

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки
«Морской гидрофизический институт РАН»

На правах рукописи

Белокопытов Владимир Николаевич

**КЛИМАТИЧЕСКИЕ ИЗМЕНЕНИЯ ГИДРОЛОГИЧЕСКОГО
РЕЖИМА ЧЕРНОГО МОРЯ**

Специальность 25.00.28 – океанология

Диссертация
на соискание ученой степени доктора географических наук

Севастополь – 2017

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	5
1 ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ ИССЛЕДОВАНИЙ ЧЕРНОГО МОРЯ	29
1.1 Период от античности до начала XX в.....	29
1.2 Период от начала 1920-х гг. до конца 1980-х гг.....	33
1.3 Период от начала 1990-х гг. до настоящего времени.....	41
Выводы к разделу 1	47
2 МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЯ И ИСПОЛЬЗОВАННЫЕ МАТЕРИАЛЫ.....	50
2.1 Данные наблюдений и контроль качества данных.....	50
2.1.1 Судовые наблюдения	50
2.1.2 Дрифтеры и буи-профилемеры	55
2.1.3 Данные гидрометеорологической сети, массивы реанализа атмосферных полей и спутниковая информация.....	60
2.1.4 Информационная система обработки данных наблюдений.....	63
2.2 Реанализ термохалинных полей Черного моря	65
2.2.1 Общая характеристика.....	65
2.2.2 Регуляризация данных наблюдений методом оптимальной интерполя- ции.....	67
2.2.3 Восстановление полей методами эмпирических ортогональных функ- ций.....	73
2.2.3.1 Метод горизонтальных ЭОФ.....	76
2.2.3.2 Метод вертикальных ЭОФ.....	78
2.2.4 Методика расчета сезонного цикла термохалинной структуры вод.....	82
2.2.5 Информационная система реанализа термохалинных полей	88
2.3 Оценки статистических характеристик.....	90
2.3.1 Гармонический анализ.....	90
2.3.2 Оценка линейных трендов.....	91
Выводы к разделу 2	93

3 ВНЕШНИЕ ФАКТОРЫ, ОБУСЛАВЛИВАЮЩИЕ ИЗМЕНЧИВОСТЬ ТЕРМО-ХАЛИННОЙ СТРУКТУРЫ.....	95
3.1 Ветер	95
3.1.1 Общая характеристика.....	95
3.1.2 Сезонный цикл.....	100
3.1.3 Многолетняя изменчивость.....	107
3.2 Водный баланс.....	115
3.2.1 Общая характеристика.....	115
3.2.2 Сезонный цикл.....	122
3.2.3 Многолетняя изменчивость.....	126
3.3 Внешний тепловой баланс.....	132
3.3.1 Общая характеристика.....	132
3.3.2 Сезонный цикл.....	137
3.3.3 Многолетняя изменчивость.....	142
3.4 Взаимосвязь многолетней изменчивости теплового и водного баланса.....	151
Выводы к разделу 3.....	160
4 СЕЗОННЫЙ ЦИКЛ ГИДРОЛОГИЧЕСКОЙ СТРУКТУРЫ ВОД ЧЕРНОГО МОРЯ	163
4.1 Термическая структура вод.....	163
4.1.1 Сезонный ход.....	163
4.1.2 Пространственное распределение.....	173
4.1.3 Баланс тепла.....	184
4.2 Халинная структура вод.....	187
4.2.1 Сезонный ход.....	187
4.2.2 Пространственное распределение.....	197
4.2.3 Солевой баланс	199
4.3 T,S-характеристики.....	208
4.4 Плотность и устойчивость вод.....	214
4.5 Циркуляция вод	221
4.5.1 Общая циркуляция моря.....	221

4.5.2 Синоптические вихри.....	231
Выводы к разделу 4.....	240
5 МНОГОЛЕТНЯЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ ГИДРОЛОГИЧЕСКОГО РЕЖИМА ЧЕРНОГО МОРЯ	243
5.1 Термическая структура вод.....	243
5.1.1 Общие тенденции.....	243
5.1.2 Холодный промежуточный слой.....	252
5.1.3 Статистические характеристики.....	263
5.1.4 Изменения сезонного цикла температуры воды	267
5.2 Халинная структура вод.....	272
5.2.1 Общие тенденции.....	272
5.2.2 Статистические характеристики.....	280
5.2.3 Изменения сезонного цикла солености.....	284
5.3 Плотностная стратификация	287
5.4 Циркуляция вод	292
5.4.1 Общие тенденции.....	292
5.4.2 Изменения сезонного цикла циркуляции вод.....	295
5.5 Фазы гидрологического режима.....	301
5.5.1 Деятельный слой.....	301
5.5.2 Глубинные слои.....	309
Выводы к разделу 5.....	317
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	321
СПИСОК СОКРАЩЕНИЙ И УСЛОВНЫХ ОБОЗНАЧЕНИЙ	324
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ	327

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность темы исследования и степень ее разработанности

Исследования климата — одно из наиболее приоритетных направлений в науках о Земле. Значительная роль океана, как неотъемлемой части глобальной климатической системы, неоспорима. Для государства, имеющего выход к внутренним и окраинным морям, важно иметь научно обоснованные представления о региональных особенностях океанологических процессов и предвидеть потенциальные природные изменения, влияющие на функционирование морехозяйственного комплекса и состояние морской экосистемы.

Черное море — самый большой в мире распресненный (солонатоводный) морской бассейн, являющийся вследствие узости и мелководности проливов, одним из наиболее обособленных от Мирового океана морей. Уникальность гидрологии моря связана с целым рядом характерных особенностей термохалинной структуры вод, из которых одно из ключевых — хорошо выраженный галоклин с высокими значениями вертикальной стратификации, что приводит к слабой вентиляции моря. Резкое расслоение моря на тонкий опресненный верхний слой и глубинный соленый слой обуславливают иной характер многолетней изменчивости океанологических параметров, чем в большинстве районов Мирового океана.

Черное море — одно из самых изученных морей Мирового океана, в нем проводились многочисленные морские экспедиции, ему посвящены сотни научных статей и десятки монографий различной направленности. Общие черты гидрологической структуры Черного моря известны с первой половины XX вв. по работам Ф.Ф. Врангеля, И.Б. Шпиндлера, Н.М. Книповича, далее они постоянно уточнялись, в частности, в обобщающих работах А.К. Леонова, Д.М. Филиппова, А.С. Блатова, В.С. Тужилкина. Вопросы, относящиеся к основной тематике диссертации, — климатической изменчивости гидрологических полей — целенаправленно рассматривались в работах В.С. Тужилкина, А.Н. Косарева, Э.Н. Альтмана, И.Ф. Гертмана, В.Б. Титова, В.Г. Кривошея, А.Б. Полонского, Е.А. Ло-

венковой, И.Г. Шокуровой, Т. Oguz, A. Capet, A.B. Kara. Тем не менее, после более чем 100-летнего периода исследований, многие вопросы остаются открытыми. К ним можно отнести: особенности процессов зимнего конвективного перемешивания в различных климатических условиях, устойчивость сезонного хода термохалинной структуры вод на междесятилетних масштабах, причины долгопериодных тенденций в постоянном пикноклине, характеристики водного, солевого баланса моря и водообмена через Босфор, степень влияния крупномасштабной атмосферной циркуляции на многолетние изменения гидрологического режима моря и др. Возросший в последнее десятилетие объем доступной океанографической и метеорологической информации, полученной, в том числе с помощью новых, современных измерительных средств, дает возможность рассмотреть климатическую изменчивость в Черном море на вековом временном интервале.

Объектом исследований диссертационной работы является Черное море.

Предметом исследований диссертации являются сезонная и многолетняя изменчивость термохалинной структуры и циркуляции вод, тепловой и водный баланс моря, циркуляция атмосферы в Азово-Черноморском бассейне и Атлантико-Европейском секторе.

Цель и задачи диссертационной работы

Цель работы — оценка крупномасштабных изменений гидрологического режима Черного моря за 100-летний период и выявление внешних факторов, влияющих на формирование термохалинной структуры и циркуляции вод.

Задачи исследования:

- разработка методов и вычислительных технологий обработки разнородных океанографических данных в целях реконструкции термохалинных полей на длительном временном интервале;
- оценка внешних факторов, определяющих изменчивость гидрологической структуры верхнего слоя моря: ветрового воздействия, теплового и водного баланса на основе всех доступных источников гидрометеорологической информации;

- выявление многолетних изменений амплитудно-фазовых характеристик сезонного цикла температуры, солености и циркуляции вод;
- расчет статистических характеристик межгодовой, десятилетней и междесятилетней изменчивости термохалинной структуры и циркуляции вод для различных слоев моря;
- обобщение многолетней изменчивости аномалий тепло- и солезапаса бассейна в виде последовательности различных состояний гидрологического режима моря;
- выявление причин климатических изменений гидрологического режима Черного моря на основе анализа многолетних колебаний крупномасштабной циркуляции атмосферы в Атлантико-Европейском секторе, теплового и водного баланса бассейна.

Теоретическая и практическая значимость работы

Работа выполнялась в соответствии с планами научных исследований и прикладных тем Морского гидрофизического института РАН, а также международного сотрудничества в рамках следующих научно-исследовательских проектов:

- Проект 0827-2015-0001 «Фундаментальные исследования процессов в системе океан-атмосфера-литосфера, определяющих пространственно-временную изменчивость природной среды и климата глобального и регионального масштабов» (шифр «Климат»), 2015–2017 гг.;
- Проект 1002-2014-0010 «Комплексные междисциплинарные исследования океанологических процессов, определяющих функционирование и эволюцию экосистем Черного и Азовского морей, на основе современных методов контроля состояния морской среды и грид-технологий» (шифр «Фундаментальная океанология»), 2015–2016 гг.;
- Проект RFMEFI57714X0110 «Разработка методов и создание экспериментального образца системы мониторинга антропогенных воздействий на шельфовые зоны черноморского побережья Российской Федерации, включая Крымский

полуостров, на основе спутниковых и контактных данных» (шифр «Диагностика»), 2015–2016 г.;

– Грант РФФИ № 15-05-00984 «Зимняя изопикническая субдукция как механизм интенсификации вертикальной турбулентной диффузии и вертикальной адвекции в деятельном слое Черного моря», 2015–2016 гг.;

– Грант РФФИ № 14-45-01640 «Географическое районирование квазистационарных синоптических вихрей в Черном море», 2014 г.;

– Грант РФФИ № 14-45-01028 «Моделирование циркуляции и процессов переноса загрязняющих примесей в Севастопольской бухте», 2014 г.;

– Project PERSEUS («Policy-oriented marine Environmental Research in the Southern European Seas»), 2012–2014 гг.;

– Project EnviroGRIDS («Building Capacity for a Black Sea Catchment Observation and Assessment System supporting Sustainable Development»), 2011–2013 гг.;

– Project ECOOP («European Coastal-shelf Sea Operational Observing and Forecasting System»), 2007–2009 гг.;

– Project SESAME («Southern European Seas: Assessing and modelling ecosystem changes»), 2007–2009 гг.;

– Project CRDF «Controls on the distribution and fluxes of redox species at the oxic/anoxic bottom of the Black Sea», 2005–2007 гг.;

– Project INTAS «Methane Budget for the oxic/anoxic water column of the Black Sea: data synthesis, parameterisation of biochemical transformations, numerical simulation», 2002–2004 гг.;

– Project INTAS «Dissemination of data on environmental characteristics using a CD-ROM based data management system for the Atlantic Ocean and the enclosed seas (Mediterranean Sea, Caspian Sea and the Aral Sea)», 2001–2003 гг.;

– Project NOAA ESDIM «Rescue of Black Sea hydrological data for regional classification and studies of seasonal and interannual variability», 2001–2003 гг.

– Проекты Национальной академии наук Украины «Мониторинговые системы», «Атмосфера-океан», «Геокосмос», «Геоэко», «Катастрофы», «Информ-

ресурс», «Природная среда», «Океанография», «Полигон», «Управление», 2008–2014 гг.

Разработанная автором информационная система доступа к гидрометеорологической информации Черного и Азовского морей используется в Севастопольском отделении Государственного океанографического института им. Н.Н. Зубова и в Севастопольской гидрометеорологической обсерватории Росгидромета. Информационная система обработки и визуализации междисциплинарной базы данных Средиземноморского бассейна реализована в международных проектах SESAME и PERSEUS. Компьютерная программа обработки рейсовых океанографических данных «Гидролог» нашла применение во многих отечественных институтах океанологического профиля.

Результаты работы использовались при чтении лекций на географическом факультете в Черноморском филиале МГУ им. М.В. Ломоносова, на кафедре физики Севастопольского государственного университета, в аспирантуре Морского гидрофизического института РАН, в качестве методического пособия на кафедре океанологии МГУ им. М.В. Ломоносова.

Результаты расчетов климатических океанографических полей Черного моря были представлены в 4 атласах, за один из которых автор вместе с коллективом исследователей был удостоен Государственной премии Украины в области науки и техники за 2011 г.

Методология и методы исследования

Основным методическим подходом диссертационного исследования являлся комплексный анализ разнородной океанографической и гидрометеорологической информации: контактных измерений (судовые съемки, дрейфующие буи, гидрометеорологическая сеть), дистанционных спутниковых измерений (температура поверхности, альтиметрия) и массивов реанализа атмосферных и гидрофизических полей.

Для оптимизации анализа материалов наблюдений была создана информационная система, включающая в себя набор используемых баз данных и авторское прикладное программное обеспечение, предназначенное для доступа, визуа-

лизации, контроля качества и коррекции данных, расчета дополнительных параметров и статистических оценок.

В процессе исследования использовались различные математические методы: корреляционный, спектральный и гармонический анализ временных рядов, разложение на эмпирические ортогональные функции, оптимальная интерполяция, а также синоптический анализ, T,S-анализ и другие традиционные методы климатологии и океанографии.

Положения, выносимые на защиту

- Новый метод реконструкции термохалинных полей, сочетающий в себе методы оптимальной интерполяции и методы разложения на ЭОФ-функции, позволил создать массив реанализа за весь исторический период наблюдений на основе использования архивных данных с различным пространственным разрешением;

- Основной причиной региональных отличий климатических изменений в Черном море от других районов Мирового океана является внутриматериковое положение моря, определяющее изолированность, слабый внешний водообмен, двухслойность гидрологической структуры вод и повышенную реакцию бассейна на атмосферные воздействия;

- Различия характеристик сезонной и межгодовой изменчивости температуры и солености в Черном море связаны с изменением общей интенсивности и перераспределением относительной роли составляющих теплового и водного баланса;

- Многолетняя изменчивость термохалинных полей в верхнем 100-метровом слое моря с преобладанием междесятилетних колебаний резко отличается от тенденций в слое основного пикноклина и глубинных слоях, где поступление мраморноморских вод вызывает слабое, но устойчивое нагревание и осололожение. Ведущую роль в низкочастотной изменчивости теплозапаса моря играет интенсивность зимней конвекции;

- Основным внешним фактором, регулирующим переходы в различные состояния гидрологического режима в Черном море на междесятилетнем масштабе, является смена типов атмосферной циркуляции, где главную роль играет направление преобладающего переноса воздушных масс.

Научная новизна

Помимо защищаемых положений, новизной обладают следующие результаты диссертационной работы:

- Новое программное обеспечение для обработки океанографических данных, новые массивы реанализа термохалинных полей Черного моря и новые климатические массивы;

- Новые оценки статистических характеристик сезонной и межгодовой изменчивости температуры, солености, стратификации и вертикальной устойчивости вод;

- Новые оценки интенсивности обновления вод холодного промежуточного слоя (ХПС) за 100-летний период;

- Новая оценка водо- и солеобмена между центральной частью и периферией моря;

- Новая оценка соотношения вихревой и общей кинетической энергии геострофических течений;

- Новое обобщение многолетней изменчивости тепло- и солезапаса бассейна в виде последовательности крупномасштабных состояний – гидрологических фаз;

- Новые оценки связей изменчивости термохалинной структуры с внешними атмосферными факторами;

- Впервые полученные интегральные оценки тепло- и солезапаса по всему объему моря за 100-летний период;

- Впервые полученные оценки сезонного хода процессов субдукции / вовлечения в холодном промежуточном слое моря;

- Впервые полученные оценки осолонения / опреснения моря за 100-летний период.

- Впервые проведенная типизация сезонного хода циркуляции для всех квазистационарных антициклонов Черного моря;

- Впервые полученные закономерности многолетних изменений амплитудно-фазовых характеристик сезонного хода температуры и солености;
- Впервые полученные оценки интенсивности геострофической циркуляции для периода до 1950-х гг.

Степень достоверности результатов

Достоверность результатов обеспечивается использованием большого объема первичного экспериментального материала, сопоставлением различных источников информации, применением, наряду с новыми подходами, традиционных методов океанографического и гидрометеорологического анализа, использованием методов проверки статистических гипотез при оценках значимости.

Апробация результатов

Основные результаты диссертации представлялись на семинарах и заседаниях Ученых советов МГИ РАН и СО ГОИН, на более 30 международных, российских и украинских научных конференциях: «Морские технологии и приборостроение» (Севастополь, 1993 г.), «Фундаментальные и прикладные проблемы мониторинга и прогноза стихийных бедствий» (Севастополь, 2000), «Современное состояние экосистем Черного и Азовского морей» (Донузлав, 2005 г.), «Интегрированная система мониторинга Черного и Азовского морей» (Севастополь, 2013), «Мировой океан: модели, данные и оперативная океанология» (Севастополь, 2016), «Системы контроля окружающей среды» (Севастополь, 2002, 2006, 2007, 2011, 2012 гг.), «Пути решения проблемы сохранения и восстановления пляжей Крымского полуострова» (Севастополь, 2015), «Sensitivity of North Sea, Baltic Sea and Black Sea to Anthropogenic and Climatic Changes» (Варна, 1995), «Information Technology in Oceanography (ITO-98)» (Гоа, 1998), IOC workshop «Ocean circulation science derived from the Atlantic, Indian and Arctic sea level networks» (Тулуза, 1999), International Union of geodesy and geophysics IUGG-99 (Бирмингем, 1999), European Geophysical Society (Вена, 1997; Ницца, 2000), «An Ocean Odyssey» – Joint Assemblies IAPSO-IABO (Мар-де-Плата, 2001), «Oceanography of the Eastern Mediterranean and Black Sea. Similarities and differences of two intercon-

nected basins» (Афины, 1999; Анкара, 2002), «Scientific and policy challenges towards an effective management of the marine environment. Emphasis on the Black Sea and the Mediterranean regions» (Варна, 2003), «Oceans Conference Record (IEEE)» (San Diego, 2003); International Marine Data and Information Conference – IMDIS (Брест, 2005; Афины, 2008; Париж, 2010; Лукка, 2013), «Black Sea ecosystem 2005 and beyond» (Стамбул, 2006), «Climate Change in the Black Sea, Hypothesis, Observations, Trends, Scenarios and Mitigation Strategy For Ecosystem» (София, 2008), 14th Biennial Challenger Conference for Marine Science (Саутгемптон, 2010), «Marine research Horizon 2020 – MARES 2020» (Варна, 2013), PERSEUS Scientific Workshop (Афины, 2014).

Публикации по теме диссертации

По теме диссертации опубликовано 96 научных работ, общим объемом более 900 с., из них 20 статей в рецензируемых журналах, 1 монография в соавторстве, 12 глав в 9 коллективных монографиях (5 изданы за рубежом), 25 статей в рецензируемых сборниках научных трудов, 34 тезиса докладов на научных конференциях, 4 атласа.

Требованиям ВАК при Минобрнауки России удовлетворяют 40 работ в рецензируемых российских, украинских и международных научных изданиях. В их числе 6 работ в рецензируемых научных изданиях, входящих в перечень изданий ВАК при Минобрнауки России, в которых должны быть опубликованы основные научные результаты диссертаций на соискание ученой степени доктора наук, 40 работ в изданиях, соответствующих п. 10 Постановления Правительства Российской Федерации от 30 июля 2014 г. № 723 «Об особенностях присуждения ученых степеней и присвоения ученых званий лицам, признанным гражданами Российской Федерации в связи с принятием в Российскую Федерацию Республики Крым и образованием в составе Российской Федерации новых субъектов – Республики Крым и города федерального значения Севастополя», 9 работ в изданиях, входящих в наукометрическую базу SCOPUS.

Статьи в рецензируемых журналах

1. Булгаков, Н.П. Сезонная изменчивость гидролого-акустических характеристик на шельфе Черного моря у южного побережья Крыма / Н.П. Булгаков, **В.Н. Белокопытов**, П.Д. Ломакин // Морской гидрофизический журнал. – 1996. – № 3. – С. 41–47.

Bulgakov N.P. Seasonal variability of the hydrologic-and-acoustic parameters on the Black Sea shelf off the south Crimea coast / N.P. Bulgakov, **V.N. Belokopytov**, P.D. Lomakin // Physical Oceanography. – 1997. – 8 (3). – P. 179–184.

2. **Белокопытов, В.Н.** Атмосферное давление и ветер над Черным морем (1961–1990 гг.) / В.Н. Белокопытов, Г.Ф. Кудрявцева, М.М. Липченко // Тр. УкрНИГМИ – 1998. – Вып. 246. – С. 174–181.

3. Ефимов, В.В. Численное моделирование ветрового волнения при штормовых ситуациях в Черном море / В.В. Ефимов, **В.Н. Белокопытов**, О.И. Комаровская // Морской гидрофизический журнал. – 2000. – № 6 – С. 36–44.

4. **Белокопытов, В.Н.** Климатические характеристики скорости звука в северо-восточной части Черного моря / В.Н. Белокопытов // Морской гидрофизический журнал. – 2004. – № 3. – С. 67–73.

5. Долговременные изменения термохалинных и динамических характеристик Черного моря по климатическим данным температуры и солености и их ассимиляции в модели / В.В. Кныш, Г.К. Коротаев, С.Г. Демышев, **В.Н. Белокопытов** // Морской гидрофизический журнал. – 2005. – № 3. – С. 11–30.

Long-term variations of the thermohaline and dynamic characteristics of the black sea according to the climatic data on temperature and salinity and their assimilation in the model / V.V. Knysh, G.K. Korotaev, S.G. Demyshev, **V.N. Belokopytov** // Physical Oceanography. – 2005. – 15 (3). – P. 142–160.

6. Программный пакет «Гидроэколог» для обработки экспедиционных данных / **В.Н. Белокопытов** [и др.] // Морской экологический журнал. – 2008. – Т.7, № 1. – С. 17–22.

7. Особенности сезонной изменчивости температуры поверхности и циркуляции вод Черного моря / Ю.В. Артамонов, **В.Н. Белокопытов**, М.В. Бабий, Е.А. Скрипалева // Тр. ЮгНИРО. – 2008. – Т. 46. – С. 102–109.

8. Репетин, Л.Н. Режим ветра над побережьем и шельфом северо-восточной части Черного моря / Л.Н. Репетин, **В.Н. Белокопытов** // Тр. УкрНИГМИ. – 2009. – Вып. 257. – С. 84–105.

9. Численное моделирование динамики Азовского моря при прохождении циклонического атмосферного образования / А.Е. Букатов, Д.Д. Завьялов, **В.Н. Белокопытов**, Т.А. Соломаха // Метеорология и гидрология. – 2009. – № 10. – С. 45–53.

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

Belokopytov V.N. Interannual variations of the renewal of waters of the cold intermediate layer in the Black Sea for the last decades / V.N. Belokopytov // Physical Oceanography. – 2011. – 20 (5). – P. 347–355.

11. Сезонная и межгодовая изменчивость гидрофизических полей Черного моря, восстановленных на основе реанализа за период 1971–1993 гг. / В.В. Кныш, Г.К. Коротаев, В.А. Моисеенко, А.И. Кубряков, **В.Н. Белокопытов**, Н.В. Инюшина // Изв. РАН. Сер. Физика атмосферы и океана. – 2011. – Т. 47, № 3. – С. 433–446.

12. Розроблення та створення національної колекції морських навігаційних карт і океанографічного атласу Чорного та Азовського морів / С.В. Симоненко, **В.М. Белокопитов**, О.Р. Болтачов, О.М. Борис [и др.] // Вісн. НАН України. – 2012. – № 12. – С. 19–27.

13. Ефимов, В.В. Оценка составляющих водного баланса Черного моря / В.В. Ефимов, **В.Н. Белокопытов**, А.Е. Анисимов // Метеорология и гидрология. – 2012. – № 12. – С. 69–76.

14. Полонский, А.Б. Десятилетняя изменчивость температуры и солёности в Черном море / А.Б. Полонский, И.Г. Шокурова, **В.Н. Белокопытов** // Морской гидрофизический журнал. – 2013. – № 6. – С. 27–41.

15. **Белокопытов, В.Н.** Климатическая изменчивость плотностной структуры Черного моря / В.Н. Белокопытов // Украинский гидрометеорологический журнал – 2014. – № 14. – С. 227–235.
16. Модель среднегодового вертикального обмена в холодном промежуточном слое Черного моря / А.С. Самодуров, В.А. Иванов, **В.Н. Белокопытов**, О.Е. Кулыша // Процессы в геосредах. – 2016. – № 2 (6). – С. 141–147.
17. A ventilation of the Black Sea pycnocline on seasonal and interannual time scales / L. Ivanov, **V.N. Belokopytov**, E. Özsoy, A. Samodurov // Mediterranean Marine Science. – 2000. – Vol. 1/2. – P. 61–74.
18. Water transport in the Bosphorus Straits estimated from hydro-meteorological and altimeter data: Seasonal to decadal variability / E. Peneva, E. Stanev, **V. Belokopytov**, P.-Y. Le Traon // Journal of Marine Systems – 2001. – Vol. 31. – P. 21–33.
19. Modelling the distribution of nitrogen species and isotopes in the water column of the Black Sea / S.K. Konovalov, C.A. Fuchsman, **V. Belokopytov**, J.W. Murray // Marine Chemistry. – 2008. – Vol. 111, Iss. 1–2. – P. 106–124.
20. Contribution of the Black Sea observing system to ECOOP / G.K. Korotaev, V.L. Dorofeev, S.V. Motyzhev, **V.N. Belokopytov** [et al.] // Ocean Science Discussion – 2011. – Vol. 8. – P. 1695–1722.

Монографии

21. Иванов, В.А. Океанография Черного моря / В.А. Иванов, **В.Н. Белокопытов**. – Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2011. – 212 с. – ISBN 978-966-022-6165-5.

Главы из коллективных монографий

22. **Белокопытов, В.Н.** Климатические изменения гидрологического режима Черного моря / В.Н. Белокопытов // Изменения земных систем в Восточной Европе / под ред. П.Я. Гройсмана, В.И. Лялько – Киев, 2010. – С. 478–495.

23. **Белокопытов, В.Н.** Долгопериодные изменения гидрологического режима Черного моря: устойчивое состояние и климатические сдвиги / В.Н. Белокопытов // Устойчивость и эволюция океанологических характеристик экосистемы Черного моря / под ред. В.Н. Еремеева, С.К. Коновалова. – Севастополь: НАН Украины, Морской гидрофизический институт, 2012. – С. 203–222.

24. **Белокопытов, В.Н.** Термохалинная структура вод шельфа / В.Н. Белокопытов // Гидрометеорологические условия морей Украины. Том 2: Черное море / Ильин Ю.П. [и др.] – Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2012. – Гл. 7 – С.205–259.

25. Самодуров, А.С. Вертикальный обмен термохалинными и химическими компонентами в деятельном слое Черного моря / А.С. Самодуров, **В.Н. Белокопытов**, Л.В. Глобина // Мониторинг прибрежной зоны на Черноморском экспериментальном подспутниковом полигоне / под ред. В.А. Иванова, В.А. Дулова. – Севастополь: НАН Украины, Морской гидрофизический институт, 2014. – С. 373–384.

26. Polonsky, A. Variability of northwestern Black Sea hydrography and river discharges as a part of global ocean-atmosphere fluctuations / A. Polonsky, E. Voskresenskaya, **V. Belokopytov** // Sensitivity to Change: Black Sea, Baltic Sea and North Sea / edits. E. Ozsoy, A. Mikaelyan. – Dordrecht: Kluwer Academic Publishers, 1997. – NATO ASI ser. 2. Environment – Vol. 2/27 – P.11–24.

27. Physical, Chemical and Biological Data Sets of the TU Black Sea Data Base: Description and Evaluation / L. Ivanov, S. Konovalov, V. Melnikov, A. Mikaelyan, O.Yunev, O. Basturk, **V. Belokopytov** [et al.] // Ecosystem Modeling as a Management Tool for the Black Sea / edit. L. Ivanov, T. Oguz – Dordrecht: Kluwer Academic Publishers, 1998. – NATO Sci. ser. 2. Environment security – Vol. 1/47 – P. 11–38.

28. The Bosphorus Strait: Exchange Fluxes, Currents and Sea-Level Changes / E. Özsoy, M.A. Latif, S. Besiktepe, N. Cetin, M.C. Gregg, **V. Belokopytov**, Yu. Goryachkin, V. Diakonu // там же. – Vol. 2/47. – P. 1–28.

29. **Belokopytov, V.** Long-Term Variability of Cold Intermediate Layer Renewal Conditions in the Black Sea. / V. Belokopytov // там же. – Vol. 2/47 – P. 47–52.

30. Regional Peculiarities of Physical and Chemical Responses to Changes in External Conditions within the Black Sea Pycnocline: Cooling Phase / L.I. Ivanov, S.Konovalov, **V. Belokopytov**, E. Özsoy // там же. – Vol. 2/47 – P. 53–68.

31. Fluctuations of pelagic species of the open Black Sea during 1980–1995 and possible teleconnections / U. Niermann, A.E. Kideys, A.V. Kovalev, V. Melnikov, **V. Belokopytov** // Environmental Degradation of the Black Sea: Challenges and Remedies / edit. S. Besiktepe [et al.]. – Dordrecht: Kluwer Academic Publishers, 1999. – NATO Sci. ser. 2. Environment security – Vol. 56 – P. 147–173.

32. Physical oceanography studies / Y.P. Ilyin, **V.N. Belokopytov**, E.M. Lemesko, S.V. Stanichniy // Marine Environmental Assessment of the Black Sea. – Vienna: IAEA, 2004. – P. 43–72.

33. Information products to study environmental threats and dangerous phenomena in the Black, Azov and Caspian Seas / **V.N. Belokopytov** [et al.] // Integration of Information for Environmental Security / edit. H. Gonca Coskun. – Dordrecht: Springer, 2008. – P. 91–104.

Статьи в рецензируемых сборниках научных трудов

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

35. Пухтяр, Л.Д. Сезонная и пространственная изменчивость термохалинной структуры вод Каркинитского залива / Л.Д. Пухтяр, Ю.П. Ильин, **В.Н. Белокопытов** // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. – Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2003. – Вып. 8. – С. 48–63.

36. Репетин, Л.Н. Ветры и волнение в прибрежной зоне юго-западной части Крыма / Л.Н. Репетин, **В.Н. Белокопытов**, А.И. Липченко // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. – Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2003. – Вып. 9. – С. 13–28.

37. Репетин, Л.Н. Режим ветра северо-западной части Черного моря и его климатические изменения / Л.Н. Репетин, **В.Н. Белокопытов** // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. – Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2008. – Вып. 17. – С.225–243.

38. Фоновые характеристика и сезонная изменчивость вертикальной стратификации термохалинного поля у побережья Севастополя / **В.Н. Белокопытов** [и др.] // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. – Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2002. – Вып. 1 (6). – С. 22–28.

39. **Белокопытов, В.Н.** Применение геоинформационной системы «Гидрометеорология Черного и Азовского морей» для комплексного анализа океанографических съемок / В.Н. Белокопытов // Системы контроля окружающей среды. – Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2002. – С. 200–204.

40. Сизов, А.А. Особенности гидрометеорологических полей Черного моря в фазу спада 11-летнего цикла солнечной активности / А.А. Сизов, **В.Н. Белокопытов** // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. – Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2004. – Вып. 10. – С. 109–118.

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

42. Сравнительный анализ изменчивости гидрологических характеристик вод северо-западного шельфа и центральной части моря / И.Г. Шокурова, Т.В. Пластун, **В.Н. Белокопытов**, А.Х. Халиулин // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа – Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2004. – Вып. 10. – С. 17–26.

43. Цифровой атлас «Физическая океанография Черного моря» / А.М. Суворов, В.Н. Еремеев, **В.Н. Белокопытов**, А.Х. Халиулин [и др.] // Системы контроля окружающей среды. – Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2004. – С.125–129.

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

45. Ильин, Ю.П. Сезонная и межгодовая изменчивость параметров холодного промежуточного слоя в области Севастопольского антициклонического круговорота / Ю.П. Ильин, **В.Н. Белокопытов** // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. – Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2005. – Вып. 12. – С. 28–41.

46. Артамонов, Ю.В. Сезонная динамика крупномасштабных циклонических круговоротов Черного моря / Ю.В. Артамонов, **В.Н. Белокопытов**, Е.А. Скрипалева // Системы контроля окружающей среды. – Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2006. – С. 268–270.

47. Самодуров, А.С. Стационарная модель вертикального обмена в Черном море для реальной геометрии бассейна / А.С. Самодуров, О.Е. Кульша, **В.Н. Белокопытов** // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. – Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2006. – Вып. 14. – С. 517–523.

48. **Белокопытов, В.Н.** Сезонная и межгодовая изменчивость завихренности поля ветра над Черным морем по данным архивных синоптических карт / В.Н. Белокопытов // Системы контроля окружающей среды. – Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2007. – С. 176–178.

49. **Белокопытов В.Н.** Оценка субдукции вод на верхней границе основного пикноклина в Черном море по климатическим данным / В.Н. Белокопытов // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. – Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2007. – Вып. 15. – С. 21–27.

50. Моисеенко, В.А. Оценка качества массива данных гидрологических измерений подготовленного для решения задачи реанализа состояния Черного моря 1985–1994 гг. / В.А. Моисеенко, **В.Н. Белокопытов** // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов

шельфа. – Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2008. – Вып. 16. – С.184–189.

51. Тенденции в изменчивости термохалинных и динамических характеристик Черного моря, выявленные по результатам реанализа за период 1985–1994 гг. / В.В. Кныш, А.И. Кубряков, В.А. Моисеенко, **В.Н. Белокопытов** [и др.] // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. – Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2008. – Вып. 16. – С. 277–290.

52. Подсистема обеспечения пользователей океанографической информацией геоинформационной системы Черного моря / В.Н. Еремеев, А.Х. Халиулин, Е.А. Годин, А.В. Ингерров, **В.Н. Белокопытов** [и др.] // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. – Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2009. – Вып. 18. – С. 75–86.

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

54. **Белокопытов, В.Н.** О десятилетней изменчивости температуры и солености в слое постоянного пикноклина в Черном море / В.Н. Белокопытов, И.Г. Шокурова, А.Б. Полонский // Системы контроля окружающей среды. – Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2011. – С. 223–225.

55. **Белокопытов, В.Н.** О методе восстановления термохалинной структуры Черного моря на основе эмпирических ортогональных функций / В.Н. Белокопытов // Системы контроля окружающей среды. – Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2012. – Вып. 17. – С.94–99.

56. **Белокопытов, В.Н.** Статистический анализ термохалинных полей Черного моря по данным буев-профилемеров ARGO / В.Н. Белокопытов, А.В. Багаев // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. – Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2012. – Вып. 26 (2). – С. 128–142.

57. **Белокопытов, В.Н.** О климатической изменчивости термохалинной структуры Черного моря / В.Н. Белокопытов // Экологическая безопасность при-

брежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. – Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2013. – Вып. 27. – С. 226–230.

58. **Белокопытов, В.Н.** Устойчивые антициклонические вихри у южного и западного побережья Крыма / В.Н. Белокопытов, Н.В. Никольский // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон моря. – Севастополь: МГИ РАН, 2015. – Вып. 1. – С. 47–53.

Тезисы докладов на конференциях

59. **Белокопытов, В.Н.** О пространственной статистической структуре термохалинных полей Черного моря / В.Н. Белокопытов, А.Б. Полонский // Морские технологии и приборостроение: науч.-техн. семинар (Севастополь, 1993 г.) : тез. докл. – Севастополь: МГИ АН Украины, 1993. – С. 25–26.

60. **Белокопытов, В.Н.** Компьютерный атлас гидролого-акустических характеристик Черного моря / В.Н. Белокопытов, Н.П. Булгаков // Диагноз состояния экосистемы Черного моря и зоны сопряжения суши и моря (Севастополь, 1997 г.) : сб. тр. конф. – Севастополь: МГИ НАН Украины, 1997. – С. 122.

61. Шокурова, И.Г. Изменчивость температуры и солености в Черном море в период 1951-1995 гг. / И.Г. Шокурова, **В.Н. Белокопытов** // Международная конференция «Современное состояние экосистемы Черного и Азовского морей» (Крым, Донузлав, 2005 г.) : тез. докл. – Севастополь, 2005. – С. 157.

62. Polonsky, A. Low-frequency variability of hydrological fields in the North West Black Sea / A. Polonsky, **V. Belokopytov**, G. Dzhiganshin // Proceedings of the NATO Advanced Research Workshop on Sensitivity of North Sea, Baltic Sea and Black Sea to Anthropogenic and Climatic Changes (Varna, Bulgaria, 1995) : proc. – Varna, 1995.

63. **Belokopytov, V.N.** Decadal changes of the Black Sea hydrographic fields / V.N. Belokopytov, A.B. Polonsky, B.A. Yurchuk // Annales Geophysicae. – 1997. – Vol. 15, Suppl II. – P. C489.

64. **Belokopytov, V.N.** "Oceanographer": applied software for oceanographic surveys / V.N. Belokopytov // International Symposium on Information Technology in Oceanography (ITO-98) (Goa, India, 1998) : abstr. – Goa, 1998. – P. 79.

65. **Belokopytov, V.N.** GIS "Hydrometeorology of the Black Sea and Sea of Azov" / V.N. Belokopytov // там же. – P.30.
66. Ivanov, L.I. Winter mixing events in the Black Sea / L.I. Ivanov, **V. Belokopytov** // IUGG-99 conference (Birmingham, U.K., 1999) : abstr. – Birmingham, 1999. – P11/E/23-B5 1420, P. B234.
67. **Belokopytov, V.** Sea level changes in the Black sea (1923-1997) / V. Belokopytov, Yu. Goryachkin // IOC workshop report: Ocean circulation science derived from the Atlantic, Indian and Arctic sea level networks. – UNESCO, 2000. – No. 171 – P. 88–92.
68. **Belokopytov, V.N.** Marine information system in oceanography and meteorology of the Black Sea / V.N. Belokopytov // International conference Oceanography of the Eastern Mediterranean and Black Sea. Similarities and differences of two interconnected basins (Athens, Greece, 1999) : abstr. – Brussels: European Commission report, 2000 – P. 419.
69. **Belokopytov, V.N.** The water balances of the Black Sea as a basin for study of the derived pollutants budget in surrounding basins and its influence onto the marine environment / V.N. Belokopytov, V.G. Simov, M.M. Lipchenko // там же. – P. 135.
70. Özsoy, E. Atmosphere-ocean fluxes, climatic variability and exchanges between the Eastern Mediterranean and the Black Sea / E. Özsoy, L.I. Ivanov, **V.N. Belokopytov** // там же. – P. 193.
71. **Belokopytov, V.N.** Regional GIS "Hydrometeorology of the Black Sea" / V.N. Belokopytov // EGS 2000, XXV General Assembly European Geophysical Society (Nice, France, 2000) : abstr. – Nice, 2000.
72. Maderich, V. Modelling of the Dardanelles outflow to the Aegean Sea / V. Maderich, **V. Belokopytov**, V. Zervakis // там же.
73. **Belokopytov, V.N.** Long-term sea level variability in the Black Sea / V.N. Belokopytov, Yu. Goryachkin // там же.
74. **Belokopytov, V.** Black Sea as a hydrographic opposite to Mediterranean Sea / V. Belokopytov // 2001: An Ocean Odyssey, Joint Assemblies IAPSO-IABO (Mar del Plata, Argentina, 2001) : abstr. – Mar del Plata, 2001.
75. **Belokopytov, V.** Seasonal and interannual variability of strong winds and storms in the Black Sea / V. Belokopytov // Second international conference Oceanog-

raphy of the Eastern Mediterranean and Black Sea. Similarities and differences of two interconnected basins (Ankara, Turkey, 2002) : abstr. – Ankara, 2002. – P. 450.

76. **Belokopytov, V.N.** Decadal variability of the Black Sea pycnocline / V. Belokopytov // Scientific and policy challenges towards an effective management of the marine environment. Emphasis on the Black Sea and the Mediterranean regions (Varna, Bulgaria, 2003) : abstr. – Varna, 2003. – P. 277.

77. Creation the new database in the framework of “Rescue of Black Sea hydrological data for regional classification and studies of seasonal and interannual variability” project / A.M. Suvorov [et al.] // там же. – P. 381.

78. Digital atlas and evaluation of the influence of inter-annual variability on climate analyses / A.M. Suvorov [et al.] // Oceans Conference Record (IEEE) : proc. – San Diego, 2003. – Vol. 2, P. 990–995.

79. Rescue of Black Sea hydrological data for regional classification and studies of seasonal and interannual variability / A.M. Suvorov [et al.] // там же. – Vol. 5, P.2741–2744.

80. **Belokopytov, V.** Ocean Station Tool: Software package for processing and analysis of oceanographic data / V. Belokopytov // Conference International Marine Data and Information – IMDIS (Brest, France, 2005) : abstr. – Brest, 2005. – P. 67.

81. **Belokopytov, V.** GIS “Hydrometeorology of the Black and Azov Seas” / V. Belokopytov // там же. – P. 82.

82. Oceanographic Database Management System / A. Khaliulin, **V. Belokopytov**, E. Godin, A. Ingerov, D. Palmer // там же. – P. 51.

83. **Belokopytov, V.N.** Interannual variability of the Black Sea water masses volume / V.N. Belokopytov // Black Sea ecosystem 2005 and beyond (Istanbul, Turkey, 8–10 May 2006) : abstr. – Istanbul, 2006. – P. 6.

84. Shokurova, I.G. Interdecadal variability of temperature and salinity the Black Sea / I.G. Shokurova, **V.N. Belokopytov** // там же. – P. 18.

85. **Belokopytov, V.N.** Information products to study environmental threats and dangerous phenomena in the Black and Caspian Seas / V.N. Belokopytov // NATO Advanced Research Workshop Integrated Information for Security (Istanbul, 2006) : abstr. – Istanbul, 2006. – P. 23.

86. Data management dedicated for assessing and modeling of the Mediterranean and Black Seas ecosystem changes (SESAME integrated projects) / I. Gertman, [et al.] // International Marine Data and Information Systems Conference IMDIS-2008 (Athens, 2008) : abstr. – Athens, 2008. – P. 71–72.

