2005.– Вып. 12.– С.49–59.

Макаров Ю.В. Теповой баланс Черного моря // Тр.ГОИН. – 1961. – Вып.61. – С.169–198.

Макаров С.О. Об обмене вод Черного и Средиземного морей. – С.-Петербург: Зап. Акад. Наук, т. LI, №6, 1885.

Мамаев О.И. Термохалинный анализ вод Мирового океана – Л: Гидрометеиздат, 1987. – 296 с.

Мамаев О.И., Архипкин В.С., Тужилкин В.С. Т,S-анализ вод Черного моря // Океанология. – 1994. – Т.34, №2. – С.178–192.

Мамаев О.И. Черное море: процесс диффузии в свете аналитической теории Т,S-кривых // Океанология. – 1997. – №2. – С.168–177.

Марамзин В.Я. Расчет сейшевых колебаний методом конечных элементов в бассейнах произвольной формы // Теоретические и экспериментальные исследования длинноволновых процессов. Владивосток, 1985. – С.46 – 67.

Марчук Г.И., Кордзадзе А.А., Скиба Ю.Н. Расчет основных гидрологических полей Черного моря // Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана. – 1975. – Т. 11, № 4. – С. 379–393.

Мельник В.И., Кириченко О.В., Попов В.Ф. Подводные каньоны Черного моря и их роль в формировании полезных ископаемых шельфовой зоны // Основные проблемы геологии, разведки и добычи полезных ископаемых шельфовой зоны Мирового океана. – Киев: Наукова думка, 1982. – С.102 – 118.

Мельник В.И. Подводные каньоны Чёрного моря // Геологический журнал. – 1986. – № 3. – С.72- 79.

Мельник В.И. Мезоформы рельефа материкового склона западного и северного секторов Черного моря. – Киев: 1993. – 51 с. (Препр./ ИГН АН Украины)

Мельник В.И. Влияние речной сети суши на рельеф и осадконакопление в Черном море // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексные исследования ресурсов шельфа – Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика. – 2001. – Вып. 4. – С. 112 – 124.

Митягина М.И., Лаврова О.Ю. Спутниковые наблюдения поверхностных проявлений внутренних волн в морях без приливов // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. – М.:«GRANP Polygraph». – 2010. – С.260–272.

Монин А.С., Каменкович В.М., Корт В.Г. Изменчивость Мирового океана. – Л.: Гидрометеиздат, 1974. – 262 с.

Морозов П.В. Распределение гидрологических элементов и динамика вод в юго-восточной части Черного моря. // Труды АзЧерНИРО. – 1960. – Вып.18.

Морозов А.Н. Спектральные характеристики инерционных колебаний в Черном море // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа.– Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2001.– Вып. 2.– С.61-69.

Морозов А.Н., Лемешко Е.М. Использование Self Contained ADCP для проведения измерений с борта судна: методические вопросы и физические ре-

зультаты // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа.– Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2005.– Вып. 13.– С.425-432.

Москаленко Л.В. Расчет стационарных ветровых течений в Черном море // *Океанология.* – 1975. – Т.15, № 2. – С.245–250.

Москаленко Л.В. Численный расчет стационарной циркуляции в Черном море по типовым полям ветра // *Метеорология и гидрология.* – 1975. – № 1. – С. 58–64.

Мотыжев С.В. Исследование поверхностной циркуляции в Черном море с помощью дрейфующих буйев со спутниковой связью // *Морской гидрофизический журнал.*– 1998.– № 6.– С. 71 – 65.

Мотыжев С.В., Еремеев В.Н., Лунев Е.Г., Мотыжев В.С., Толстошеев А.П. Особенности дрейфтерного мониторинга Черного моря // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексные исследования ресурсов шельфа – Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика. – 2004. – Вып. 11. – С. 122 – 131.

Наумова В.А., Евстигнеев М.П., Евстигнеев В.П., Любарец Е.П. Ветроволновые условия Азово-Черноморского побережья Украины // *Сборник научных трудов УкрНИГМИ.* – 2010. – Вып. 259. – С.263–283.

Научно-прикладной справочник по климату СССР, серия 3 «Многолетние данные». – Л: Гидрометеиздат. – 1990.

Новицкий В.П. Вертикальное строение водной толщи и общие черты циркуляции вод Черного моря // *Тр. АзЧерНИРО.* – 1964. – Вып.23.

Митин Л. И. (ред.) Атлас охраны природы Черного и Азовского моря. – СПб.: ГУНиО МО РФ, 2006. – 360 с.

Михайлова Э.Н., Шапиро Н.Б. Моделирование распространения и трансформации речных вод на северо-западном шельфе и в глубоководной части Черного моря // *Морской гидрофизический журнал.*– 1996.– № 3.– С.30-40.

Михайлова Э.Н., Иванов В.А., Коснырев В.К. Апвеллинг в северо-западной части Черного моря в период летнего прогрева // *Морской гидрофизический журнал.*– 1996.– № 4.– С.26-35.

Океанографічний атлас Чорного та Азовського морів. – К., ДУ «Держгідрографія», 2009. – 365 с.

Овчинников И.М., Попов Ю.И. К вопросу о формировании холодного промежуточного слоя в Черном море // *Доклады АН СССР.* – 1984.– Т.279, № 4.– С.986 – 989.

Овчинников И.М., Титов В.Б., Кривошея В.Г. Новые данные о временной изменчивости течений по результатам многолетних измерений со стабилизированного буя на шельфе Черного моря // *Доклады АН СССР.* – 1986.– Т.286, № 5.– С.1250 – 1254.

Овчинников И.М., Попов Ю.И. Формирование холодного промежуточного слоя в Черном море // *Океанология.* – 1987. – Т.27, № 5. – С. 739–746.

Овчинников И.М., Попов Ю.И. Особенности формирования холодного промежуточного слоя в Черном море при экстремальных зимних условиях // *Тр. ГОИН.* – 1990. – Вып.190. – С.132–151.

Овчинников И.М., Титов В.Б. Антициклоническая завихренность течений в прибрежной зоне Черного моря // Докл. АН СССР. – 1990 – Т.314, № 5. – С. 1236 – 1239.

Овчинников И.М., Титов В.Б., Кривошея В.Г., Попов Ю.И. Основные гидрофизические процессы и их роль в экологии вод Черного моря // Океанология. – 1993. – Т.33, № 6. – С. 801 – 807.

Петренко Л.А., Кушнир В.М. Климатические придонные течения в Черном море // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа: ЭКОСИ-Гидрофизика. – 2006. – Вып. 14. – С. 477 – 486.

Полонский А.Б., Ловенкова Е.А. О климатических характеристиках полей температуры и солёности в глубоководных слоях Черного моря // Морской гидрофизический журнал. – 2003. – №4. – С.47–57.

Полонский А.Б., Ловенкова Е.А. Долговременные тенденции в изменчивости глубоководных термохалинных характеристик Черного моря // Морской гидрофизический журнал. – 2006. – №4. – С.18–30.

Полонский А.Б., Бардин М.Ю., Воскресенская Е.Н. Статистические характеристики циклонов и антициклонов над Черным морем во второй половине XX века // Морской гидрофизический журнал. – 2007. – № 6. – С. 47 – 58.

Полонский А.Б., Шокурова И.Г. Изменения сезонного хода геострофической циркуляции в Черном море // Морской гидрофизический журнал. – 2010. – № 1. – С. 16 – 31.

Полонский А.Б., Шокурова И.Г. Многолетняя изменчивость завихренности касательного напряжения трения ветра в Черном море // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа: ЭКОСИ-Гидрофизика. – 2011. – Вып. 24. – С. 182 – 189.

Полонский А.Б., Попов Ю.И. Условия формирования вод холодного промежуточного слоя Черного моря. – Севастополь: Морской гидрофизический институт НАН Украины, 2011. – 54 с.

Прокопов О.И. Формирование структуры холодного промежуточного слоя в Черном море // Метеорология и гидрология. – 2000. – № 5. – С.76 – 85.

Прокопов О.И. Универсальный метод выделения холодных промежуточных вод Черного моря // Метеорология и гидрология. – 2006. – № 4. – С. 80 – 92.

Пухтяр Л.Д., Ильин Ю.П., Белокопытов В.Н. Сезонная и пространственная изменчивость термохалинной структуры вод Каркинитского залива. // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексные исследования ресурсов шельфа – Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика. – 2003. – Вып. 8. – С.48-63.

Репетин Л.Н., Белокопытов В.Н., А.И. Липченко. Ветры и волнение в прибрежной зоне юго-западной части Крыма // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа: ЭКОСИ-Гидрофизика. – 2003. – Вып. 9. – С. 13-28.

Репетин Л.Н., Долотов В.В., Липченко М.М. Пространственно-временная и климатическая изменчивость атмосферных осадков, выпадающих на поверхность Черного моря // Экологическая безопасность прибреж-

ной и шельфовой зон и комплексные исследования ресурсов шельфа – Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика. – 2006. – Вып. 14. – С. 462–476.

Репетин Л.Н., Белокопытов В.Н. Режим ветра северо-западной части Черного моря и его климатические изменения // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа: ЭКОСИ-Гидрофизика. – 2008. – Вып. 17. – С. 225–243.

Репетин Л. Н., Белокопытов В.Н. Режим ветра над побережьем и шельфом северо-восточной части Черного моря // Тр. УкрНИГМИ. – 2009. – Вып. 257. – С. 84–105.

Ржеплинский Г.В. (ред.) Атлас волнения и ветра Черного моря– Л.: Гидрометеиздат, 1969. – 111 с.

Рябцев Ю.Н., Шапиро Н.Б. О механизме циклонической циркуляции Черного моря // Морской гидрофизический журнал. – 1994. – № 2 – С. 3 – 13.

Рябцев Ю.Н., Шапиро Н.Б. Моделирование формирования и эволюции холодного промежуточного слоя в Черном море // Морской гидрофизический журнал.– 1995.– № 1.– С.51–68.

Рябцев Ю.Н., Шапиро Н.Б. Моделирование сезонной изменчивости Черного моря // Морской гидрофизический журнал.– 1997.– № 1.– С.12–24.

Сабинин К.Д., Шулепов В.А. К модели частотного спектра внутренних волн в океане // Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана. – 1981. – Т.17, № 1. – С.67–75.

Сабинин К.Д., Назаров А.А., Сериков А.Н. О связи цугов короткопериодных внутренних волн с рельефом термоклина в океане // Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана. – 1982. – Т. 18, № 4. – С. 416–425.

Самодуров А.С., Иванов Л.И. Балансовая модель для расчета средних вертикальных потоков жидкости, тепла, соли и растворенных химических веществ в термохалоклине Черного моря // Морской гидрофизический журнал. – 2002. – № 1. – С. 7–24.

Самодуров А.С., Кульша О.Е., Белокопытов В.Н. Стационарная модель вертикального обмена в Черном море для реальной геометрии бассейна // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа: ЭКОСИ-Гидрофизика. – 2006. – Вып. 14. – С. 517–523.

Самодуров А.С. Придонный пограничный слой в Черном море: формирование стационарного состояния // Морской гидрофизический журнал. – 2009. – № 1 – С. 16 – 25.

Самойленко В.С. (ред.) Климатический и гидрологический атлас Черного и Азовского морей. – М: Гидрометеиздат, 1956. – 106 с.

Саркисян А.С., Джиоев Т.З. Численная модель и расчет течений в Черном море // Метеорология и гидрология. – 1974. – №3. – С.70 – 76.

Сеидов Д.Г., Горбунов А.Е. Вихреразрешающая модель циркуляции Черного моря // Модели океанических процессов. – М.: Наука, 1989. – С.117 – 129.

Симонов А.И., Альтман Э.Н. (ред.) Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. – С.Пб: Гидрометеиздат, 1991. – Т. 4: Черное море, вып.1. Гидрометеорологические условия. – 429 с.

Скаловский А.Н. Роль Босфора в образовании течений Черного моря // С.-Петербург: Морской сборник. – 1894. – № 9.

Скопинцев Б.А., Губин Ф.А., Воробьева Р.В., Вершинина О.А. Содержание главных компонентов солевого состава в воде Черного моря и некоторые вопросы обмена вод // Тр. МГИ. – 1958. – Т.13.

Станев Е., Трухчев Д., Русенов В. Циркуляция вод и численное моделирование течений Черного моря. – София: Универ. Изд-во, 1988. – 222 с.

Соркина А.И. (ред.) Справочник по климату Черного моря – М: Гидрометиздат, 1974. – 405 с.

Справочник по климату СССР. Ч.3. Вып. 10, 13, 14 – Л: Гидрометеиздат, 1967–1970.

Степанов В.Н. Мировой океан. Динамика и свойства вод. – М: Знание, 1974. – 256 с.

Суворов А.М., Еремеев В.Н., Белокопытов В.Н., Халиулин А.Х., Годин Е.А., Ингеров А.В., Палмер Д. Цифровой атлас «Физическая океанография Черного моря» // Системы контроля окружающей среды. – Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика – 2004. – С.125–129.

Терзиев Ф.С. (ред.) Гидрометеорологические условия шельфовой зоны морей СССР. – Л: Гидрометеиздат, 1986. – Т. 4: Черное море. – 100 с.

Тимофеев Н.А., Юровский А.В. Климатический мониторинг атмосферных осадков и радиации на Черном море по спутниковым данным // Морской гидрофизический журнал. – 2009. – № 1. – С. 68–83.

Титов В.Б. О характере циркуляции и вертикальной структуре течений в восточной части Черного моря // Океанология. – 1980. – Т.20, № 3. – С.425–431.