87. Gertman, I. Desktop version of database management system for MEDACC / I. Gertman, **V. Belokopytov** // там же. – P. 228.

88. Multidisciplinary marine cast data management system for SESAME EU project / I. Gertman, [et al.] // International Marine Data and Information Systems Conference IMDIS 2010 (Paris, 2010) : abstr. – Paris, 2010. – P. 73–74.

89. Effect of variations in meteorological forcing on circulation in the Black Sea / G. Shapiro [et al.] // 14th Biennial Challenger Conference for Marine Science (Southampton, 2010) : abstr. – Southampton: National Oceanography Centre. – P. 103.

90. **Belokopytov, V.N.** Climatic changes of the Black Sea thermohaline structure / V.N. Belokopytov, A.B. Polonsky // International conference Marine Research Horizon 2020 (Varna, 2013) : abstr. – Varna, 2013. – P. 138.

91. Regional project (PERSEUS) oriented system for storage and operative exploration of Mediterranean and Black Sea cast data / I. Gertman Y. Krivenko, T. Ozer, **V. Belokopytov**, A. Ingerov and A. Khaliulin // International Conference on Marine Data and Information Systems (Lucca, Italy, 2013). – An International Journal of Earth Sciences. – Vol. 54 suppl.: IMDIS 2013. – P. 136–137.

92. PERSEUS oriented system for storage and operative exploration of Mediterranean and Black Sea cast data / I. Gertman [et al.] // PERSEUS Scientific Abstract : abstr. – Athens, 2014. – P. 14.

Картографические издания

93. Атлас. Автономна республіка Крим. Чорне та Азовське моря. – Київ-Сімферополь: Таврійський національний університет, Інститут географії НАН України, 2003. – С. 42.

94. Національний Атлас України. Розділ 13. Моря та їхні ресурси – К., «Картографія». – 2008. – С. 231–241.

95. Океанографічний атлас Чорного та Азовського морів. – К., ДУ «Держгідрографія», 2009. – 365 с.

96. Digital Atlas: Physical Oceanography of the Black Sea / A.M. Suворov, V.N. Eremeev, **V.N. Belokopytov**, A.H. Khaliulin, E.A. Godin, A.V. Ingerov, D.R. Palmer, S. Levitus // Environmental Services Data and Information Management Program. – Sevastopol: Marine Hydrophysical Institute, 2004. – CD-ROM.

Личный вклад автора

Диссертантом проводилась постановка целей и задач работы, выбор методов исследования, разработка программного обеспечения, выполнение всех расчетов и анализ полученных результатов. Автор неоднократно принимал участие в экспедиционных работах на научно-исследовательских судах, материалы которых использовались в диссертации.

Работы [4, 10, 15, 22, 23, 24, 29, 34, 39, 44, 48, 49, 55, 57] были выполнены без соавторов (из списка публикаций, приведенного выше). В работах, опубликованных с соавторами, конкретный вклад диссертанта заключался в следующем:

в работах [1,4] рассмотрена вертикальная термохалинная и гидролого-акустическая структура вод у Крымского побережья и в северо-восточной части моря;

в работе [2] проведен анализ сезонной и межгодовой изменчивости полей ветра над Черным морем;

для работы [3] подготовлен массив полей ветра наиболее сильных штормов в Черном море;

в работах [5, 11, 51] использовались авторские климатические поля температуры и солености как начальные условия для реанализа термохалинных полей Черного моря с помощью математического моделирования;

в работах [6, 33] представлено описание авторского программного обеспечения для обработки данных океанографических съемок и гидрометеорологических наблюдений;

в работе [7] использовались авторские климатические сезонные поля динамической топографии;

в работах [8, 9, 36, 37] анализировалась пространственно-временная изменчивость полей ветра в открытой части северной половины Черного моря;

для атласа [12, 95] подготовлены климатические карты термохалинных полей и геострофической циркуляции;

в работе [13] проведено сравнение составляющих водного баланса регионального атмосферного реанализа с ранее полученными оценками;

в работах [14, 26, 42, 44] анализировалась многолетняя изменчивость температуры и солености в Черном море;

в работах [16, 24, 25] для оценок характеристик вертикального обмена использовалась авторская климатическая вертикальная структура плотностной стратификации;

в работах [17, 30] были выявлены периоды интенсивного обновления вод холодного промежуточного слоя и их связь с внешними факторами;

в работе [18, 28] анализировались многолетние изменения составляющих водного баланса для оценок водообмена через Босфор;

в работе [19] моделировалась вертикальная термохалинная и гидрохимическая структура Черного моря;

в работе [20] рассматривалось современное состояние системы океанографических измерений в Черном море;

для монографии [21] подготовлены разделы о тепловом и водном балансе, термохалинной структуре и циркуляции вод Черного моря;

в работе [27] оценивалось качество данных экспедиционных наблюдений, выполненных судами Госкомгидромета в Черном море;

в работах [35, 38] рассмотрена изменчивость термохалинных характеристик в шельфовых районах северо-западной части моря;

в работе [58] оценивалась общая кинетическая и вихревая энергия по альтиметрическим данным в районе Крыма;

Структура и объем работы

Диссертация состоит из введения, 5 разделов, заключения, списка сокращений и условных обозначений, списка литературы из 470 наименований. Общий объем диссертации составляет 377 страниц, включая 205 рисунков и 16 таблиц.

Благодарности

Автор выражает глубокую признательность безвременно ушедшим из жизни акад. НАНУ Н.П. Булгакову, д.г.н. В.С. Тужилкину, д.ф.-м.н. А.М. Суворову, к.г.н. Г.Ф. Джиганшину, д.ф.-м.н. С.Ф. Доценко, к.ф.-м.н. В.И. Бабию за постоянное внимание и поддержку. Автор благодарен уважаемым коллегам акад. РАН В.А. Иванову, чл.-корр. РАН С.К. Коновалову, чл.-корр. РАН Г.К. Коротаеву, чл.-корр. РАН А.Б. Полонскому, д.ф.-м.н. В.В. Кнышу, д.ф.-м.н. А.С. Самодурову, д.ф.-м.н. В.В. Ефимову, д.г.н. Ю.В. Артамонову, д.г.н. П.Д. Ломакину, д.ф.-м.н. А.Е. Букатову, д.г.н. Ю.Н. Горячкину, д.ф.-м.н. С.Г. Демышеву, д.ф.-м.н. Н.Б. Шапиро, к.ф.-м.н. А.А. Сизову, к.г.н. И.Г. Шокуровой, к.г.н. Е.А. Скрипалевой, к.г.н. А.Х. Халиулину, Е.А. Годину, А.В. Ингеру, к.ф.-м.н. С.В. Станичному, к.ф.-м.н. А.А. Кубрякову, к.ф.-м.н. Д.Д. Завьялову, к.ф.-м.н. В.Л. Дорофееву, к.ф.-м.н. Е.М. Лемешко, к.ф.-м.н. А.В. Багаеву, к.ф.-м.н. А.С. Кукушкину, к.х.н. С.И. Кондратьеву, к.г.н. В.С. Архипкину, д.г.н. Ю.П. Ильину, Л.Н. Репетину, к.г.н. В.Г. Симову, д.б.н. Ю.Н. Токареву, к.б.н. В.В. Мельникову, к.г.н. Л.И. Иванову, к.г.н. И.Ф. Гертману, Э.В. Станеву, Е. Özsoy за совместный плодотворный труд и содержательные научные дискуссии.

1 ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ ИССЛЕДОВАНИЙ ЧЕРНОГО МОРЯ

1.1 Период от античного времени до начала XX в.

История океанографических исследований в Черном море с разной степенью подробности изложена в работах [88, 100, 101, 108, 112, 143, 145, 147, 179, 211, 277, 282, 288]. В настоящем разделе представлены основные исторические этапы исследований моря в хронологической последовательности. В разделах основной части работы даются ссылки на литературу по конкретной тематике.

Черное море входило в географический ареал античной цивилизации, здесь проходили морские пути древних греков и римлян. В IV в. до н.э. были составлены первые навигационные пособия («периплы»), в III в. до н.э. — первая географическая карта моря.

Первым, кто описал географию и климат Черного моря был отец истории и географии Геродот (V в. до н.э.). Он упоминал о замерзании северной части Черного моря, Азовского моря и Керченского пролива, что можно считать первой характеристикой ледового режима.

Эратосфен (II в. до н.э.), знаменитый тем, что впервые определил длину дуги земного меридиана, рассуждал и об особенностях гидрологии Черного моря. Он объяснял низкую соленость моря обилием впадающих в него рек. В то же время, он считал Черное море мелководным из-за того, что речной сток заполняет весь бассейн илом. Также он считал, что и существование Босфора связано с большим речным стоком, повышающим уровень моря и «промывающим» пролив. Такого же взгляда придерживался и Стратон.

О разнонаправленных течениях в проливе Босфор еще не было известно, тем не менее, знаменитый греческий географ Страбон (I в. до н.э.) в своей «Географии» задавался вопросом: впадает ли Средиземное море в Черное море, или наоборот. Сам он считал, что уровень моря непосредственно связан с глубиной

моря, и постоянное поднятие дна за счет приносимого с речной водой ила, приводит к поднятию уровня Черного моря и перетеканию воды в Мраморное море.

Полибий (II до н.э.) в описании Черного моря отмечает, что насколько Азовское море менее солено, чем Черное море, настолько последнее менее солено, чем Средиземное море.

Плиний Старший (I в. н.э.) объяснял происхождение Черного моря «прорывом» океана через проливы, тем самым, косвенно предполагая о существовании потока вод из Средиземного моря в Черное море.

Часто упоминаются в литературе сведения греческого географа Арриана (134 г. н.э.) о непосредственном наблюдении пресных речных вод, не смешивающихся близ устья р. Риони с морской водой.

Для периода средневековья, во времена скандинавских, древнерусских, венецианских, генуэзских, турецких мореплавателей не отмечено литературных источников, описывающих океанографию Черного моря, за исключением навигационных пособий («портуланов»). В это время античное название Понт Эвксинский постепенно заменяется на современное — Черное море.

В конце XVII в. века итальянский естествоиспытатель Л.Ф. Марсильи провел исследования в Босфоре и подтвердил записи в византийских летописях и сведения местных рыбаков о подповерхностном противотечении из Мраморного моря в Черное море. Он использовал метод, подобный тому, который применит адмирал Макаров через 200 лет: опускание троса с поверхностным поплавком на разные глубины и слежение за перемещением поплавка, а также измерял плотность воды ареометром. В 1681 г. в письме к шведской королеве он назвал придонное противотечение нижним течением Босфора. Его происхождение он объяснял разностью плотностей, в качестве доказательства изготовил знаменитый ящик Марсильи, первую установку лабораторного моделирования в физической океанографии. Его труд [377] стал первой научной монографией по физической океанографии. Подробнее об исследованиях Марсильи в Босфоре изложено в [436].

После выхода Российской империи в XVIII в. на берега сначала Азовского, а потом и Черного морей, началось гидрографическое описание бассейна. Резуль-

татом первых съемок побережья явилась карта Черного и Азовского морей, изданная в 1701–1702 гг. По результатам многочисленных гидрографических работ, проведенных в XVIII в., И. Будищевым в 1808 г. была составлена рукопись «Лоция или путеводитель по Черному и Азовскому морям». Во время экспедиции Е.П. Манганари (1825–1836 гг.) было проведено подробное картирование, в результате чего в 1842 г. издан атлас карт Черного моря, включающий общую схему течений, а в 1851 г. Г.И. Бутаковым и И.А. Шестаковым издана первая лоция Черного моря.

В начале XIX в. стали открываться береговые метеорологические станции: в Николаеве, Херсоне, Одессе, Севастополе и др. С конца века (1870–1880-е гг.) на них, в дополнение к метеорологическим наблюдениям, стали проводиться регулярные океанографические наблюдения за температурой воды, соленостью (плотностью), уровнем моря, волнением, ледовыми явлениями.

Эпизодические океанографические измерения в открытом море производились во время гидрографических экспедиций. В 1842 г. русским химиком Гебелем впервые была измерена соленость воды недалеко от Феодосии (17,67 г/л). В 1868 г. В. Лапшиным проведены первые достоверные глубоководные измерения температуры и плотности воды между Феодосией и Сухуми, а также представлено первое описание наличия сероводорода в донных отложениях. В 1870-е гг. Ф.Ф. Врангелем и Э.В. Майделем были измерены температура и плотность поверхностных вод в различных частях Черного моря.

С конца XIX в. началось планомерное и систематическое исследование океанографических характеристик Черного моря. В 1871–1887 гг. во время работ Гидрографической экспедиции Черного и Азовского морей работала специальная гидрологическая партия, под руководством Ф.Ф. Врангеля.

В 1871 г. в Одессе открыта первая морская биологическая станция, которая через несколько лет была переведена в Севастополь (в настоящее время Институт морских биологических исследований им. А.О. Ковалевского — ИМБИ РАН).

В 1890 г. по инициативе Русского Географического общества с целью поиска подводного хребта между Крымом и Синопом была проведена «1-я Черномор-

ская глубомерная экспедиция» на канонерской лодке «Черноморец» под руководством И.Б. Шпиндлера, в ней принимали участие Ф.Ф. Врангель, А.А. Лебединцев, Н.И. Андрусов. Это была по-настоящему первая комплексная океанографическая съемка Черного моря, подробнее [101]. Она была оснащена, в том числе, и приборами, позволяющими определять температуру и соленость воды на разных глубинах. Было выполнено 207 глубоководных станций. В следующем году, второй экспедицией на глубинах более 200 м был обнаружен сероводород. У входа в Босфор была измерена соленость воды около 34 ‰, поступающая с придонным течением из Мраморного моря.

По результатам этой экспедиции вышли научные работы, посвященные гидрологической структуре и циркуляции Черного моря [292, 293]. Было выявлено, что температура воды, начиная с глубины 200 м и до дна однородна — около 9° С, а соленость растет ко дну с 17 до 22 ‰. Основываясь на этих данных, И.Б. Шпиндлер сделал вывод о том, что водообмен между глубинными и верхними слоями моря отсутствует, что было опровергнуто лишь через 50 лет В.А. Водяницким. Ф.Ф. Врангель показал, что физические условия в Черном море крайне неблагоприятны для поддержания органической жизни в глубинных слоях.

Различными исследователями был проведен целый ряд океанографических работ в проливе Босфор, подробнее в [304]: Т.А. Spratt в 1870–1871 гг., W.J.L. Wharton в 1872 г., G.B. Magnaghi в 1884 г., A. de Gueydon в 1886 г., J. Wolf и J. Luksch в 1892 г., K. Natterer в 1894 г., И.Б. Шпиндлер в 1894 г., J. N. Nielsen в 1910 г. во время известной средиземноморской экспедиции на судне «Thor». Наиболее крупными работами, имеющими значение до настоящего времени, явились исследования С.О. Макарова на судне «Тамань» в 1881–1882 гг. [181] и А. Мерца на яхте «Adelgunde» в 1917–1918 гг. [378, 379]. Все эти исследования подтвердили выводы Л.Ф. Марсильи, сделанные в XVII в., о двухслойности течений в Босфоре и о проникновении средиземноморских вод в Черное море.

В 1909 г. Гидрографическим управлением, при участии Ю.М. Шокальского, была создана Севастопольская морская обсерватория, выполнившая в дальнейшем большой объем океанографических работ в Черном море.

В литературе начала XX в. И.Б. Шпиндлером и Ф.Ф. Врангелем высказывались предположения о связи гидрологической структуры с вертикальными движениями в центре моря и указывалось на особые гидрологические условия в юго-восточной части моря, Н.И. Андрусовым, С.А. Зерновым предлагались первые схемы общей циркуляции моря. Наличие холодного промежуточного слоя (ХПС) И.Б. Шпиндлером объяснялось осенне-зимней вертикальной конвекцией. Уже в то время рассматривались различные пути распространения мраморноморских вод в Черном море: погружение вод до дна (Макаров С.О., Шпиндлер И.Б., Врангель Ф.Ф.), распространение вод в промежуточных слоях (Скаловский А.Н.).

1.2 Период от начала 1920-х гг. до конца 1980-х гг.

Период 1920–1930 гг. для мировой океанографической науки ознаменовался началом крупномасштабных систематических съемок, в частности на НИС «Meteor» и «Discovery». В Черном море практически одновременно выполнялись две крупных экспедиционных программы: Азово-Черноморская научно-промысловая экспедиция и Черноморская океанографическая экспедиция.

Азово-Черноморская научно-промысловая экспедиция на судах «Сухуми» и «Бесстрашный» (1922–1928 гг.), возглавляемая академиком Н.М. Книповичем, занималась в основном оценкой биологических ресурсов, но также выполняла гидрологические и гидрохимические наблюдения — 830 комплексных станций.

Черноморская океанографическая экспедиция (1924–1935 гг.) была организована по инициативе академика Ю.М. Шокальского. Работы выполнялись на судах «Ингул», «Дунай», «Первое мая» («Гидрограф») сотрудниками Севастопольской биологической станции и Севастопольской морской обсерватории, возглавляемой Е.Ф. Скворцовым и В.А. Снежинским. Было проведено 53 рейса, в которых выполнено около 1600 океанографических станций. С 1932 г. экспедицию возглавил В.В. Шулейкин, по инициативе которого стали выполняться регулярные

исследования в восточной части Черного моря, а в 1935 г. проведена крупномасштабная съемка всей акватории моря.

В 1929 г. начались экспериментальные исследования на Черноморской гидрофизической станции в поселке Кацивели (Крым), под руководством В.В. Шулейкина, на базе которой в дальнейшем был создан Морской гидрофизический институт (МГИ) АН СССР с Черноморским отделением (ЧО МГИ).

Результаты экспедиционных работ были обобщены Н.М. Книповичем в первой монографии по гидрологии Черного моря [160]. Предложенная им схема поверхностных течений с общим циклоническим вращением и наличием двух основных круговоротов в западной и восточной частях моря («очки Книповича»), является общепризнанной. Куполообразность всех изоповерхностей впервые было объяснена приспособлением поля плотности воды к средним циркуляционным условиям. Было отмечено, что минимум температуры в слое 50–75 м существует в течение большей части года.

Результаты работ Черноморской гидрофизической станции В.В. Шулейкин обобщил в обширной монографии «Физика моря», которая охватывала широкий круг вопросов: динамика морских течений, приливов, поверхностных и внутренних волн, термика моря, оптика и акустика моря и другие направления физической океанологии.

Н.Н. Зубов [142] показал, что холодный промежуточный слой (ХПС) в общем случае, как результат зимней конвекции и летнего прогрева, характерен в весеннее и летнее время для всех морей умеренных и полярных широт с хорошо выраженными вертикальными градиентами солёности. Он считал, что в Черном море на горизонтах 50–60 м наблюдается постоянный ХПС, обновляющийся к концу февраля – началу марта, за исключением теплых зим.

Н.И. Чигирин [286] одним из первых утверждал о единстве всей водной массы Черного моря с динамической точки зрения, подвергнув сомнению представление о застойности глубинных слоев, сложившееся со времен И.Б. Шпиндлера. Слой глубже 1000 м он называл зоной «обращенной» конвекции.

Дальнейшее развитие представлений о динамике вод моря представлено в работе В.А. Водяницкого [73]. Он считал, что вертикальные и горизонтальные движения в основном охватывают слой 0–1000 м; до глубин 200 м происходит движение вод к берегам, а от 200 до 1000 м — обратное движение к центру халистатических областей. Ниже 1000 м находится глубинная зона, характеризующаяся большой однородностью и слабыми горизонтальными движениями, заметную роль играет придонная конвекция, вызванная геотермическим потоком тепла на дне.

Одной из первых схем общей циркуляции моря была работа Г. Неймана [391], которая более детализирована, чем схема Н.М. Книповича, за счет проявления квазистационарных антициклонических вихрей. Он полагал, что выпуклая форма изопикнических поверхностей в слое 0–1000 м сменяется вогнутой формой в глубинных слоях. Проведенные на основе около 200 станций расчеты динамическим методом позволили ему утверждать, что в глубинных слоях моря существует антициклоническая циркуляция. Эта гипотеза неоднократно проверялась в дальнейшем, но убедительных доказательств стационарного генерального антициклонического движения получено не было.

В классическую монографию 1942 г. по океанологии Х. Свердруп [452] был включен, в том числе, краткий раздел о Черном море.

В 1951 г. начались регулярные работы Гидрометслужбы, внесшие наибольший вклад в гидрологическую изученность моря, с 1961 г. в программы экспедиций включаются обязательные наблюдения на шести постоянных, так называемых «вековых» разрезах.

В период Международного геофизического года (1957–1959 гг.) на Черном море проводятся крупные междуведомственные экспедиции под руководством проф. Н.А. Белинского. В 1957 г. впервые были выполнены четыре сезонные съемки всей акватории моря.

С середины 1960-х гг. начинают выполняться наблюдения за течениями, поверхностной температурой воды и ледовым покровом с помощью дистанционных методов (авиационных).

В проливе Босфор Н. Pektas и P.Ullyott на протяжении 10 лет (1944–1954 гг.) проводили длительные наблюдения за термохалинной структурой вод.

В 1949 г. в Геленджике была создана Черноморская научно-исследовательская станция (ЧЭНИС), преобразованная в 1967 г. в Южное отделение Института океанологии имени П.П. Ширшова. Океанографические работы проводились на НИС «Академик С. Вавилов» и НИС «Академик Ширшов». Суда Института океанологии АН СССР «Витязь» (с 1956 г.) и «Профессор Штокман» (с 1978 г.) также принимали участие в черноморских рейсах.

В 1963 г. в Севастополь из Москвы был перебазирован Морской гидрофизический институт, активно занимавшийся экспедиционной деятельностью: НИС «Михаил Ломоносов» (с 1957 г.), НИС «Айтодор» (после переоборудования в 1983 г. «Профессор Колесников»), НИС «Академик Вернадский» (с 1969 г.). В Институте биологии южных морей работали НИС «Академик Ковалевский», НИС «Профессор Водяницкий» (с 1976 г.). В Одесском отделении ИнБЮМа с 1961 по 1989 гг. выполняло работы НИС «Миклухо-Маклай». Научно-учебные суда МГУ им. М.В. Ломоносова «Академик Петровский» и «Московский университет», приписанные к Севастополю, также вели исследования в Черном море.

По материалам конца XIX – первой половины XX вв. организациями Гидрометслужбы издаются климатические атласы: «Климатический и гидрологический атлас Черного и Азовского морей» [244], «Атлас льдов Черного и Азовского морей» в 1962 г., «Каталог уровенных наблюдений на Черном и Азовском морях» в 1965 г., «Справочник по гидрологическому режиму морей и устьев рек» в 1970 г., «Атлас гидрологических характеристик северо-западной части Черного моря» [65].

Климатические поля температуры и солёности также были представлены в работах В.П. Новицкого [200] (3,8 тыс. станций) и Г.И. Барышевской [20] (21 тыс. станций). Б.Ф. Чередиловым были опубликованы первые сезонные климатические поля динамической топографии поверхности Черного моря [287].

Наиболее крупными обобщениями термохалинной структуры и циркуляции вод стали монографии А.К. Леонова «Региональная океанография» и Д.М. Филиппова «Циркуляция и структура вод Черного моря».

В работе А.К. Леонова [179] была предложена первая схема выделения водных масс Черного моря на основе концепции смешения двух вод — пресной и средиземноморской. Эта схема, в том или ином модифицированном виде, существует до сих пор. На ее основе В.В. Глазковым [92] был проведен первый объемный T,S-анализ вод Черного моря, при этом ХПС стал рассматриваться как отдельная водная масса.

В монографии Д.М. Филиппова [282] обсуждались вопросы циркуляции моря, утверждалось, что циклоническое вращение существует во всей толще вод, вплоть до глубинных слоев. Была уточнена вертикальная схема водных масс А.К. Леонова. Описано изменение показателей сезонной изменчивости с глубиной, отмечался экстремум размаха годового цикла плотности в слое постоянного галоклина, что объяснялось сезонной динамикой циркуляции моря. Впервые рассматривались примеры межгодовой изменчивости термохалинных характеристик в глубинных слоях.

А.Г. Колесниковым в 1953 г. была предложена гипотеза адвекционного происхождения вод ХПС [164], заключающаяся в том, что формирование ХПС осуществляется как местными водами, участвующими в осенне-зимней конвекции, так и притекающими холодными водами из западных районов моря. Адвективный механизм формирования ХПС подтверждали в своих работах Ю.С. Георгиев [83, 84], Ю.А. Владимирцев [66, 68] и Д.М. Филиппов, после чего окончательно закрепился, предложенный А.Г. Колесниковым критерий выделения ХПС по 8°-изотерме. Формирование и характеристики вод ХПС обсуждались в работах Д.Я. Беренбейма [41] и А.К. Богдановой [47].

Дальнейшее развитие получили вопросы распространения мраморноморских вод в море после выхода из пролива Босфор. А.Г. Колесников считал, что нижнебосфорское течение продолжается в Черном море на глубине 60–75 м, обладая большой устойчивостью. Н. Pektas утверждал, что мраморноморская вода

проникает в Черное море лишь в период низкого стояния уровня с сентября по март и распространяется в промежуточном слое 150–200 м [408]. А.К. Богданова на основе съемок прибосфорского района 1958–1961 гг. сделала вывод, что мраморноморские воды поступают в Черное море во все сезоны, кроме непродолжительных периодов неблагоприятных ветров над проливом и опускаются на значительные глубины, вплоть до дна [48]. Она считала, что термохалинные характеристики поступающих с нижнебосфорским течением вод зависят от положения верхней границы средиземноморских вод в прибосфорском районе Мраморного моря [48, 49]. Водообмен через пролив имеет как сезонный ход, так и короткопериодную 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.

Наряду с исследованиями общей схемы циркуляции вод моря, в литературе стали обсуждаться и отдельные квазистационарные вихревые образования, в частности Батумский антициклон [41, 193].

Особый динамический режим северо-западного шельфа рассматривался в работах [274, 275], где была отмечена сильная зависимость течений от ветровых условий, а также перестройка циклонической циркуляции в летний период на антициклоническую. В.С. Большаков подробно описал взаимодействие речных и морских вод на шельфе и преобладающий перенос трансформированных речных вод [56].

В 1950–1960-х гг. особую актуальность приобрели оценки процессов обмена и циркуляции вод в глубинных слоях в связи с проектами захоронения в Черном море радиоактивных отходов [74]. В работе [260] было показано, что геотермический поток тепла в придонном слое толщиной 500 м обеспечит условия для конвективного перемешивания с вертикальной скоростью, близкой к балансовым оценкам [73]. Ю.А. Владимирцев провел оценки свободной термической конвекции в глубинных слоях Черного моря и также получил толщину придонного слоя, равную 500 м [67, 69]. Стоит отметить, что эти оценки полностью соответствуют

современным данным, полученным высокоточными зондами (толщина 300–500 м).

В период 1970–1990-х гг., наиболее насыщенного экспедиционными работами, получили дальнейшее развитие исследования пространственно-временной изменчивости гидрологической структуры моря на различных масштабах.

В 1970 г. на базе Бассейновой обсерватории Черного и Азовского морей была создана Лаборатория южных морей ГОИН, преобразованная в июле 1973 г. в Севастопольское отделение ГОИН (СО ГОИН). Работы проводились на НИС «Мгла», а также на судах, организованного в 1971 г. Одесского отделения ГОИН (ОдО ГОИН), в частности, на НИС «Яков Гаккель».

С 1976 г. в Черном море учреждениями Госкомгидромета под руководством СО ГОИН начала осуществляться общегосударственная служба наблюдений и контроля за уровнем загрязнения среды (ОГСНК). Согласно этой программе регулярно проводились сезонные гидролого-гидрохимические съемки всего моря (до 1980 г. — схема из 95 станций, в дальнейшем — 54 станции).

В 1976–1978 гг. проведены совместные межведомственные комплексные океанологические исследования Черного моря (программа «СКОИЧ»). Подобная межведомственная программа, состоявшая из нескольких съемок моря с повышенным пространственным разрешением, была выполнена в 1984 г.

В конце 1980-х гг. Институт океанологии АН СССР в рамках программы по изучению изменений экосистемы Черного моря провел несколько экспедиций на НИС «Витязь» и «Дмитрий Менделеев», под общим руководством академика М.Е. Виноградова.

В западном секторе Черного моря начали проводить исследования Институт океанологии Болгарской академии наук, образованный в 1973 г., Институт рыбных ресурсов в Варне, Институт морских исследований в Констанце. В конце 1970-х гг. в Болгарии был выполнен международный эксперимент «Камчия» по программе стран СЭВ. В южной части моря и проливе Босфор работали турецкие специалисты из научных организаций Стамбула и Измира. Океанографы США

организовали несколько экспедиций в Черное море: «Atlantis II» в 1969 г., «Chain» и «Glomar Challenger» в 1975 г., «Knorr» в 1988 г.

В литературе этого периода большое внимание стало уделяться синоптическим вихрям, мезомасштабным движениям и их влиянию на изменчивость гидрологической структуры. Эти вопросы были освещены в работах Э.Н. Альтмана, А.С. Блатова, В.С. Тужилкина, В.С. Латуна, В.Б. Титова, Ю.Н. Голубева [3, 42, 44, 94, 95, 96, 158, 267, 269, 270].

Цикл статей по общей гидрологической структуре Черного моря был выполнен сотрудниками ЭО МГИ [52, 53, 76]. В работе [212] приведен анализ большого массива данных измерений течений на заякоренных автономных буйковых станциях (АБС), что дополнило ранее выполненное обобщение [8]. Опубликовано учебные пособия по региональной океанографии [114, 115, 259], включающие общую характеристику Черного моря. Коллектив болгарских ученых подготовил большую монографию [288], посвященную, большей частью, экологическим оценкам бассейна. Опубликовано гидрологические атласы Черного моря СО ГО-ИН и ЭО МГИ [4, 16].

Результаты систематических многолетних экспедиционных исследований процессов осенне-зимнего конвективного перемешивания в северо-западной части Черного моря были обобщены в монографии кафедры океанологии географического факультета МГУ [165].

Новую гипотезу об образовании ХПС предложили И.М. Овчинников и Ю.И. Попов. Согласно ей [202, 203], воды ХПС образуются в центрах основных циклонических круговоротов, аналогично ранее открытым процессам глубокой конвекции в Гренландском море и Лионском заливе Средиземного моря.

Важной обобщающей работой явилась монография [152]. В ней рассмотрены основные виды и механизмы пространственно-временной изменчивости гидрофизических полей, включая синоптическую и мезомасштабную. Климатические термохалинные поля рассчитаны по 25 тыс. станций, по ним анализировалась гидрологическая структура, образование и трансформация ХПС, геострофическая циркуляция.

Крупное обобщение океанографических характеристик Черного моря представляет собой монография ГОИНа по проекту «Моря СССР» [88]. В части, касающейся термохалинной структуры вод, в [85] дан анализ климатических термохалинных полей, сезонной и общей изменчивости (по 53 тыс. станций). Представлены оценки сезонного хода геострофической циркуляции и эволюции ХПС.

Обобщающей работой по гидрологии шельфовых районов явилось режимно-справочное пособие ГОИНа по шельфовой зоне морей СССР [87].

С середины 1970-х гг. начались исследования циркуляции Черного моря методами математического моделирования [79, 110, 185, 195, 196, 245].

В 1970–1980-х гг. выполнялся целый ряд научно-исследовательских проектов, связанных с интенсификацией водохозяйственной деятельности: созданием водохранилищ на реках Азово-Черноморского бассейна, увеличением безвозвратного изъятия стока рек на нужды орошения и водопотребления, проектированием крупных гидротехнических сооружений, таких как канал для переброски вод Дуная или гидроузел в Керченском проливе. В связи с этим возрос интерес к вопросу о долгопериодных изменениях солености моря и о возможном антропогенном влиянии [1, 7, 43, 51, 57, 85, 161, 162, 214, 265, 279]. Достаточно много внимания межгодовой и многолетней изменчивости гидрометеорологических и термохалинных характеристик было уделено в монографиях [88, 152].

1.3 Период от начала 1990-х гг. до настоящего времени

Десятилетие 1990-х гг. характеризуется активизацией международного сотрудничества в изучении Черного моря, в том числе, проведением совместных морских экспедиций. Это, отчасти, скомпенсировало оформившееся к тому времени разделение акватории моря на национальные экономические зоны, для которых действует разрешительный характер проведения океанографических съемок. В 1992 г. подписана конвенция о защите Черного моря от загрязнения, в 1991 г.

стартовала программа совместных научных исследований Черного моря CoMSBlack, с 1993 г. выполняется Черноморская экологическая программа (BSEP) под эгидой Глобального фонда по окружающей среде (GEF).

В 1991–1994 гг. было выполнено несколько квазисинхронных океанографических съемок (HydroBlack, CoMSBlack, NATO TU Black Sea) всей акватории моря либо его отдельных частей несколькими судами Украины, России, Болгарии, Румынии, Турции, США. Съемки проводились на сетке 20×20 миль, применение высокоточных гидрофизических зондов позволило надежно определить характеристики глубинных слоев.

К концу 1990-х гг. объем экспедиционных исследований резко сократился, синоптические съемки всего бассейна с тех пор больше не проводились. Отдельные рейсы НИС ограничивались определенными районами моря: «Проф. Водяницкий» (программа МАГАТЭ), «Кпорт» в 2001, 2003 гг., «Endeavor» в 2005 г., «M.S.Merian» в 2013 г. В российской зоне проводились регулярные съемки НИС «Акванавт» (ЮО ИО РАН), в болгарском секторе – НИС «Академик» (ИО БАН), в украинской зоне — НИС «Проф. Водяницкий» (ИНБЮМ) и малотоннажные суда МГИ, с 2014 г. НИС «Проф. Водяницкий» проводит океанографические экспедиции ИМБИ РАН и МГИ РАН в экономической зоне РФ.

Благодаря применению высокоточных гидрофизических зондов были получены новые важные океанографические результаты в отношении вертикальной структуры глубинных и придонных вод Черного моря (128, 129, 173, 174, 175, 205, 240, 242, 324, 341, 388, 389, 390). В частности, был обнаружен квази-изотермический слой на глубинах 500–700 м, подтверждены теоретические оценки существования придонного пограничного слоя толщиной 300–400 м, зафиксирована развитая тонкая структура в глубинных слоях. В [240, 362] происхождение квази-изотермического слоя объясняется компенсацией двух потоков тепла: адвекции мраморноморских вод и геотермального потока. Высокая пространственная однородность температуры и солености глубинных слоев была подтверждена в [149, 215, 218].

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 Черного моря. Было подтверждено, что мраморноморские воды после выхода из пролива двигаются по S-образной траектории, следуя рельефу дна Босфорского каньона, как и предполагалось ранее [48, 49, 458]. Конкретные примеры трансформации мраморноморских вод по данным океанографических съемок представлено в работах [336, 350, 383, 403, 470]. Оценки соотношения объема мраморноморских вод к водам ХПС в результирующей смеси колеблются от 1/3 до 1/12 [326, 390, 403, 446]. Взаимодействие мраморноморской струи с окружающими водами при опускании в глубинные слои обсуждалось в [350, 383, 395, 403]. Пределы погружения вод средиземноморского происхождения исследовались с помощью геохимических трассеров: ^{14}C [296], ^3H [353, 406], а также на результатах математического моделирования [352, 446].

Продолжились исследования механизмов формирования вод ХПС, основанные, как на анализе данных наблюдений, так и на математическом моделировании [30, 32, 71, 85, 127, 154, 170, 225, 272, 277, 309, 360, 384, 398, 432, 445]. Большинство исследователей склонно объединять существовавшие ранее гипотезы, т.е. ХПС образуется как в центрах циклонических круговоротов, так и в северо-западной части моря. Относительно преобладающей роли какого-либо географического района в его формировании до сих пор нет единого мнения.

Третья после В.В. Глазкова и И.Ф. Гертмана [85, 92] работа по объемному T,S-анализу вод Черного моря была выполнена О.И. Мамаевым, В.С. Архипкиным и В.С. Тужилкиным [184].

В работе [13] 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 [58], а также работа [159] о термических фронтальных зонах.

На основе увеличившегося объема данных, собранных, в том числе, посредством международного сотрудничества, были рассчитаны климатические термохалинные поля Черного моря и опубликованы атласы [206, 239, 285]. Сложившиеся представления о термохалинной структуре вод Черного моря были уточнены и дополнены в работах [27, 59, 147, 153, 233, 277, 283, 404, 448, 460].

Продолжались исследования динамики моря на основе различных подходов, в том числе на основе новых технологий.

Из традиционных методов использовались оценки геострофической циркуляции по океанографическим данным [27, 127, 224, 291, 461] и анализ инструментальных данных измерителей течений на АБС [268, 269, 208; 144; 63; 54; 123; 461; 147].

На фоне уменьшения количества измерений *in situ* важную роль стали играть спутниковые дистанционные методы и дрейфтерные технологии.

Первый этап дрейфтерных экспериментов по изучению поверхностных течений Черного моря с использованием буев типа ЛОБАН относится к периоду 1987–1997 гг. [99, 197]. С 1999 г. началось применение лагранжевых SVP и SVPB дрейфтеров [137, 138, 338, 392, 449].

С 2002 г., после запуска дрейфующих буев-профилемеров ARGO в Черном море, появилась возможность оперативного измерения температуры и солености до больших глубин. В работе [368] были рассмотрены результаты работы буев ARGO в приложении к вопросам циркуляции в глубинных слоях. Пространственно-временная изменчивость термохалинной структуры верхнего 300-метрового слоя Черного моря с использованием метода разложения по эмпирическим ортогональным функциям по данным буев-профилемеров за период 2002–2012 гг. рассматривалась в [36, 464].

Одним из современных методов измерения течений является технология ADCP. В 1992–1994 гг. было выполнено несколько крупномасштабных съемок, в основном в западной части моря [451; 398]. Выполнялись и анализировались ADCP измерения и в прибрежной зоне [109, 194].

Широкое распространение получили данные спутниковых альтиметрических измерений, по которым определялись характеристики геострофических течений на поверхности моря [367, 370, 371, 374, 428, 453].

Общие оценки синоптической и мезомасштабной изменчивости циркуляции вод Черного моря на основе анализа различных типов экспериментальных данных можно найти в работах [71, 94, 96, 111, 137, 138, 147, 176, 186, 204, 207, 268, 269, 367, 380, 394, 398, 449, 453].

Обширная литература посвящена различным вопросам, касающихся физических механизмов возникновения, географического положения и эволюции синоптических вихрей в Черном море [12, 70, 71, 94, 95, 96, 107, 138, 152, 154, 176, 177, 178, 186, 194, 204, 208, 210, 254, 270, 294, 302, 371, 381, 382, 395, 398, 399, 426, 428, 449, 451, 453].

Наибольшее количество исследований в области динамики моря было выполнено с помощью математического моделирования. Их можно условно разделить на следующие направления:

— Общая схема циркуляции моря [77, 103, 104, 105, 106, 107, 116, 247, 355, 397, 426, 441, 442, 444, 459].

— Относительная роль физических факторов: ветровое воздействие [166, 396, 397, 428, 440, 447], халинный фактор [60, 61, 62, 240, 241, 366], баротропный отклик на пресный баланс [117, 118, 396], эффект бароклинности и рельефа дна (СЭБИР, в англоязычной литературе JEBAR) [276, 396, 397, 440], бароклинная неустойчивость и перераспределение завихренности [246, 419, 444], распространение волн Россби [277, 367, 416, 426, 443, 444, 453], эффект «отрицательной» вязкости [150, 246].

— Отдельные звенья циркуляции моря: северо-западный шельф, включая Дунайский и Севастопольский антициклоны [146, 189, 284, 355, 369, 384, 396, 426, 428, 444], антициклоны Анатолийского побережья [395], Батумский антициклон [107].

На фоне возросшего интереса мирового сообщества к вопросам изменения климата, значительно увеличилось и количество работ по многолетней изменчивости океанографических характеристик Черного моря.

Межгодовая изменчивость температуры в поверхностном слое моря и тренды современного периода по спутниковым данным рассматривались в [58, 75, 157, 262, 297, 346, 347, 430, 431], по данным береговых метеорологических станций в [31, 32, 34, 75, 86, 155].

Дальнейшее развитие получили исследования процессов многолетней изменчивости вод ХПС [28, 32, 169, 225, 230, 231, 271, 272, 303, 309, 360, 361, 420].

Тенденция к распреснению поверхностного слоя, впервые отмеченная в работах 1980-х гг., получила подтверждение в работах [22, 34, 217, 228, 248, 289].

Исследовалась многолетняя изменчивость различных элементов плотностной структуры Черного моря: характеристик пикноклина [39, 257, 316]; вертикальной устойчивости вод [39, 219, 223, 291], доступной потенциальной энергии [258, 289].

Были выполнены оценки межгодовой и десятилетней изменчивости интенсивности циркуляции вод с помощью различных методов [116, 156, 218, 223, 291].

Оценки связей крупномасштабных атмосферных процессов и термохалинной структуры вод Черного моря представлены в работах [273, 277, 298, 332, 358, 364, 400, 401, 413, 448].

Для Черного моря в МГИ РАН было создано несколько цифровых массивов реанализа термохалинных полей и циркуляции вод для периода с 1971 г. по 2012 г. и проведен анализ полученных результатов [116, 120, 121, 122, 247].

Выводы к разделу 1

– Общие черты гидрологической структуры Черного моря известны с первой половины XX вв. по работам Ф.Ф. Врангеля, И.Б. Шпиндлера, Н.М. Книповича, далее они постоянно уточнялись многочисленными исследованиями, в том числе в обобщающих работ А.К. Леонова, Д.М. Филиппова, А.С. Блатова, В.С. Тужилкина, И.Ф. Гертмана, В.Н. Белокопытова.

– Общепринятая номенклатура водных масс Черного моря была предложена А.К. Леоновым, объемный T,S-анализ был выполнен В.В. Глазковым, И.Ф. Гертманом, О.И. Мамаевым, В.С. Архипкиным и В.С. Тужилкиным, В.Н. Белокопытовым.

– Эволюция взглядов на механизмы образования ХПС развивались от «конвекционной» гипотезы И.Б. Шпиндлера и Н.Н. Зубова к «адвективной» гипотезе А.Г. Колесникова и, далее, к идее о преобладающей роли центральной части моря (Ю.С. Георгиев, И.М. Овчинников, Ю.И. Попов).

– В 1990-х гг. были значительно уточнены термохалинные характеристики глубинных и придонных вод Черного моря, в частности, квази-изотермического слоя на глубинах 500–700 м, придонного пограничного слоя, толщиной 300–400 м, тонкой структуры в глубинных слоях. Экспериментальный материал, полученный в проливе Босфор и прибосфорском районе, позволил лучше представить процесс поступления мраморноморских вод и формирования глубинных вод бассейна.

– Характеристики сезонного цикла температуры и солености в Черном море наиболее полно представлены в работах Д.М. Филиппова, В.С. Тужилкина, И.Ф. Гертмана, В.Н. Белокопытова. Процессы сезонного перераспределения содержания солей в верхнем слое Черного моря были рассмотрены С.Н. Булгаковым, Г.К. Коротаяевым.

– В период с 1956 г. по 2011 г. было опубликовано не менее 8 атласов Черного моря, в том числе один зарубежный, которые включали разделы гидрофизи-

ческих полей. Эти издания охватывают разные периоды проведения наблюдений, имеют различное количество представляемых параметров, различную степень пространственной и временной детализации сезонного цикла и выполнены с помощью различных методов.

– Межгодовая и многолетняя изменчивость температуры воды наиболее изучена в поверхностном слое Черного моря: по данным береговых метеорологических станций (Ю.П. Ильин, Л.Н. Репетин, В.Н. Белокопытов) и спутниковых радиометров (А.И. Гинзбург, А.Н. Жуков, А.Е. Букатов, М.В. Бабий, Ю.В. Артамонов, А.В. Кара, G.I. Shapiro), а также в подповерхностном слое ХПС (В.С. Тужилкин, В.Г. Кривошея, Ю.И. Попов, О.И. Прокопов, В.Б. Титов, Л.И. Иванов, В.Н. Белокопытов). Меньшее количество исследований посвящено слою постоянного пикноклина (В.С. Тужилкин, И.Ф. Гертман, А.Б. Полонский, Е.А. Ловенкова, И.Г. Шокурова, В.Н. Белокопытов, M.N. Tsimplis) и глубинным слоям моря (А.Б. Полонский, Е.А. Ловенкова, И.Г. Шокурова, В.Н. Белокопытов).

– Многолетние тенденции изменений солёности в поверхностных водах, в слое постоянного галоклина и в глубинных слоях исследовались в работах Э.Н. Альтмана, А.С. Блатова, А.Н. Косарева, В.С. Тужилкина, Р.Р. Белевича, А.Б. Полонского, Е.А. Ловенковой, И.Г. Шокуровой, В.Н. Белокопытова, M.N. Tsimplis. Изменчивость океанографических характеристик, непосредственно связанных с галоклином — доступной потенциальной энергии, вертикальной устойчивости, положения постоянного пикноклина — рассматривалась в работах А.М. Суворова, А.Х. Халиулина, И.Г. Шокуровой, А.Б. Полонского, Е.А. Ловенковой, В.Н. Белокопытова.

– Основные представления об общей схеме течений в Черном море как циклоническом движении с двумя крупными круговоротами сложились в конце XIX — начале XX вв. в работах Ф.Ф. Врангеля, И.Б. Шпиндлера, Н.И. Андрусова, С.А. Зернова, Н.М. Книповича. Традиционно схемы течений Черного моря составлялись с помощью динамического метода по полям плотности воды с привлечением инструментальных измерений: G. Neumann, А.К. Леонов, Д.М. Филиппов, О.Н. Богатко, В.С. Тужилкин, И.Ф. Гертман, В.Н. Белокопытов, И.Г. Шокурова. В

дальнейшем использовались гидродинамические модели: С.Г. Демышев, Г.К. Коротаев, В.В. Кныш, Р.А. Ибраев, Т. Oguz, J.V. Staneva, E.V. Stanev, D.I. Trukhchev, альтиметрические измерения и дрейфтерные технологии: Г.К. Коротаев, В.М. Журбас, С.В. Станичный, А.А. Кубряков, Р.-М. Poulain.

– Обширная литература посвящена различным вопросам, касающихся физических механизмов возникновения, географического положения и эволюции синоптических вихрей в Черном море: А.И. Гинзбург, А.Г. Зацепин, В.Г. Кривошея, Ю.Н. Голубев, В.М. Журбас, А.С. Блатов, В.С. Латун, В.Б. Титов, Г.К. Коротаев, С.В. Станичный, А.А. Кубряков, Т. Oguz, Р.-М. Poulain.

– Межгодовая и междесятилетняя изменчивость интенсивности общей циркуляции Черного моря оценивалась с помощью динамического метода (А.Б. Полонский, И.Г. Шокурова, Е.А. Ловенкова) и альтиметрических данных (С.В. Станичный, А.А. Кубряков). В МГИ РАН было создано несколько цифровых массивов реанализа термохалинных полей и циркуляции вод Черного моря для периода 1971–2012 г. и проведен анализ полученных результатов (В.В. Кныш, В.Л. Дорофеев).

– Несмотря на большое количество исследований по черноморской тематике многие вопросы остаются недостаточно изученными:

- а) Сезонная и межгодовая изменчивость характеристик ХПС, процессы его обновления в различных климатических условиях;
- б) Трансформация сезонного хода термохалинной структуры вод на масштабах междесятилетней изменчивости;
- в) Сезонный цикл и многолетние изменения общей циркуляции вод и вихревых образований;
- г) Долгопериодные тенденции изменений в слое постоянного пикноклина и в глубинных слоях;
- д) Водный и солевой баланс моря, водообмен через Босфор;
- е) Взаимосвязь многолетних изменений термической и халинной структуры моря, влияние крупномасштабной атмосферной циркуляции.

2 МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЯ И ИСПОЛЬЗОВАННЫЕ МАТЕРИАЛЫ

2.1. Данные наблюдений и контроль качества данных

2.1.1 Судовые наблюдения

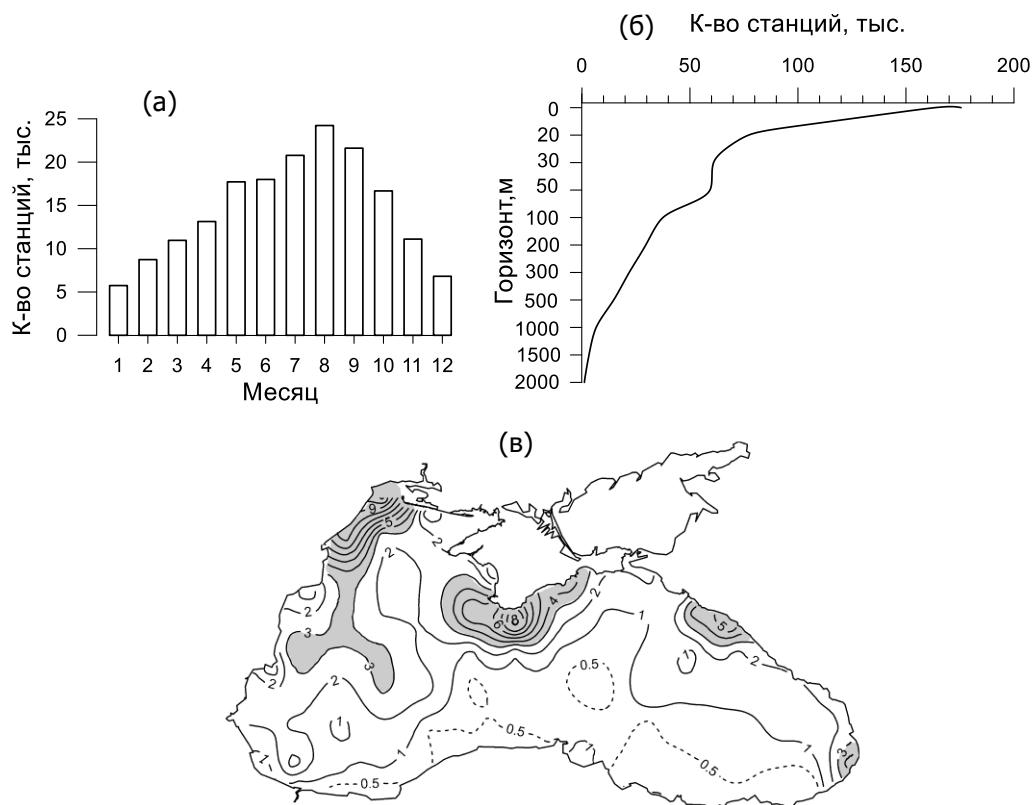
Первичный массив, созданный на основе банка океанографических данных МГИ РАН, содержал 177 651 станцию без учета поверхностных дрейфтеров (97952 измерения поверхностной температуры) и данных платформы ЭО МГИ (13 758 вертикальных профилей температуры). В целом массив состоял из 6 025 097 измерений температуры и 5 373 480 измерений солёности за период 1911–2015 гг. Наполнение массива происходило путем обмена океанографическими данными с отечественными организациями и в рамках международных проектов [26, 213, 285, 330, 331, 333, 385, 409, 410, 422].

Для Черного моря, как и для других районов Мирового океана, имеет место значительная пространственно-временная неоднородность измерений (Рисунки 2.1–2.3). Для зимних месяцев общее количество данных минимально — менее 10 тыс. станций. Период с июля по сентябрь наиболее обеспечен данными — более 20 тыс. станций в месяц (Рисунок 2.1а). Количество данных быстро убывает с глубиной: на глубине 50 м оно уменьшается в 3 раза в сравнении с поверхностным горизонтом, на глубине 200 м — в 6 раз, на 500 м — в 12 раз и на 2000 м более чем в 100 раз (рисунок 2.1б).

Наиболее обеспеченными наблюдениями являются прибрежные районы (Рисунок 2.1в) — от устья Дуная до Одессы (до 10 тыс. в «квадратах» 40'×60'), у южного берега Крыма — от Севастополя до Феодосии (до 8 тыс.), от Новороссийска до Туапсе (до 5 тыс.), от Поти до Батуми (> 3 тыс.). На долю этих районов приходится около половины всех выполненных станций. Наименее освещенными остаются центральная и южная часть моря, входящие в экономическую зону Турции (< 500 станций).

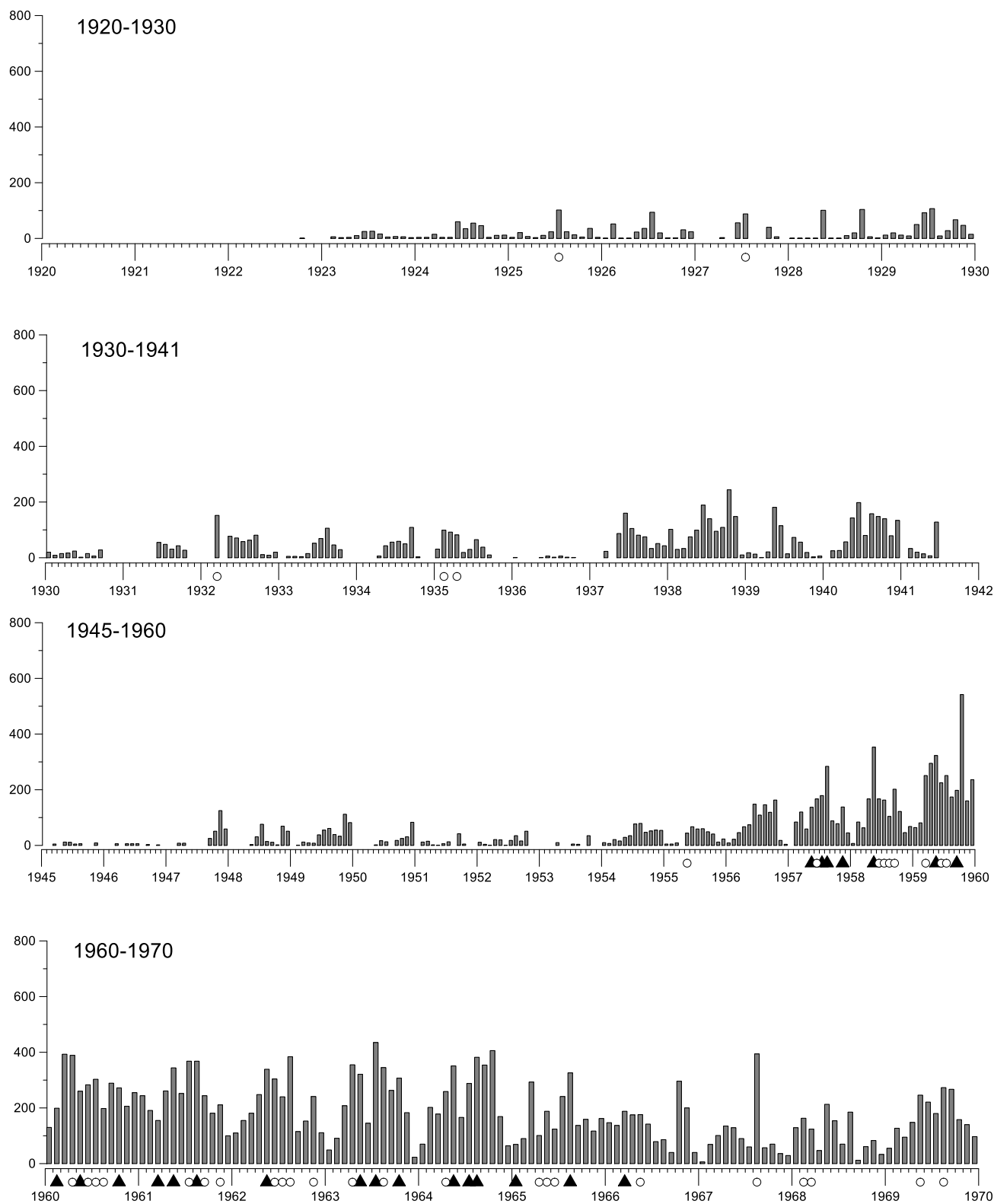
До конца 1950-х гг. количество станций, выполненных в течение месяца, в основном, не превышала 100 (Рисунок 2.2). Далее интенсивность экспедиционных исследований возрастала до 100–400 станций в месяц в 1960-х гг, до 100–600 станций в месяц в 1970–1985 гг., до 1000 станций — в 1986–1993 гг. Затем объем гидрологической информации значительно сократился, дойдя до уровня 1920-х гг.

Значительная часть измерений получена на пяти «вековых» океанографических разрезах: м. Херсонес–пр. Босфор, м. Кадош–Унье, Ялта–Батуми, м. Сарыч–Инеболу, м. Б. Фонтан–м. Тарханкут–о. Змеиный. Квазисиноптические океанографические съемки, такие как СКОИЧ, ОГСНК, HydroBlack, ComsBlack и др., большей частью выполнялись в период 1957–1966 гг. и 1972–1995 гг. В это время проводилось от 3 до 11 съемок в год, охватывающих не менее половины акватории бассейна. После 1995 г. синоптические съемки всего Черного моря не проводились.



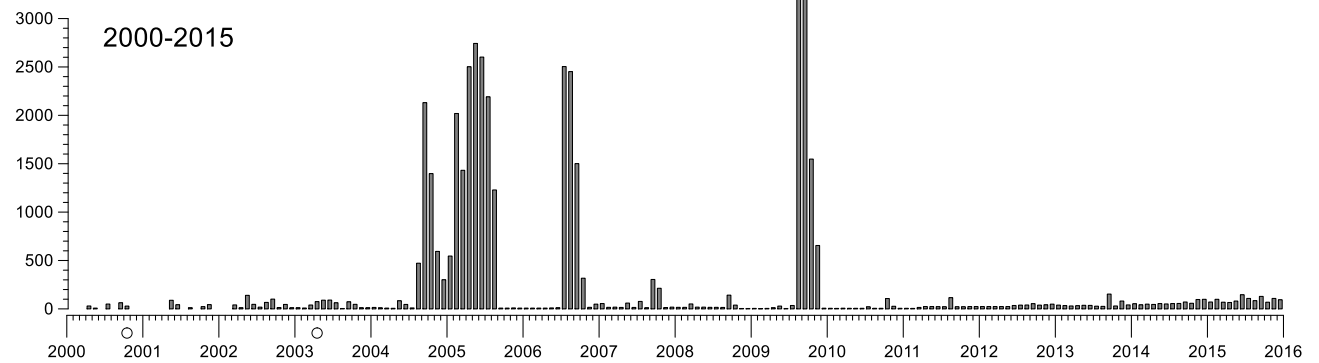
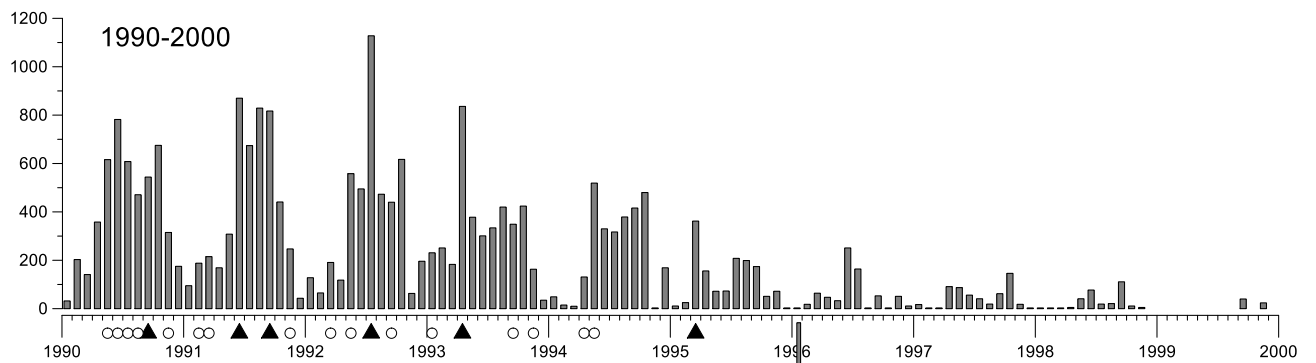
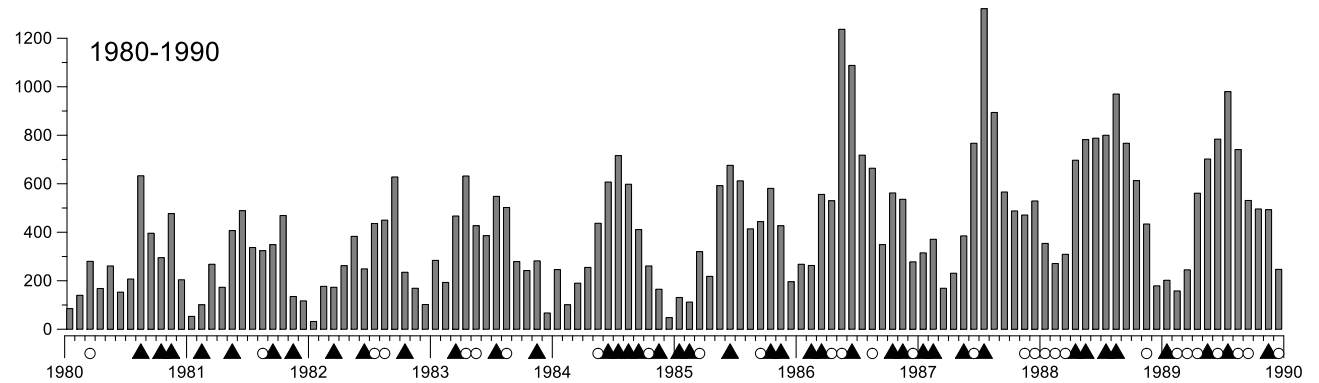
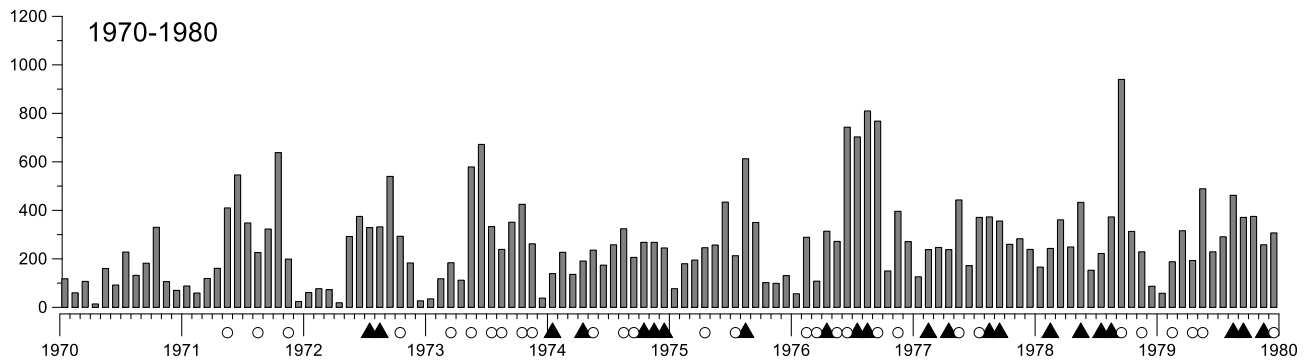
Значения в тысячах станций

Рисунок 2.1 — Общее количество гидрологических станций, выполненных в Черном море за период 1922–2015 гг.: а) по месяцам года; б) по горизонтам наблюдений; в) в пространстве («квадраты» 40'×60')



Символ ▲ обозначает съемку всей акватории моря, ○ – съемку половины акватории моря.

Рисунок 2.2 — Временной ход месячного количества гидрологических станций, выполненных в Черном море



Продолжение Рисунка 2.2

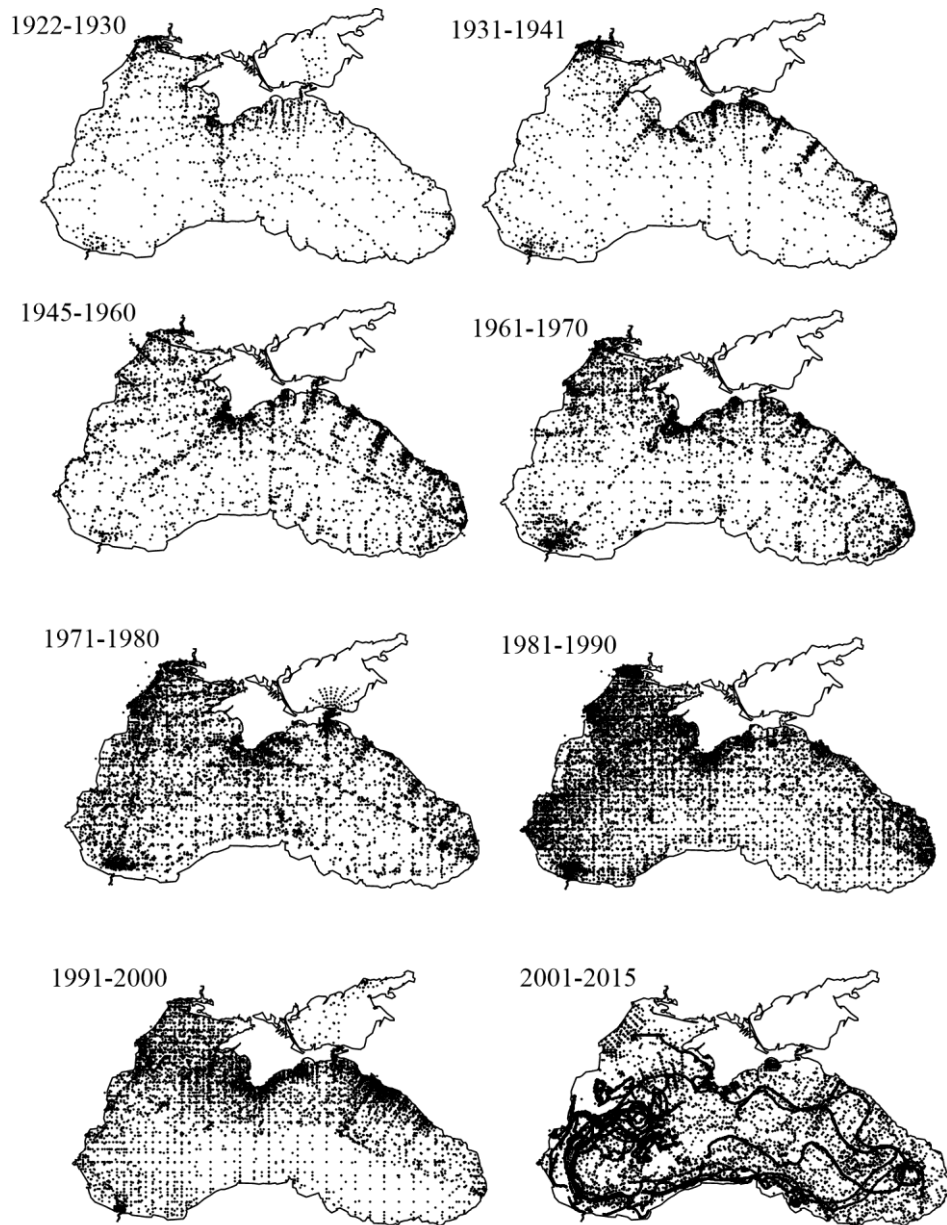


Рисунок 2.3 — Пространственное распределение гидрологических станций, выполненных в различные исторические периоды

Предварительная обработка массива первичных измерений температуры и солености [192, 333, 335, 338, 385, 409, 422] производилась в два этапа.

Первый этап — прохождение стандартных океанографических тестов: проверка географических координат станций, расчет скорости перемещения судна между станциями, проверка дат и времени проведения станций, проверка соответствия глубины зондирования и глубины места, поиск инверсий плотности воды

($\geq 0,1$ кг/м³ между стандартными горизонтами), фиксация многосуточных и многосерийных станций.

Второй этап — статистический контроль качества значений температуры, солености и плотности по критерию превышения 4σ (в «квадратах» $40' \times 60'$). Всего было забраковано 2 % измерений, этот критерий не применялся для значений солености в слое сезонного галоклина (0–30 м), где распределение вероятности имеет значительную асимметрию, связанную с резкими понижениями солености при распространении речных вод.

Отдельным вопросом является учет изменений методов измерения солености, происходивших в 1960-х и 1980-х гг. Пересчета значений солености, измеренных аргентометрическим методом, в значения по шкале практической солености (ШПС-78) не производилось, в связи с тем, что трудно было выявить какие именно соотношения использовались в каждой конкретной экспедиции: формулы Кнудсена, Кокса или значения хлорного коэффициента для Черного моря. Другим аргументом может служить то, что выявленные многолетние тенденции изменений солености значительно превышают количественные различия шкал солености (поправки TEOS-10 не рассматривались).

2.1.2 Дрифтеры и буи-профилемеры

На Рисунке 2.4 показана совокупность траекторий поверхностных дрифтеров SVP и SVPB дрифтеров (глубина залегания подводного паруса 15 м) в Черном море за 15-летний период 1999–2014 гг. (147 096 точек положения 80 буев). Траектории дрифтеров концентрируются в западной части моря, так как большинство буев было запущено у Крымского побережья. Значительную часть времени дрифтеры устойчиво удерживались потоком ОЧТ и не попадали в зону действия вихревых образований.

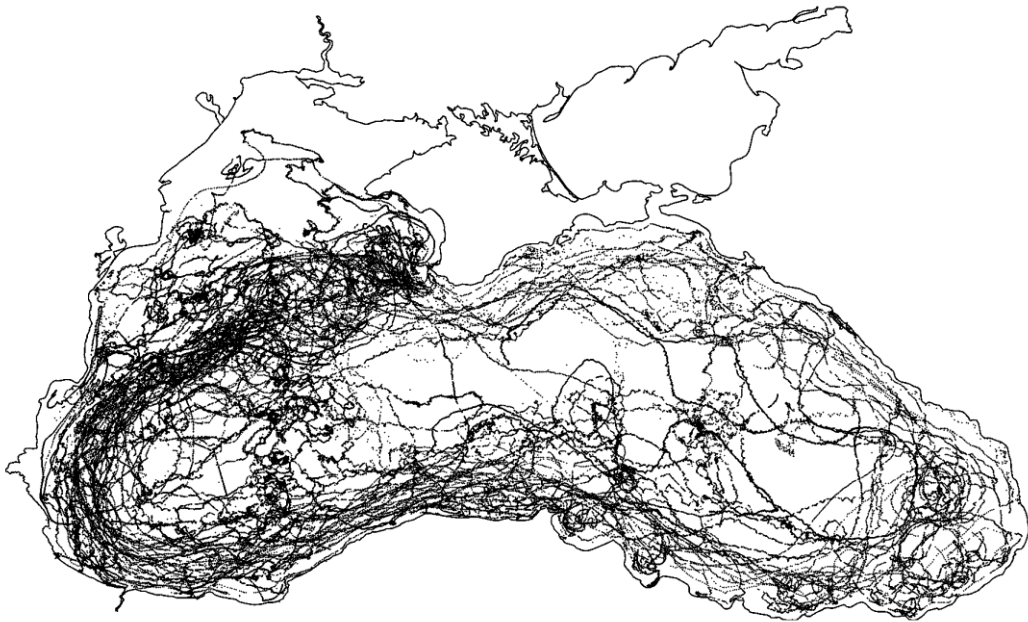


Рисунок 2.4 – Траектории дрейфа 80 поверхностных дрейфтеров в Черном море за период 1999–2014 гг.

Работающие с 2002 г. в Черном море дрейфующие буи-профилемеры ARGO позволяют производить вертикальное зондирование до глубины 900–1550 м. Первое поколение буев выполняло измерения каждые 7 дней с вертикальной дискретностью от 5 до 100 м. В дальнейшем период зондирования сократился до 4–5 дней, вертикальная дискретность увеличился до 0,2–2 м. Всего за период работы 22 буев с сентября 2002 г. по август 2015 г. получено 3077 вертикальных профилей температуры и солености (Рисунок 2.5). Следует учитывать, что зондирование буюм ARGO из-за небольшой вертикальной скорости всплытия производится в течение многих часов. При наличии сильного течения, вертикальный профиль будет относиться уже не к определенной точке, а к траектории движения буя во время всплытия.

Еще один перспективный вид измерений термической структуры — это дрейфтеры с термокосой, передающие информацию о распределении температуры до определенной глубины (для буев МГИ глубина составляет 60–80 м с вертикальной дискретностью 5 м, частота передачи информации 1 час). В отличие от буев ARGO профили температуры могут считаться мгновенными и относящимися

к фиксированной точке, датчиков электропроводности пока на них пока нет. С августа 2004 г. по май 2014 г. было запущено 22 буя, выполнившими 48 039 профилей. Пики количества профилей на последнем из графиков Рисунка 2.2, превышающие 2 тыс. станций в месяц, связаны с запусками именно таких дрейфтеров.

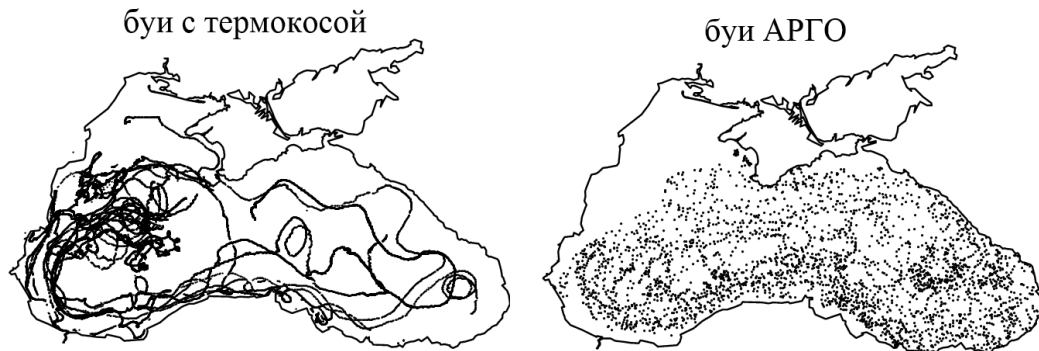


Рисунок 2.5 — Пространственное распределение зондирований, произведенных в Черном море буями с термокосой и профилерами ARGO в период 2002–2015 гг.

Результаты анализа данных буев ARGO показали необходимость внесения в них коррекционных поправок. Это связано с тем, что временной ход солёности в глубинных слоях по этим данным показывает снижение солёности со скоростью около 0,03 PSU/год (Рисунок 2.6а). Это на порядок превышает значение тренда солёности, определенное по архивным гидрологическим данным. Из литературы известно о временной нестабильности датчиков ARGO и необходимости внесения соответствующих поправок. В оперативной практике центров по эксплуатации буев ARGO коррекция значений солёности обычно проводится по дополнительной информации, но для Черного моря этого не делалось.

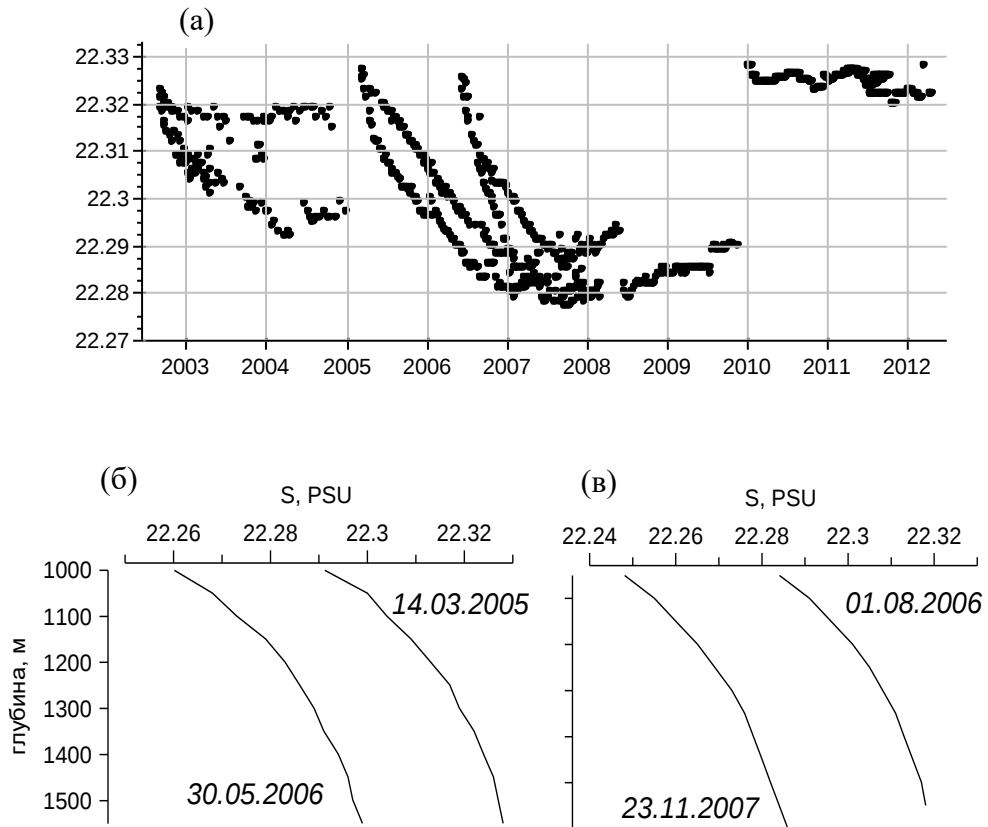


Рисунок 2.6 — а) Временные ряды солёности на горизонте 1500 м по измерениям буев ARGO; б) вертикальные профили солёности при повторном приходе буя ARGO 1325 в точку $41^{\circ} 54'$ с.ш., $30^{\circ} 02'$ в.д.; в) то же для буя ARGO 2206 в точке $42^{\circ} 09'$ с.ш., $30^{\circ} 53'$ в.д.

В наиболее явном виде сдвиг солёности обнаруживается в случае прихода буя в ту же точку (или близкую область) после полного оборота вокруг всего моря или вокруг циклонического круговорота, что минимизирует влияние крупномасштабной пространственной изменчивости. На Рисунках 2.6 б,в приведены примеры таких событий. Для буя № 2206 уменьшение солёности за 15 месяцев во всем слое составило 0,035 PSU. Для других буев, где удалось найти подобные пересечения их траекторий, скорости изменения солёности составили от 0,012 до 0,028 PSU в год.

Процедура коррекции значений солёности заключалась в вычитании негативного линейного тренда для временного периода, заканчивающегося моментом достижения стационарного состояния:

$$S = S + aJ/J_s, \text{ при } J < J_s \quad (2.1)$$

$$S = S + a, \text{ при } J \geq J_s, \quad (2.2)$$

где S — солёность;

a — максимальный сдвиг солёности;

J — юлианский день после запуска буя;

J_s — юлианский день достижения стационарного состояния.

Соответствующие параметры определялись для каждого отдельного буя (Таблица 2.1)

Приведенная коррекция значений солёности не может претендовать на абсолютную точность, она лишь уменьшает явные ошибки для указанных буюв. Эта процедура не применялась для буюв ARGO 631, 1901200, 6900803, 6900804, 6900805, а также для новой серии буюв, запущенных после 2010 г., так как явного систематического сдвига солёности для них выявлено не было.

Таблица 2.1 — Параметры коррекции значений солёности
для буюв-профилемеров ARGO

№ бую	a	J_s
587	0.015	90
634	0.020	470
1325	0.045	760
1550	0.042	640
2206*	0.023	365
2619	0.040	310
Примечание – * для бую 2206 использовалась только формула (2.1) т.к. достижение его датчиком стационарного состояния не было определено, константа a здесь соответствует сдвигу солёности за год.		

2.1.3 Данные гидрометеорологической сети, реанализа атмосферных полей и спутниковая информация

На побережье Черного моря расположено значительное количество морских гидрометеорологических станций и постов (Рисунок 2.7), принадлежащих различным государствам. Временные ряды наблюдений имеют различную длительность, наиболее продолжительные из них (температура воздуха) начались в конце 19-го века: Новороссийск (с 1872 г.), Феодосия, Ялта (с 1881 г.), Севастополь, Батуми (с 1882 г.), Херсонесский маяк, Одесса (с 1894 г.), Алушта (с 1896 г.), Тарханкут (с 1898 г.). Станции имеют различный состав и объем наблюдений. На морской гидрометеорологической сети СССР, а в настоящее время России и Украины, наряду с метеорологическими наблюдениями также проводятся океанографические измерения. В работе использовались данные о температуре воды 32 станций, наиболее продолжительные ряды — Тарханкут (с 1887 г.), Ялта (с 1900 г.), Севастополь (с 1912 г.), Евпатория, Одесса, Батуми, Поти (с 1914 г.). Также использовались ряды данных о солености воды на 24 станциях, которые начинаются большей частью в 1950-х гг. Самые продолжительные наблюдения за соленостью воды велись на станции Севастополь — с 1912 по 1986 г.



Рисунок 2.7 — Гидрометеорологические станции на побережье Черного моря

Данные гидрометеорологических станций были получены в рамках сотрудничества с Севастопольским отделением ГОИН, а также на сайте National Climate Data Center (NCDC) [URL: <http://www.ncdc.noaa.gov>].

В работе использовалась два вида спутниковой информации:

— среднемесячные и ежедневные данные о температуре поверхности моря NOAA/NASA AVHRR-Pathfinder с пространственным разрешением 6 и 18 км за период 1985–2015 гг. [URL: <http://poet.jpl.nasa.gov>];

— еженедельные и ежедневные альтиметрические данные о высоте уровня морской поверхности AVISO с пространственным разрешением 14 км за период 1992–2015 гг. [URL: <http://www.aviso.oceanobs.com>], Рисунок 2.8. К аномалиям уровня моря добавлялись значения средней динамической топографии по методу [370] и рассчитывались уклон поверхности моря, составляющие скорости геострофических течений на поверхности моря:

$$\begin{aligned}\eta &= \eta_a + H_d \\ u &= -gf^{-1} \frac{\partial \eta}{\partial x} \\ v &= gf^{-1} \frac{\partial \eta}{\partial y},\end{aligned}$$

где η — отклонение поверхности моря от геопотенциальной;

η_a — аномалия отклонения поверхности моря;

H_d — средняя динамическая высота;

g — ускорение свободного падения;

f — параметр Кориолиса.



Рисунок 2.8 – Пространственная сетка альтиметрических данных AVISO

В работе использовались следующие цифровые массивы реанализа атмосферных полей (Рисунок 2.9):

— глобальный реанализ атмосферных полей ERA-40 ($1,1^\circ \times 1,1^\circ$) за период 1958–2002 гг. [455];

— глобальный реанализ атмосферных полей NCEP/NCAR ($2,5^\circ \times 2,5^\circ$) за период 1948–2014 гг. [456];

— глобальный реанализ атмосферных полей MERRA ($0,5^\circ \times 0,33^\circ$) за период 1979–2014 гг.;

— региональный реанализ атмосферных полей ВАО МГИ (25×25 км) [134] для периода 1958–2000 гг. на базе ERA-40 и для периода 1990–2007 гг. на базе ERA-interim.

— глобальный реанализ атмосферных осадков GPCC за период 1901–2010 гг.;

— массив барических полей синоптических карт над Черным морем ($20' \times 30'$) [25] за период 1949–1996 гг.

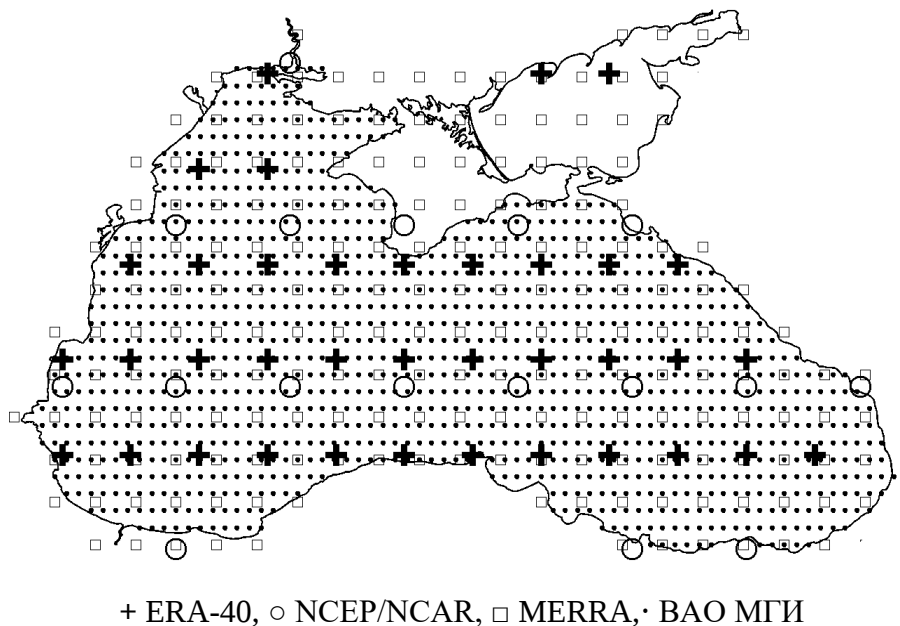


Рисунок 2.9 — Пространственная сетка массивов реанализа атмосферных полей

2.1.4 Информационная система обработки данных наблюдений

Для повышения эффективности работы с большим объемом разнородной информации была разработана информационная система, включающей в себя набор баз данных и прикладное программное обеспечение (Рисунок 2.10).