Титов В.Б. Статистические характеристики и изменчивость течений на западном шельфе Черного моря // Морской гидрофизический журнал. – 1991. – № 2. – С. 41–47.

Титов В.Б. О роли вихрей в формировании режима течений на шельфе Черного моря и в экологии прибрежной зоны // Океанология. – 1992. – Т.32, № 1. – С.39–48.

Титов В.Б. Экспериментальные данные о меандрировании Основного черноморского течения // Океанология. – 1993. – Т.33, № 4. – С.521–526.

Титов В.Б., Савин М.Т. Изменчивость придонных течений на северо-восточном шельфе Черного моря // Океанология. – 1997. – Т.37, № 1. – С.50–55.

Титов В.Б. Структура геострофических течений в северо-восточной части Черного моря // Океанология. – 1999. – Т.39, № 1. – С.46–50.

Титов В.Б. Морфометрические параметры и гидрофизические характеристики прибрежных антициклонических вихрей в Черном море // Метеорология и гидрология. – 2002. – №4. – С. 67–73.

Титов В.Б., Прокопов О.И. Характерные черты динамики и структуры вод прибрежной зоны Черного моря // Метеорология и гидрология. – 2002. – №5. – С. 59 – 67.

Титов В.Б. Годовая изменчивость динамических параметров Кольцевого циклонического течения в северо-восточной части Черного моря // Метеорология и гидрология. – 2003 – № 8. – С. 80 – 88.

Титов В.Б. Межгодовое обновление холодного промежуточного слоя в Черном море за последние 130 лет // *Метеорология и гидрология.* – 2003 – № 10. – С. 68 – 75.

Титов В.Б. Влияние многолетней изменчивости климатических условий на гидрологическую структуру и межгодовые обновления холодного промежуточного слоя в Черном море // *Океанология.* – 2003. – № 2. – С.176–184.

Толмазин Д.М., Шнайдман В.А. Расчеты интегральной циркуляции и течений северо-западной части Черного моря // *Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана.* – 1968. – Т. 4, № 6. – С. 634–645.

Толмазин Д.М., Шнайдман В.А., Ациховская Ж.М. Проблемы динамики вод северо-западной части вод Черного моря – К.: Наукова думка, 1969. – 130с.

Трухчев Д.И., Станев Е.В., Балашов Г.Д. Некоторые особенности мезомасштабной структуры гидрологических полей в западной части Черного моря // *Океанология.* –1985. – Т.25, № 4.–С. 572 – 577.

Трухчев Д.И., Демин Ю.Л., Дворянинов Г.С. Результаты исследования климата Черного моря с использованием данных гидрологических наблюдений // *Морской гидрофизический журнал.* – 1993. – № 5. – С. 51–64.

Трухчев Д.И., Саркисян А.С. Гидродинамический диагноз климатических полей температуры, солености и течений в Черном море // *Изв. РАН. Физика атмосферы и океана.* – 1995. – Т. 31, № 6. – С. 809–819.

Тужилкин В.С. Региональные аспекты зимней вентиляции холодных промежуточных вод в Черном море // *Водные массы океанов и морей.* – М.: МАКС-пресс, 2007. – С. 189–207.

Тужилкин В.С., Косарев А.Н. Гидрология и динамика вод Черного и Каспийского морей // *Водные массы океанов и морей.* – М.: МАКС-пресс, 2007. – С. 208–237

Тужилкин В.С. Сезонная и многолетняя изменчивость термохалинной структуры вод Черного и Каспийского морей и процессы ее формирования: автореферат дис. на соиск. уч. степ. докт. геогр. наук: спец. 11.00.08 “Океанология”. – М., 2008. – 45 с.

Фащук Д.Я., Айзатуллин Т.А. О возможной трансформации анаэробной зоны Черного моря // *Океанология.* –1986. – Т. 26, № 2. – С.233–243.

Филиппов Д.М. Циркуляция и структура вод Черного моря. – М.: Наука, 1968. –136 с.

Христофоров Г.Н., Запелалов А.С. Развитие летнего апвеллинга вблизи Южного берега Крыма // *Метеорология и гидрология.*– 2002.– № 7.– С.55–67.

Чернякова А.П. Типовые поля ветра на Черном море // *Гидрофизические и гидрохимические исследования в Черном море.* – М.: Наука, 1967.– С.10–15.

Чигирин Н.И. К вопросу о происхождении и строении водной массы Черного моря // *Метеорологический вестник.* – 1938. – № 9(12). – С.21–29.

Чередилов Б.Ф. Сезонные динамические карты поверхности Черного моря // *Океанографические исследования Черного моря.* – К.: Наук. Думка, 1967. – С.118 – 128.

Шапиро Н.Б. Формирование циркуляции в квазиизопикнической модели Черного моря с учетом стохастичности напряжения ветра // Морской гидрофизический журнал. – 1998. – № 6. – С. 26–40.

Шнюков Е.Ф., Кобелев В.П., Богданов Ю.А., Захаров И.Г., Климчук А.Б. Западно-Тарханкутская кольцевая структура в Черном море // Геология и полезные ископаемые мирового океана. – 2007. – № 2. – С. 127-139.

Шнюков Е.Ф., Мельник В.И., Митин Л.И. и др. Геология шельфа УССР. Среда. История и методика изучения. – Киев: Наукова думка, 1982. – 176 с.

Шнюков Е.Ф., Кобелев В.П., Стажиов А.Г. и др. Геология Черного моря. (По результатам геологических и геофизических исследований 5-го рейса НИС «Киев») – Киев: ОМГОР ННПМ Украины, 1997. – 188 с.

Шнюков Е.Ф., Иноземцев Ю.И., Маслаков Н.А. Геологическая история развития речной сети на северо-западном шельфе Черного моря // Геология и полезные ископаемые Черного моря – Киев: Изд-во Карбон Лтд, 1999. – С. 238 – 244.

Шокурова И.Г., Пластун Т.В., Белокопытов В.Н., Халиулин А.Х. Сравнительный анализ изменчивости гидрологических характеристик вод северо-западного шельфа и центральной части Черного моря. // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексные исследования ресурсов шельфа: Сб. науч. трудов. – Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика. – 2004. – Вып. 10. – С.17–26.

Шиндлер И.Б., Врангель Ф.Ф. Материалы по гидрологии Черного и Азовского морей, собранные в экспедициях 1890 и 1891 гг. // Зап. по гидрографии. – 1899. – Вып. XX.

Штокман В.Б. О некоторых укоренившихся заблуждениях в физической океанографии // Природа. – 1951. – № 10. – С.17 – 27.

Щербаков Р.А., Чистяков А.А. Структурно-геоморфологическая характеристика шельфа Керченского и Таманского полуостровов // Геоморфология. – 1980. – № 2. – С. 80 – 85.

Afanasyev Ya.D., Kostianoy A.G., Zatsepin A.G., Poulain P.-M. (2002), Analysis of velocity field in the Eastern Black Sea from satellite data during the “Black Sea-99” Experiment. J. Geophys. Res., 107, C8, X1–X8.