База данных спутниковой информации (п. 2.1.3) содержит данные о температуре поверхности моря, аномалии уровня моря, абсолютном значении уровня моря, составляющих геострофической скорости течений.

База данных гидрометеорологической сети (п. 2.1.3) состоит из таблицы данных наблюдений, выполняемых на береговых станциях (температура, влажность, скорость ветра и т.д.), и связанной с ней через идентификатор станции таблицы сведений о метеорологических станциях.

База океанографических данных (п. 2.1.1, 2.1.2), построенная по реляционному принципу, содержит данные о температуре и солености воды на различных горизонтах с флагами качества, а также информацию о выполненных станциях, рейсах, судах (буях). Связь между таблицами осуществляется через ключевые поля идентификаторов станций, судов и рейсов.

База данных о ветре в открытой части моря включает в себя данные о составляющих скорости ветра, ротора касательного напряжения ветра над Черным морем, рассчитанные по синоптическим картам, и по данным массивов реанализа.

Авторское программное обеспечение [26, 229, 307, 308, 311, 313, 317, 318, 320, 357] позволяет производить выборки данных по различным критериям, автоматизировать построение карт, разрезов, вертикальных профилей и временных рядов, проводить статистические расчеты и контроль качества данных. Дополнительные возможности включают в себя переход в изопикнические координаты, построение карт экстремумов, глубин залегания заданной изоповерхности, средних значений в слое и др. На основе первичных данных вычисляются: вертикальные и горизонтальные градиенты, потенциальная температура и плотность, скорость звука, вертикальная устойчивость, динамическая высота и геострофическая скорость, тепло и солезапас, доступная потенциальная энергия и др.

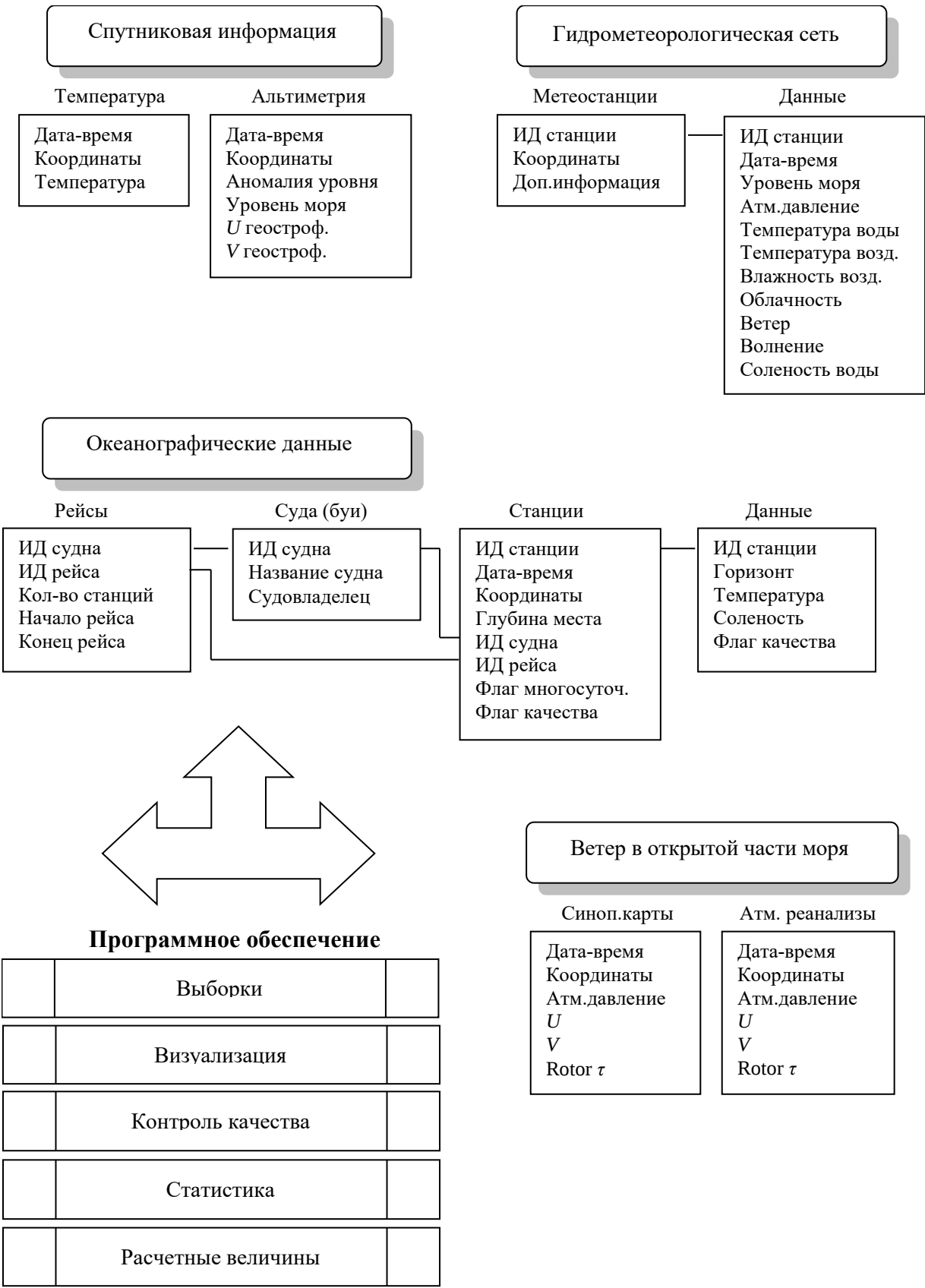


Рисунок 2.10 — Общая схема информационной системы
обработки данных наблюдений

2.2 Реанализ термохалинных полей Черного моря

2.2.1 Общая характеристика

Массивы реанализа (реконструкции физического состояния окружающей среды на регулярной пространственно-временной основе за определенный исторический период) широко используются в исследованиях климата. Это, в первую очередь, наиболее известные реанализы атмосферных полей — NCEP/NCAR, ERA, JRA и др. В последние годы стали создаваться и реанализы термохалинных полей Мирового океана как в целом, например, ECWMF-Ocean, NCEP/GODAS, GECCO, SODA, GLORYS2 (Mercator) и др., так и отдельных морей. Основным методом реанализа океана, как и их атмосферных аналогов — использование полных гидродинамических моделей с ассимиляцией имеющихся первичных данных.

Для Черного моря в МГИ РАН был создан реанализ для периода 1971–1993 гг. [247] с помощью региональной модели [171], основанной на версии модели Princeton Ocean Model (POM), с использованием модели турбулентности Меллора и Ямады, ассимиляции на основе фильтра Калмана, атмосферного воздействия из реанализа ERA-40. В дальнейшем, массивы реанализа МГИ РАН были созданы для периода 1992–2002 гг. на основе ассимиляции спутниковых альтиметрических данных и ERA-40 [119, 120, 121] и для периода 1993–2012 гг. [122].

Отличительной особенностью реанализа, полученного с использованием гидродинамических моделей, является непосредственный учет физики процессов при восстановлении полей. При всех преимуществах такого подхода, использование сложных моделей имеет и обратную сторону — степень расхождения результатов расчета от реальных полей зависит от большого количества факторов, которые относятся как к самой модели (параметризация процессов, численная реализация, пространственное разрешение), так и к задаваемым внешним воздействиям (потоки тепла и влаги, ветер). Как следствие, результаты реанализа океана существенным образом зависят от выбора конкретного массива атмосферных по-

лей, а временной охват реанализа океана ограничен не только количеством ассимилируемых гидрологических данных, но и временным периодом используемого атмосферного реанализа (обычно не более 50 лет). Несмотря на появление массивов глобального атмосферного реанализа, охватывающих весь XX в. (NOAA 20CR и ERA-20C), их качество для первой половины прошлого века во многом будет нивелировать все преимущества использования гидродинамических моделей для восстановления термохалинной структуры вод на вековом интервале.

Другой подход в создании массивов реанализа океана состоит в восстановлении полей методами, основанными на статистической структуре данных, такими как оптимальная интерполяция (ОИ), эмпирические ортогональные функции (ЭОФ) и ряд других. На этом принципе основаны работы [299, 300, 305, 348, 356, 363, 386, 418, 425, 433], в том числе для Черного моря [339]. К недостаткам статистических методов следует отнести сильную зависимость от количества и распределения данных, а также достаточно формальный подход, явным образом не учитывающий физику процессов. В то же время, это является определенным преимуществом в сравнении с реанализом, основанном на гидродинамических моделях, так как избавляет от необходимости учета внешних атмосферных воздействий.

В данной работе, наряду с массивами реанализа МГИ (период 1971–2002 гг.), полученных с помощью гидродинамических моделей, используется авторский массив реанализа 1923–2015 гг., созданный с помощью статистических методов. На Рисунке 2.11 показана общая последовательность расчетов для данного подхода. Первичные данные проходят проверку качества, интерполируются методом оптимальной интерполяции (ОИ) на регулярную сетку по декадам, затем осредняются по месяцам, после чего вычисляются эмпирические ортогональные функции (ЭОФ) и временные коэффициенты ЭОФ. Далее термохалинные поля восстанавливаются по коэффициентам ЭОФ во всем объеме моря для тех конкретных лет, где пространственная структура данных позволяет это сделать. Более подробно методика излагается ниже в последующих пунктах данного подраздела.

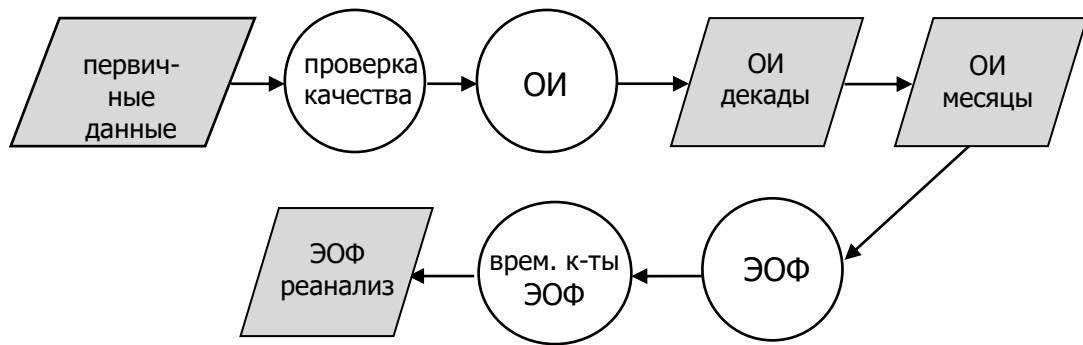


Рисунок 2.11 — Общая схема реанализа термохалинных полей

2.2.2 Регуляризация данных наблюдений методом оптимальной интерполяции

Метод оптимальной интерполяции (ОИ) широко используется в метеорологии и океанографии [80, 222, 291, 322, 325, 334, 372] т.к. учитывает пространственную корреляционную структуру анализируемых полей, минимизирует среднеквадратическую ошибку интерполяции и позволяет дать количественную оценку этой ошибки. Статистически эквивалентным ОИ является вариационный обратный метод, примененный, в частности, для создания атласов MEDATLAS, включающих Средиземное и Черное моря [423].

Общий принцип метода ОИ состоит в следующем. В каждом узле заданной регулярной сетки отклонение x'_0 значения элемента x_0 от нормы $\bar{x}$ представляется в виде линейной комбинации этих отклонений в N точках, расположенных произвольным образом:

$$x'_0 = \sum_{i=1}^N p_i x'_i, \quad (2.3)$$

где x'_i — отклонение от нормы $\bar{x}$ значения элемента x_i в точке с индексом i ;

p_i — весовой множитель (вес).

В методе ОИ обычно используются не сами значения элементов, а их отклонения от среднего (аномалии относительно нормы, используя термины, принятые в климатологии). В качестве нормы принимаются либо текущие средние зна-

чения для анализируемого поля, либо климатические значения (среднегодовые или сезонные). Использование аномалий, а не самих значений элемента обусловлено тем, что при расчете весов p_i учитывается корреляционная структура поля, которая в реальности, как правило, не является однородной и изотропной. Это не только усложняет расчеты, но и может приводить к излишнему сглаживанию в случае доминирования крупномасштабной компоненты в корреляционной структуре поля. При использовании отклонений от норм, их корреляционные функции, как было показано в работах по данной теме, с большой долей уверенности могут считаться однородными и изотропными.

Система линейных алгебраических уравнений для определения оптимальных весов p_i имеет вид

$$\sum_{j=1}^N \mu_{ij} p_j + p_i \eta_i = \mu_{0i}, \quad i=1, \dots, N, \quad (2.4)$$

где μ_{ij} — значение нормированной автокорреляционной функции, соответствующее расстоянию между точками с индексами i, j ;

μ_{0i} — значение нормированной автокорреляционной функции, соответствующее расстоянию между точками с индексами i и узлом сетки;

$\eta_i = \sigma_f^2 / \overline{x_i^2}$ — мера ошибки наблюдений элемента в точках с индексами i .

Под оптимальностью весов p_i подразумевается такое требование, чтобы мера ошибки ε была минимальна по сравнению с ее значением при любых других p_i [80]. Мера ошибки интерполяции ε представляет собой отношение среднего квадрата ошибки интерполяции $e = x'_0 - \sum_{i=1}^N p_i x'_i$ к дисперсии значений элемента $\overline{x_i^2}$ и

вычисляется как

$$\varepsilon = 1 - \sum_{i=1}^N \mu_{0i} p_i \quad (2.5)$$

Численная реализация метода заключалась в последовательном выполнении следующих процедур (Рисунок 2.12) для интерполяции значений температуры и солености в узлы регулярной сетки.

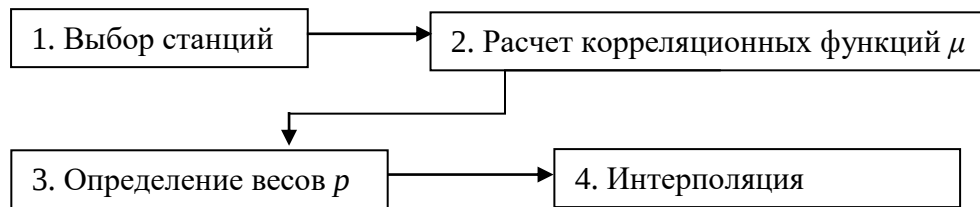


Рисунок 2.12 — Общая схема алгоритма оптимальной интерполяции

1) Выбираются N станций с удалением от узла сетки меньшим радиуса корреляции, зависящего от глубины горизонта (формула 2.7). Если станция многосерийная, то она усекается до одного зондирования. Минимальное количество влияющих станций $N = 2$, в отличие от работ [167, 222] ($N = 8 \div 10$), в целях учета большого количества данных на «вековых» разрезах, линейно расположенных в пространстве. Чтобы исключить процедуру экстраполяции проводится проверка относительного расположения станций. Расчет производится только для тех узлов сетки, для которых направления (азимуты) на окружающие его выбранные станции попадают как минимум в одну пару противоположных румбов (секторов 45°). Если все выбранные станции находятся очень близко к узлу (в пределах расстояния между узлами — в прямоугольнике $10' \times 15'$), то для экономии вычислений за интерполированное значение принимается среднее арифметическое и дальнейшие шаги пропускаются.

2) Для системы уравнений (2.4) рассчитываются значения автокорреляционной функции μ_{ij} $i=1, \dots, N, j=1, \dots, N$ по расстояниям между N станциями и μ_{0i} , $i=1, \dots, N$ по расстояниям между узлом сетки и N станциями.

3) Система уравнений (2.4) для определения весов p_i решается классическим методом Гаусса ввиду его сравнительно слабой чувствительности к плохой обусловленности систем уравнений.

4) После определения весов p_i вычисляются следующие величины: отклонение x'_0 от нормы $\bar{x}$ по уравнению (2.3), значение элемента x_0 (путем прибавления нормы $\bar{x}$ к x'_0), мера ошибки интерполяции ε по уравнению (2.5) и абсолютная ошибка интерполяции

$$E = \sqrt{\varepsilon x_i'^2} \quad (2.6)$$

В качестве нормы (нулевого приближения) использовались климатические среднемесячные поля температуры и солёности [27, 206], рассчитанные с помощью итерационной схемы последовательных приближений (метод Cressman-Barnes). Для пространственной и временной интерполяции нормы в точку наблюдений (для расчета x'_i) применялась линейная интерполяция, для вертикальной интерполяции на заданный горизонт — метод Рейнигера-Росса [424].

Меры ошибки наблюдений η_i для уравнения (2.4) задавались как единое значение для всей расчетной области (Таблица 2.2). Оно оценивалось как частное от деления средней дисперсии ошибки наблюдений σ_f^2 (сумма инструментальной погрешности и СКО мезомасштабной изменчивости) на среднюю дисперсию аномалий $\bar{x'^2}$. Эти величины рассчитывались заранее по имеющемуся массиву данных, в том числе по многосерийным и многосуточным станциям [147].

Таблица 2.2 — Мера ошибки наблюдений η для метода оптимальной интерполяции

	Батометры, CTD до 1990-х гг.	CTD с 1990-х гг. < 1000 м	CTD с 1990-х гг. > 1000 м
Температура	0,3	0,3	0,05
Солёность	0,15	0,15	0,05

С учетом работ по изучению корреляционной структуры термохалинных полей Черного моря [23, 98, 222] было принято допущение об изотропности пространственных корреляционных функций. Для автокорреляционной функции μ системы уравнений (2.4) использовалась приближение в виде отрицательной квадратичной экспоненты, аппроксимирующей корреляционную структуру гауссовых полей. В работе [98] было показано, что данная аппроксимация является наиболее приемлемой для Черного моря

$$\mu(r) = \exp(-ar^2), \quad (2.7)$$

где $a = 0,21 + 8,7 \cdot 10^{-5}z$ (для изотропных полей),

z — глубина, м;

$r = L/15$ — относительный сдвиг;

L — расстояние, мили.

За радиус корреляции (для шага 1 — Выбор станций) принималось расстояние L , при котором $\mu = 0,05$.

В результате расчетов был сформированы массивы ОИ для периода наблюдений 1910–2015 гг. с временной дискретностью 10 суток (2568 декад) и 1 месяц (967 месяцев), с пространственным разрешением $10' \times 15'$, т.е. 10 миль по широте (18,5 км) и 10,2–11,3 миль по долготе (19–21 км) с максимальным покрытием всей акватории моря в 1120 узлов сетки. Вертикальное разрешение составляет 67 горизонтов: в слое 0–100 м через 5 м, далее шаг постепенно увеличивается от 10 до 200 м. Выбор шага сетки был обусловлен компромиссом между стремлением к более высокому пространственному разрешению и обеспеченностью первичными данными.

Относительная доля покрытия акватории моря сеткой интерполированных значений (Рисунок 2.13) достаточно велика для периода с конца 1950-х гг. до начала 1990-х гг. (до 80 % площади). Она значительно снижается в период 1925–1940 гг. (до 20–30 %) и после 1995 г. (<20 %).

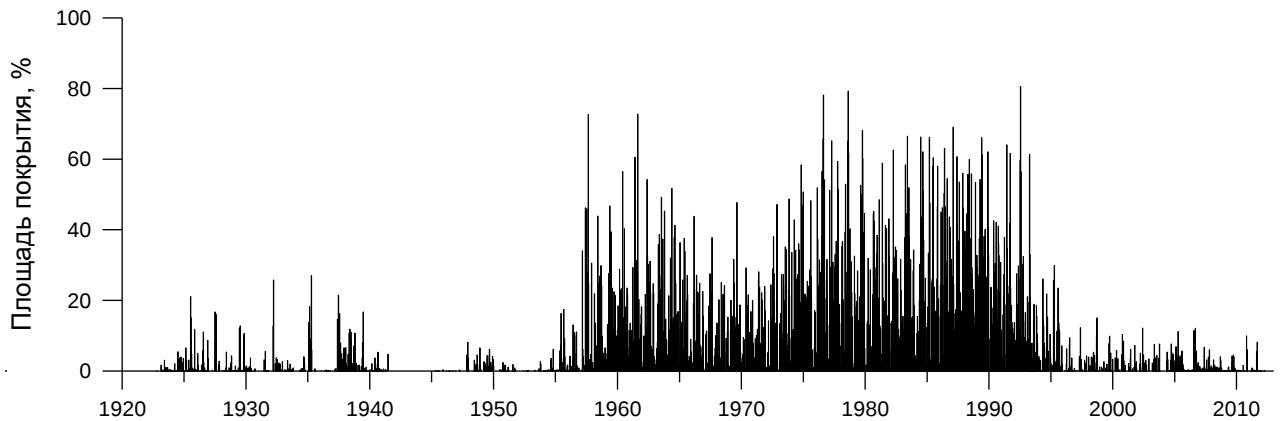


Рисунок 2.13 — Относительная доля покрытия площади по декадам (10 суток) акватории Черного моря регулярной сеткой интерполированных значений, рассчитанных методом оптимальной интерполяции

На Рисунке 2.14 показано среднее распределение ошибки в массиве ОИ по формулам (2.5, 2.6). Относительная ошибка, т.е. доля от общей дисперсии интерполируемого поля (Рисунок 2.14а), растет с глубиной от 30 % на поверхности моря до 70 % на 2000 м. Сравнение абсолютной ошибки интерполяции (2.6) с суммой СКО синоптической и мезомасштабной изменчивости (Рисунок 2.14б) показывает, что для температуры воды ошибка ОИ близка к этой сумме, для солености ошибка превышает эту сумму примерно в 2 раза. Это говорит о том, что применение ОИ с параметрами для формулы (2.7) служит в качестве сглаживающего интерполятора, что позволяет отфильтровать «шумы» ошибок измерений, синоптической и мезомасштабной изменчивости. В случае солености, для которой ошибка интерполяции выше, чем для температуры, можно предположить, что отфильтровывается не только высокочастотный «шум», но и некоторая часть межгодовой изменчивости, т.е. полезного сигнала. Тем не менее, параметры формулы (2.7) отдельно для солености не корректировались, исходя из того, что измерения солености всегда отличались повышенными систематическими погрешностями и дополнительное сглаживание полей солености не будет излишним.

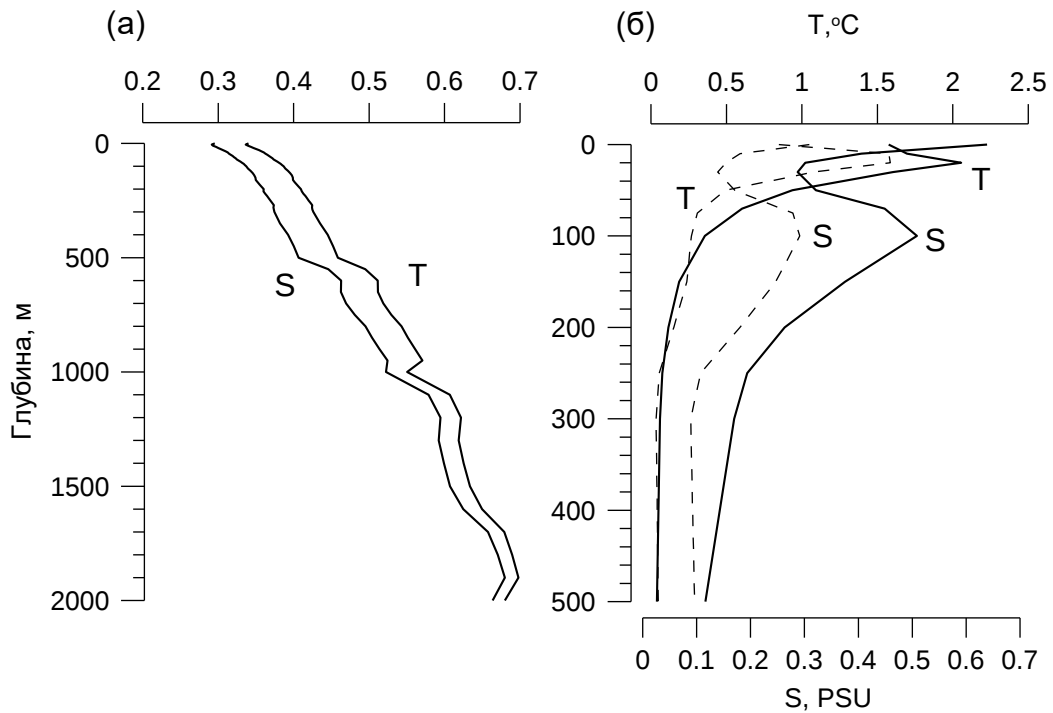


Рисунок 2.14 — Средние вертикальные профили средней ошибки ОИ: а) относительная ошибка (доля от общей дисперсии интерполируемого поля); б) абсолютная ошибка (сплошная линия), среднее суммарное СКО синоптической и мезомасштабной изменчивости (штриховая линия).

Среднемесячный массив ОИ в дальнейшем послужил основой для расчета массива реанализа и климатических полей в качестве «исходного» массива данных или начального приближения, т.к. он имеет более регулярный вид и меньший объем, чем первичные данные измерений.

2.2.3. Восстановление полей методами эмпирических ортогональных функций

Начиная с работы Лоренца [375] методы ЭОФ очень широко используются в гидрометеорологии. Основная их функция состоит в разложении пространственно-временной изменчивости полей на отдельные составляющие, из которых большая часть в дальнейшем отсекается, как обусловленная шумами или высоко-

частотными процессами. По сути, это аналог спектрального разложения, в котором отдельные моды ЭОФ играют роль гармоник в разложении Фурье, но, в отличие от последнего, представлены не тригонометрическими функциями, а табличными. В океанологии ЭОФ применяются как для анализа структуры и изменчивости гидрофизических полей [344, 414, 437], для реконструкции исторических массивов данных [300, 305, 348, 356, 363, 386, 421, 433, 418] и, наиболее часто, при поиске статистических связей в исследованиях межгодовой и более долгопериодной изменчивости.

Общий алгоритм использования ЭОФ в выше упомянутых работах по анализу состоит в следующем (Рисунок 2.15).

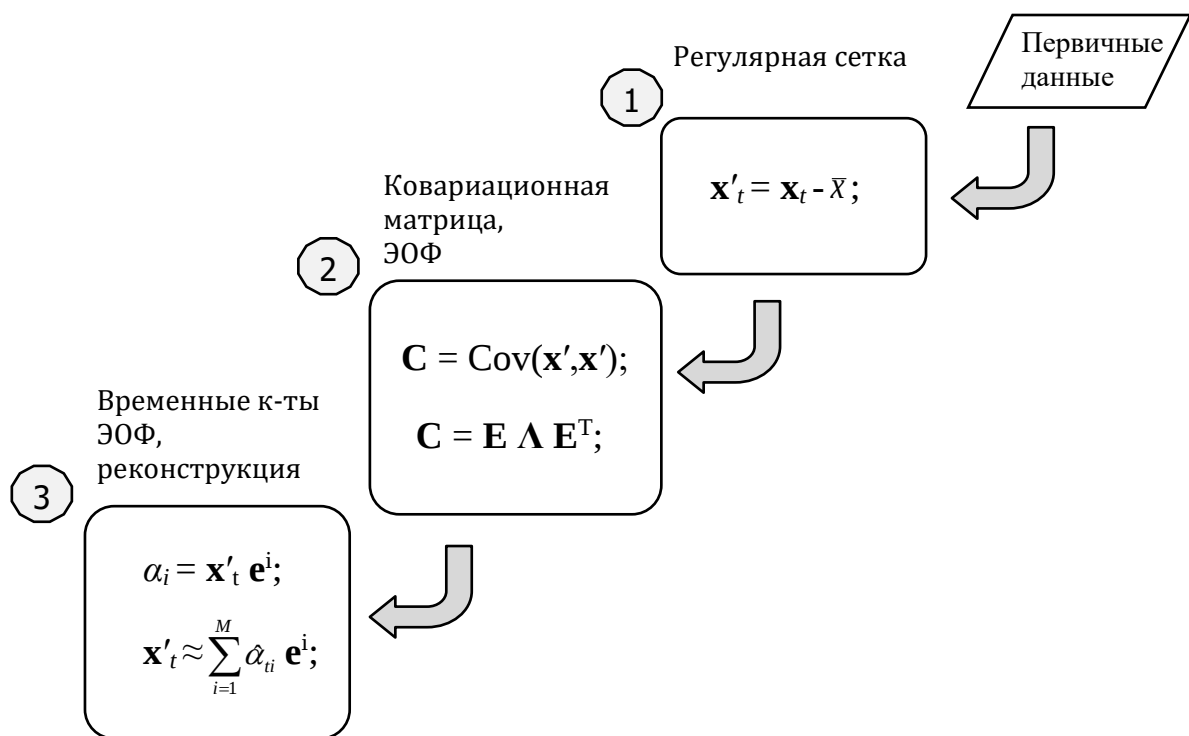


Рисунок 2.15 — Общая схема реконструкции полей по ЭОФ

На 1-м этапе первичные данные приводятся к регулярному виду: осредняются по «квадратам» или интерполируются в узлы сетки для фиксированных моментов времени. В результате образуется набор векторов (полей) для различных моментов времени в виде аномалий от среднего с пропусками во времени и пространстве.

$$\mathbf{x}'_t = \mathbf{x}_t - \bar{\mathbf{x}}$$

На 2-м этапе рассчитывается общая автоковариационная (или корреляционная) матрица

$$\mathbf{C} = \text{Cov}(\mathbf{x}', \mathbf{x}')$$

по всему набору векторов $\mathbf{x}'_t$. Матрица $\mathbf{C}$ обычно сглаживается каким-либо пространственным фильтром. Далее для $\mathbf{C}$ решается задача поиска собственных чисел и векторов, которая часто именуется как спектральное разложение матрицы

$$\mathbf{C} = \mathbf{E} \mathbf{\Lambda} \mathbf{E}^T,$$

где $\mathbf{E}$ — матрица собственных векторов;

$\mathbf{\Lambda}$ — диагональная матрица собственных чисел;

$\mathbf{E}^T$ — транспонированная $\mathbf{E}$.

Собственные векторы и собственные значения ковариационной матрицы определяют набор ЭОФ, относительный вклад j -ой моды ЭОФ в полную дисперсию определяется как

$$(\lambda_j / \sum_{k=1}^N \lambda_k) \cdot 100\%,$$

где λ_j — собственное число j -ой моды ЭОФ;

N — общее количество мод.

На 3-м, последнем этапе для каждого вектора (поля) $\mathbf{x}'_t$ рассчитываются временные коэффициенты для каждой моды ЭОФ

$$a_{ti} = \mathbf{x}'_t \mathbf{e}^i$$

и, путем обратной процедуры, результирующее поле восстанавливается во всех узлах сетки

$$\mathbf{x}'_t \approx \sum_{i=1}^M \hat{\alpha}_{ti} \mathbf{e}^i,$$

где M — количество старших мод, участвующих в реконструкции;

$\hat{}$ — символ статистической оценки.

2.2.3.1 Метод горизонтальных ЭОФ

В данной работе реконструкция термохалинных полей была реализована в соответствии с приведенной выше общей схемой следующим образом:

1 этап: для регуляризации первичных данных применялся метод оптимальной интерполяции (п. 2.2.2), аномалии $\mathbf{x}'_t$ рассчитывались как разности от климатических среднемесячных полей.

2 этап: ковариационные матрицы $\mathbf{C}$, рассчитанные для каждого горизонта, сглаживались 3-точечным фильтром Шапиро 5-ю итерациями отдельно для рядов и столбцов матрицы. Поиск собственных векторов $\mathbf{E}$ осуществлялся с помощью процедур из программных библиотек ALGLIB/LAPACK [URL: <http://www.alglib.net/>] с применением алгоритмов QL/QR итерации. Эти алгоритмы более эффективны, чем традиционные способы, такие как метод Якоби, т.к. работают не с полной матрицей, а предварительно сводят симметричную матрицу в трехдиагональную форму за конечное число шагов.

3 этап: временные коэффициенты ЭОФ, учитывая пропуски в полях $\mathbf{x}'_t$, рассчитывались аналогично методу наименьших квадратов

$$\hat{\alpha}_i = \frac{\sum_{j \in K} x'_j e_j^i}{\sum_{j \in K} |e_j^i|^2}, \quad (2.8)$$

где $K = \{j: x'_j \text{ не пропущенные значения}\};$

$\hat{}$ — символ статистической оценки.

Каждый этап расчетов вносит свою долю неопределенности в конечный результат. Массив ОИ, получаемый на 1-м этапе, наиболее приближен к действительности, но он заведомо рассчитывался так, чтобы не допускать экстраполяции или интерполяции для больших незаполненных участков акватории и, поэтому лишь снижает пространственно-временную неоднородность первичных данных. Погрешности при определении базового набора ЭОФ на 2-м этапе зависят от полноты массива ОИ и процедур фильтрации результирующей ковариационной матрицы. Ошибки реконструкции полей для конкретных моментов времени на 3-м этапе сильно зависят от пространственной структуры первичных данных.

В реконструкции полей использовалось 20 горизонтальных мод, вносящих до 75 % общей дисперсии в поверхностном слое моря (Рисунок 2.16) и до 50 % на горизонте 200 м.

При анализе результатов реконструкции выяснилось, что подобный подход, использовавшийся ранее только для поверхностных полей, при последовательном применении к каждому горизонту плохо подходит для восстановления связной трехмерной термохалинной структуры. По сравнению с «исходным» массивом ОИ межгодовые аномалии значительно возросли по абсолютному значению, вертикальная структура полей во многих случаях искажалась сильными инверсиями. При увеличении количества используемых мод размах колебаний усиливался, при уменьшении – размах колебаний снижался, но пространственная структура аномалий существенно изменялась в сравнении с «исходным» массивом ОИ.

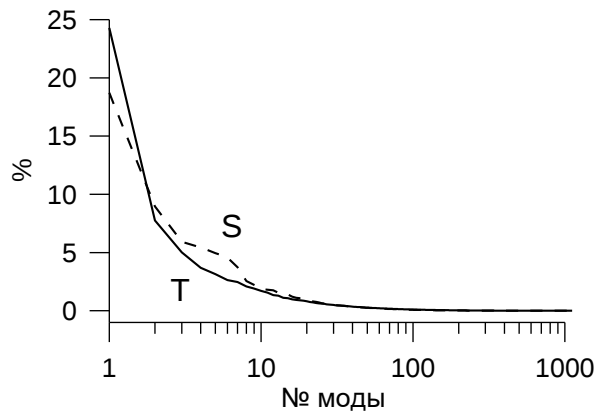


Рисунок 2.16 — Относительный вклад горизонтальных мод ЭОФ в общую дисперсию температуры и солености в поверхностном слое моря.

Ошибки в определении знака и величины межгодовых колебаний связаны, главным образом, с сильной зависимостью погрешности оценки временного коэффициента $\hat{\alpha}_{it}$ от распределения исходных данных по акватории моря в тот конкретный период времени, для которого происходит расчет. Возникновение искусственных вертикальных инверсий, как известно по опыту создания климатических массивов океана, часто связано с вертикальной несогласованностью полей при расчетах в условиях неравномерной обеспеченности данными по глубине. Поэтому, горизонтальные ЭОФ в дальнейшем использовались для анализа многолетней изменчивости на отдельных горизонтах, а для реконструкции термохалинной структуры, как единого взаимосвязанного целого, был разработан новый метод, основанный на сочетании вертикальных и горизонтальных ЭОФ.

2.2.3.2 Метод вертикальных ЭОФ

Общая схема расчета по новому методу в целом аналогична приведенной выше схеме для горизонтальных ЭОФ, но имеются ряд существенных отличий:

1. Сначала по массиву ОИ рассчитываются Ψ — вертикальные ЭОФ (функции от z). Исходные векторы x'_t в этом случае представляют собой аномалии от

среднемесячного климатического вертикального профиля в узле сетки. При этом, ЭОФ для температуры рассчитывались отдельно для теплого и холодного полугодий, а для солености — для всего года, т.к. сезонных различий выявлено не было.

2. Затем рассчитываются ряды временных коэффициентов вертикальных ЭОФ в каждом узле сетки для каждой вертикальной моды $\beta_{ti} = \mathbf{x}'_t \boldsymbol{\psi}^i$.

3. Далее, в качестве исходных горизонтальных полей принимаются β_{ti} и для них находится $\mathbf{E}$ — матрица горизонтальных ЭОФ временных коэффициентов вертикальных мод ЭОФ.

4. На последнем этапе, для каждого поля β_{ti} рассчитываются временные коэффициенты для каждой горизонтальной моды ЭОФ

$$\alpha_{ti} = \beta_{ti} \mathbf{e}^i$$

и, путем двух обратных процедур, восстанавливаются вертикальные профили в каждом узле расчетной области

$$\begin{aligned} \beta_{ti} &\approx \sum_{i=1}^M \alpha_{ti} \mathbf{e}^i, \\ \mathbf{x}'_t &\approx \sum_{i=1}^L \hat{\beta}_{ti} \boldsymbol{\psi}^i, \end{aligned} \quad (2.9)$$

где M — количество горизонтальных мод;

L — количество вертикальных мод, участвующих в восстановлении полей;

$\hat{}$ — символ статистической оценки, аналогично формуле (2.8).

В отличие от традиционного метода горизонтальных ЭОФ в этом методе лучше обеспечивается согласование горизонтальной и вертикальной структуры полей и уменьшается количество грубых ошибок. Особенно это заметно в глубинных слоях моря, где обеспеченность данными существенно ниже и определение временных коэффициентов ЭОФ сопряжено с большими погрешностями. При

использовании вертикальных ЭОФ, отсутствие информации в глубинных слоях частично компенсируется данными в верхних слоях моря.

Несмотря на некоторую громоздкость общей конструкции — наличие двух разных наборов мод и их сочетаний, реализация алгоритма становится более эффективной. Уменьшение времени вычислений позволило провести достаточное количество численных экспериментов для выбора наиболее оптимального количества вертикальных и горизонтальных мод.

Спектры собственных чисел ЭОФ (Рисунок 2.17) демонстрируют гораздо бóльшую концентрацию дисперсии колебаний в области старших мод, чем в случае чисто горизонтальных ЭОФ (Рисунок 2.16). Уже первые 10 мод обеспечивают 98 % общей дисперсии для вертикальных ЭОФ и до 60 % для горизонтальных ЭОФ временных коэффициентов вертикальных мод.

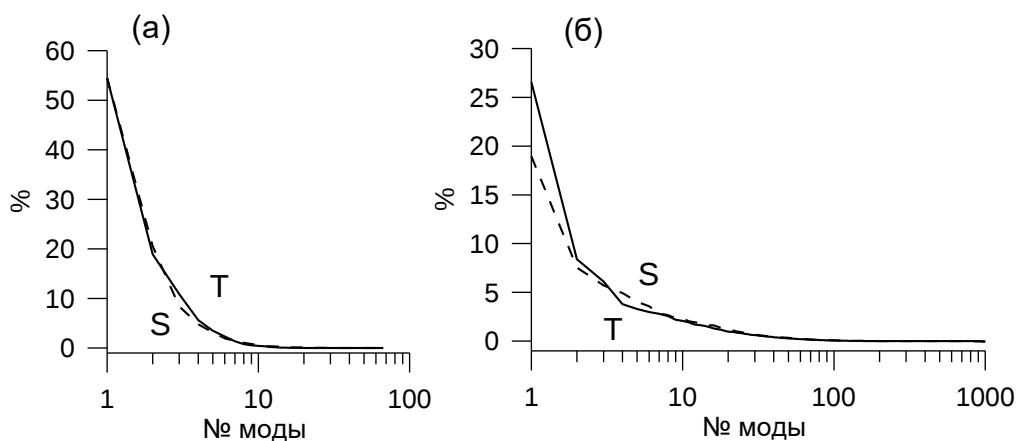


Рисунок 2.17 — Относительный вклад в общую дисперсию температуры и солёности: а) вертикальных мод ЭОФ; б) горизонтальных мод ЭОФ временных коэффициентов 1-й вертикальной моды.

После серии вычислительных экспериментов было выбрано 5 вертикальных мод ЭОФ и 5 горизонтальных мод временных коэффициентов вертикальных мод ЭОФ. Такое сочетание обеспечило минимальное отклонение от «исходного» массива ОИ (Рисунок 2.18) при значительном снижении количества искусственных вертикальных инверсий и существенной экономии времени вычислений.

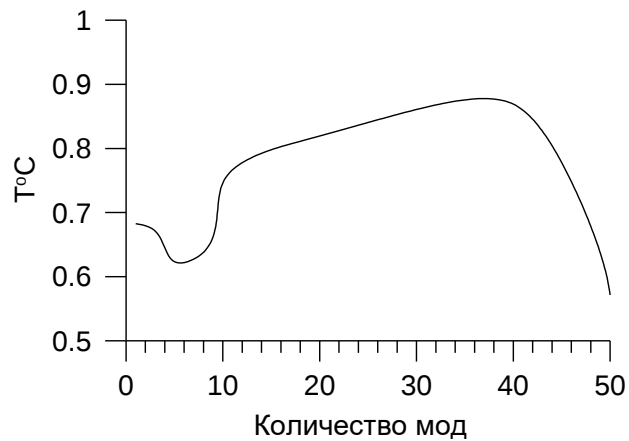


Рисунок 2.18 — Среднеквадратическая разность между значениями в массивах реанализа и ОИ для температуры на поверхности моря в зависимости от количества горизонтальных мод ЭОФ временных коэффициентов вертикальных мод.

Тем не менее, восстановить по ЭОФ непрерывный ряд среднемесячных полей за весь период океанографических наблюдений в Черном море, начиная с 1890 г. не представляется возможным. При реконструкции значений для всей акватории моря в конкретный период времени, приемлемый результат может быть получен лишь при наличии измерений в нескольких, репрезентативных районах моря.

В результате расчетов был сформирован массив реанализа для периода наблюдений 1922–2015 гг., состоящий из 966 среднемесячных наборов вертикальных профилей температуры и солёности (87 % указанного периода). Пространственное разрешение реанализа соответствует массиву ОИ: 1120 узлов регулярной сетки $10' \times 15'$ (18,5 км по широте и 19–21 км по долготе), 67 горизонтов по вертикали (в слое 0–100 м через 5 м, далее шаг увеличивается с глубиной от 10 до 200 м). Рассчитанные значения подвергались фильтрации по критерию 3σ , для солёности поверхностного слоя в прибрежной зоне 4σ , в результате было забраковано около 20 % значений массива.