Andersen, S., F. Jakobsen, and B. Alpar. (1997), The water level in the Bosphorus Strait and its dependence on atmospheric forcing. Deutsche Hydrographische Zeitschrift, 49, 466–475.

Beckers J. M., Gregoire M., J. Nihoul C. J., Stanev E., Staneva J. and Lancelot C. (2002), Modelling the Danube-influenced North-western Continental Shelf of the Black Sea. I: Hydrodynamical Processes Simulated by 3-D and Box Models. Estuarine, Coastal and Shelf Science, 54, 453–472.

Belokopytov V. (1998). Long-term variability of cold intermediate layer renewal conditions in the Black Sea. In: Ivanov LI. and Oguz T (eds.) Ecosystem Modeling as a Management Tool for the Black Sea. NATO Science Series. Series 2: Environmental Security 47. The Netherlands, Kluwer Academic Publishers, 1998, 47-52.

Blüthgen, J. (1966), Allgemeine Klimageographie (2nd edn), W. de Gouyter, Berlin, 720pp.

- BSC, 2008.* State of the Environment of the Black Sea (2001 - 2006/7). Edited by Temel Oguz. Publications of the Commission on the Protection of the Black Sea Against Pollution (BSC) 2008-3, Istanbul, Turkey, 448 pp.
- Bulgakov S.N., Kushnir V.M.* (1996), Vertical Structure of the Current Field in the Northern Black Sea. *Oceanologica Acta*, 19, 5, 513–522.
- Buesseler, K.O., Livingston, H.D., Casso, S.* (1991), Mixing between oxic and anoxic waters of the Black Sea as traced by Chernobyl cesium isotopes. *Deep-Sea Res.*, 38, S725–S745.
- Buesseler, K. O. & Livingston, H. D.* (1997), Time-series profiles of ^{134}Cs , ^{137}Cs and ^{90}Sr in the Black Sea. In: Sensitivity to Change: Black Sea, Baltic Sea and North Sea, Özsoy, E. & Mikaelyan, A., (Eds). NATO ASI Series, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, pp. 239–251.
- Defant A.* (1950), On the origin of internal tide waves in the open sea. *J.Mar.Res.*, 9 (2), 111–119.
- Demirov, E.K.*, (1994), Numerical modelling of the Black Sea eigenoscillations on a curvilinear boundary fitted coordinate system. *Dynamics of Atmosphere and Ocean*, 21, 83–103.
- Di Iorio, D., and H. Yüce* (1999), Observations of Mediterranean flow into the Black Sea, *J. Geophys. Res.*, 104(C2), 3091–3108.
- Dogan, E., Okus, E., Sur, H.I., Sarikaya, H. Z., Ozturk, I., Guven, K.C., Kurter, A., Yuce, H., Alpar, B.* (2001), Water Quality Monitoring, Third Progress Report, ISKI, 2001.
- Engel M.* (1974), Hydrodynamisch-numerische ermittlung von bewegungsvorgängen im Schwarzen Meer. *Mitt. Inst Meeresk., Univ. Hamburg*, 22, P.72
- Enriquez C. E., G.I. Shapiro, A. J.Souza, A. G.Zatsepin*, (2005), Hydrodynamic modelling of mesoscale eddies in the Black Sea. *Ocean Dynamics*, doi: 10.1007/s10236-005-0031-4
- Eremeev, V.N., Ivanov, L.M., Kirwan, A.D., Melnichenko, O.V., Kochergin, S.V., Stanichnaya, R.R.*, (1992), Reconstruction of oceanic flow characteristics from quasi Lagrangian data: 2.Characteristics of the large-scale circulation in the Black Sea. *J. Geophys. Res.* 97(C6), 9743–9753.
- Eremeev V.N., Ivanov L.I., Samodurov A.S., Duman, M.* (1997), Bottom Boundary Layer in the Black Sea. A simple model of formation. NATO ASI ser. – Dordrecht: Kluwer Academic Publishers, 1997, Vol. 2/27: Sensivity to Change: Black Sea, Baltic Sea and North Sea, E.Ozsoy and A.Mikaelyan (Eds.), 275–284.
- Eremeev V.N., Horton E., Motyzhev S.V., Poulain P.-M., Poyarkov S.G., Soloviev D.M., Stanichny S.V., Zatsepin A.G.* (2002). Studies of Black Sea macro- and mesoscale circulation with application of SVP and SVP-B drifters. Present results and future plans. CD-ROM DBCP Technical Document No.21 – 2002. Article No.8, P.1-9.
- Eremeev, V.N., Horton, E., Motyzhev, V.S., Motyzhev, S.V., Poulain, P.M., Poyarkov, S.G., Stanichny, S.V., Zatsepin, A.G.*, (2003), Drifter monitoring of Black Sea in 2001/2002. WMO-IOC Data Bouy Cooperation Panel Report.
- Flood, R. D., Hiscott, R. N. and Aksu, A. E.* (2009), Morphology and evolution of an anastomosed channel network where saline underflow enters the Black Sea. *Sedimentology*, 56, 807–839.

- Garrett C., Munk W. (1972), Space-time scales of internal waves. *Geophys. Fluid Dyn.*, 3, 4, 225–264.
- Gawarkiewicz, G., Korotaev, G.K., Stanichny, S., Repetin, L., Soloviev, D., (1999), Synoptic upwelling and cross-shelf transport processes along Crimean coast of the Black Sea. *Continental Shelf Research*, 19, 977–1005.
- Gillett, N.P., R.J. Allan, and T.J. Ansell (2005), Detection of external influence on sea level pressure with a multi-model ensemble. *Geophys. Res. Lett.*, 32, L19714, doi:10.1029/2005GL023640
- Ginzburg, A.I., Kostianoy, A.G., Soloviev, D.M., Stanichny, S.V., (2000), Remotely sensed coastal/deep-basin water exchange processes in the Black Sea surface layer. In: Halpern, D. (Ed.), *Satellites, Oceanography and Society*, Elsevier Oceanography Series, Vol. 63, 273–285.
- Ginzburg, A.I., Kostianoy, A.G., Krivosheya V.G., Nezlin N.P., Soloviev D.M., Stanichny S.V., Yakubenko V.G. (2002a), Mesoscale eddies and related processes in the northeastern Black Sea. *J. Mar. Syst.*, 32, 71–90.
- Ginzburg, A.I., Kostianoy, A.G., Krivosheya V.G., Nezlin N.P. et al (2002b), Anticyclonic eddies in the northwestern Black Sea. *J. Mar. Syst.*, 32, 91–106.
- Ginzburg, A.I., Zatsepin A.G., Kostianoy, A.G., Sheremet N.A. (2008), Mesoscale water dynamics. In: A. Kostianoy and A. Kosarev (Eds) *The Handbook of Environmental Chemistry*. Vol. 5, Part Q, Springer–Verlag, Berlin Heidelberg, 2008, 196–215.
- Gong D.-Y, Ho C.-H. (2002), The Siberian High and climate change over middle to high latitude Asia. *Theoretical and Applied Climatology*, 72, 1–9.
- Goryachkin, Y. N., V.A. Ivanov, A.D. Lisichenok. (1990), Short-period internal waves in the frontal zones of non-tidal seas (the Black Sea and the Aegean Sea). *Phys. Oceanogr*, 1990. 1(6), 535–542.
- Gregg, M. C., Özsoy, E. & Latif, M. A. (1999), Quasi-steady exchange flow in the Bosphorus. *Geophysical Research Letters*, 26, 83–86.
- Gregg, M. C. and Özsoy, E. (1999), Mixing on the Black Sea shelf north of the Bosphorus. *Geophysical Research Letters*, 26, 1869–1872.
- Gregg, M. C., and E. Özsoy (2002), Flow, water mass changes, and hydraulics in the Bosphorus, *J. Geophys. Res.*, 107(C3), 3016, doi:10.1029/2000JC000485.
- Gunnerson, C. H. and E. Özturgut (1974), The Bosphorus. In: *The Black Sea - geology, chemistry and biology*, E. T. Degens and D. A. Ross (editors). The American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, Oklahoma, 99–114.
- Hsieh W.W., Gill A.E. (1984), The Rossby Adjustment Problem in a Rotating Stratified Channel, with and without Topography. *J. Phys. Oceanogr.*, 14, 2, 424–437.
- Hurrell, J. W., (1995), Decadal trends in the North Atlantic Oscillation: regional temperatures and precipitation. *Science*, 269, 676–679.
- Ibrayev R.A. Trukhchev D.I. (1998), Model study of seasonal variability of the Black Sea circulation / In: *Ecosystem modeling as a management tool for the Black Sea*. Vol. 2 Eds L.I. Ivanov, T. Oguz, NATO ASI. Ser. 2. Environmental Security. V.47. Dordrecht, The Netherlands: Kluwer Acad. Publ., 1998, 179–196.

Ignatov V.S. (2008), Coastal and Bottom Topography. In: A. Kostianoy and A. Kosarev (Eds) *The Black Sea Environment. The Handbook of Environmental Chemistry*. Vol. 5, Part Q, Springer-Verlag, Berlin Heidelberg, 2008, 47–62.

IHO, 2002. Names and limits of oceans and seas. International Hydrographic Organization, Monaco, 2002.

Ilyin Y.P., S. Besiktepe, V.A. Ivanov, H. Sur, E.M. Lemesko, H. Gungor and E. Özsoy, (1998), Western Black Sea currents by the ship measurements and satellite imagery. In: Ivanov, L.I., Oguz, T. (Eds.), *Ecosystem Modeling as a Management Tool for the Black Sea*, Vol. 2, NATO ASI Series 2. Environmental Security, Vol. 47 Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 119 – 129.

Ilyin, Y. P., E. M. Lemesko, and V. Zervakis (2002), Water exchange in the Black and Aegean Seas system based on the joint assessment of water and salt budgets, in *Oceanography of Eastern Mediterranean and Black Sea*, edited by A. Yilmaz, pp. 105–111, Tubitak, Ankara.

Ivanov L.I., Besiktepe S., Özsoy, E. (1997), The Black Sea cold intermediate layer // NATO ASI ser., Dordrecht: Kluwer Academic Publishers, 1997, Vol. 2/27: Sensitivity to Change: Black Sea, Baltic Sea and North Sea, E. Ozsoy and A. Mikaelyan (Eds.), 253–264.

Ivanov, L., Belokopytov V. N., Ozsoy, E. and Samodurov, A. (2000), Ventilation of the Black Sea pycnocline on seasonal and interannual time scales. *Medit. Mar. Sci.*, 1/2, 61–74.

Ivanov L.I., Backhaus J.O., Özsoy E. and Wehde H. (2001), Convection in the Black Sea during cold winters. *Journal of Marine Systems*, 31, 65–76.

Ivanov L.I., and A. S. Samodurov (2001). The role of lateral fluxes in ventilation of the Black Sea. *J. Mar. Sys.*, **31**, 159–174.

Ivanov V.A., Tuchkovenko Yu.S. (2008), Applied mathematical water-quality modeling of shelf marine ecosystems. Sevastopol, “ECOSY-Hydrophysics”, 2008, 311 pp.

Killworth P.D. (1989), Transmission of a Two-Layer Coastal Kelvin Wave over a Ridge. *J. Phys. Oceanogr.*, 19, 8, 1131–1148.

Kalnay, E. et al. (1996), The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 77, 437–471.

Kara, A.B., Hurlburt, H.E., Wallcraft, A.J., Bourassa, M.A. (2005), Black Sea mixed layer sensitivity to various wind and thermal forcing products on climatological time scales. *J. Climate*, 18, 5266–5293.

Kara, A.B., Wallcraft, A.J., Hurlburt, H.E., Stanev E.V. (2008), Air-sea fluxes and river discharges in the Black Sea with a focus on the Danube and Bosphorus. *J. Mar. Syst.*, 74, 74–95.

Kosarev, A.N., Arkhipkin V.S., Surkova G.V. (2008), Hydrometeorological Conditions. In: A. Kostianoy and A. Kosarev (Eds) *The Black Sea Environment. The Handbook of Environmental Chemistry*. Vol. 5, Part Q, Springer-Verlag, Berlin Heidelberg, 2008, 135–158.

Korotaev G.K. (1997), Circulation in semi-enclosed seas induced by buoyancy flux through strait. In: Sensitivity to change: Black Sea, Baltic Sea and Northern Sea, Eds. E. Ozsoy, A. Mikaelyan. NATO ASI Ser. 2, Vol. 27, Dordrecht, The Netherlands, Kluwer Acad. Publ., 1997, 197-210.

Korotaev, G.K., Saenko, O.A., Koblinsky, C.J. (2001), Satellite altimetry observations of the Black Sea level. *Journal of Geophysical Research* 106, 917–933.

Korotaev G., Oguz T., Nikiforov A., and C. Koblinsky (2003), Seasonal, interannual, and mesoscale variability of the Black Sea upper layer circulation derived from altimeter data. *J. Geophys. Res.*, 108 (C4), 3122, doi:10.1029/2002JC001508.

Korotaev G., Oguz T., Riser S. (2006), Intermediate and deep currents of the Black Sea obtained from autonomous profiling floats // *Deep-Sea Res. II*, 53, 1901 – 1910.

Kottek M., Grieser J., Beck C., Rudolf B., Rubel F. (2006), World Map of the Köppen-Geiger climate classification updated. *Meteorologische Zeitschrift*, 15, 3, 259-263.

Kourafidou V., Tsiaras K., and J. Staneva (2004), Numerical studies on the dynamics of the Northwestern Black Sea shelf. *Medit. Mar. Sci.*, 5/1, 133-142.