2.2.4 Методика расчета сезонного цикла термохалинной структуры вод

Наиболее простым и очевидным способом получить климатические поля является арифметическое осреднение данных массива реанализа в узлах регулярной сетки для каждого месяца. Осредненные таким образом поля можно считать лишь первым приближением климатических полей, так как они будут содержать «шумы», вызванные неполным заполнением массива реанализа. Для расчета климатических полей с возможностью оптимального выбора параметров пространственной фильтрации применялась методика, основанная на общем алгоритме реанализа термохалинных полей (аналогично п. 2.2.3.2), но с рядом отличий, связанных с необходимостью адекватного воспроизведения сезонного масштаба.

Массив реанализа преобразовывался в набор профилей в виде аномалий от среднего

$$x'_t = x_t - \bar{x}$$

Если для расчета массива реанализа x'_t представляли собой текущие аномалии от среднемесячного климатического вертикального профиля в узлах сетки, т.к. необходимо было исключить сезонную изменчивость, то для расчета климатического сезонного цикла, x'_t определялись как отклонения от среднегодового профиля.

В результате решения задачи поиска собственных чисел и векторов осредненной автоковариационной матрицы $\text{Cov}(x', x')$ был получен Ψ — набор сезонных вертикальных ЭОФ (функций от z). Оценки для трех отдельных тридцатилетних периодов показали, что ЭОФ достаточно устойчивы, а общая картина принципиально не меняется. Поэтому окончательный набор ЭОФ был рассчитан для всего периода наблюдений.

Спектры собственных чисел сезонных ЭОФ (Рисунок 2.19) показывают, что первые 3 моды температуры обеспечивают 97 % общей дисперсии. Это гораздо

бóльшая доля колебаний, приходящаяся на область старших мод, чем для ЭОФ межгодовой изменчивости, используемых для реанализа (п. 2.2.2.2). Для солёности первые 5 мод описывают 92 % общей дисперсии в обоих случаях.

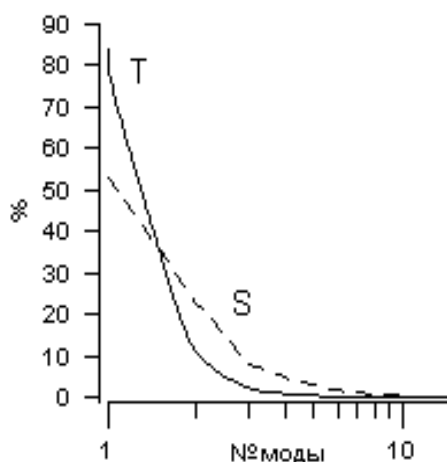


Рисунок 2.19 — Относительный вклад сезонных вертикальных мод ЭОФ в общую дисперсию температуры и солёности

В каждом узле сетки для каждой вертикальной моды рассчитываются ряды временных коэффициентов вертикальных ЭОФ.

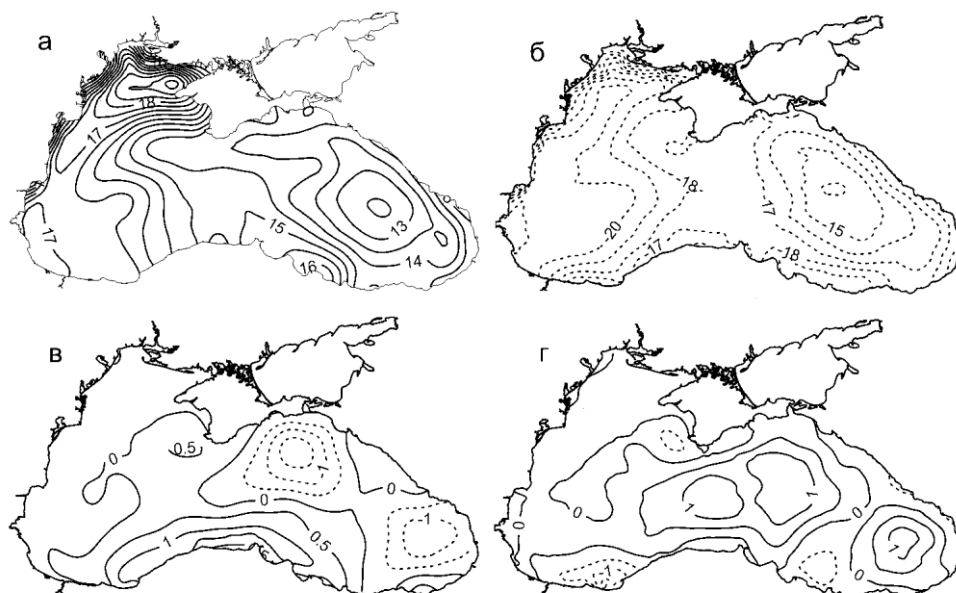
$$\beta_{ti} = \mathbf{x}'_t \boldsymbol{\psi}^i$$

Временные коэффициенты ЭОФ, учитывая пропуски в $\mathbf{x}'_t$, рассчитывались аналогично методу наименьших квадратов (формула 2.8).

Осреднив значения β_{ti} в узлах сетки для каждого из 12 месяцев года, получим пространственные показатели сезонной изменчивости, пример на Рисунке 2.20. Для фильтрации высокочастотных «шумов», связанных с неоднородностью исходных данных, временные коэффициенты, как и при реанализе, представляются в виде горизонтальных полей β_{ti} , и раскладываются на горизонтальные ЭОФ.

На последнем этапе, путем обратной процедуры, восстанавливаются сезонные вертикальные профили в каждом узле расчетной области аналогично формуле (2.9). Для перехода от аномалий к абсолютным значениям, профили $\mathbf{x}'_t$ сумми-

руются со среднегодовыми профилями. В окончательном варианте, расчет сезонного цикла термохалинных полей был ограничен использованием 8 вертикальных и горизонтальных мод. Увеличение количества мод приводит к повышению «шумности» полей без улучшения их пространственной детализации.



Штриховыми линиями изображены отрицательные значения

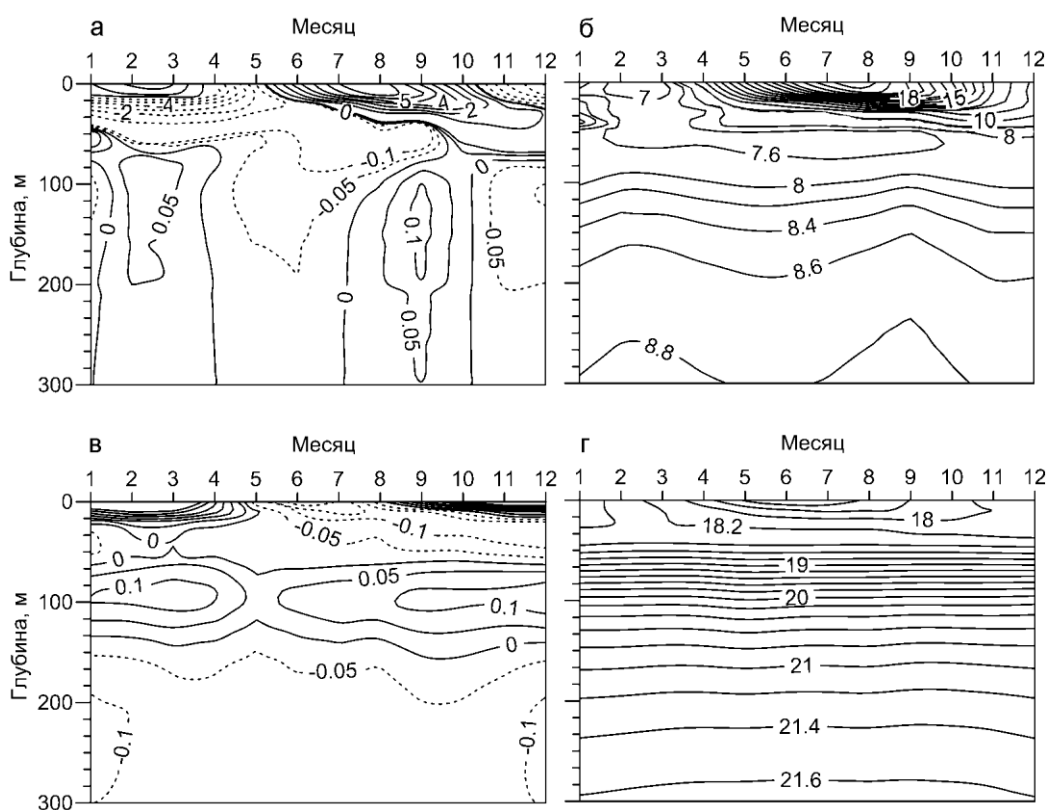
Рисунок 2.20 — Временные коэффициенты 1-й вертикальной моды сезонной изменчивости: а) для температуры, февраль; б) для температуры, август; в) для солености, февраль; г) для солености, август

Сравнение сезонного хода среднего по акватории вертикального распределения температуры и солености (Рисунок 2.21б,г), восстановленного согласно описываемой методике, показывает хорошее соответствие с подобными оценками, полученными другими методами [147, 291].

Тем не менее, при рассмотрении сезонного цикла аномалий от среднегодовых значений (Рисунок 2.21а,в) обнаруживается, что на некоторых горизонтах их годовая сумма не равна нулю. Особенно это заметно для солености в слое основного галоклина.

Одной из причин таких погрешностей является зависимость точности определения временных коэффициентов по формуле (2.8) от обеспеченности исход-

ными данными. Другая причина состоит во влиянии долгопериодной изменчивости и неопределенности с ее коррекцией. Известно, например, что в основном галоклине Черного моря наблюдается устойчивый тренд солёности, что при неравномерном распределении исходных данных по годам может при осреднении за весь период наблюдений привести к сдвигу временных коэффициентов в сторону более обеспеченного информацией временного отрезка.

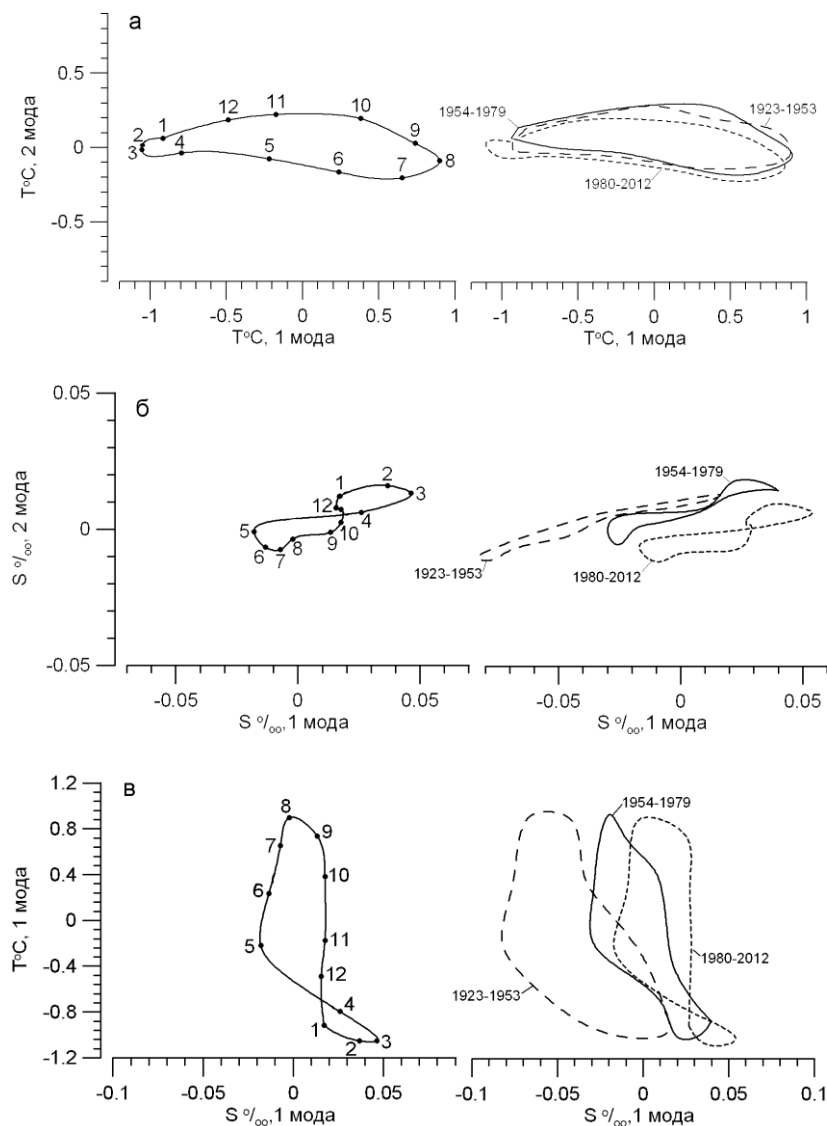


Штриховыми линиями изображены отрицательные значения

Рисунок 2.21 — Сезонный ход среднего по акватории моря вертикального распределения: а) сезонных аномалий температуры; б) температуры; в) сезонных аномалий солёности; г) солёности

Смещение характеристик сезонного цикла хорошо прослеживается по диаграммам совмещенного внутригодового хода аномалий температуры и солёности, относящихся к первым двум модам (Рисунок 2.22), для трех 30-летних периодов. «Дрейф» сезонного хода температуры менее выражен (Рисунок 2.22а), но общее потепление для периода 1980–2012 гг. всё же заметно. Очень хорошо прослежи-

вается сдвиг сезонного цикла солёности (Рисунок 2.22б), что отражает устойчивое осолонение в галоклине (1-я мода) и распреснение поверхностного слоя (2-я мода).



На левой панели изображен график, относящийся ко всему периоду наблюдений, на правой – к одному из трех 30-летних периодов. Цифрами обозначены номера месяцев

Рисунок 2.22 — Сезонный ход средних по акватории моря аномалий, обусловленных вертикальными ЭОФ: а) 1-й и 2-й моды температуры; б) 1-й и 2-й моды солёности; в) 1-й модой температуры и солёности

Для приведения характеристик сезонного хода к сбалансированному виду возможны различные варианты коррекции, в том числе достаточно трудоёмкие, например, расчет набора временных коэффициентов по аномалиям от различных

среднегодовых профилей и выбор наименее смещенного сезонного цикла. Можно учитывать низкочастотную изменчивость: сезонные аномалии x'_t определять относительно долгопериодных трендов (Таблицы 4.1, 4.3), предварительно рассчитанных по массиву реанализа.

Наиболее простой способ коррекции — сдвиг сезонного хода временных коэффициентов таким образом, чтобы годовая сумма аномалий равнялась нулю. Для расчетов использовалась формула

$$b_i = \beta_i - \sum_{i=1}^{12} \beta_i / 12,$$

где b — корректируемое значение коэффициента;

β — исходное значение коэффициента;

i — номер месяца.

Скорректированный таким образом сезонный ход вертикального распределения сезонных аномалий солёности приведен на Рисунке 2.23. Наиболее очевидные изменения, в сравнении с Рисунком 2.21в, относятся к слою основного галлоклина. При переходе к абсолютным значениям влияние коррекции не столь заметно.

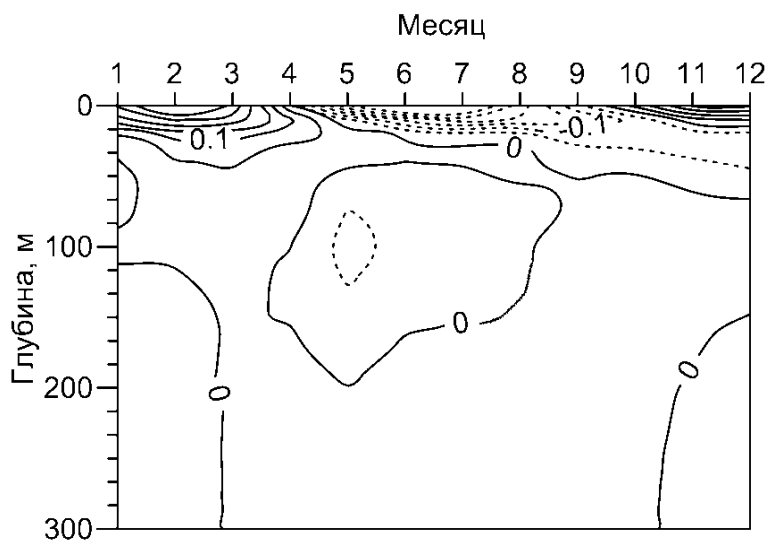


Рисунок 2.23 — Скорректированный сезонный ход среднего по акватории моря вертикального распределения сезонных аномалий солёности

2.2.5 Информационная система реанализа термохалинных полей

Многоэтапность вычислений и большое количество промежуточных параметров привели к необходимости разработки информационной системы реанализа, состоящей из базы данных и прикладного программного обеспечения. Система позволяет оптимизировать процесс расчета и анализа результатов на каждом этапе вычислений. Основную часть информационной системы составляет база данных реанализа (Рисунок 2.24), которая по структуре и объему превосходит базу данных наблюдений (п. 2.1.4).

База данных массивов оптимальной интерполяции (п. 2.2.2) содержит результаты регуляризации первичных данных в среднедекадном и среднемесечном временном разрешении. Кроме самих интерполированных значений, в базе хранятся оценки ошибок интерполяции.

В базе данных реанализа по горизонтальным ЭОФ (п. 2.2.3.1) хранятся осредненные для всего периода наблюдений горизонтальные ЭОФ для каждого горизонта (собственные вектора и значения), временные коэффициенты ЭОФ и результирующие значения.

База данных реанализа по вертикальным ЭОФ (п. 2.2.3.2) содержит осредненные вертикальные ЭОФ, временные коэффициенты вертикальных ЭОФ, горизонтальные ЭОФ временных коэффициентов вертикальных мод ЭОФ, временные коэффициенты горизонтальных ЭОФ временных коэффициентов вертикальных мод ЭОФ и результирующие значения.

База данных климатических полей (п. 2.2.4) имеет такую же структуру, как и база данных реанализа по вертикальным ЭОФ, с учетом того, что в ней содержатся не межгодовые, а сезонные характеристики. Также добавляется таблица среднегодовых профилей, на основе которых рассчитываются сезонные аномалии.

Программное обеспечение, разработанное для реализации алгоритмов, описанных в п. 2.2.2–2.2.4, благодаря разветвленной структуре баз данных, содержащей все необходимые промежуточные параметры, позволяет, при выявлении ошибок, производить повторные расчеты на каждом этапе вычислений.

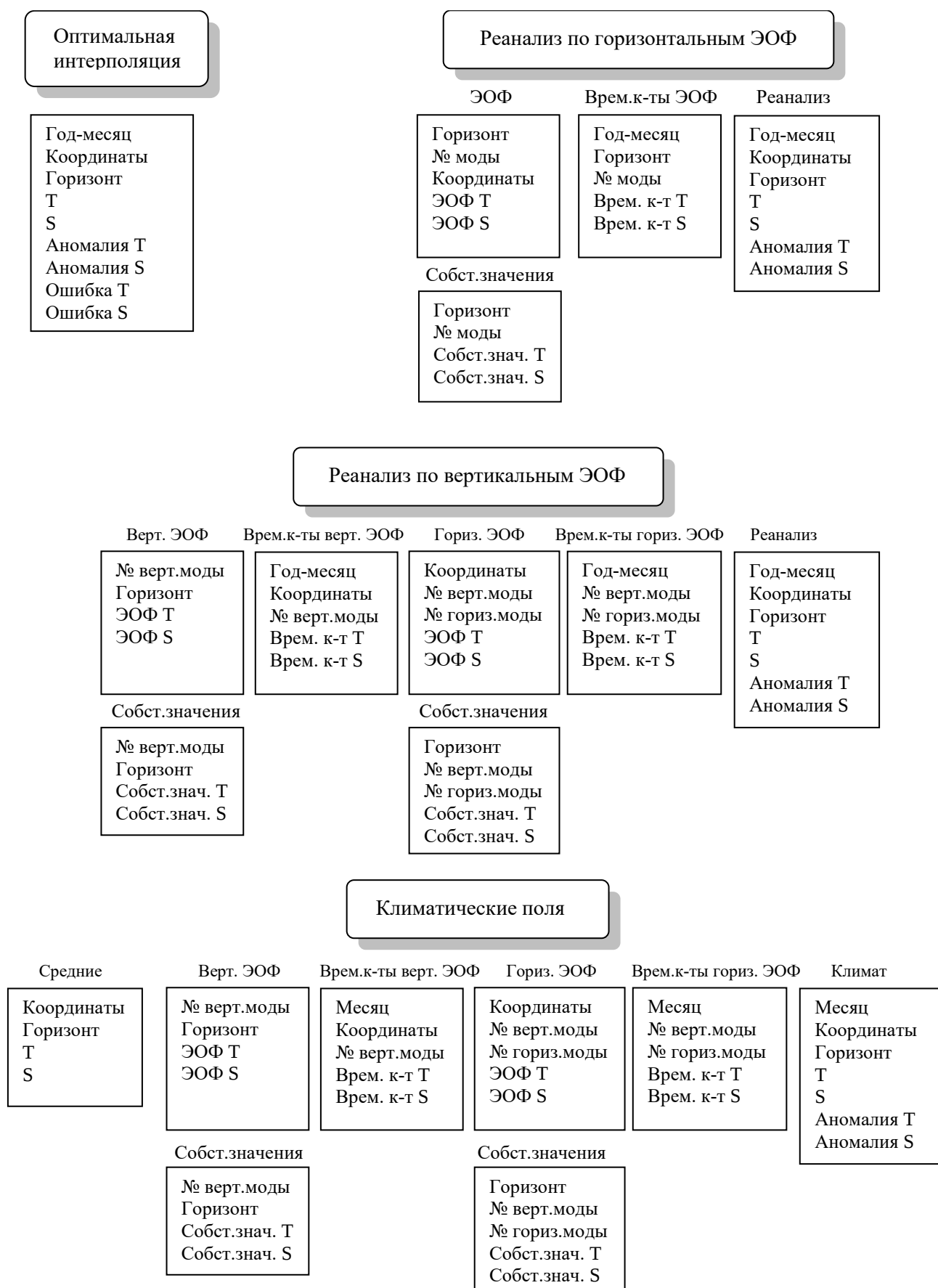


Рисунок 2.24 — Общая структура базы данных
рееанализа термохалинных полей

2.3 Оценки статистических характеристик

2.3.1 Гармонический анализ

При анализе временных рядов широко применяется метод аппроксимации табличной функции гармоническими функциями — суммой синусоид и косинусоид или только косинусоидами, сдвинутыми на определенный угол (фазу):

$$y_t = \bar{y} + \sum_{k=1}^{n/2} \left[C_k \cos\left(\frac{2\pi kt}{n} - \varphi_k\right) \right]$$

$$= \bar{y} + \sum_{k=1}^{n/2} \left[A_k \cos\left(\frac{2\pi kt}{n}\right) + B_k \sin\left(\frac{2\pi kt}{n}\right) \right],$$

где t — время;

$\bar{y}$ — среднее значение ряда;

n — количество членов ряда;

k — порядковый номер гармоники.

Количество функций, или гармоник с кратными k частотами $w_k = \frac{2\pi k}{n}$ не превышает $n/2$.

В случае равномерных интервалов исходного ряда и отсутствия пропусков, амплитуды A_k , B_k , C_k вычисляются наиболее простым способом:

$$A_k = \frac{2}{n} \sum_{t=1}^n \left[y_t \cos\left(\frac{2\pi kt}{n}\right) \right]$$

$$B_k = \frac{2}{n} \sum_{t=1}^n \left[y_t \sin\left(\frac{2\pi kt}{n}\right) \right]$$

$$C_k = \sqrt{A_k^2 + B_k^2},$$

а фазы соответствующих гармоник, как

$$\varphi_k = \begin{cases} \tan^{-1}(B_k / A_k), & A_k > 0 \\ \tan^{-1}(B_k / A_k) \pm \pi, & A_k < 0 \\ \pi / 2 & A_k = 0 \end{cases}$$

Данный метод применялся для анализа пространственно-временной изменчивости характеристик сезонного хода.

2.3.2 Оценка линейных трендов

Тренды многолетней изменчивости оценивались наиболее распространенным способом — линейной регрессией в сочетании с методом наименьших квадратов.

Если аппроксимировать временной ряд линейной зависимостью вида $\hat{y} = a + bx$, то b будет представлять собой угловой коэффициент линейного тренда. Минимизируя сумму квадратов отклонений от линии регрессии, имеем

$$b = \frac{\sum_{i=1}^n [(x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})]}{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2}$$

со стандартной ошибкой

$$\sigma_b = \frac{\sigma_e}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2}}$$

где σ_e — стандартное отклонение ошибок (остатков) регрессии $e_i = y_i - \hat{y}(x_i)$;

n — количество членов ряда.

Вклад линейного тренда в общую дисперсию временного ряда определяется как

$$R^2 = \frac{\sigma_{\hat{e}}^2}{\sigma_y^2}$$

где σ_y^2 — общая дисперсия исходного ряда.

Для оценки эффективности регрессионной модели проводились проверки остатков регрессии на нормальность распределения, на наличие автокорреляции тестом Дарбина-Уотсона и на нестационарность дисперсии (гетероскедастичность) тестом Бройца-Пагана.

Статистическая значимость линейных трендов оценивалась путем сравнения величины $\frac{R\sqrt{n-1}}{\sqrt{1-R^2}}$ с критическим значением из распределения Стьюдента, определяемом по уровню значимости P и числу степеней свободы $k = n-1$.

Выводы к разделу 2

– Информационную основу работы составили: массив океанографических данных (177 тыс. станций, 1910–2015 гг.), включающий буи ARGO и термопрофилирующие буи (2002–2015 гг.), данные наблюдений на 32 станциях морской гидрометеорологической сети, спутниковые данные о температуре поверхности (1985–2015 гг.) и уровне моря (1992–2015 гг.), массивы реанализа атмосферных полей ERA-40, NCEP/NCAR, MERRA, GPCC и ВАО МГИ, массивы реанализа гидрофизических полей Черного моря МГИ.

– Создана информационная система для исследований многолетней изменчивости океанографических и гидрометеорологических характеристик в бассейне Черного моря, включающей в себя набор используемых баз данных и авторское прикладное программное обеспечение, предназначенное для доступа, визуализации, контроля качества и коррекции данных, расчета дополнительных параметров и статистических оценок.

– Разработан новый метод реконструкции термохалинных полей по ограниченному набору данных наблюдений, который сочетает в себе методы оптимальной интерполяции и методы разложения на ЭОФ-функции. Основное внимание при оптимизации метода было уделено согласованию горизонтальной и вертикальной структуры полей. Разложение на горизонтальные ЭОФ использовалось для анализа изменчивости термохалинных полей на отдельных горизонтах, для реконструкции гидрологической структуры применялись вертикальные ЭОФ, которые, в свою очередь, представлялись собственным набором горизонтальных ЭОФ.

– В методе восстановления термохалинных полей по горизонтальным ЭОФ использовалось 20 горизонтальных мод, вносящих до 75 % общей дисперсии в поверхностном слое моря и до 50 % на горизонте 200 м. Для реконструкции полей по вертикальным ЭОФ было выбрано 5 вертикальных мод и 5 горизонтальных

мод временных коэффициентов вертикальных мод ЭОФ. Такое сочетание обеспечило минимальное отклонение массива реанализа от начального приближения — массива, рассчитанного методом оптимальной интерполяции.

– Предложена новая методика расчета сезонного цикла термохалинной структуры вод на основе метода реконструкции полей по сезонным ЭОФ-функциям. Методика позволяет на заключительном этапе производить корректировку оценок сезонного хода для исключения влияния низкочастотной изменчивости.

– Рассчитаны новые цифровые массивы термохалинной структуры Черного моря с пространственным разрешением $10' \times 15'$ по горизонтали (1120 узлов регулярной сетки 18,5 км по широте и 19–21 км по долготе) и 67 горизонтов по вертикали (в слое 0–100 м через 5 м, далее шаг увеличивается с глубиной от 10 до 200 м):

а) массивы интерполированных значений (ОИ) с долей покрытия от 10 до 80 % площади моря для периода наблюдений 1910–2015 гг. с временной дискретностью 10 суток (2568 декад) и 1 месяц (967 месяцев);

б) массив среднемесячных восстановленных полей с полным покрытием объема моря (реанализ) за период 1923–2015 гг. (966 месяцев);

в) массивы средних полей за отдельные климатические периоды и за весь период наблюдений.

3 ФАКТОРЫ, ОБУСЛАВЛИВАЮЩИЕ СЕЗОННУЮ И МНОГОЛЕТНЮЮ ИЗМЕНЧИВОСТЬ ТЕРМОХАЛИННОЙ СТРУКТУРЫ ВОД ЧЕРНОГО МОРЯ

3.1.1 Ветер

3.1.1 Общая характеристика

Для региональной океанографии характеристики ветрового режима чрезвычайно важны, т.к. ветер непосредственно влияет на циркуляцию и перемешивание вод, тепловой и водный баланс. Исследованиям ветровых условий морей традиционно уделялось достаточно много внимания, для Черного моря в литературе существуют многочисленные публикации и справочные материалы [25, 64, 88, 134, 179, 234, 236, 237, 244, 256, 266].

Стандартные регулярные наблюдения за ветром на береговых станциях свидетельствуют о том, 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).

Оценки характеристик ветра над открытым морем на раннем этапе исследований производились на основе попутных судовых наблюдений. На Рисунке 3.1 приведены распределения среднегодовой скорости ветра над Черным морем, для расчета которой использовались как судовые, так и береговые наблюдения. Основой послужила работа [244], где было обработано 50 тыс. судовых наблюдений за период 1880–1953 гг., далее в работе [256] она была дополнена материалами по

1966 г., а в работе [88] расширена и скорректирована с учетом данных береговых станций 1980-х гг.

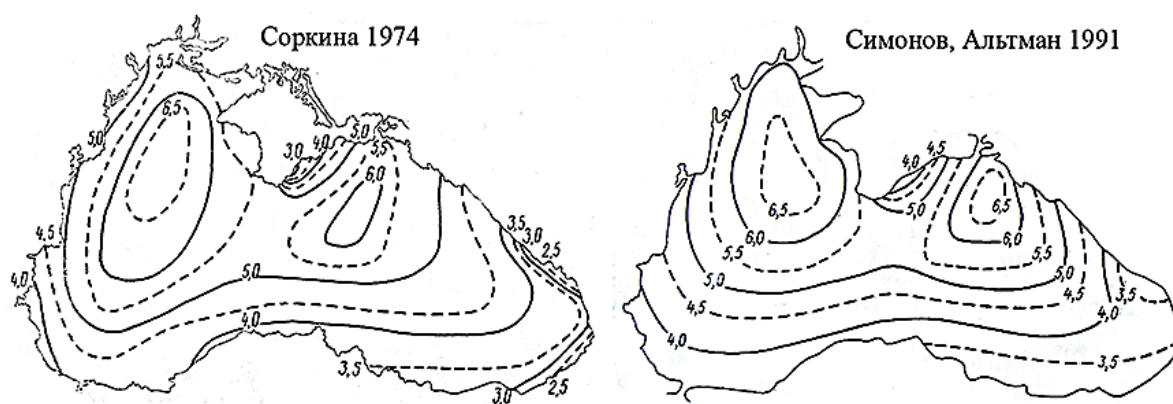


Рисунок 3.1 — Среднегодовая скорость ветра (м/с) по [256] и [88]

Использование данных береговых станций для анализа ветровых условий в прибрежной зоне имеет свои ограничения из-за искажающего влияния орографии прибрежной зоны. Количество попутных судовых наблюдений, передаваемых в метеорологические центры, значительно сократилось, к тому же их качество требует специальных оценок. Характеристики ветра над морем в настоящее время оцениваются в основном расчетными методами: используются глобальные реанализы атмосферных полей, такие как ERA-40, NCEP/NCAR, JRA или региональные реанализы с повышенным пространственным разрешением [134]. Представленные на Рисунке 3.2 карты среднегодовой скорости ветра для климатического периода 1961–1990 гг. по ERA-40 ($1,1^\circ \times 1,1^\circ$) и синоптическим картам [25, 131] достаточно близки к полям, показанным на Рисунке 3.1. Региональный реанализ ВАО МГИ [134], с разрешением 25×25 км для периода 1958–1991 гг., по пространственному распределению и значениям модуля скорости ветра наиболее соответствует работе [88]. В настоящее время наиболее перспективным направлением является использование спутниковых скаттерометров и региональных моделей с высоким разрешением [134].

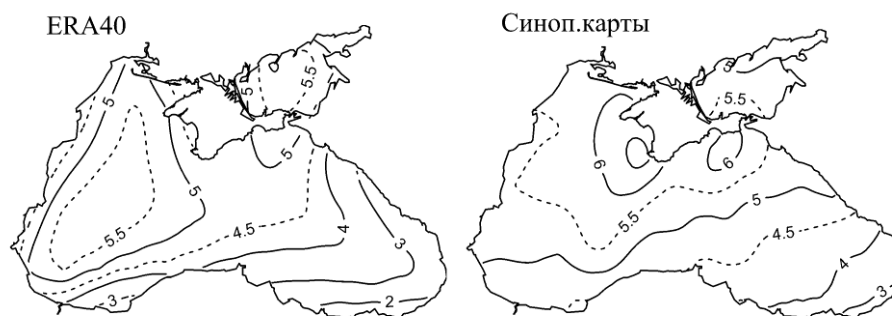


Рисунок 3.2 – Среднегодовая скорость ветра (м/с) за период 1961–1990 гг. по данным ERA-40 и рассчитанная по синоптическим картам [25]

Пространственное распределение скорости ветра по приведенным выше источникам имеет общие для всех черты: в западной части моря ветры более интенсивны, юго-восточная часть моря характеризуется как зона слабых ветров. В северо-восточной части моря, к югу от Керченского пролива располагается локальный максимум скорости ветра.

Направление преобладающих ветров [25, 133, 134, 140, 141, 234, 236, 237, 256, 427] 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.

Основной фактор, определяющий циркуляцию в море — завихренность напряжения трения приводного ветра [407]. В связи с квадратичной зависимостью напряжения трения τ от скорости ветра и необходимостью применения дифференциальных операторов, даже небольшой разброс характеристик ветровых полей приводит к большой неопределенности в оценках $\text{rot } \tau$. В Таблице 3.1 приведены некоторые оценки средней завихренности над морем, которые могут различаться в несколько раз. В работе [323] представлено еще несколько оценок с низкими значениями завихренности из других литературных источников ($< 2 \cdot 10^{-8} \text{ Н} \cdot \text{м}^{-3}$).

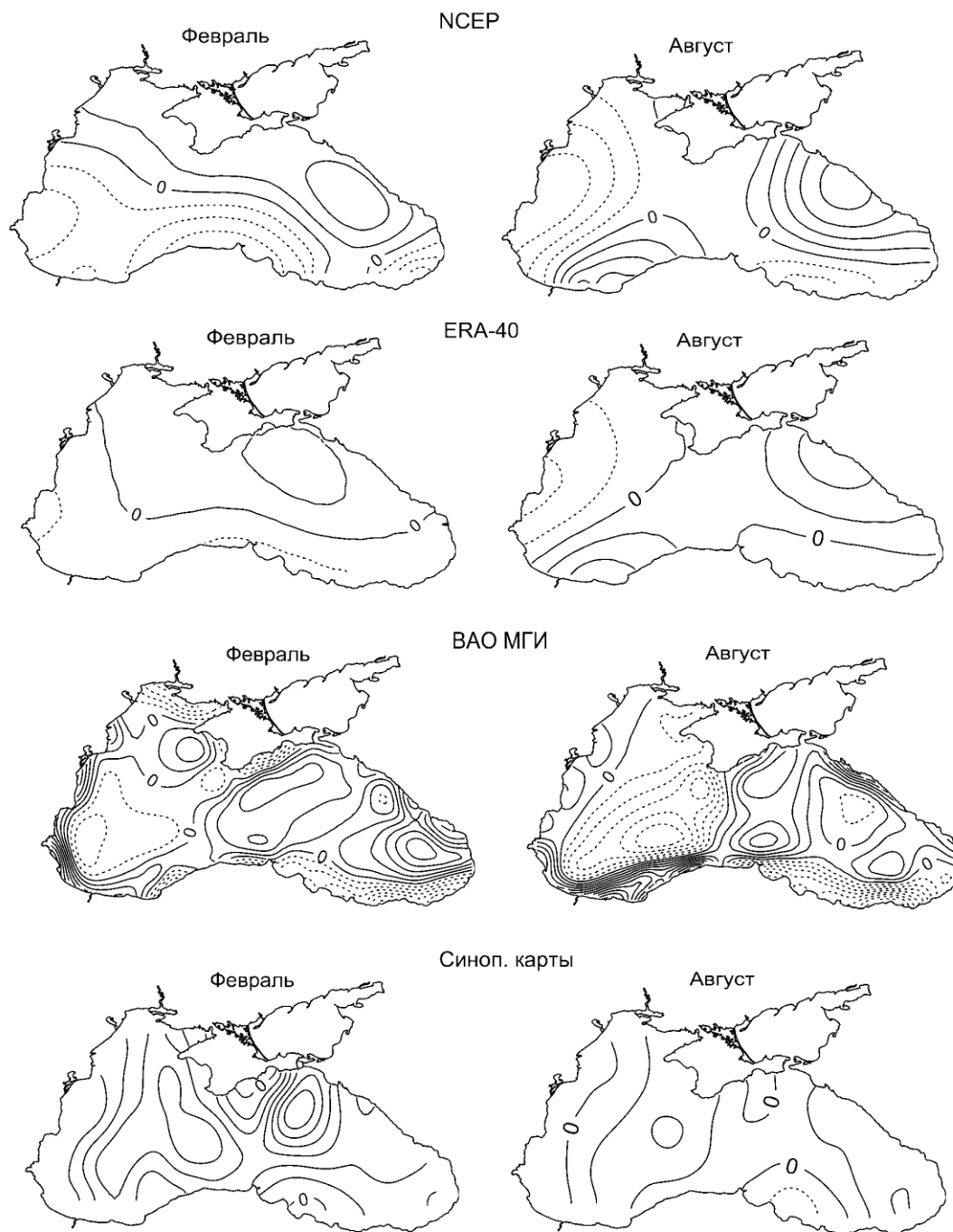
Таблица 3.1 — Оценки средней по акватории Черного моря завихренности касательного напряжения приводного ветра $\text{rot } \tau$

Значения в $10^{-8} \text{ Н} \cdot \text{м}^{-3}$

<i>Staneva, Stanev</i> , 1998 по данным [256]	8,1
<i>Staneva, Stanev</i> , 1998 по данным [88]	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	
NCEP	1,1
ERA-40 $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$	1,5
ERA-40 $1.1^{\circ} \times 1.1^{\circ}$	0,7
Синоптические карты по данным [25]	8,5

Оценки пространственного распределения завихренности ветра по акватории моря также могут значительно различаться. Впервые среднее распределение завихренности было представлено в работах Л.В. Москаленко [195, 196] по данным о ветре из [179]. 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 в работах [415, 416] по данным [256]. 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 [70] с двумя циклоническими и двумя антициклоническими областями (Рисунок 3.3). В других оценках эта структура сохраняется, но сильно видоизменена, например, в региональном реанализе ВАО МГИ [134] зоны высокой завихренности в основном приурочены к береговой зоне. Существенно иная картина пространственного распределения $\text{rot } \tau$ получена в [29] по материалам оцифрованных архивных синоптических карт, где циклоническая завихренность преобладает по всей акватории глубоководной ча-

сти моря. Так как структура барических полей во всех приведенных источниках практически одинакова, то различия в распределении $\text{rot } \tau$ вызваны различными алгоритмами расчета ветра.

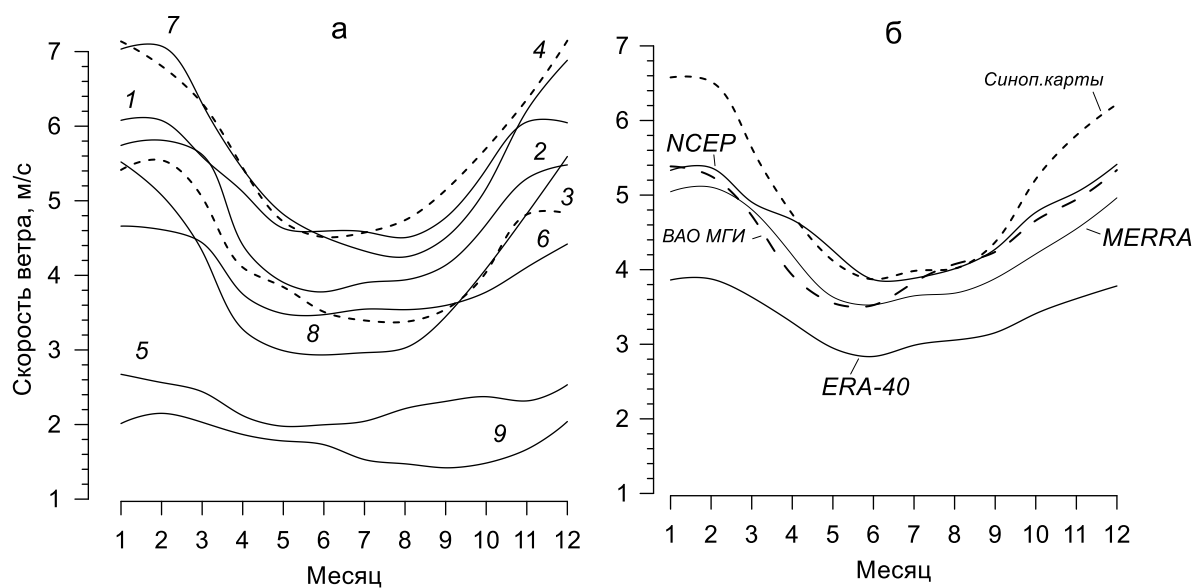


Изолинии проведены через $4 \times 10^{-8} \text{ Н} \cdot \text{м}^{-3}$, штриховыми линиями
отображены отрицательные значения

Рисунок 3.3 — Средняя завихренность касательного напряжения
приводного ветра над Черным морем в феврале и августе

3.1.2 Сезонный цикл

Для всего бассейна хорошо выражена внутригодовая изменчивость скорости ветра, она увеличивается от весенне-летнего к осенне-зимнему сезону в 1,5–2 раза. На Рисунке 3.4 показан сезонный ход скорости ветра за климатический период 1961–1990 гг. для метеорологических станций черноморского побережья бывшего СССР и открытого моря по трем источникам. Самые низкие значения скорости ветра характерны для реанализа ERA-40 [455]. В работе [340] также приводится сравнение скорости ветра над Черным морем по различным источникам и отмечается, что наиболее низкие значения — в реанализе ERA-40, а данные ERA-Interim близки к NCEP [456].



Обозначения: 1 – Одесса, 2 – Черноморское, 3 – Евпатория, 4 – Херсонесский маяк, 5 – Ялта, 6 – Феодосия, 7 – Анапа, 8 – Туапсе, 9 – Батуми

Рисунок 3.4 — Сезонный ход скорости ветра: а) по данным береговых станций за период 1961–1990 гг.; б) для открытого моря (среднее по акватории) по различным источникам

Интенсивность сезонной изменчивости скорости ветра максимальна в открытых районах западной части моря, а также на северо-западном шельфе и в северо-восточной части моря (Рисунок 3.5), что в целом подтверждается различными источниками.

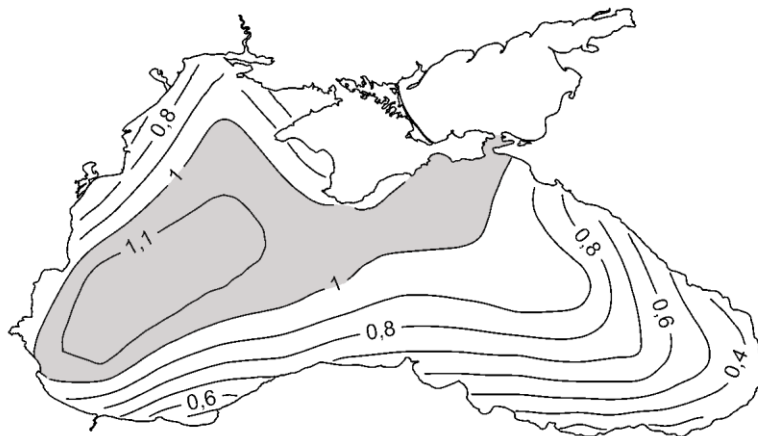


Рисунок 3.5 — Пространственное распределение СКО сезонной изменчивости скорости ветра (м/с) по данным ERA-40

Сезонный ход завихренности ветра по большинству оценок (Рисунок 3.6) качественно соответствует сезонному циклу скорости ветра: завихренность минимальна в конце весны—начале лета и максимальна зимой. По некоторым оценкам, например, NCER и ВАО МГИ, в летний период в целом над морем преобладает отрицательная (антициклоническая) завихренность ветра. По реанализу ВАО МГИ, как показано в [133, 134], это характерно лишь для западной части моря.

По поводу причин формирования преобладающей циклонической завихренности ветра над Черным морем и ее сезонного хода существуют две точки зрения. Более распространенным является представление, характерное для синоптической метеорологии, о непосредственном воздействии барических образований, большей частью циклонов [70, 223] или о влиянии на $\text{rot } \tau$ определенной конфигурации ветровых полей, в частности при усилении северо-восточных ветров [190, 432]. Другая точка зрения состоит в том, что главную роль играет муссонный эффект [133, 134], связанный с разностью температур суша-море: зимой он способствует росту циклонической завихренности, летом — уменьшению.

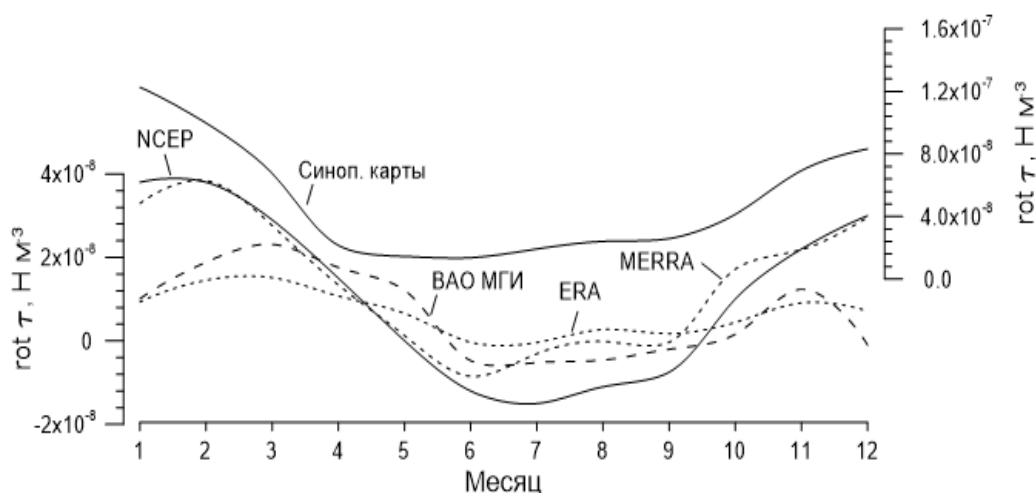


Рисунок 3.6 — Сезонный ход завихренности касательного напряжения ветра над Черным морем по данным NCEP, ERA-40, MERRA, БАО МГИ и рассчитанная по синоптическим картам (правая ось)

Если считать, что решающий вклад в формирование завихренности ветра над Черным морем вносит атмосферная циркуляция, то вопрос о том, какие именно структуры барических полей более всего воздействуют на распределение $\text{rot } \tau$ остается открытым. Прямое сопоставление значений атмосферного давления и $\text{rot } \tau$ не обнаруживает статистически значимой зависимости. Более того, сезонный ход количества циклонов и антициклонов (Рисунок 3.7) на первый взгляд должен способствовать обратному ходу $\text{rot } \tau$.

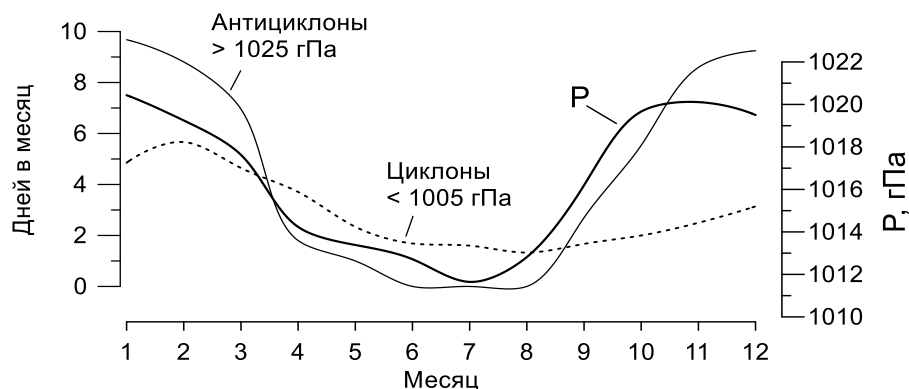


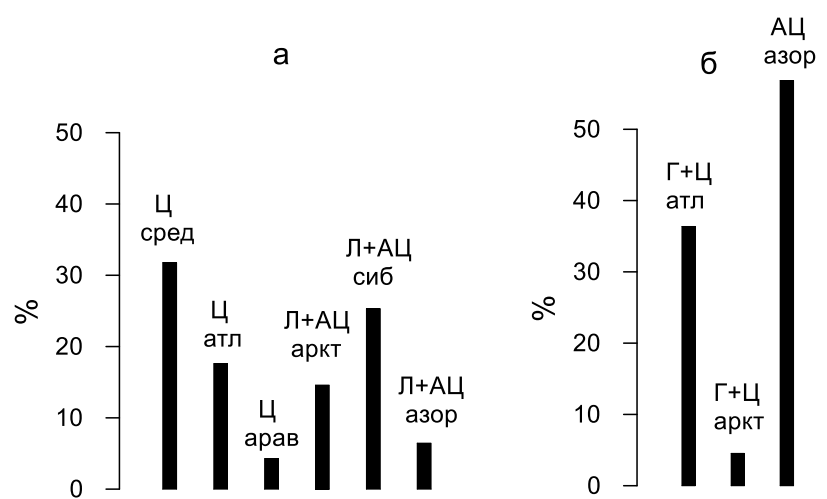
Рисунок 3.7 — Средние значения приземного атмосферного давления и повторяемости циклонов и антициклонов над Черным морем по данным реанализа ERA-40

Для оценки влияния различных синоптических образований была проведена выборка из архива полей приземного атмосферного давления над Европой таких барических ситуаций, которые приводили к большим значениям завихренности ветра над Черным морем. Всего по массиву ERA-40 за период 1958–2002 гг. было проанализировано 388 синоптических ситуаций со среднесуточными значениями $\text{rot } \tau > 1 \cdot 10^{-7} \text{ Н} \cdot \text{м}^{-3}$ и 44 ситуации с $\text{rot } \tau < -1 \cdot 10^{-7} \text{ Н} \cdot \text{м}^{-3}$.

Было выявлено, что сильную циклоническую завихренность над морем почти в равной степени могут вызвать, как циклоны (54 %), так и барические ложбины, взаимодействующие с антициклонами (46 %) различного происхождения (Рисунок 3.8а). Наибольшее влияние оказывают средиземноморские (южные) циклоны (36 %) и ложбины, граничащие с гребнями Сибирского (Азиатского) антициклона (25 %). Есть несколько вариантов расположения барических образований для возникновения циклонической завихренности над Черным морем (Рисунок 3.9а). Либо циклоны располагаются к югу от моря: средиземноморские циклоны или Аравийская (переднеазиатская) депрессия, либо они входят на море с запада — атлантические циклоны, перемещающиеся через западную или центральную Европу. В случае антициклонов, они должны располагаться к северу от моря: гребни Сибирского антициклона, арктические антициклоны, смещающиеся на юг, или отроги Азорского максимума над центральной и восточной Европой. Все эти процессы приводят к формированию над морем либо явно выраженной циклонической циркуляции вращательного типа, либо ветров преимущественно восточных или северных румбов, усиливающих положительную завихренность за счет неравномерности поля скорости ветра.

Сильную антициклоническую завихренность в большей степени определяют антициклоны (57 %), Рисунок 3.8 б. Основную роль здесь играют отроги Азорского антициклона, но в отличие от случаев, способствующих циклонической завихренности, они должны располагаться не к северу от моря, а над Средиземноморским бассейном (Рисунок 3.9 б). Циклоны, взаимодействующие с гребнями антициклонов, наоборот, должны находиться к северу от Черного моря, как боль-

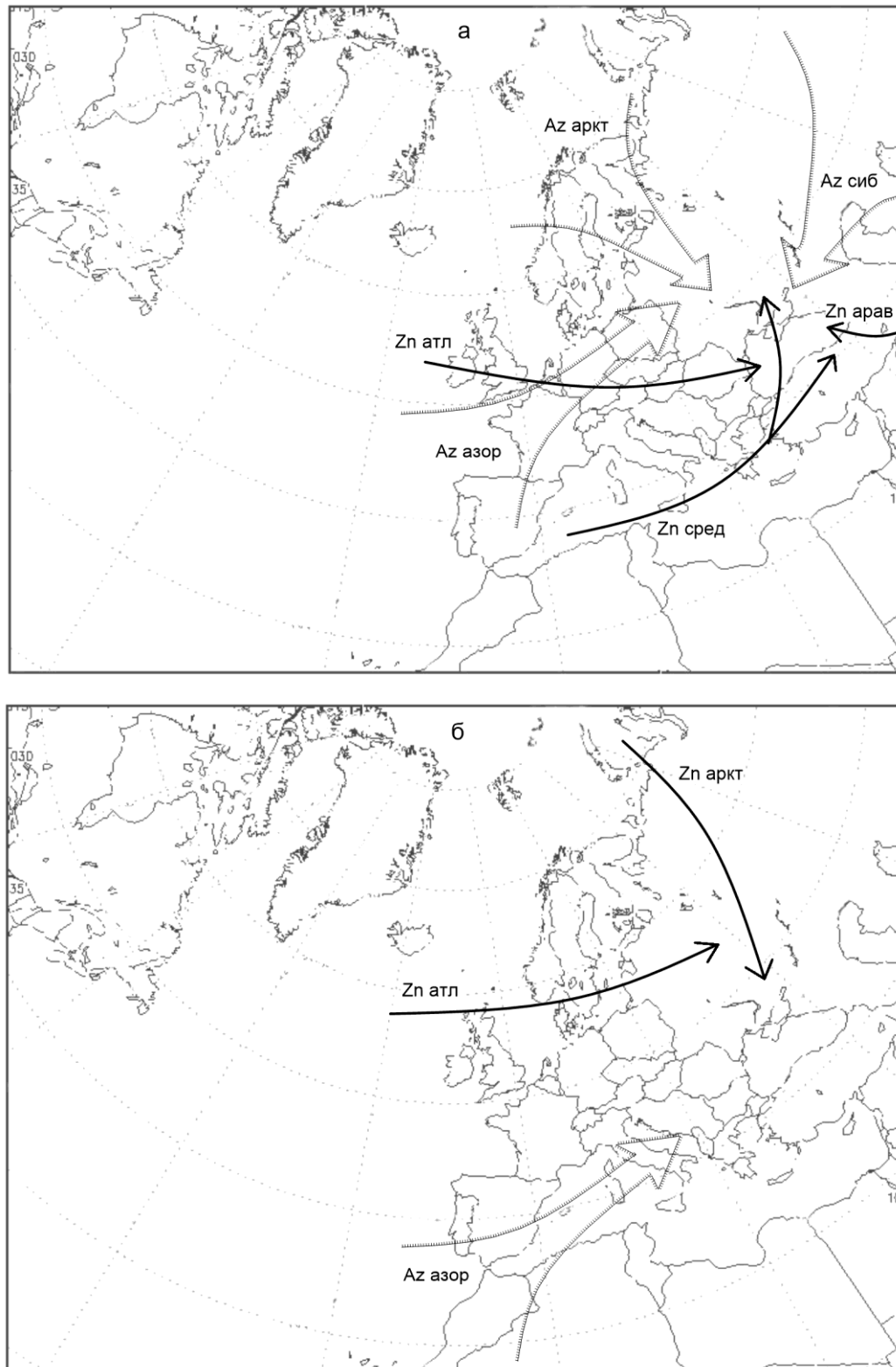
шинство атлантических циклонов, смещающихся на восток над Европейской территорией России, или арктических («ныряющих») циклонов, резко смещающихся по ультраполярным траекториям на юг. Такие синоптические процессы формируют над Черным морем либо приземную антициклоническую циркуляцию, либо поле ветра преимущественно западных румбов, усиливающего отрицательную завихренность за счет меридионального сдвига скорости.



Обозначения: Ц – циклон, Л – ложбина, АЦ – антициклон, Г – гребень, арав – Аравийская депрессия, аркт – арктический, сиб – Сибирский, азор – Азорский.

Рисунок 3.8 — Повторяемость барических образований, формирующих над Черным морем: а) циклоническую завихренность $\text{rot } \tau > 1 \cdot 10^{-7} \text{ Н} \cdot \text{м}^{-3}$; б) антициклоническую завихренность $\text{rot } \tau < -1 \cdot 10^{-7} \text{ Н} \cdot \text{м}^{-3}$

Если рассматривать не только хорошо выраженные барические образования, а все исходные поля ветра над морем, то количество случаев с отрицательной и положительной завихренностью ветра примерно одинаково, причем число антициклонических полей выше на 2–3 %. Это относится и к среднемесячным значениям. Однако, случаи с сильной положительной завихренностью значительно преобладают (~ в 10 раз), что и способствует результирующему циклоническому вращению ветра над Черным морем.



Обозначения как на Рисунке 3.6.

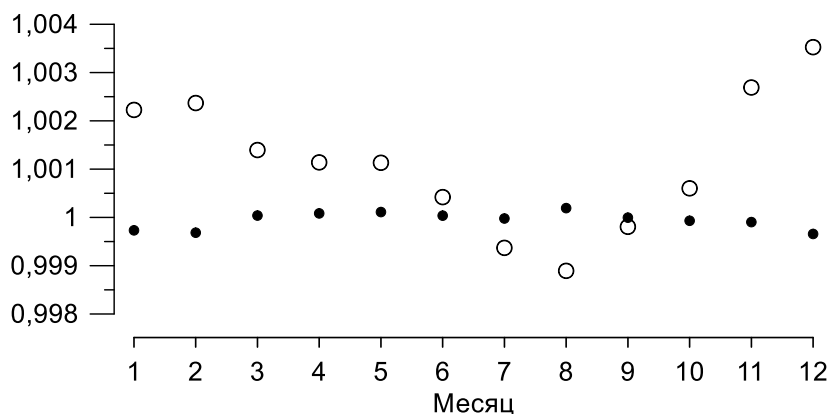
Рисунок 3.9 — Схема движения барических образований, способствующих формированию над Черным морем ветровой циркуляции:

а) циклонической; б) антициклонической

Частота прохождения над Черным морем циклонов и антициклонов имеет хорошо выраженный сезонный ход, их количество увеличивается от весенне-летнего к осенне-зимнему периоду в несколько раз, в особенности для мощных антициклонов и глубоких циклонов (Рисунок 3.7). В результате происходит сезонное перераспределение типов барических полей, влияющих на знак $\text{rot } \tau$.

На Рисунке 3.10 показан временной ряд отношения повторяемости (количества дней) с высоким атмосферным давлением (>1025 гПа) в двух областях: на севере ($>45^\circ$ с.ш.) и на юге моря ($<42.5^\circ$ с.ш.). Эта величина характеризует степень преобладания положительной завихренности, формированию которой могут способствовать антициклоны к северу от моря (обострение ложбин южных циклонов на границах гребней Сибирского антициклона, отрогов Азорского максимума, арктических антициклонов) к отрицательной завихренности, создаваемой Азорским максимумом на юге. Вторая характеристика на Рисунке 3.10 — аналогичное отношение для повторяемости низкого атмосферного давления (<1005 гПа). Она отражает степень преобладания положительной завихренности, формируемой южными циклонами, к отрицательной завихренности, которой могут способствовать атлантические циклоны, проходящие к северу от моря (обострение гребней на границах циклонов).

В осенне-зимний период возрастает влияние Сибирского и арктических антициклонов, а также южных циклонов, что увеличивает циклоническую завихренность. В летний период усиливается относительная роль Азорского антициклона и атлантических циклонов, что уменьшает завихренность, вплоть до отрицательных (антициклонических) значений. Таким образом, сезонная изменчивость общей циркуляции атмосферы, регулирующей преобладание определенных типов барических образований, способствует формированию наблюдаемого сезонного хода завихренности касательного напряжения ветра над Черным морем.



Обозначения: ○ – отношение повторяемости атмосферного давления >1025 гПа на севере и юге Черного моря; ● – отношение повторяемости атмосферного давления <1005 гПа на юге и севере Черного моря.

Рисунок 3.10 — Сезонный ход соотношения повторяемости антициклонов и циклонов, способствующих преобладанию циклонической завихренности ветра над Черным морем

Следует отметить, что сезонные циклы, как муссонного эффекта, так и воздействия на завихренность ветра барических образований качественно совпадают. Очевидно, что в формирование завихренности ветра над бассейном оба процесса вносят свой вклад, дополняя друг друга. Определить их относительную роль достаточно трудно, с одной стороны ввиду их взаимовлияния, с другой стороны из-за различного характера воздействия — слабого, но постоянного (муссонный эффект) или сильного, но импульсного (синоптические образования).

3.1.3 Многолетняя изменчивость

Межгодовая изменчивость скорости ветра (Рисунок 3.11), как и сезонного цикла (Рисунок 3.5) максимальна в открытых районах западной и северо-восточной частей моря. Интенсивность межгодовой изменчивости в этих районах количественно уступает интенсивности сезонного хода (отношение дисперсий скорости ветра ≈ 3).

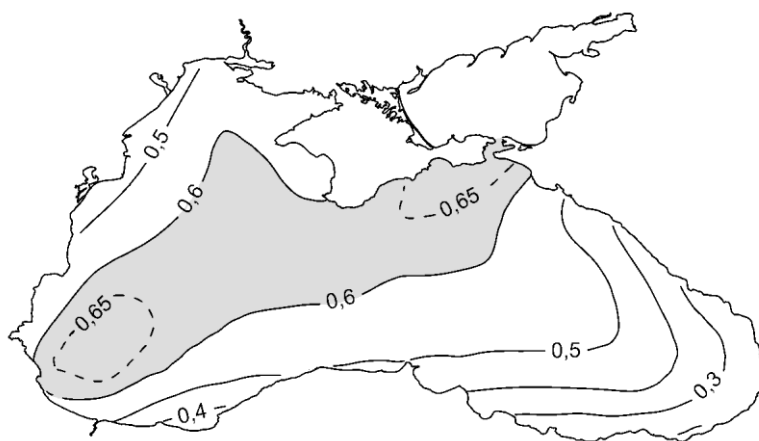


Рисунок 3.11 — Пространственное распределение СКО межгодовой изменчивости скорости ветра (м/с) по данным ERA-40

Размах межгодовых колебаний среднегодовых значений скорости ветра (Рисунок 3.12) достигает по данным станций 1 м/с, СКО межгодовых колебаний (0,5 м/с) составляет 60 % СКО сезонного хода (40 % дисперсии). По данным массивов реанализа это отношение значительно меньше (20 % СКО).

В многолетнем ходе значений скорости ветра явным образом выделяется тенденция снижения ветровой активности во второй половине XX века. Уменьшение составило 1–2 м/с за 30 лет, что наиболее заметно по данным береговых метеорологических станций (Рисунок 3.12 б). Для учета влияния неоднородности ряда (смена средств измерений), ряды срочных измерений скорости ветра по флюгеру были пересчитаны в анемометрическую скорость с использованием коэффициентов, эмпирически обоснованных в работе [151]. Отрицательная тенденция скорости ветра подтверждается также данными измерений волнения [234] и характеристиками многолетней изменчивости штормового ветра и волнения [198, 315]. После 2000 г. в определенных районах (западная часть моря [187]), по данным некоторых метеостанций, а также по оценкам интенсивности циркуляции моря (п. 5.4.1) началось усиление ветра.

Аналогичные тенденции прослеживаются и в многолетних колебаниях завихренности касательного напряжения ветра — во второй половине XX века она уменьшалась (Рисунок 3.13). Как отмечено ранее в [226] такая тенденция в среднегодовых значениях обеспечивается в основном за счет уменьшения $\text{rot } \tau$ в зимний период. После 1990-х гг. по большинству источников (кроме NCEP) завихренность стала увеличиваться. Отношение СКО межгодовых колебаний $\text{rot } \tau$ в среднем составляет 40 % СКО сезонного хода (20 % дисперсии).

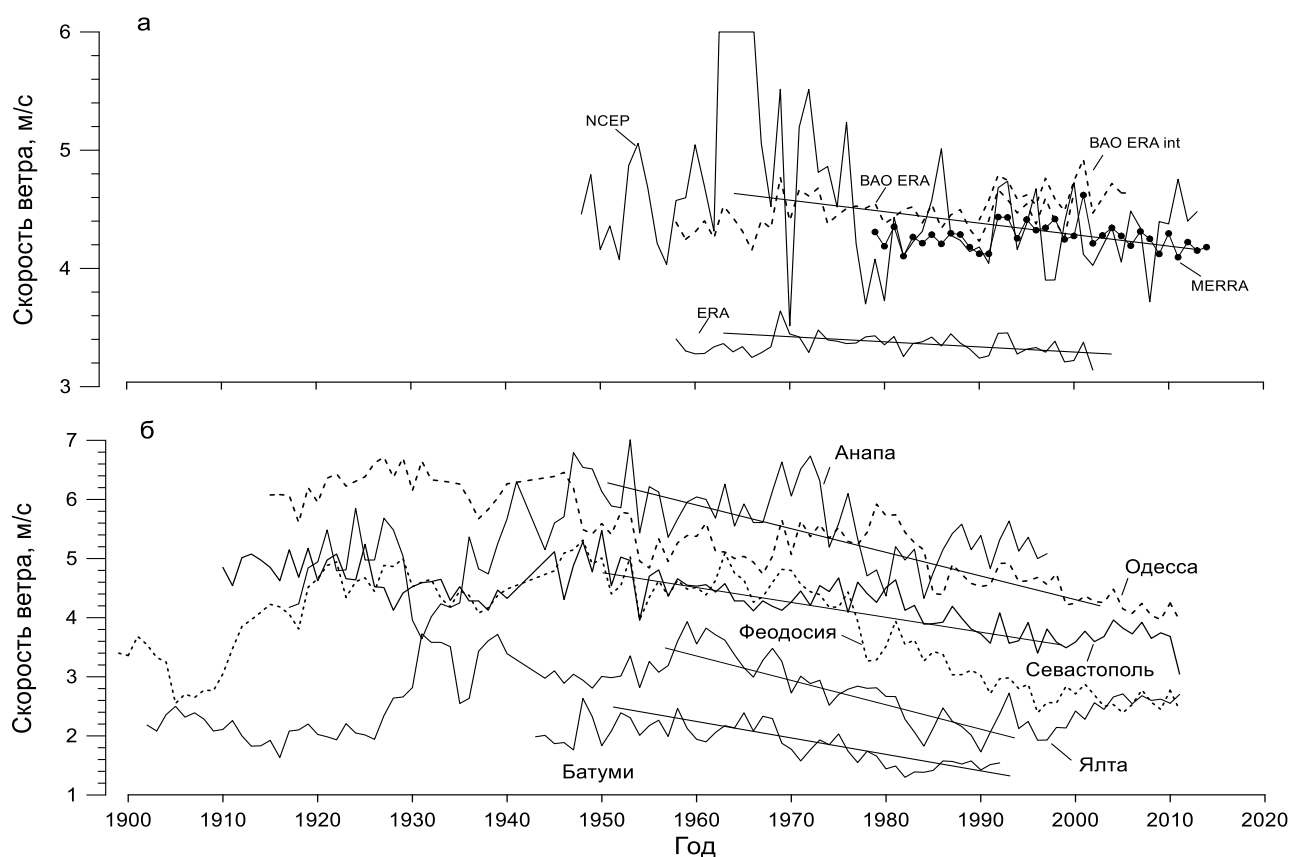
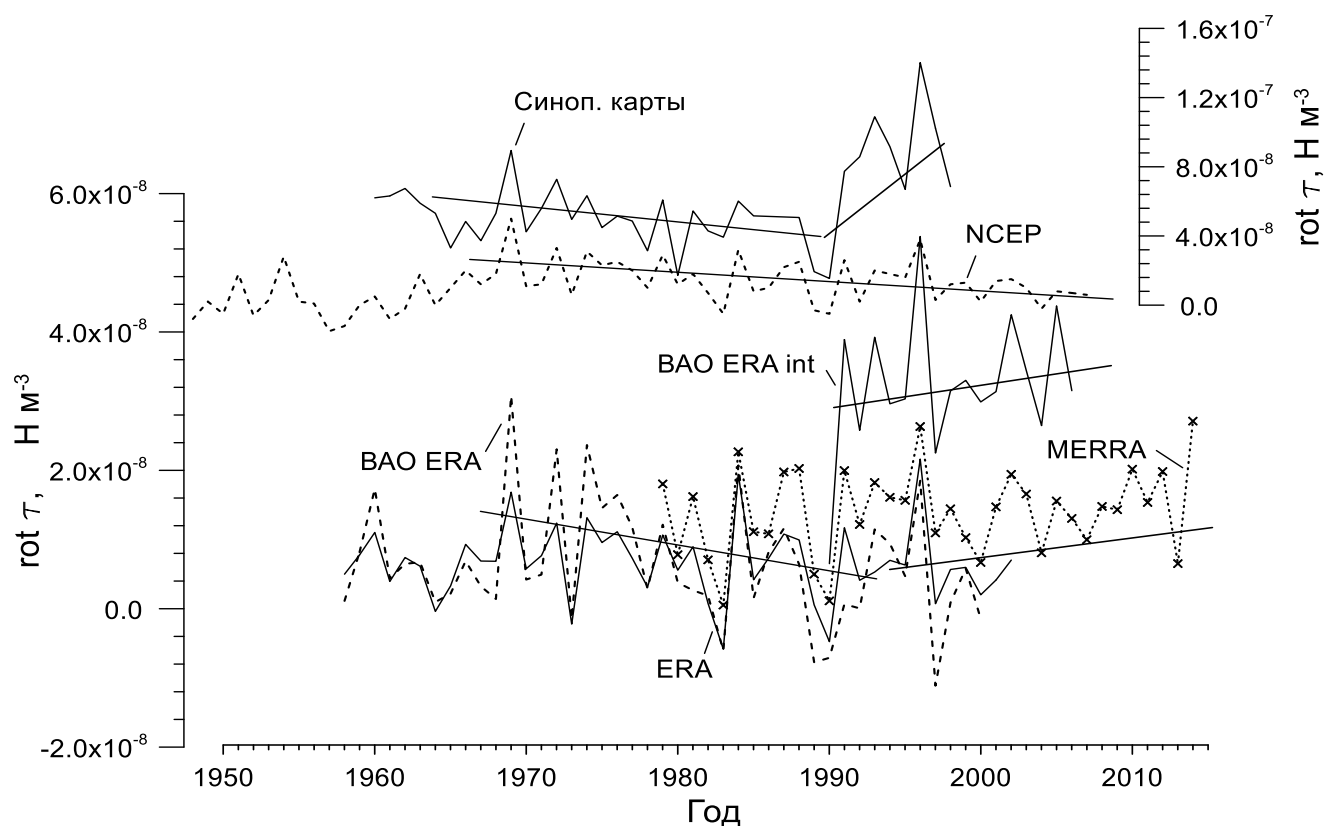


Рисунок 3.12 — Среднегодовые значения скорости ветра над Черным морем: а) по результатам реанализа атмосферных полей;
б) по данным береговых метеостанций

Если снижение скорости ветра над морем во второй половине XX в. вполне логично связывалось с уменьшением количества проходящих циклонов [19, 187, 198, 220], то для объяснения аналогичного уменьшения завихренности ветра этого фактора недостаточно. Как показано в п. 3.1.2, циклоны могут как увеличивать, так и способствовать уменьшению завихренности ветра. К тому же, одновременно со снижением количества циклонов в этот период повышалось количество антициклонов, которые также имеют разное воздействие на поле завихренности ветра.



Значения для NCEP и синоптических карт относятся к правой оси

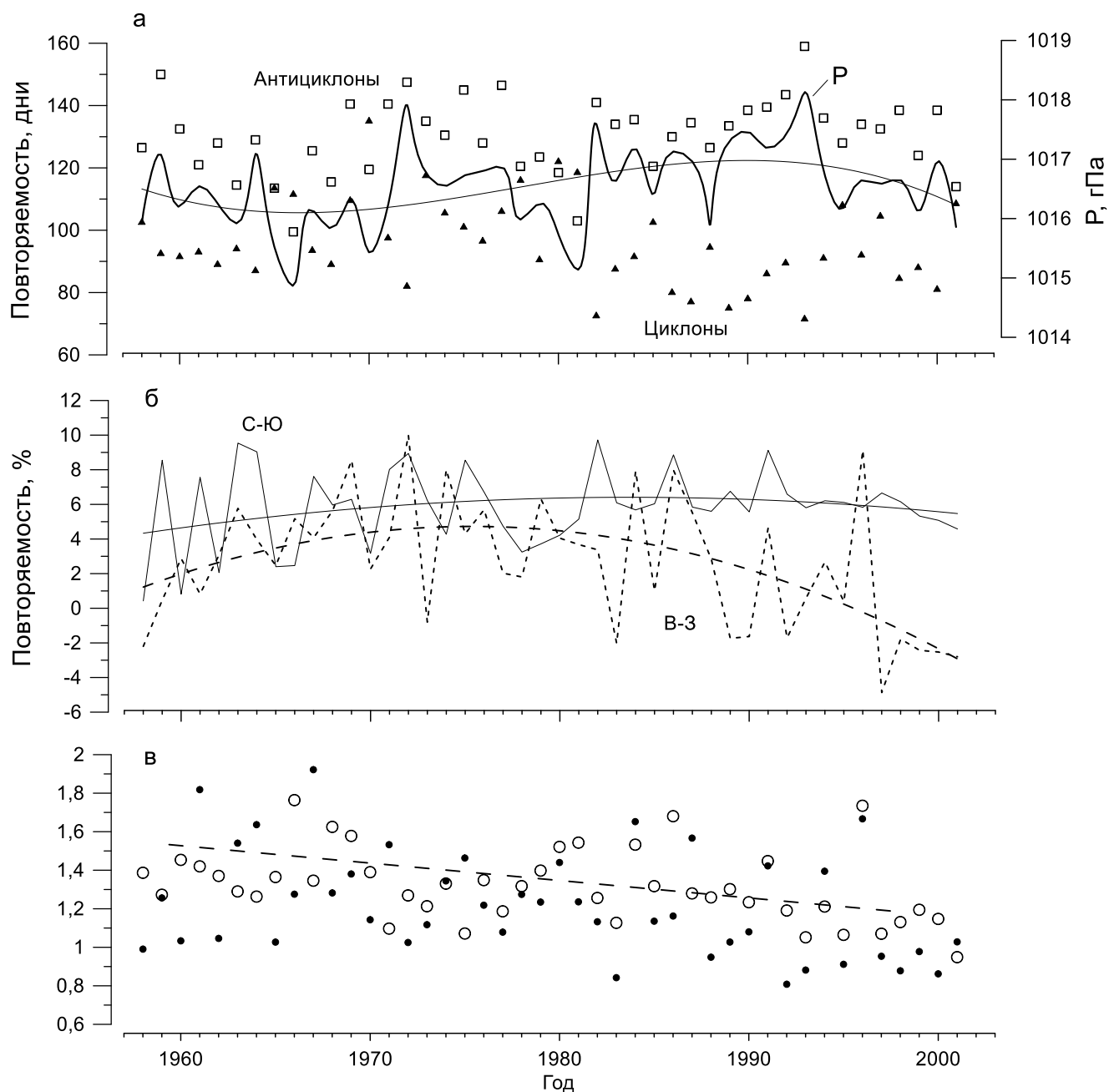
Рисунок 3.13 — Среднегодовые значения завихренности касательного напряжения ветра над Черным морем по данным различных источников

Для выявления роли барических образований были проведены оценки многолетних колебаний относительной роли антициклонов и циклонов на северной и южной перифериях моря, способствующих формированию завихренности различного знака на основе данных атмосферного давления по массиву синоптических карт и ERA-40. На Рисунке 3.14а показан рост атмосферного давления над морем

от 1960-х к 1990-м гг., увеличение повторяемости антициклонов и уменьшение повторяемости циклонов. Рост давления сопровождался ростом меридионального переноса в приземном слое атмосферы с севера на юг и снижением широтного переноса с востока на запад (Рисунок 3.14б). Аналогично Рисунку 3.10 для сезонного хода, на Рисунке 3.14в показан временной ряд показателей, характеризующих влияние циклонов и антициклонов на формирование положительной завихренности. Согласно нему, в период 1960–2000-х гг. изменение повторяемости различных типов барических образований в бассейне Черного моря способствовало уменьшению циклонической завихренности поля ветра.

Сопоставление временного хода индексов атмосферной циркуляции и характеристик приземного барического поля над Черным морем (Рисунок 3.15а, Таблица 3.2) показывает, что атмосферное давление, количество циклонов и антициклонов, повторяемость северных ветров наиболее тесно связаны с индексом NAO (Североатлантическое колебание).

Влияние NAO на завихренность ветра над морем, а также индексов EA (Восточноатлантическое колебание) и EA/WR (Восточная Атлантика/Западная Россия), как следующих по значимости за NAO моды колебаний в регионе, не может быть однозначно определенным, т.к. различные фазы этих крупномасштабных колебаний могут приводить к одинаковому результату. К примеру, положительная фаза EA/WR в первую очередь отражает развитие вторичных антициклонов Азорского максимума или смещающихся арктических антициклонов. С ней будет связан меридиональный перенос с севера и циклоническая завихренность над Черным морем. Однако, распространение гребня Сибирского (Азиатского) антициклона на юг России приведет к тем же результатам, но уже при отрицательной фазе EA/WR. Очевидно, что такого рода неоднозначность отражается на различиях в оценках влияния данного индекса на процессы в Черном море — от полной незначимости [364] до сильного влияния [400, 401] или имеющего определенное значение только на межгодовом масштабе [358]. Влияние индекса EA более определённо — при его отрицательной фазе возрастает количество и интенсивность циклонов [78, 343], в том числе в регионе Черного моря [188].



Обозначения: С-Ю – разница повторяемости северной и южной составляющей приводного ветра; В-З – разница повторяемости восточной и западной составляющей приводного ветра; ○ – отношение повторяемости атмосферного давления >1025 гПа на севере и юге Черного моря; ● – отношение повторяемости атмосферного давления <1005 гПа на юге и севере Черного моря

Рисунок 3.14 — Среднегодовые значения: а) приземного атмосферного давления и повторяемости циклонов и антициклонов; б) разности повторяемости меридионального и широтного переноса; в) соотношения повторяемости антициклонов и циклонов, способствующих преобладанию циклонической завихренности ветра над Черным морем

Все три индекса имеют отрицательную корреляцию с завихренностью ветра над Черным морем (Таблица 3.2), при этом наибольшее влияние оказывает ЕА. Уменьшение циклонической завихренности ветра над Черным морем, происшедшее в период 1960–1990-х гг., связано с хорошо выраженным ростом индексов NAO и ЕА, что отражает не только уменьшение общего количества циклонов, но и повышение роли Азорского максимума и снижение роли средиземноморских циклонов. Умеренное падение индекса ЕА/WR, способствующее повышению завихренности ветра над морем за счет усиления влияния гребней Сибирского антициклона, оказалось недостаточным для преодоления общей тенденции. Все три индекса после 1990-х гг. имеют отрицательную тенденцию, внося свой вклад в рост циклонической завихренности ветра над Черным морем.

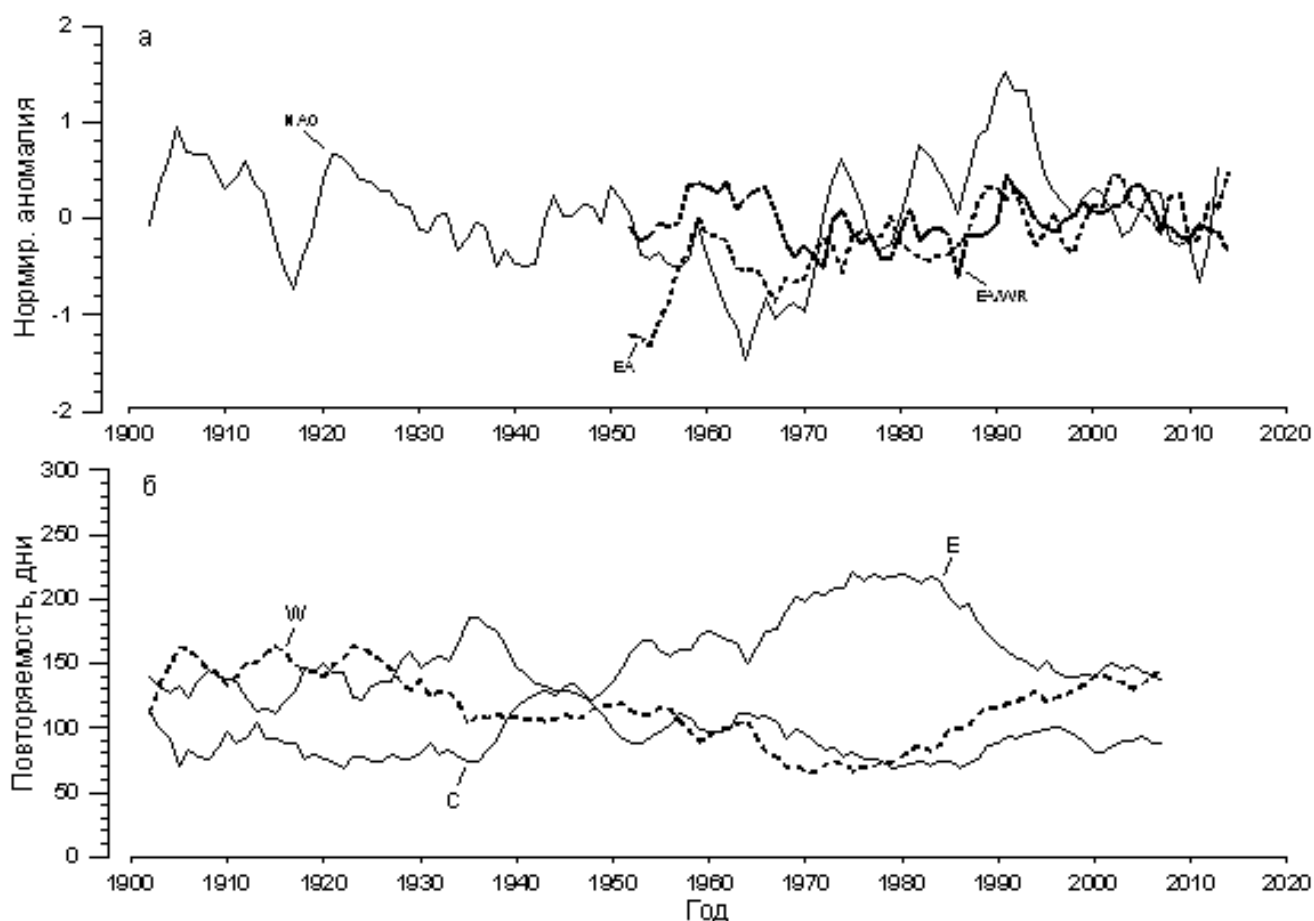


Рисунок 3.15 — Сглаженные 5-летним скользящим средним значения
а) нормированных аномалий зимних индексов атмосферной циркуляции;
б) повторяемости типов атмосферной циркуляции по Вангенгейму-Гирсу

Таблица 3.2 — Корреляционная матрица связи индексов атмосферной циркуляции и характеристик приземного барического поля над Черным морем

	P	Az	Zn	V	С-Ю	В-З	dP_z	rot	Az^*	Zn^*
NAO	0,62	0,44	-0,44	-0,24	0,42	-0,07	0,43	-0,25	-0,24	-0,06
EA	0,09	0,01	-0,15	-0,48	-0,04	-0,47	0,23	-0,43	-0,15	-0,28
EA/WR	0,18	0,18	-0,06	0,06	0,14	-0,18	0,62	-0,39	-0,16	-0,10
Примечание: P – атмосферное давление; Az – повторяемость антициклонов; Zn – повторяемость циклонов; V – скорость ветра; С-Ю – преобладание северных ветров; В-З – преобладание восточных ветров; dP_z – зональный градиент давления зимой; rot – завихренность ветра зимой; Az^* – преобладание северных антициклонов; Zn^* – преобладание северных циклонов.										

Наряду с индексами атмосферной циркуляции, в отечественной метеорологии широко используется типизация макропроцессов, основанная на работах Г.Я. Вангенгейма, А.А. Гирса, Б.Л. Дзердзеевского, Л.А. Вительса и др., наибольшее распространение получила классификация Вангенгейма-Гирса (Рисунок 3.12б, данные из [91, 112]).