Krivosheya, V.G., Nyffeler, F., Yakubenko, V.G., Ovchinnikov, I.M., Kos'yan, R.D., Kontar, E.A. (1998), Experimental studies of eddy structures within the Rim cyclonic current zone in the north-eastern part of the Black Sea. In: Ivanov, L., Oguz, T. (Eds.), *Ecosystem Modelling as a Management Tool for the Black Sea*, vol. 2. Kluwer Academic Publishing, Dordrecht, 131–144.

Köppen, W. (1936), Das geographische System der Klimate, in: *Handbuch der Klimatologie*, edited by: Köppen, W. and Geiger, G., 1. C. Gebr, Borntraeger, 1936, 1–44.

Latif, M. A., Özsoy, E., Oguz, T. and Ünlüata Ü., (1991), Observations of the Mediterranean inflow into the Black Sea, *Deep Sea Research*, 38, Suppl. 2, S711-S723.

Luterbacher J, Xoplaki E, Dietrich D, Rickli R, Jacobeit J, Beck C, Gyalistras D, Schmutz C, Wanner H (2001), Reconstruction of Sea Level Pressure fields over the Eastern North Atlantic and Europe back to AD 1500. *Clim Dynamics*, 18, 545–561, doi: 10.1007/s00382-001-0196-6.

Marsili, L. F., (1724), *Histoire Physique de la Mer*, edited by Giorgio Dragoni, Amsterdam, 173 pp., 1724.

Matsoukas, C., A. C. Banks, K. G. Pavlakis, N. Hatzianastassiou, P. W. Stackhouse Jr., and I. Vardavas (2007), Seasonal heat budgets of the Red and Black seas, *J. Geophys. Res.*, 112, C10017, doi:10.1029/2006JC003849.

Mikhailov V.N. and Mikhailova M.V. (2008), RiverMouths. In: A. Kostianoy and A. Kosarev (Eds) *The Black Sea Environment. The Handbook of Environmental Chemistry*. Vol. 5, Part Q, Springer-Verlag, Berlin Heidelberg, 2008, 91–134.

Millot C., Crepon M. (1981), Inertial Oscillations on the Continental Shelf of the Gulf of Lions – Observations and Theory./ *J. Phys. Oceanogr*, 11, 5, 639–657.

Murray, J. W. (1991), Hydrographic properties and ventilation of the Black Sea, *Deep Sea Res.*, 38, 2, 683–689.

Murray, J. W. (1991), Black Sea oceanography: Results from the 1988 Black Sea Expedition, *Deep Sea Res.*, 38, Suppl. 2A, 1266 pp., 1991.

Motzhev S.V., Poulain P-M., Zatsepin A.G. et al. (2000), New phase of drifter experiment in the Black Sea. DBCP Technical Document Series, No.17. World Meteorological Organization, Geneva, 2000, 116–128.

Neumann G. (1942), Die absolute Topographie des physikalischen Meeresniveaus und die Oberflächenströmungen des Schwarzen Meeres. Ann. D. Hydr. Und Marit. Meteorol. Heft. IX, 1942, 265 – 282.

Oguz, T. and L. Rozman (1991), Characteristics of the Mediterranean underflow in the southwestern Black Sea continental shelf/slope region. *Oceanology Acta*, 14(5), 433–444.

Oguz, T., V. S. Latun, M. A. Latif, V. V. Vladimirov, H. I. Sur, A. A. Makarov, E. Özsoy, B. B. Kotovshchikov, V. Eremeev, and U. Unluata (1993), Circulation in the surface and intermediate layers of the Black Sea, *Deep Sea Res., Part I*, 40, 1597– 1612.

Oguz, T., Aubrey, D.G., Latun, V.S., Demirov, E., Koveshnikov, L., Sur, H.I., Diaconu, V., Besiktepe, S., Duman, M., Limeburner, R., Eremeev, V., (1994), Mesoscale circulation and thermohaline structure of the Black Sea observed during Hydroblack 1991. *Deep-Sea Res.* 1 (41), 603–628.

Oguz, T., Malanotte-Rizzoli P., and D. Aubrey, (1995), Wind and thermohaline circulation of the Black Sea driven by yearly mean climatological forcing. *J. Geophys. Res.*, **100**, 6845–6863.

Oguz, T., and P. Malanotte-Rizzoli, (1996), Seasonal variability of wind and thermohaline driven circulation in the Black Sea: Modeling studies. *J. Geophys. Res.*, 101, 16 551–16 569.

Oguz, T., Ivanov, L.I., Besiktepe, S., (1998a), Circulation and Hydrographic characteristics of the Black Sea during 1992. In: Ivanov, L.I., Oguz, T. (Eds.), *Ecosystem Modeling as a Management Tool for the Black Sea*, Vol. 2, NATO ASI Series 2. Environmental Security, Vol. 47 Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 69 – 92.

Oguz, T., S. Besiktepe, L.I. Ivanov, V. Diakonu (1998b), On the ADCP derived Rim Current structure, CIW formation and the role of mesoscale eddies on the CIW transport in the Black Sea: results from April 1993 observations. In: Ivanov, L.I., Oguz, T. (Eds.), *Ecosystem Modeling as a Management Tool for the Black Sea*, Vol. 2, NATO ASI Series 2. Environmental Security, Vol. 47 Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 93 – 118.

Oguz T., Besiktepe S. (1999), Observations on the Rim Current structure, CIW formation and transport in the western Black Sea. *Deep-Sea Res.*, 46, 10, 1733–1753.

Oguz, T., D. Ashwini, and P. Malanotte-Rizzoli, (2002), On the role of mesoscale processes controlling biological variability in the Black Sea: Inferences from SeaWiFS-derived surface chlorophyll field. *Cont. Shelf. Res.*, 22, 1477–1492.

Östlund H.G. (1974), Expedition “Odysseus 65”: radiocarbon age of Black Sea deep water. In: *The Black Sea geology, chemistry, and biology*. E.T. Degens and D.A. Ross, editors. A.A.P.G. memoir 20, Tulsa, Oklahoma, 127–132.

Özsoy, E., Top, Z., White, G. and Murray, J. (1991), Double diffusive intrusions, mixing and deep sea convection processes in the Black Sea. *The Black Sea Oceanography*, E. Izdar and J. M. Murray (Ed.). NATO/ASI Series, Dordrecht, Kluwer Academic Publishers, 17–42.