В отношении к многолетним колебаниям завихренности ветра над Черным морем, наибольшее влияние имеют форма циркуляции С (меридиональная), которая по конфигурации барических полей близка к действию индекса EA в отрицательной фазе, и форма E (восточная), у которой наиболее близкий аналог — отрицательная фаза индекса EA/WR.

3.2 Водный баланс

3.2.1 Общая характеристика

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, распределение солёности и плотности. 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:

$$V_c - V_{\pi} = (R + P) - E,$$

$$V_{\pi} = V_{\pi a} + V_{\pi б},$$

$$V_c = V_{ca} + V_{cб},$$

где V_{π} — приток воды через проливы;

V_c — сток воды через проливы;

R — речной сток;

P — атмосферные осадки;

E — испарение с поверхности моря.

$V_{\pi a}$ — приток воды из Азовского моря через Керченский пролив;

$V_{\pi б}$ — приток воды из Мраморного моря через Босфор.

V_{ca} — сток воды в Азовское море через Керченский пролив;

$V_{cб}$ — сток воды в Мраморное море через Босфор.

Черное море является типичным бассейном распределения, для которого результирующий пресный баланс положителен. Из литературы известны различные оценки составляющих водного баланса Черного моря (Таблица 3.3), 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 продолжительный ряд оценок водного баланса Черного моря приведен в монографии [88], далее в работах СО ГОИН [86, 312].

Исходя из средних значений составляющих водного баланса по литературным данным (Таблица 3.3, Рисунок 3.16), 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). Приток воды через проливы дает 255 км³/год (612 мм/год), из них на Босфор приходится 200 км³/год. Сток воды через проливы составляет -440 км³/год (-1056 мм/год), через Босфор -400 км³/год (без учета сильно выделяющейся оценки Elliot, Ilgaz).

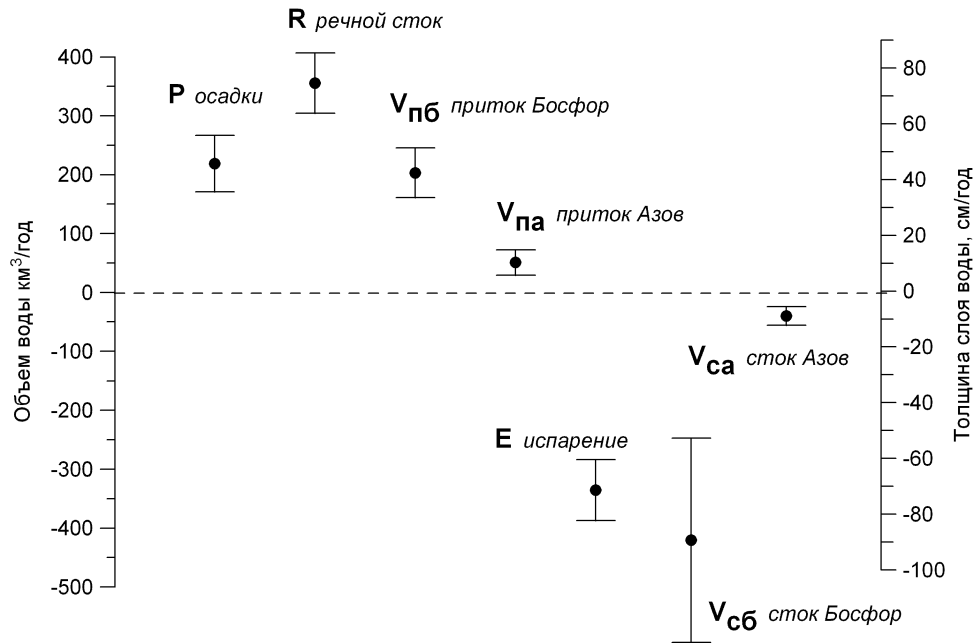
Таблица 3.3 — Оценки составляющих водного баланса Черного моря

Значения в км³/год

	Осадки	Сток рек	Испарение	Пресный баланс	Приток Босф	Приток Азов	Сток Босф	Сток Азов
<i>Макаров, 1885</i>					179		330	
<i>Маньяги, 1892</i>					298		726	
<i>Шпиндлер, 1899</i>	220	474	232	462			416	
<i>Merz (из Moller, 1928)</i>	231	328	354	205	193		398	
<i>Sverdrup, 1942</i>	240	328	363	205	192		397	
<i>Elliot, Ilgaz, 1946</i>							1028	
<i>Зенкевич, 1947</i>	145	320	319	146	202		348	
<i>Водяницкий, 1948</i>	280	480	240	520				
<i>Бруевич, 1953</i>	225	350	350	225	175		400	
<i>Рождественский, 1953</i>	280	340	240	380	195		575	
<i>Neuman, Rosenan, 1954</i>	240	427	397	206	192		462	
<i>Caspers, 1957</i>	234	320	354	200				
<i>Леонов, 1960</i>	230	309	365	174	193	95	392	70
<i>Беренбейм, 1960</i>	120	340	280	180	193	59	398	34
<i>Кочкиков, 1961</i>			254					
<i>Макаров, 1961</i>	225		329					
<i>Прусенков, 1962</i>			358					
<i>Солянкин, 1963</i>	119	346	332	132	176	53	340	32

Продолжение Таблицы 3.3

<i>Зенкович, 1966</i>		400			202		398	59
<i>Богданова, 1969</i>					174		357	
<i>Tixeront, 1970</i>	182	400	393	189			189	
<i>Рождественский, 1971</i>	254	294	301	247	229	38	485	29
<i>Ozturgut, 1971</i>	300	352	353	299	249		548	
<i>Ситников, 1972</i>	148	423	381	190			190	
<i>Розенгурт, 1973</i>	212	406	381	237			241	
<i>Serpoiani, 1973</i>	120	336	340	116	123	53	260	32
<i>Соркина, 1974</i>	214		304					
<i>Pora, Oros, 1974</i>	254	294	301	247	229	38	485	29
<i>Фонселиус, 1974</i>	230	320	350	200	200		400	
<i>F.Richards, 1983</i>	234	320	354	200	188		388	
<i>Голубева, 1987</i>			383					
<i>Ünlüata et al, 1990</i>	300	352	353	299	312		612	
<i>Ефимов, Тимофеев, 1990</i>			441					
<i>Альтман, 1991</i>	236	338	396	178	176	50	371	33
<i>Решетников, 1992</i>	225	353	370	208		22	227	
<i>Oguz et al, 1995</i>	226		384					
<i>Горячкин, Липченко, 2000</i>	662							
<i>Горячкин, 2006</i>	241							
<i>Репетин и др, 2006</i>	292							
<i>Schrum et al, 2001</i>	188		292					
<i>Kara et al, 2005</i> ECWMF	221		270					
<i>Kara et al, 2005</i> NOGAPS	178		266					
<i>Kara et al, 2005, NCEP</i>	255		335					
<i>Kara, 2008, RivDIS</i>		287						
<i>Джаошвили, 2003</i>		365						
<i>Matsoukas et al, 2007</i>			400					
<i>Vardavas, Taylor, 2007</i> ERA40			291					
<i>Mikhailov, 2008</i>		355						
<i>Ильин и др., 2009</i>						75		55
<i>Тимофеев, Юровский, 2009</i>	240							
<i>Romanou et al, 2010</i> HOAPS3	198		272					
<i>Romanou et al, 2010</i> NCEP	274		335					
<i>Romanou et al, 2010</i> ERA40	189		300					
<i>Romanou et al, 2010</i> ERA-Interim	204		341					
<i>Ефимов, Белокопытов, Анисимов, 2012</i>	235		385					



Отрезками показан диапазон стандартных отклонений

Рисунок 3.16 — Осредненные оценки составляющих водного баланса Черного моря по литературным данным

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 результирующий водообмен в проливах чаще всего оценивался косвенным способом — как остаточный член водного баланса, взятый с обратным знаком. Разделение его на составляющие притока и стока воды через пролив проводилось на основе разницы соленостей приходящих и уходящих вод при сохранении солевого баланса моря, а в оценках Э.Н. Альтмана [5, 6, 88] — по модифицированным соотношениям, учитывающим изменения уровня моря, из [50].

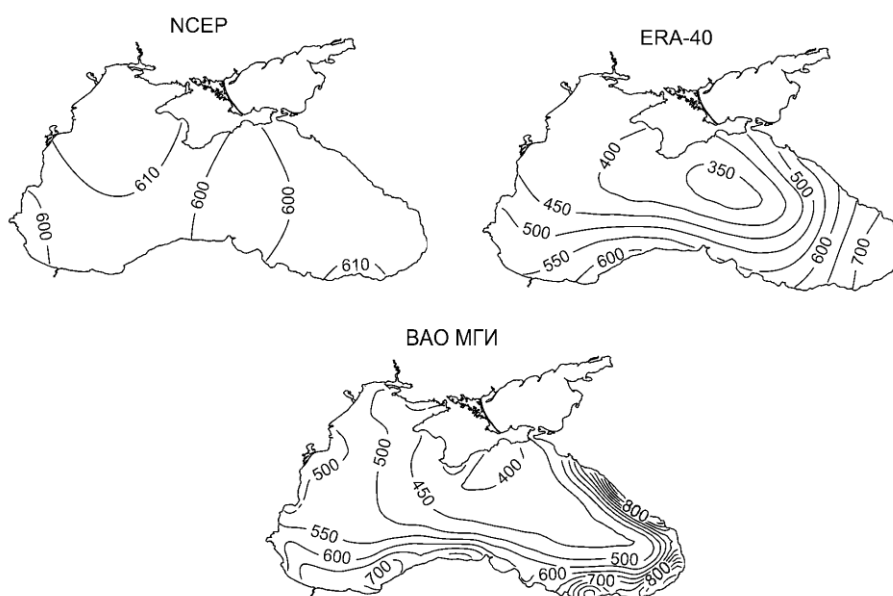
Составляющие баланса пресных вод крайне неравномерно распределены по акватории моря, в особенности атмосферные осадки и речной сток. Осадки выпадают преимущественно в прибрежной зоне, наиболее интенсивно — вдоль Анатолийского и Кавказского побережий (Рисунки 3.17, 3.18). Испарение в целом уменьшается в направлении с северо-запада моря на юго-восток (Рисунок 3.19).

По распределению величины $(P - E)$ видно, что осадки превышают испарение в полосе вдоль Анатолийского и Кавказского побережий (Рисунок 3.20).

Для получения результирующего баланса пресных вод

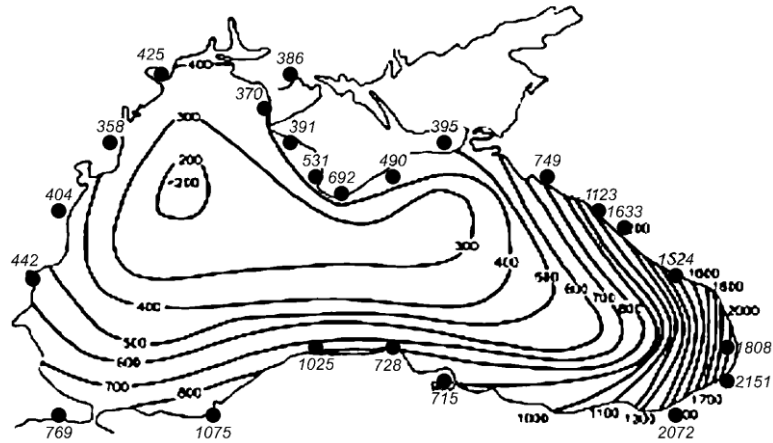
$$F = R + P - E, \quad (3.1)$$

необходимо оценить пространственное распределение речного стока R по акватории моря. Это можно сделать только каким-либо косвенным способом, т.к. известны лишь расходы воды в устьях рек. Если принять за предел распространения речных вод границу прибрежной водной массы (Рисунок 4.46) и распределить величину R по линейному закону от максимумов вблизи устьев основных рек до нуля на границе, то получим распределение F , показанное на Рисунке 3.21. В результате, область распреснения в юго-восточной части моря (максимум $P - E$) расширяется за счет стока рек Грузии. Северо-западная часть моря, несмотря на дефицит $P - E$, становится областью наибольшего притока пресных вод, благодаря стоку Дуная, Днестра и Днестра.



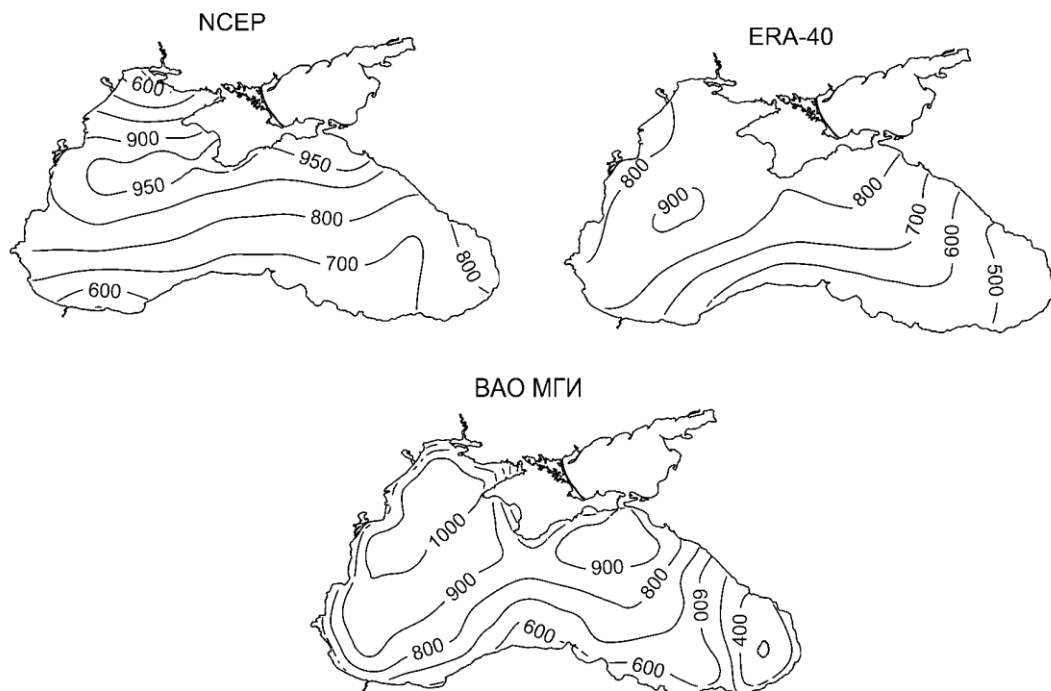
Значения в $\text{кг} \cdot \text{м}^{-2}/\text{год} \approx \text{мм}/\text{год}$.

Рисунок 3.17 — Среднегодовое распределение осадков P на поверхности Черного моря по данным реанализа атмосферных полей



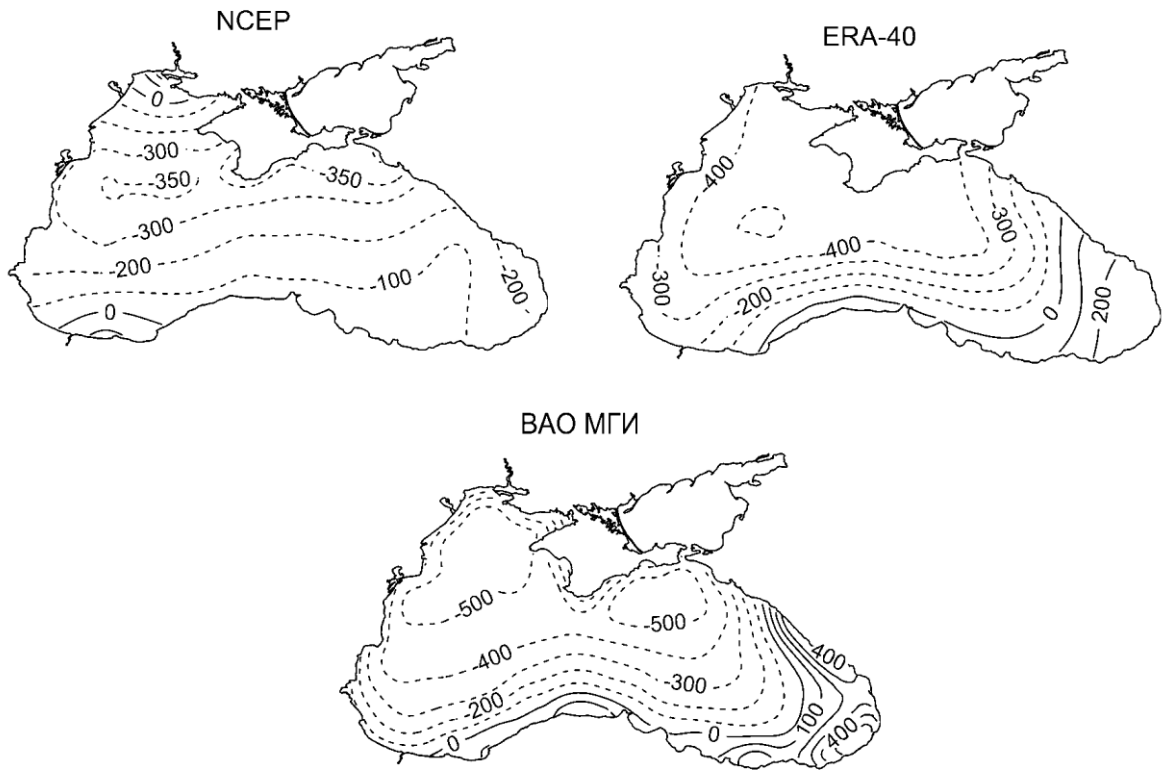
Значения в $\text{кг} \cdot \text{м}^{-2}/\text{год} \approx \text{мм}/\text{год}$, символы $\bullet$ соответствуют центрам «квадратов» ГРСС.

Рисунок 3.18 — Среднегодовое распределение осадков P на поверхности Черного моря по [88] и по данным массива осадков ГРСС



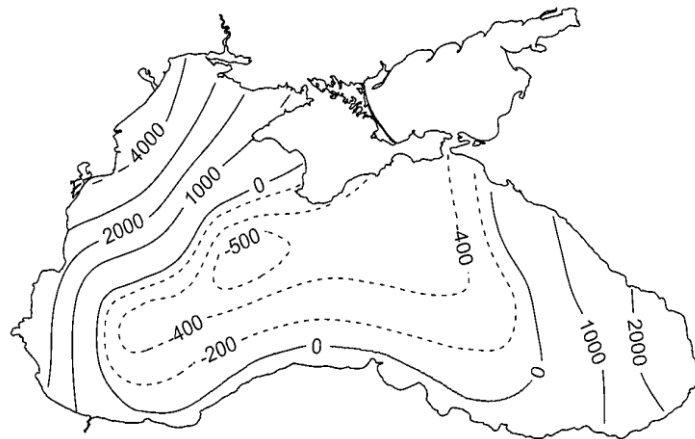
Значения в $\text{кг} \cdot \text{м}^{-2}/\text{год} \approx \text{мм}/\text{год}$.

Рисунок 3.19 — Среднегодовое распределение испарения E с поверхности Черного моря по данным реанализа атмосферных полей



Значения в $\text{кг} \cdot \text{м}^{-2}/\text{год} \approx \text{мм}/\text{год}$, штриховыми линиями отображены отрицательные значения.

Рисунок 3.20 — Среднегодовое распределение $P - E$ на поверхности Черного моря по данным реанализа атмосферных полей



Значения в $\text{кг} \cdot \text{м}^{-2}/\text{год} \approx \text{мм}/\text{год}$, штриховыми линиями отображены отрицательные значения.

Рисунок 3.21 — Среднегодовой результирующий баланс пресных вод F с учетом пространственного распределения речного стока

3.2.2 Сезонный цикл

В сравнении с обилием общих оценок составляющих пресного баланса моря (Таблица 3.3), оценки их сезонного хода не столь многочисленны [2, 88, 97]. Кроме оценок СО ГОИН, характеристики сезонного цикла можно получить из различных массивов реанализа атмосферных полей, но временных рядов потоков тепла и влаги длительностью 40–50 лет пока немного.

На Рисунке 3.22 изображен сезонный ход составляющих баланса пресных вод, осредненных по всей акватории Черного моря, на основе данных из четырех источников: СО ГОИН, NCEP, ERA-40, ВАО МГИ. Интенсивность сезонной изменчивости составляющих пресного баланса, если судить по СКО среднемесячных значений, минимальна для атмосферных осадков (10–20 мм/месяц), увеличивается для речного стока (20 мм/месяц), испарения и $P - E$ (20–30 мм/месяц), и максимальна для результирующего баланса F (40–50 мм/месяц), т.к. все составляющие согласованы в годовом цикле.

Оценки выпадающих атмосферных осадков имеют самый сильный разброс, но общая закономерность (кроме данных массива NCEP) состоит в том, что в осенне-зимний период количество осадков возрастает в 1,5–2 раза, что характерно для климата средиземноморского типа.

Сезонный цикл испарения имеет достаточно четкий, почти гармонический вид с минимумом в апреле-мае и максимумом в августе-сентябре. Как известно, испарение зависит от дефицита влажности воздуха, с увеличением скорости ветра испарение возрастает. Наиболее просто оценить относительную роль этих двух факторов можно с помощью балк-формул вида

$$E = (e_s - e) f(V),$$

где e_s — упругость насыщенного водяного пара при данной температуре;
 e — упругость водяного пара;

$f(V)$ — эмпирическая функция зависимости скорости испарения от скорости ветра V , например, в практике Гидрометслужбы применялась зависимость $f(V) = 1 + 0,72V$.

Если использовать эмпирические формулы для расчета потерь тепла на испарение, к примеру [359], то можно учесть и влияние стратификации приводного слоя атмосферы

$$LE = C_E \rho_a (e_s - e) V, \quad (3.2)$$

где L — скрытая теплота испарения;

ρ_a — плотность воздуха;

C_E — коэффициент теплообмена, зависящий от скорости ветра и стратификации приземного слоя атмосферы (в первом приближении разность температур воды и воздуха $T_w - T_a$).

Сопоставив сезонные амплитуды дефицита влажности (Рисунок 3.23), скорости ветра и $T_w - T_a$ (Рисунки 3.4, 3.24), можно сделать вывод об определяющей роли влажности воздуха в сезонном цикле испарения с поверхности моря. Дефицит влажности, увеличивающийся от зимы к лету в 2–2,5 раза, зависит преимущественно от насыщающей упругости водяного пара e_s , которая определяется температурой воды. Сезонный ход ветра и стратификации атмосферы, тем не менее, вносят свой вклад, действуя однонаправленно: они увеличивают испарение в зимне-осенний период (каждый фактор в 1,5 раза), а также формируют минимум испарения в апреле-мае. Наиболее существенна роль ветра в пространственном распределении испарения, что хорошо видно при сравнении карт скорости ветра (Рисунки 3.1, 3.2) и испарения (Рисунок 3.19). Пространственные неоднородности скорости ветра количественно превышают пространственные перепады температуры воды и, соответственно, e_s , что приводит к тому, что области максимального испарения соответствуют зонам максимальных ветров. Также существенна роль ветра в повышении испарения во время штормов, когда увеличение скорости ветра превышает эффект изменений температуры и влажности.

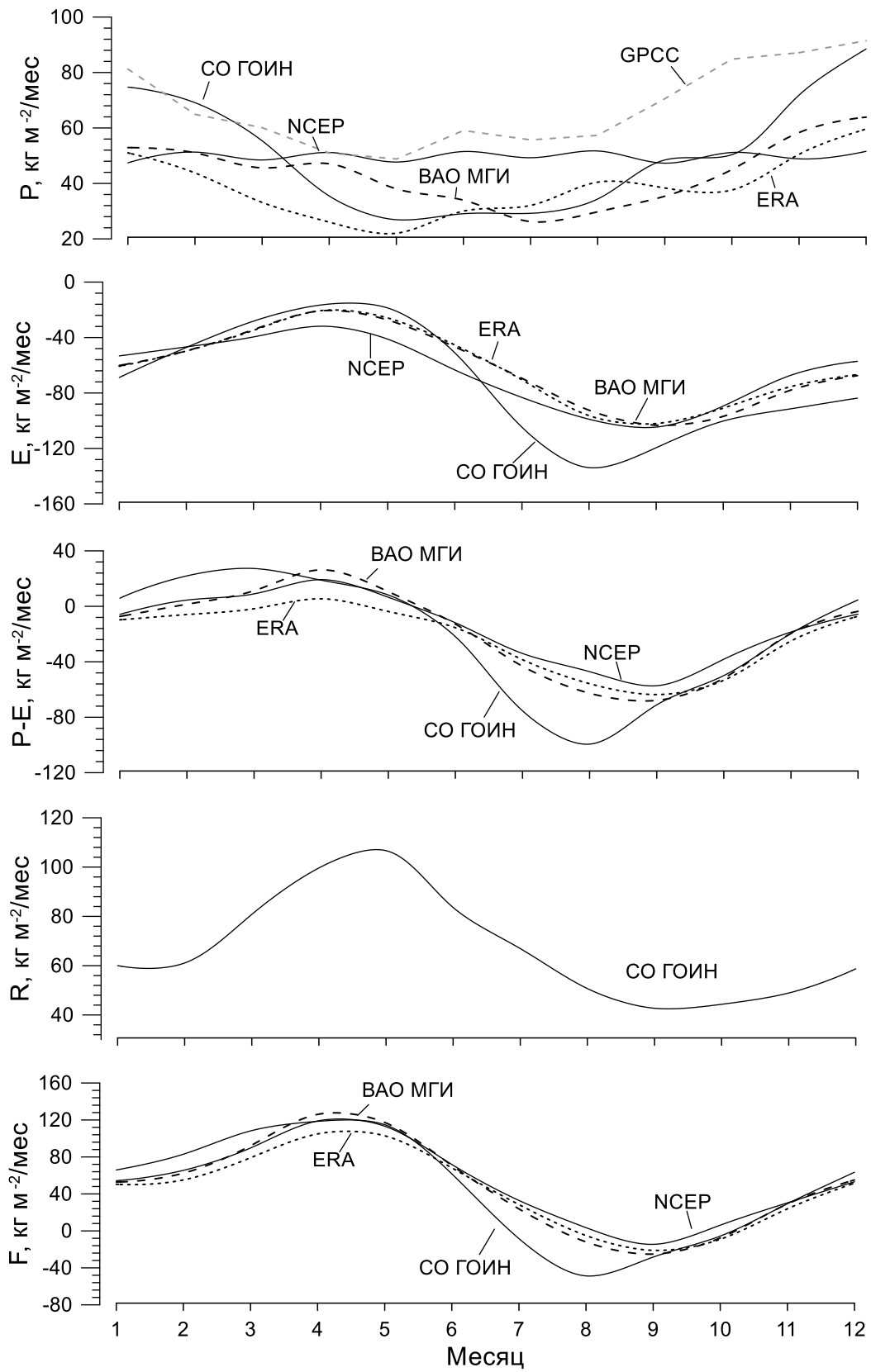


Рисунок 3.22 — Сезонный ход составляющих баланса пресных вод Черного моря по данным СО ГОИН, NCEP, ERA-40, ВАО МГИ

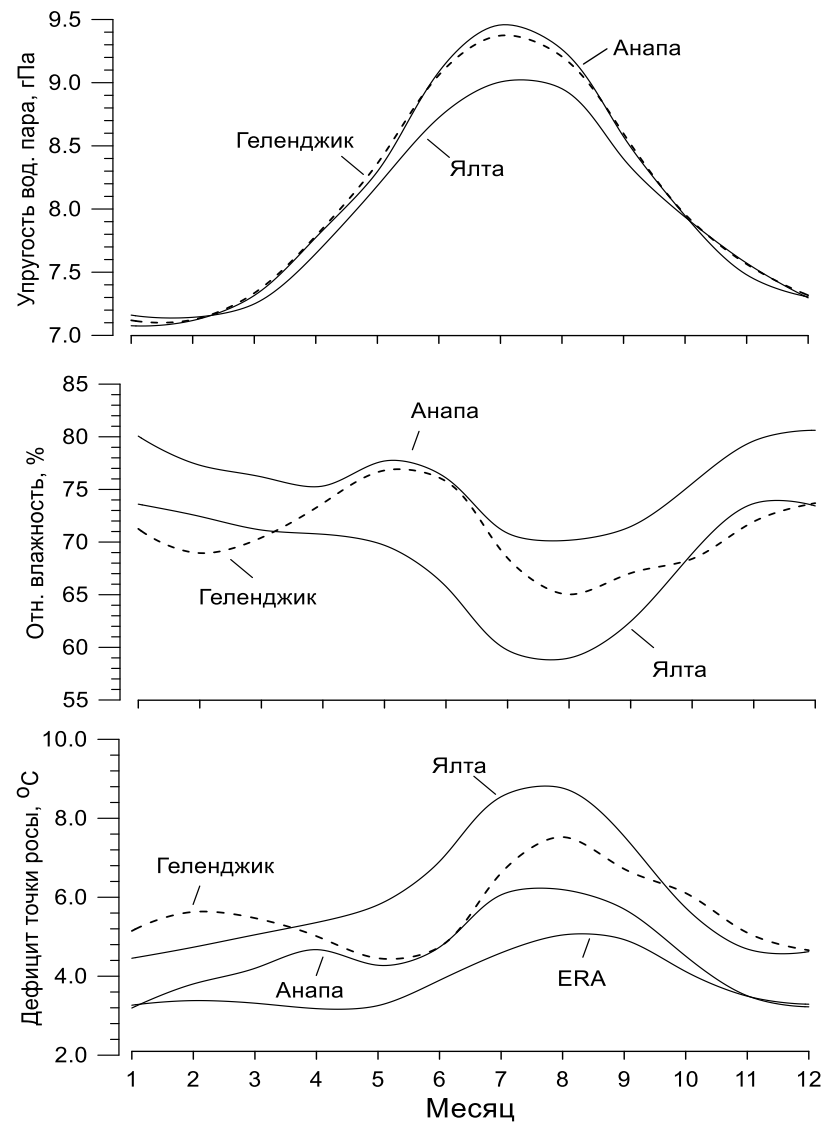


Рисунок 3.23 — Сезонный ход характеристик влажности воздуха по данным береговых метеостанций и реанализа ERA-40

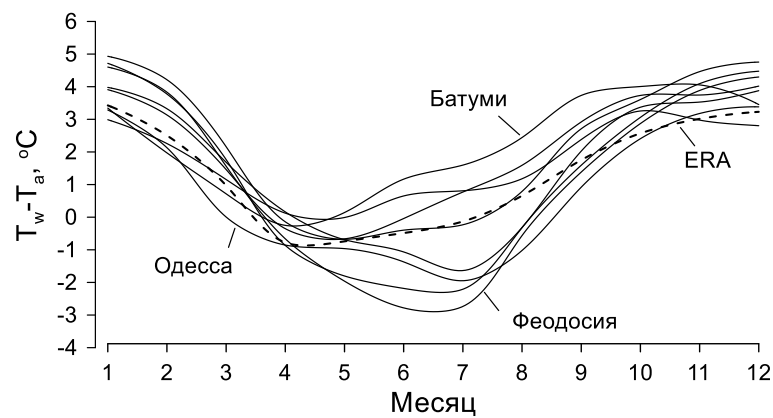


Рисунок 3.24 — Сезонный ход разности температур воды и воздуха $T_w - T_a$ по данным береговых метеостанций и реанализа ERA-40

Сезонный ход разности осадков и испарения $P - E$ качественно подобен сезонному ходу испарения E (как более сильному сигналу в сравнении с P). Осадки преобладают над испарением с января по май, благодаря максимуму P зимой и минимуму E весной. Сезонный цикл речного стока R также имеет подобный ход: паводок в апреле–мае совпадает с максимумом $P - E$, а межень в конце лета–начале осени совпадает с максимумом испарения.

Сезонный цикл результирующего баланса пресных вод F по форме кривой наиболее близок к $P - E$. Размах сезонного хода F в 1,5–2 раза превышает размах его отдельных составляющих. На протяжении большей части года преобладает приток пресных вод, а в период с августа по октябрь море имеет небольшой отрицательный баланс.

3.2.3 Многолетняя изменчивость

Межгодовая изменчивость баланса пресных вод Черного моря и его составляющих очень высока, ее интенсивность сопоставима с сезонной изменчивостью или превышает ее (Таблица 3.4). Относительный вклад многолетних колебаний составляющих пресного баланса не соответствует их соотношению в сезонном цикле. Для межгодовой изменчивости наиболее велика интенсивность колебаний R и P , в сезонном цикле преобладает роль E .

При совместном рассмотрении межгодовых колебаний испарения E и осадков P по каждому из источников информации (Рисунок 3.25) трудно выделить какие-либо закономерности в изменениях $(P - E)$, кроме устойчивого уменьшения испарения к концу XX в. в массиве СО ГОИН и междесятилетних колебаний осадков в массиве NCER. Если анализировать временные ряды отдельно для E и P (Рисунок 3.26), то можно видеть, что тенденции для всех источников наиболее согласованы для E в период 1960–2000 гг. Испарение уменьшалось с 1960 до 1990х гг., затем стало возрастать. Оценки колебаний количества осадков сильно

отличаются для различных источников, в том числе, и для метеорологических станций. До некоторой степени можно утверждать, что они уменьшались с 1970 до 1990 гг., далее стали увеличиваться. Для периода ранее 1960 г., количество источников информации уменьшается, данные СО ГОИН и NCEP резко расходятся, имея противоположные тенденции. Ранее в литературе отмечалось, что общий вековой тренд количества осадков, на фоне значительной межгодовой и междесятилетней изменчивости в целом положителен [235, 264].

Таблица 3.4 — Оценки межгодовой изменчивости составляющих
баланса пресных вод Черного моря

Значения в мм/месяц $\approx$ кг·м⁻²/месяц

	<i>P</i>	<i>E</i>	<i>P-E</i>	<i>R</i>	<i>F</i>
NCEP	52 / 2	24 / 24	65 / 24		78 / 43
ERA-40	20 / 11	16 / 27	21 / 24		41 / 42
BAO МГИ	23 / 12	18 / 27	25 / 32		46 / 49
GPCC	25 / 15				
СО ГОИН	28 / 21	36 / 40	52 / 43	38 / 14	69 / 58
Примечание – в числителе дроби представлено СКО меж- годовых колебаний, в знаменателе – СКО сезонного хода					

Уменьшение испарения в период 1960–1990 гг. согласуется с уменьшением дефицита влажности (повышением относительной влажности), Рисунок 3.27, что может быть связано, как с понижением поверхностной температуры воды в этот период (Рисунок 5.6) и, соответственно, уменьшением насыщающей упругости водяного пара, так и с поступлением более влажных воздушных масс. На графике колебаний упругости (парциального давления) водяного пара (Рисунок 3.27) видно, что поступления влажного или сухого воздуха, характеризуются межгодовой, а не десятилетней изменчивостью, т.е. устойчивое уменьшение испарения обусловлено термическим фактором. В этот же период 1960–1990-х гг. наблюдалось снижение скорости ветра (Рисунок 3.12), что также способствовало уменьшению испарения. С учетом соотношения (3.2), изменения влажности и скорости ветра и стратификации приводного слоя атмосферы вносили примерно равный вклад

(также [278]). С 1990-х гг. дефицит влажности стал возрастать благодаря наступившему потеплению, а скорость ветра в одних районах моря замедлила падение, в других стала возрастать. В результате испарение с поверхности моря вновь стало увеличиваться, вклад увеличения дефицита влажности и неустойчивости атмосферы примерно равны.

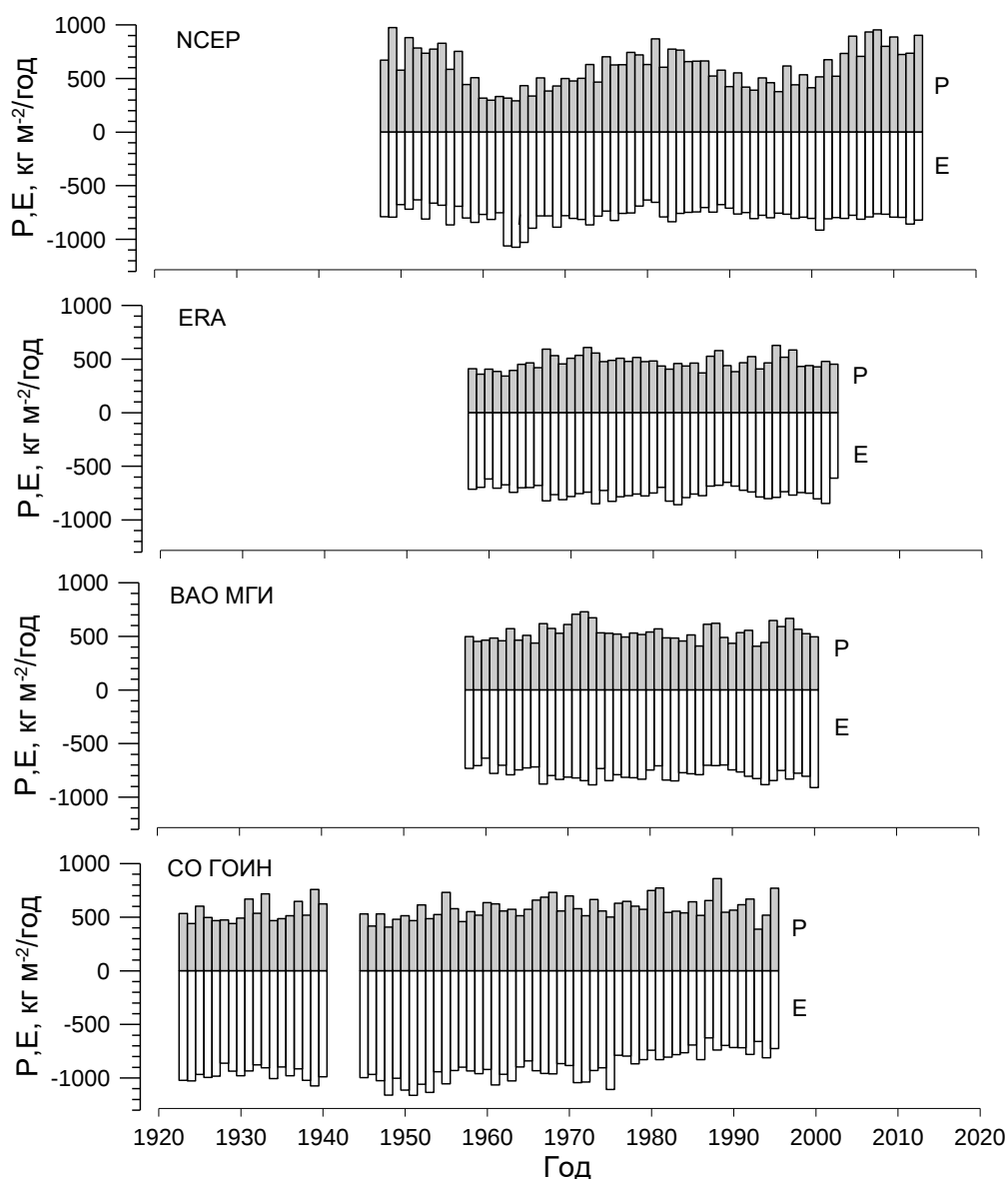


Рисунок 3.25 — Сопоставление среднегодовых значений количества атмосферных осадков и испарения на поверхности Черного моря по данным СО ГОИН, NCEP, ERA-40 и ВАО МГИ

Преобладание испарения над осадками уменьшалось в течение периода 1960–1980-х гг., затем увеличивалось до начала XXI в., далее начало уменьшаться (Рисунок 3.25). Речной сток R увеличивался до 1970-х гг., затем уменьшался до 1990-х гг., и вновь стал увеличиваться. Результирующий пресный баланс F во второй половине XX в. возрос приблизительно в два раза к началу 1980-х гг., затем он уменьшился в такой же степени к середине 1990-х гг., далее стал увеличиваться. Скорости изменения R и $(P - E)$ для фаз роста и падения были различными, но в итоге они компенсировали друг друга, обеспечив равномерный рост и, затем, падение F в период 1960–1990 гг. Оценки межгодовых колебаний пресного баланса F вполне согласуются с изменениями уровня моря [34, 310] (Рисунок 3.28).