- Özsoy E., Ünlüata Ü. and Top Z. (1993), The evolution of Mediterranean water in the Black Sea: interior mixing and material transport by double diffusive intrusions. *Progress In Oceanography*, 31, 3, 275–320.
- Özsoy E., Latif, M. A., Tugrul, S. and Ünlüata Ü. (1995), Exchanges with Mediterranean, fluxes in boundary mixing processes in the Black Sea. In: Briand, F. (Ed.), *Mediterranean Tributary Seas*. Bull. Inst. Oceanogr. Monaco. Spec. No. 17, CIESM Sci. Ser. 2, Monaco.
- Özsoy E., Ünlüata Ü. (1997), Oceanography of the Black Sea: A review of some recent results. *Earth-Science Reviews*, 42, 4, 231–272.
- Özsoy, E., Latif, M. A., Beşiktepe, S., Çetin, N., Gregg, N. Belokopytov, V., Goryachkin, Y. and V. Diaconu (1998), The Bosphorus Strait: Exchange Fluxes, Currents and Sea-Level Changes, in: L. Ivanov and T. Oğuz (editors), *Ecosystem Modeling as a Management Tool for the Black Sea*, NATO Science Series 2: Environmental Security 47, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, vol. 1, 367 pp + vol. 2, 385 pp.
- Özsoy E., Di Iorio D., Gregg M. and Backhaus J. (2001), Mixing in the Bosphorus Strait and the Black Sea Continental Shelf: Observations and a Model of the Dense Water Outflow. *J. Mar. Syst.*, 31, 99–135.
- Özsoy, E., D. Rank, and I. Salihoglu (2002), Pycnocline and deep mixing in the Black Sea: stable isotope and transient tracer measurements. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 54, 621–629.
- Pedlosky, J., (1979), *Geophysical Fluid Dynamics*. Springer, 624 pp.
- Peel M. C., Finlayson B.L., and McMahon T.A. (2007), Updated world map of the Köppen-Geiger climate classification. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 11, 1633–1644.
- Pektas H. (1956), The influence of the Mediterranean water on the hydrography of the Black Sea. *Documentes techniques du CGPM*, 1956, 12.
- Peneva E., Stanev E., Belokopytov V. and P.-Y. Le Trayon. (2001), Water transport in the Bosphorus Straits estimated from hydro-meteorological and altimeter data: seasonal to decadal variability. *Journal of Marine Systems*, 31, 21-33.
- Popescu, I., Gilles L., Panin N., Normand A., Dinu C., Le Drezen E. (2004), The Danube submarine canyon (Black Sea): morphology and sedimentary processes. *Marine Geology*, 206, 249– 265.
- Poulain, P.-M., Barbanti, R., Motyzhev, S., Zatsepin, A., (2005), Statistical description of the Black Sea near-surface circulation using drifters in 1999–2003. *Deep-Sea Research I*, 52, 2250–2274.
- Rachev, N. H., V. M. Roussenov, and E. V. Stanev (1991), The Black Sea climatological wind stress. *Bulg. J. Meteor. Hydrol.*, 2, 72–79 (in Bulgarian).
- Rachev, N.H., Stanev, E.V. (1997), Eddy processes in semi-enclosed seas. A case study for the Black Sea. *J. Phys. Oceanogr.* 27, 1581–1601.
- Romanou, A., G. Tselioudis, C.S. Zerefos, C.-A. Clayson, J.A. Curry, and A. Andersson (2010), Evaporation-precipitation variability over the Mediterranean and the Black Seas from satellite and reanalysis estimates. *J. Climate*, 23, 5268–5287, doi:10.1175/2010JCLI3525.1.
- Simeonov, J.A., Stanev, E.V., Backhaus, J.O., Jungclaus, J.H., Roussenov, V.M. (1997), Heat and salt intrusions in the pycnocline from sinking plumes: test case for the entrainment in the Black Sea. In: Ozsoy, E., Mikaelyan, A. (Eds.), *Sen-*

sitivity to Change: Black Sea, Baltic Sea and North Sea. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, The Netherlands, 417–438.

Schrum C., Staneva J., Stanev E., and Özsoy, E. (2001), Air-sea Exchange in the Black Sea Estimated from Atmospheric Analysis for the Period 1979 – 1993. *J. Mar. Syst.*, 31, 3-19.

Shapiro G.I., (2008), Black Sea Circulation. In: Encyclopedia of Ocean Sciences (Second Edition). Eds: J. H. Steele, K. K. Turekian, and S. A. Thorpe. ISBN: 978-0-12-374473-9, P.3519-3532.

Shapiro G. I., S.V. Stanichny, R.R. Stanychna, (2010), Anatomy of shelf-deep sea exchanges by a mesoscale eddy in the North West Black Sea as derived from remotely sensed data. *Remote Sensing of Environment*, 114 , 867–875. doi:10.1016/j.rse.2009.11.020

Shapiro G. I., D. L. Aleynik, and L. D. Mee, (2010), Long term trends in the sea surface temperature of the Black Sea. *Ocean Science.*, 6, 491–501, doi:10.5194/os-6-491-2010.

Soffientino B. and M. E. Q. Pilson, (2005), The Bosphorus Strait. A Special Place in the History of Oceanography, *Oceanography*, 18(2), 16-23,

Sokolova, E., E. V. Stanev, V. Yakubenko, I. Ovchinnikov, and R. Kosyan (2001), Synoptic variability in the Black Sea: Analysis of hydrographic survey and altimeter data. *J. Mar. Syst.*, 31, 45– 63.

Staneva, J.V., Stanev, E.V., Rachev, N.H. (1995), Heat balance estimates using atmospheric analysis data. A case study for the Black Sea. *J. Geophys. Res.* 100 (C9), 18581–18596.

Staneva, J.V., Stanev, E.V. (1997), Cold intermediate water formation in the Black Sea. Analysis on numerical model simulations. In: Özsoy, E., Mikaelyan, (Eds.), Sensitivity to Change: Black Sea, Baltic Sea and North Sea. NATO Ser., Kluwer Academic Publishing, Dordrecht, 375–393.

Staneva, J. V., and E. V. Stanev (1998), Oceanic response to atmospheric forcing derived from different climatic data sets. *Ocean. Acta*, 21, 393–417.

Staneva, J. V., D. E. Dietrich, E. V. Stanev, and M. J. Bowman, (2001), Rim Current and coastal eddy mechanisms in an eddy-resolving Black Sea general circulation model. *J. Mar. Syst.*, 31, 137–157.

Staneva J.V., Stanev E.V. (2002), Water mass formation in the Black Sea during 1991–1995. *J. Mar. Syst.*, 32, 199–218.

Stanev, E. V. (1990), On the mechanisms of the Black Sea circulation. *Earth-Sci. Rev.*, 27, 285-319.

Stanev, E. V., Buesseler, K. O., Staneva, J. V. & Livingston, H. D. (1999), A comparison of modelled and measured Chernobyl ⁹⁰Sr Distributions in the Black Sea. *Journal of Environmental Radioactivity*, 43, 187–203.

Stanev, E. V., and J.-M. Beckers, (1999b), Barotropic and baroclinic oscillations in strongly stratified ocean basins: Numerical study of the Black Sea. *J. Mar. Syst.*, 19, 65–112.

Stanev, E. V., and J.-M. Beckers, (1999c), Numerical simulations of seasonal and interannual variability of the Black Sea thermohaline circulation. *J. Mar. Syst.*, 22, 241–267.

Stanev, E.V., Rachev, N.H., (1999), Numerical study on the planetary Rossby modes in the Black Sea. *J. Mar. Syst.* 21, 283–306.

- Stanev, E.V., Le Traon, P.-Y., Peneva, E.* (2000), Sea level variations and their dependency on meteorological and hydrological forcing. Analysis of altimeter and surface data for the Black Sea. *J. Geophys. Res.*, 105, C7, 17203–17216.
- Stanev, E.V., and J.V. Staneva* (2000), The impact of the baroclinic eddies and basin oscillations on the transitions between different quasi-stable states of the Black Sea circulation. *J. Mar. Syst.*, 24 (1), 3–26.
- Stanev, E. V., and J. V. Staneva* (2001), The sensitivity of the heat exchange at sea surface to meso and sub-basin scale eddies: Model study for the Black Sea, *Dyn. Atmos. Oceans*, 33, 163– 189.
- Stanev, E.V., J.A Simeonov, and E.L. Peneva* (2001), Ventilation of Black Sea pycnocline by the Mediterranean plume. *J. Mar. Syst.*, 31, 77–97.
- Stanev E.V., Bowman M.J., Peneva E.L., and Staneva J.V.* (2003), Control of Black Sea intermediate water mass formation by dynamics and topography: Comparison of numerical simulations, surveys and satellite data. *Journal of Marine Research*, 61, 59–99.
- Stanev E.V.* (2005), Understanding Black Sea dynamics. *Oceanography*, 18, 56–75.
- Sur H.I., Ozsoy E., Unluata U.* (1994), Boundary current instabilities, upwelling, shelf mixing and eutrophication processes in the Black Sea. *Prog. Oceanogr.*, 33, 249-302.
- Sur, H.I., Ozsoy, E., Ilyin, Y.P., Unluata, U.* (1996), Coastal-deep ocean interactions in the Black Sea and their ecological/environmental impacts. *J. Mar. Syst.*, 7, 293–320.
- Sur, H.I., Ilyin, Y.P.* (1997), Evolution of satellite derived mesoscale thermal patterns in the Black Sea. *Prog. Oceanogr.*, 39, 109–151.
- Sverdrup, H. U., M. W. Johnson and R. H. Fleming* (1942), *The Oceans. Their physics, chemistry and general biology.* Englewood Cliffs, Prentice-Hall, 649 651.
- Tolmazin, D.* (1985a), Changing coastal oceanography of the Black Sea, I, Northwestern Shelf, *Prog. Oceanogr.*, 15, 217–276.
- Tolmazin, D.* (1985b), Changing coastal oceanography of the Black Sea, II, Mediterranean effluent, *Prog. Oceanogr.*, 15, 277–316.
- Top Z, Östlund G, Leslie P. and C. Grall* (1991), Helium isotopes, neon and tritium in the Black Sea: A comparison with the 1975 observations. *Deep-Sea Research*, 38 (Suppl. 2), S747-S759.
- Trukhchev D.I., Ibrayev R.A.* (1997), Seasonal variability of the Black Sea climatic circulation. In: E. Ozsoy, A. Mikaelyan (Eds.). *Sensitivity to change: Black Sea, Baltic Sea and Northern Sea.* NATO ASI Ser. 2. Vol.27., Dordrecht, The Netherlands: Kluwer Acad. Publ., 1997, 365-374.
- Tsimplis, M. N., S. A. Josey, M. Rixen, and E. V. Stanev* (2004), On the forcing of sea level in the Black Sea, *J. Geophys.Res.*, 109, C08015, doi:10.1029/2003JC002185.
- Turner, J.S.* (1973), *Buoyancy Effects in Fluids.* Cambridge University Press, 367 pp.
- Turner, J.S.* (1978), Double-diffusive intrusions into a density gradient. *J.Geophys.Res.*, 83, 2887–2901.

Tuzhilkin V.S. (2008a), Thermohaline structure of the Sea. In: A. Kostianoy and A. Kosarev (Eds) *The Black Sea Environment. The Handbook of Environmental Chemistry. Vol. 5, Part Q*, Springer–Verlag, Berlin Heidelberg, 2008, 217–254.

Tuzhilkin V.S. (2008b), General Circulation. In: A. Kostianoy and A. Kosarev (Eds) *The Black Sea Environment. The Handbook of Environmental Chemistry. Vol. 5, Part Q*, Springer–Verlag, Berlin Heidelberg, 2008, 159–194.

Ullyott P. and Ilgaz O. (1946), The hydrography of the Bosphorus: an introduction. *Geogr. Rev.*, 36, 1

Uppala S.M., Kallberg P.W., Simmons A.J. et al. (2005), The ERA-40 reanalysis // *Quart. Journ. Royal. Meteorol. Soc.*, 131, 612, 2961 – 3012, doi: 10.1256/qj.04.176.

Ünlüata Ü., Oguz, T., Latif, M. A., and Özsoy E. (1990), On the physical oceanography of the Turkish Straits. In: Pratt, L. J., (editor), *The Physical Oceanography of Sea Straits*, NATO/ASI Series, Kluwer, Dordrecht, 25-60.

Vardavas, I. M. and Taylor, F. W. (2007), *Radiation and Climate*, International Series of Monographs on Physics, No. 138, Oxford University Press, Oxford, 2007.

Whitehead, J.A., Korotaev, G.K., Bulgakov, S.A., (1998), Convective circulation in mesoscale abyssal basins. *Geophysical and Astrophysical Fluid Dynamics* 89, 169–203.

Yukcel, Y, Yalciner, A.C., Guler, I., Mater, B., Erturk, F. (2003), Hydrography of the Bosphorus Strait, and the Effects to Submarine Constructions. *Proceedings of The Thirteenth (2003) International Offshore and Polar Engineering Conference*, Honolulu, Hawaii, USA, May 25–30, 2003, 303–309.

Yüce H. (1990), Investigation of the Mediterranean water in the Strait of Istanbul (Bosphorus) and the Black Sea. *Oceanol. Acta*, 13, 177 – 186.

Zatsepin A.G., Ginzburg A.I., Kostianoy A.G., Kremenetsky V.V., Krivosheya V.G., Poyarkov S.G., Ratner Yu.B., Skirta A.Yu., Soloviev D.M., Stanichny S.V., Stroganov O.Yu., Sheremet N.A., Yakubenko V.G. (2002), Variability of water dynamics in the northeastern Black Sea and its effect on the water exchange between the near-shore zone and open basin. *Oceanology*. 2002. V.42. Suppl. 1, 1-15.

Zatsepin A.G., Ginzburg, A. I., Kostianoy, A.G., Kremenetskiy, V.V., Krivosheya, V.G., Poulain P.- M., Stanichny S.V. (2003), Observation of Black Sea mesoscale eddies and associated horizontal mixing. *J. Geophys. Res.*, 108, C8, 3246, 1–27, doi:10.1029/2002JC001390