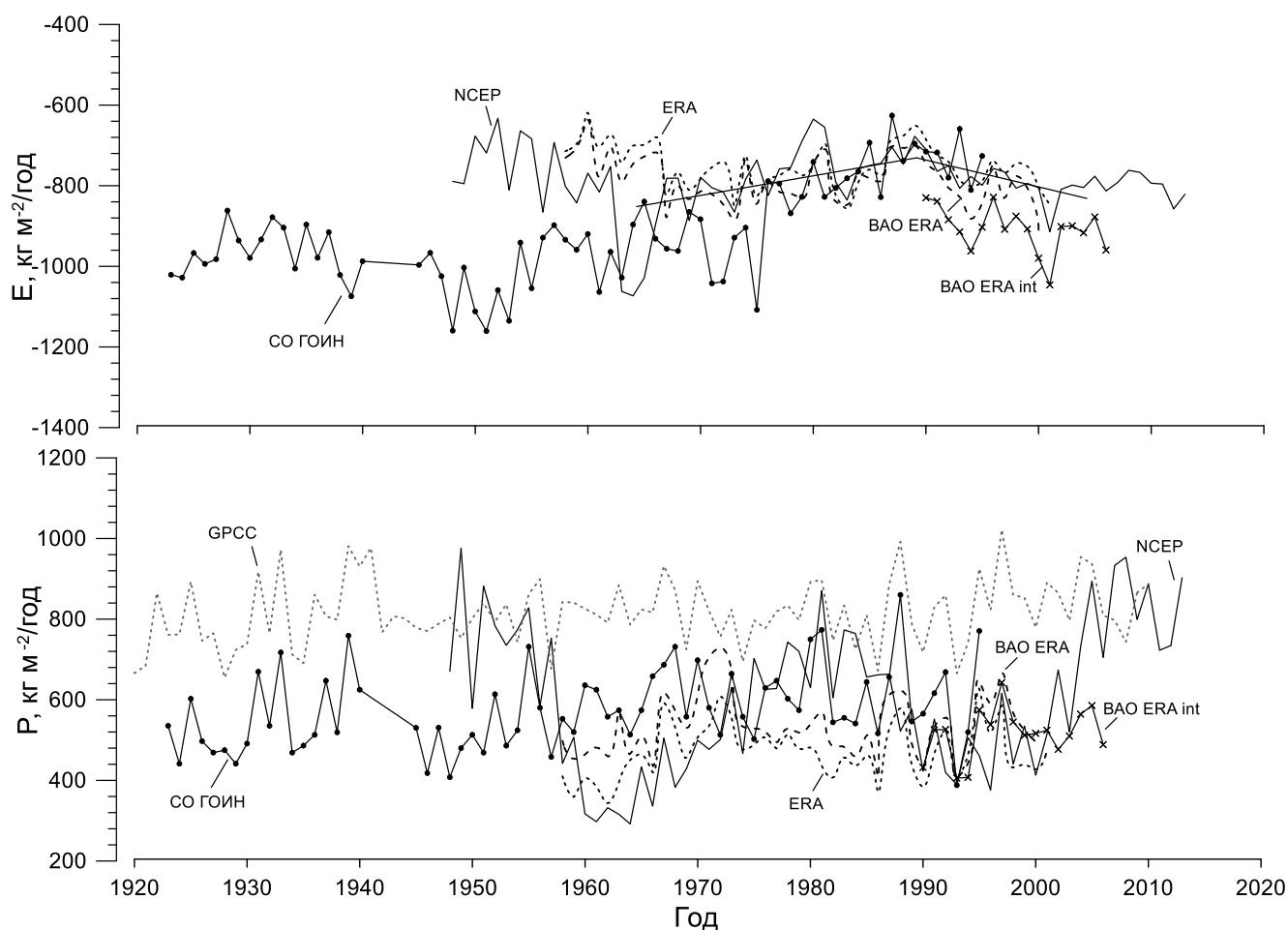


Рисунок 3.26 — Среднегодовые значения испарения и количества атмосферных осадков на поверхности Черного моря по данным СО ГОИН, NCEP, ERA-40 и ВАО МГИ

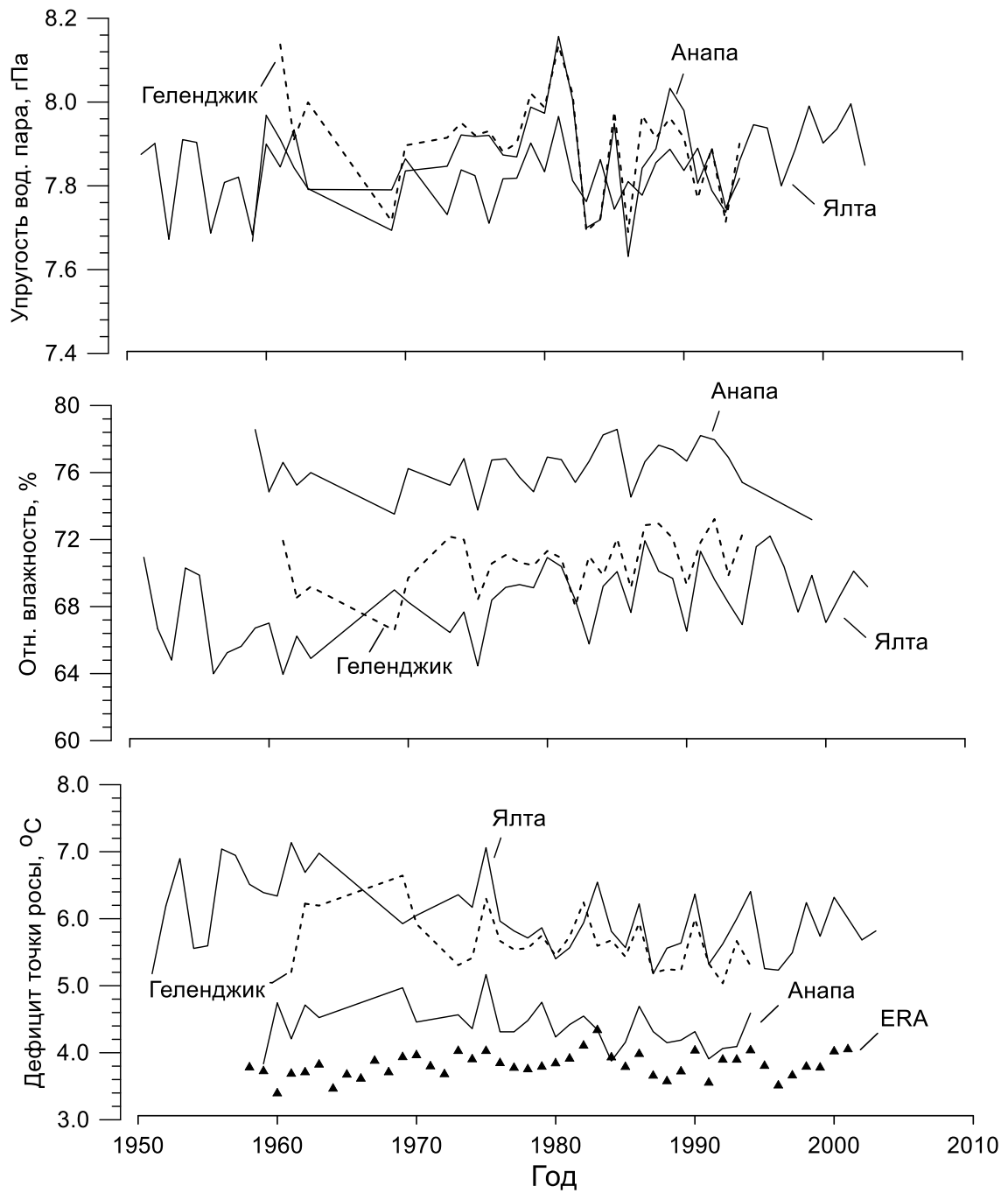
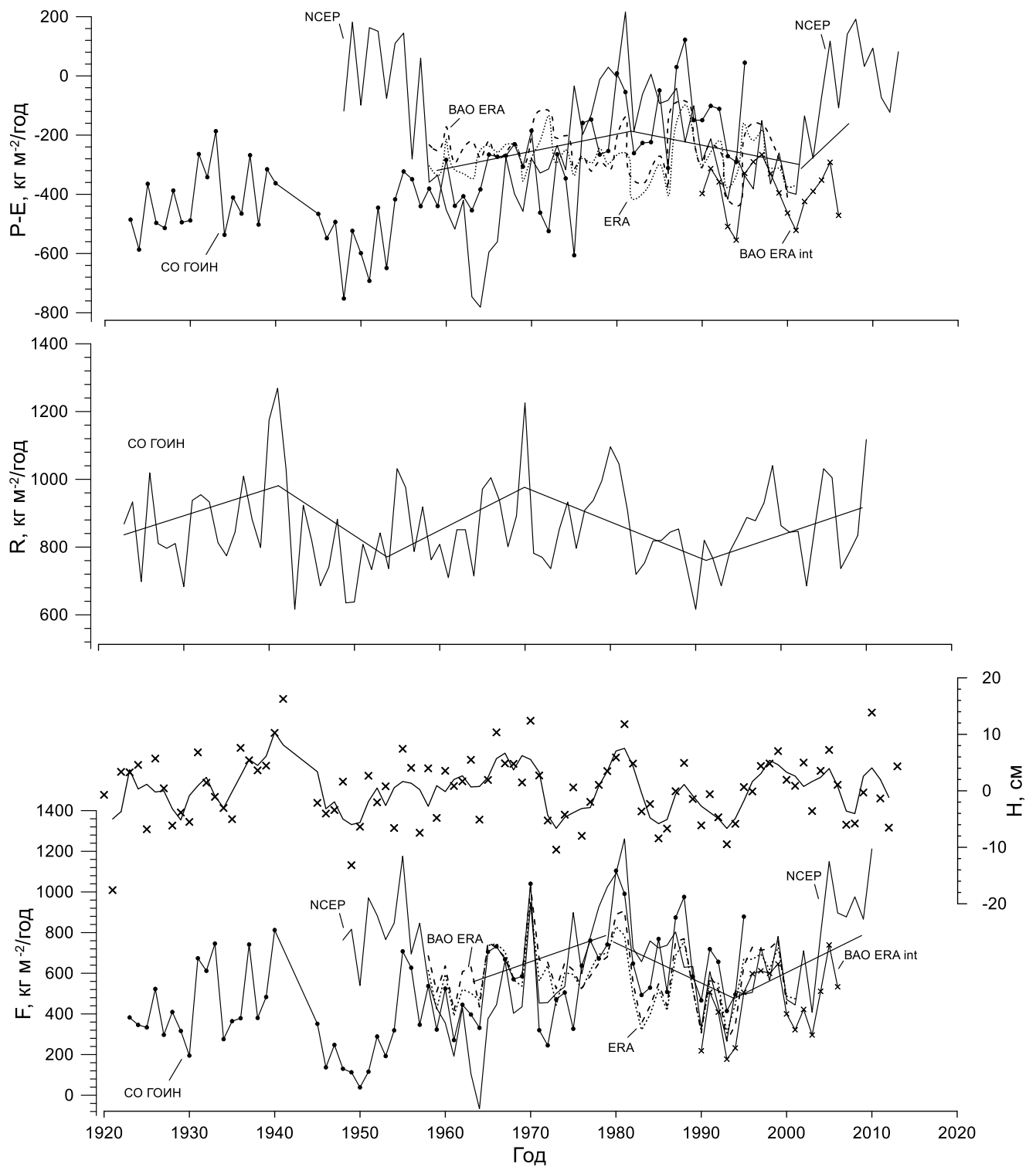


Рисунок 3.27 — Среднегодовые значения характеристик влажности воздуха по данным береговых метеостанций и реанализа ERA-40



Крестиками представлены среднегодовые аномалии уровня моря на станции
Севастополь после вычитания линейного тренда (правая ось)

Рисунок 3.28 — Среднегодовые значения составляющих баланса пресных
вод Черного моря по данным СО ГОИН, NCEP, ERA-40 и ВАО МГИ

Оценка многолетней изменчивости водообмена через Босфор — наиболее трудно определяемой составляющей водного баланса — впервые была представлена в работе А.К. Богдановой [50]. В дальнейшем многолетние колебания водообмена с Мраморным морем оценивались в [5, 88, 97, 86, 466]. Величина результирующего потока через пролив, рассчитываемого в этих работах, прямо пропорциональна результирующему пресному балансу.

3.3 Внешний тепловой баланс

3.3.1 Общая характеристика

Тепловому балансу Черного моря посвящено гораздо меньше работ, чем водному балансу (Таблица 3.5). Исходя из средних значений опубликованных оценок (Рисунок 3.29), можно констатировать, что радиационный баланс R_n (разность приходящей солнечной радиации Q_n и эффективного длинноволнового излучения F_n) составляет 80–100 Вт/м², что в целом соответствует значениям R_n в Мировом океане на тех же широтах. Контактный теплообмен (поток явного тепла) $H \approx 13$ Вт/м², что также соответствует большей части акватории океана, кроме районов с большой теплоотдачей, таких как Гольфстрим или Кurocuro. Затраты тепла на испарение (турбулентный поток скрытого тепла) $LE \approx 64$ Вт/м² в 1,5–2 раза ниже, чем в Мировом океане (в том числе в соседнем Средиземном море), что более характерно для субарктических районов [17].

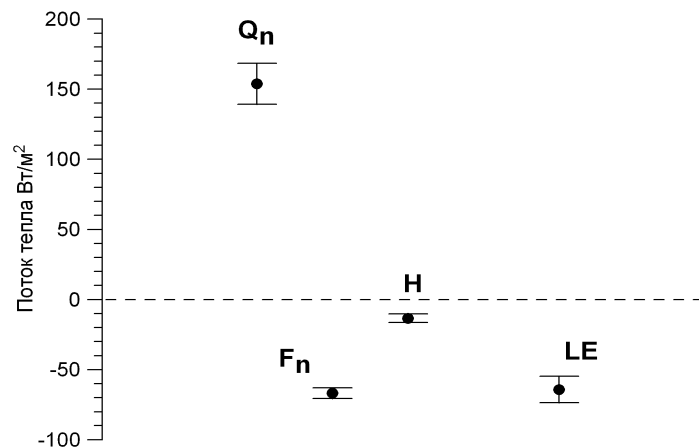
В оценках пространственного распределения составляющих теплового баланса по акватории Черного моря у разных авторов можно обнаружить отличия качественного характера. Область максимальных среднегодовых значений радиационного баланса R_n находится как в центральной части моря [264], так и в юго-западной части [88, 130] или в зоне вдоль южного побережья [323]. Максимумы

суммарного турбулентного теплообмена моря $H + LE$ располагаются в северо-западной части моря [438], в северо-восточной части моря [88] или в виде двух локальных максимумов на запад и восток от Крыма [130].

Таблица 3.5 — Оценки составляющих внешнего теплового баланса
Черного моря

Значения в Вт/м²

	Q_n	F_n	R_n	H	LE
<i>Макеров, 1961</i>	140	66.2	73.8	10.4	62.5
<i>Голубева, 1987</i>			85.6	13.9	71.8
<i>Ефимов, Тимофеев, 1990</i>			105.1	19.7	83.3
<i>Симонов, Альтман, 1991</i>	149.8	64.4	85.4	13.7	69.7
<i>Staneva et al, 1995</i>	141	62.2	78.8	12.7	67.5
<i>Schrump et al, 2001, ECWMF</i>	145.8	70.7	75.1	13.7	55.4
<i>Kara et al, 2005, ECWMF</i>	141.3	63.9	77.4		
<i>Kara et al, 2005, NOGAPS</i>	174.1	66.5	107.6		
<i>Kara et al, 2005, NCEP</i>	171.2	72.8	98.4		
<i>Matsoukas et al, 2007</i>	139	50	89	14	60–75
<i>Тимофеев, Юровский, 2009</i>			101.9		
NCEP	161.8	70.1	91.7	26.6	62.4
ERA-40	139.7	64.9	74.8	13.4	59.4
BAO МГИ / ERA-40				12.4	62.2



Отрезками показан диапазон стандартных отклонений

Рисунок 3.29 — Осредненные оценки составляющих внешнего
теплового баланса Черного моря по литературным данным

На Рисунке 3.30 представлено среднее многолетнее распределение радиационного баланса в Черном море по данным реанализа NCEP и ERA, где прослеживается общая закономерность — уменьшение R_n в северном направлении. Такое же широтное распределение характерно и для двух основных составляющих радиационного баланса Q_n и F_n , повышенным значениям солнечной радиации соответствуют повышенные значения уходящего длинноволнового излучения.

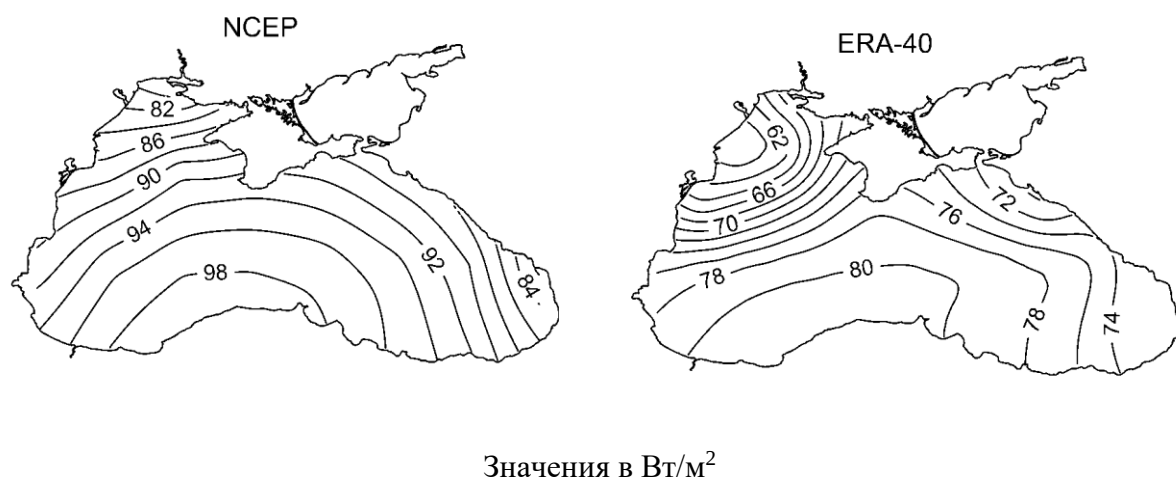
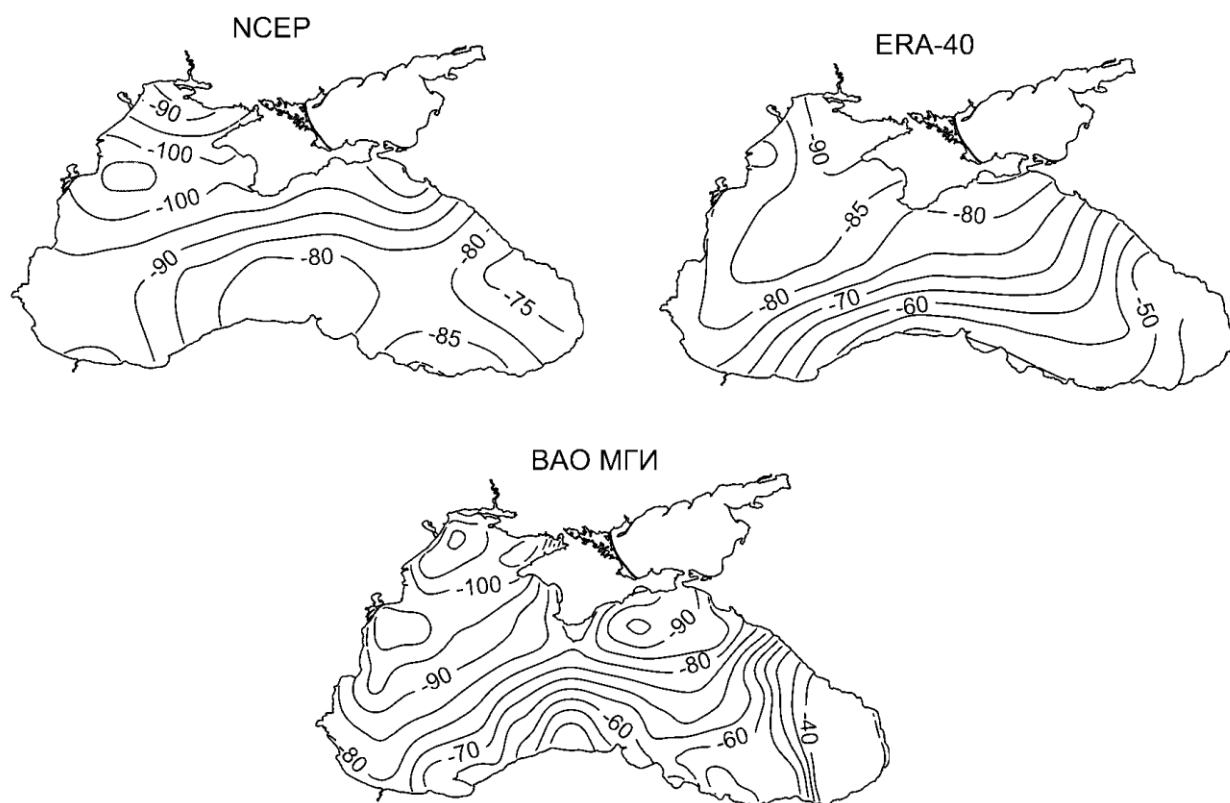


Рисунок 3.30 — Среднегодовое распределение радиационного баланса R_n на поверхности Черного моря по данным реанализа атмосферных полей

На Рисунке 3.31 показано среднее многолетнее распределение суммарной турбулентной теплоотдачи моря по данным NCEP, ERA-40 и ВАО МГИ. Потери тепла увеличиваются в направлении от юго-востока к северо-западу моря. Основную роль здесь играет пространственное распределение потоков скрытого тепла LE . Фактор увеличения испарения под воздействием сильных ветров в северо-западной части моря превышает эффект повышения испарения в юго-восточной части моря, вызываемый более высокой температурой воды. Меньшую роль в суммарной теплоотдаче играет поток явного тепла H . Он изменяется аналогично распределению LE — возрастает в северо-западном направлении, следуя распределению разности температур вода-воздух и модулю скорости ветра.

Оценки распределения по акватории моря результирующего внешнего теплового баланса $B = R_n + H + LE$ в литературе также различаются между собой, но

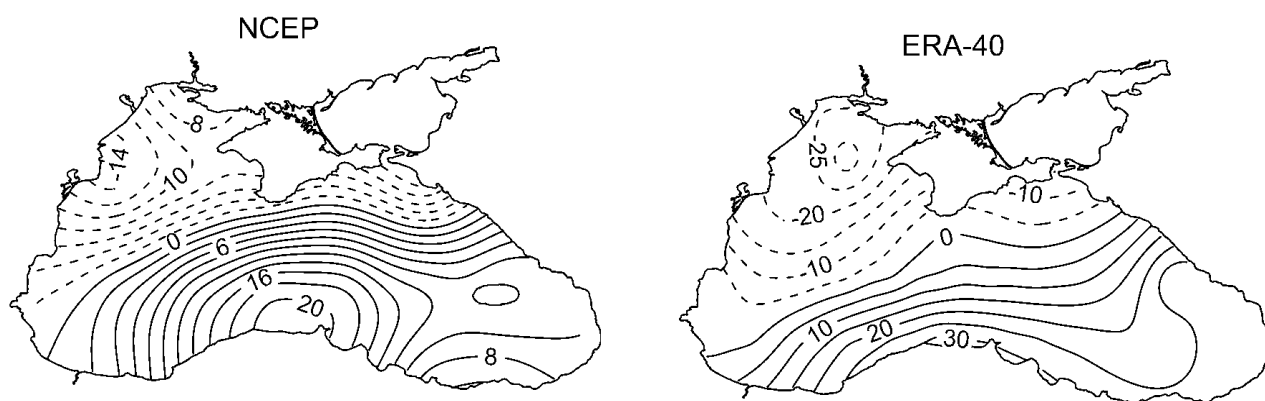
общая картина сохраняется — море в среднем за год получает тепло в южной части моря и отдает тепло в северной части. В работах [88, 93] граница смены знака теплового баланса пролегает в широтном направлении около 44°с.ш. , деля море примерно на равные части, абсолютный минимум находится в северо-восточной части моря близ Новороссийска. В работе [130] площади с положительным и отрицательным балансом тепла 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 [182]. Наконец, в работах [427, 438] на большей части акватории Черного моря преобладает отрицательный тепловой баланс, море получает тепло лишь в области южнее $42\text{--}43^\circ\text{с.ш.}$



Значения в Вт/м^2

Рисунок 3.31 — Среднегодовое распределение суммарной турбулентного теплообмена моря $H + LE$ по данным реанализа атмосферных полей

На Рисунке 3.32 показано среднее многолетнее распределение внешнего теплового баланса по данным NCEP и ERA-40. Граница между областями нагрева и охлаждения простирается в направлении с юго-запада на северо-восток, что связано с аналогичным распределением суммарного потока $H + LE$ (Рисунок 3.31).



Значения в Вт/м^2 , штриховыми линиями отображены отрицательные величины.

Рисунок 3.32 — Распределение среднегодовых значений внешнего теплового баланса B на поверхности Черного моря по данным реанализа атмосферных полей

Следует подчеркнуть, что обсуждаемое выше разделение Черного моря на области получения и потери тепла в атмосферу имеет отношение только к осредненным за год значениям. Если рассматривать среднемесячные величины, то море отдает или получает тепло целиком по всей акватории. Только в переходные периоды, в конце февраля–начале марта и в конце августа–начале сентября, можно выделить границу разделения положительного и отрицательного теплового баланса.

3.3.2 Сезонный цикл

Сезонный ход внешнего теплового баланса на поверхности Черного моря достаточно хорошо изучен [88, 130, 132, 323, 427]. На Рисунках 3.33–3.35 изображен сезонный ход составляющих теплового баланса, осредненных по всей акватории Черного моря, на основе данных из четырех источников: СО ГОИН, NSER, ERA-40, ВАО МГИ.

Главная приходная часть теплового баланса — коротковолновая солнечная радиация Q_n с размахом сезонного цикла около 200 Вт/м^2 , имеет максимум в июне-июле. Вместе с эффективным длинноволновым излучением F_n (размах $20\text{--}30 \text{ Вт/м}^2$, максимум в сентябре) эти потоки формируют радиационный баланс R_n , который положителен в течение большей части года (Рисунок 3.33).

Размах сезонного хода радиационного баланса максимален в центральной части моря и у южного побережья Крыма (Рисунок 3.34), что связано с повышенной внутригодовой изменчивостью облачности в этой области.

Интенсивность сезонного хода одной из основных расходных частей теплового баланса — потерь тепла на испарение LE , в 2–3 раза ниже, чем для радиационного баланса, а амплитуда сезонного хода потока явного тепла H еще ниже (Рисунок 3.35). Основную роль в сезонном ходе испарения играет насыщающая упругость водяного пара e_s , которая определяется температурой воздуха.

Контактный турбулентный теплообмен H в основном обеспечивает потери тепла, сравнимые зимой с LE , но в определенные сезоны служит и в качестве источника тепла. В период с апреля по июль–август, когда разность температур вода-воздух отрицательна (Рисунок 3.24), H способствует слабому, из-за малой скорости ветра и устойчивой стратификации атмосферы, нагреву поверхности моря (до 10 Вт/м^2).

Так как фазы сезонных циклов H и LE достаточно согласованы между собой, внутригодовая изменчивость суммарной турбулентной теплоотдачи моря в

атмосферу $H + LE$, выше, чем у ее отдельных составляющих (размах 100–120 Вт/м²). Среднее годовое значение соотношения Боуэна (H/LE) равно 0,2, в годовом цикле оно изменяется от значений 0,4–0,5 в декабре–феврале до –0,1 в апреле и 0,05 в июне–августе.

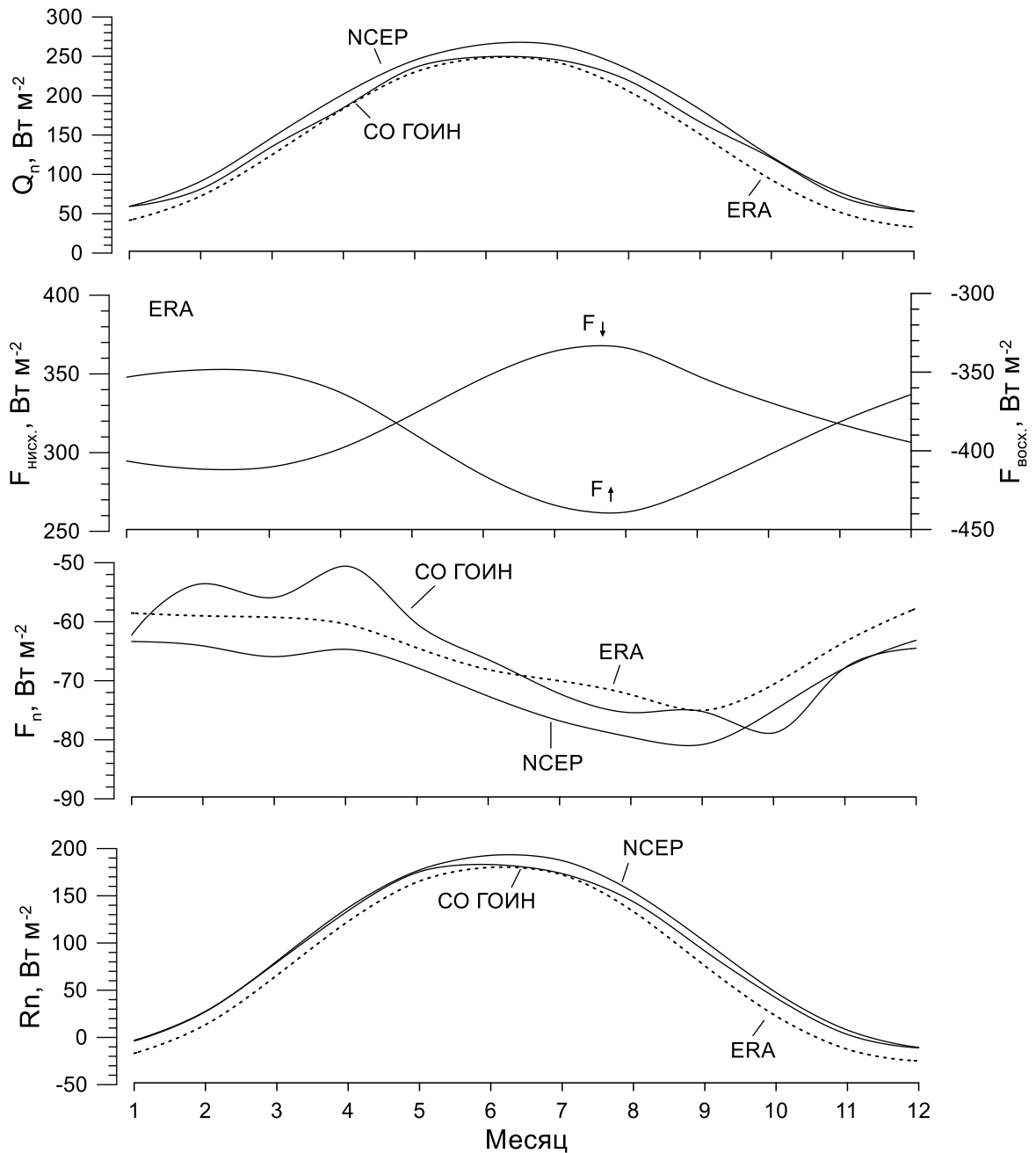


Рисунок 3.33 — Сезонный ход составляющих радиационного баланса на поверхности Черного моря по данным СО ГОИН, NCEP, ERA-40

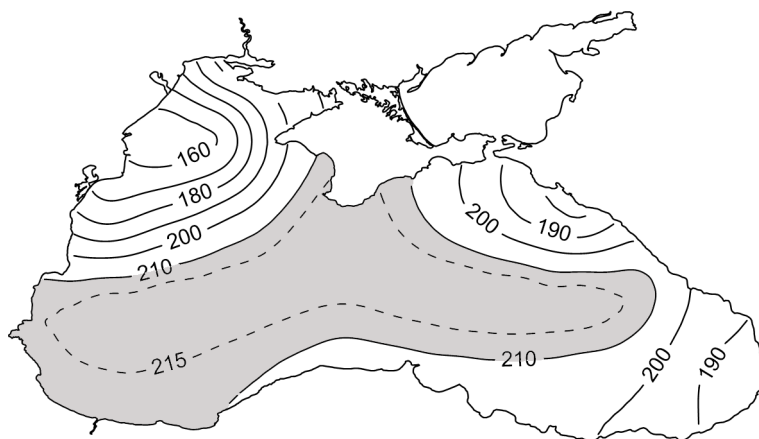


Рисунок 3.34 — Пространственное распределение размаха сезонного хода радиационного баланса (Вт/м^2) по данным ERA-40

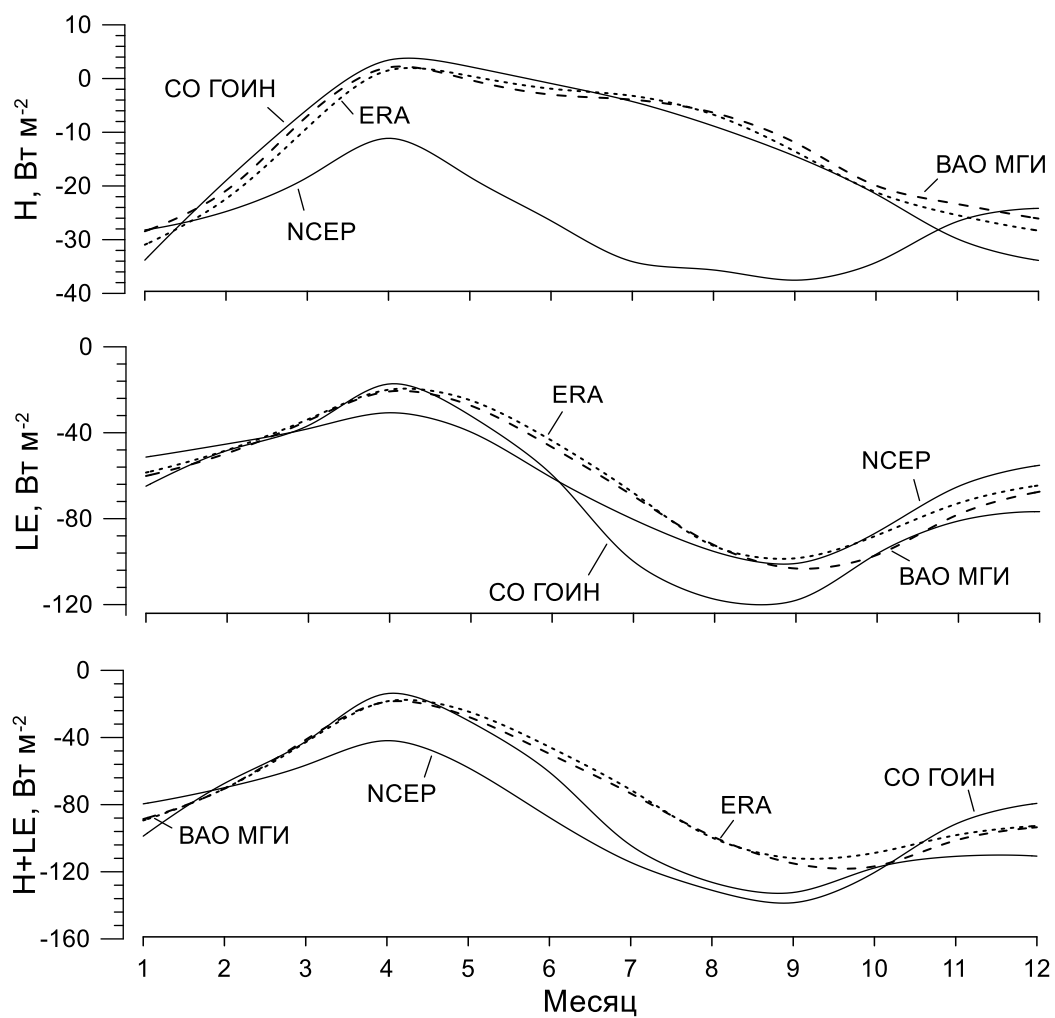


Рисунок 3.35 — Сезонный ход составляющих турбулентного обмена с атмосферой на поверхности Черного моря по данным CO ГОИН, NCEP, ERA-40, BAO МГИ

Пространственные распределения интенсивности сезонного хода H и LE различаются тем, что изменчивость потерь тепла на испарение LE максимальна в западной части моря (Рисунок 3.36), аналогично распределению сезонного цикла скорости ветра (Рисунок 3.5), а сезонные колебания контактного теплообмена H усиливаются к северу моря из-за адвекции холодного воздуха (Рисунок 3.37).

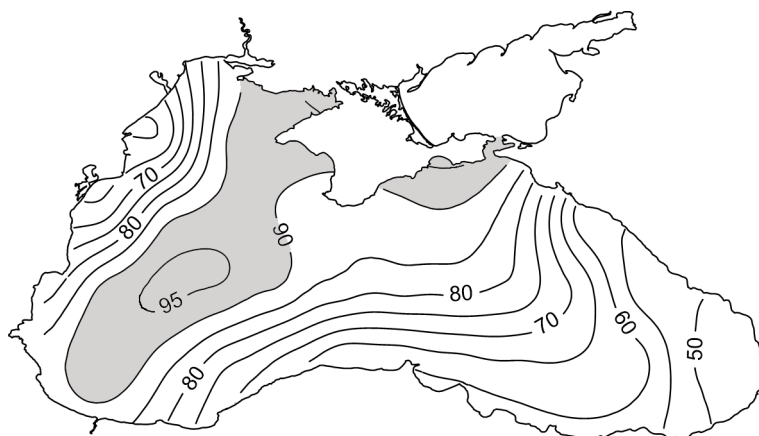


Рисунок 3.36 — Пространственное распределение размаха сезонного хода потерь тепла на испарение (Вт/м^2) по данным ERA-40

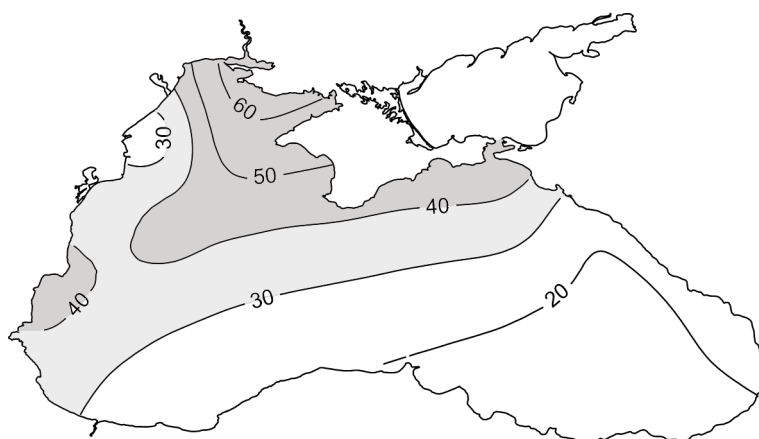


Рисунок 3.37 — Пространственное распределение размаха сезонного хода потерь тепла на контактный теплообмен (Вт/м^2) по данным ERA-40

Кривая сезонного хода результирующего теплового баланса B (Рисунок 3.38) качественно подобна кривой радиационного баланса R_n , но видоизменена под влиянием годового хода $H + LE$. В целом, с марта по август море получает тепло, с сентября по февраль отдает его в атмосферу. Наибольшее количество тепла поступает в мае, потери тепла максимальны в ноябре–январе.

Пространственная картина сезонного хода внешнего теплового баланса более всего отражает влияние потерь тепла на испарение (Рисунок 3.36) и, в меньшей степени, радиационного баланса (Рисунок 3.34). В результате интенсивность сезонного цикла результирующего теплового баланса максимальна в открытых районах западной части моря (Рисунок 3.39).

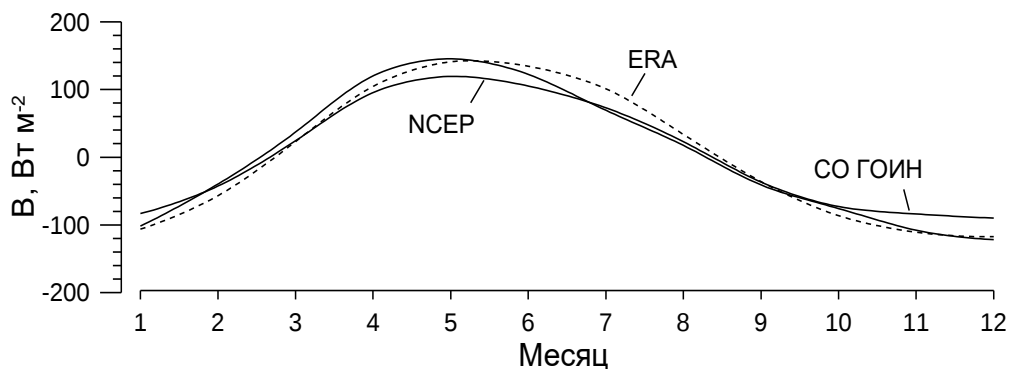


Рисунок 3.38 — Сезонный ход внешнего теплового баланса поверхности Черного моря по данным СО ГОИН, NCEP, ERA-40

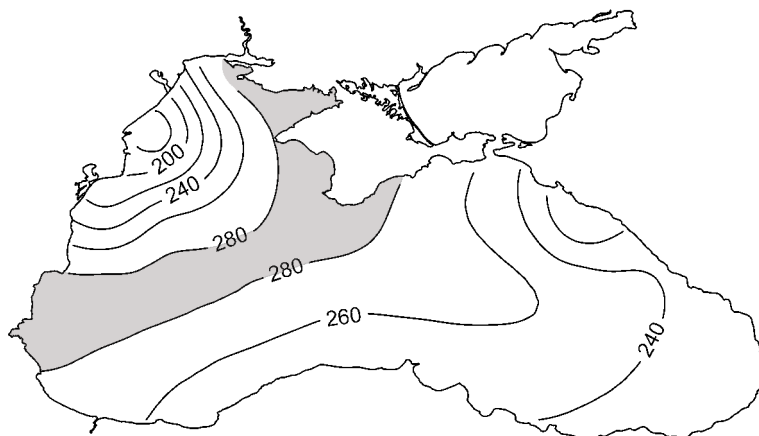


Рисунок 3.39 — Пространственное распределение размаха сезонного хода внешнего теплового баланса поверхности Черного моря ($\text{Вт}/\text{м}^2$) по данным ERA-40

3.3.3 Многолетняя изменчивость

В отличие от баланса пресных вод (п. 3.2.3) интенсивность межгодовой изменчивости внешнего теплового баланса Черного моря (Таблица 3.6) значительно уступает интенсивности сезонного хода. Соотношение межгодовых колебаний отдельных составляющих теплового баланса не соответствует их относительной роли в сезонном ходе. Если в сезонном цикле основную роль играет солнечная радиация Q_n , то в межгодовой изменчивости — турбулентный теплообмен $H + LE$, причем дисперсия колебаний потерь тепла на испарение LE в 2–3 раза больше, чем для потока явного тепла H . В осенне-зимний период интенсивность межгодовой изменчивости $H + LE$ возрастает примерно в 2 раза за счет роста амплитуды колебаний потока H (Таблица 3.7), который имеет наибольшее отношение межгодовой изменчивости к сезонной.

Таблица 3.6 — Оценки межгодовой изменчивости составляющих внешнего теплового баланса Черного моря

Значения в Вт/м²

	Q_n	F_n	R_n	H	LE	$H+LE$	B
NCEP	3 / 80	2 / 6	2 / 77	4 / 8	7 / 23	10 / 31	11 / 80
ERA-40	3 / 81	2 / 6	2 / 78	3 / 12	4 / 26	6 / 33	8 / 100
BAO МГИ				3 / 11	5 / 27		
СО ГОИН	2 / 75	3 / 9	2 / 74	4 / 14	9 / 33	12 / 40	13 / 96
Примечание – в числителе дроби представлено СКО межгодовых колебаний, в знаменателе – СКО сезонного хода							

Таблица 3.7 — Оценки межгодовой изменчивости турбулентного обмена с атмосферой на поверхности Черного моря для теплого и холодного полугодий

Значения в Вт/м²

	H	LE	$H+LE$
NCEP	4,6 / 6,1	4,9 / 4,7	6,8 / 9,5
ERA-40	1,7 / 4,2	4,9 / 5,8	5,8 / 9,4
BAO МГИ	1,5 / 4,3	4,9 / 6,3	5,7 / 10
Примечание – в числителе дроби представлено СКО межгодовых колебаний в период положительного теплового баланса с марта по август, в знаменателе – в период отрицательного баланса с сентября по февраль			

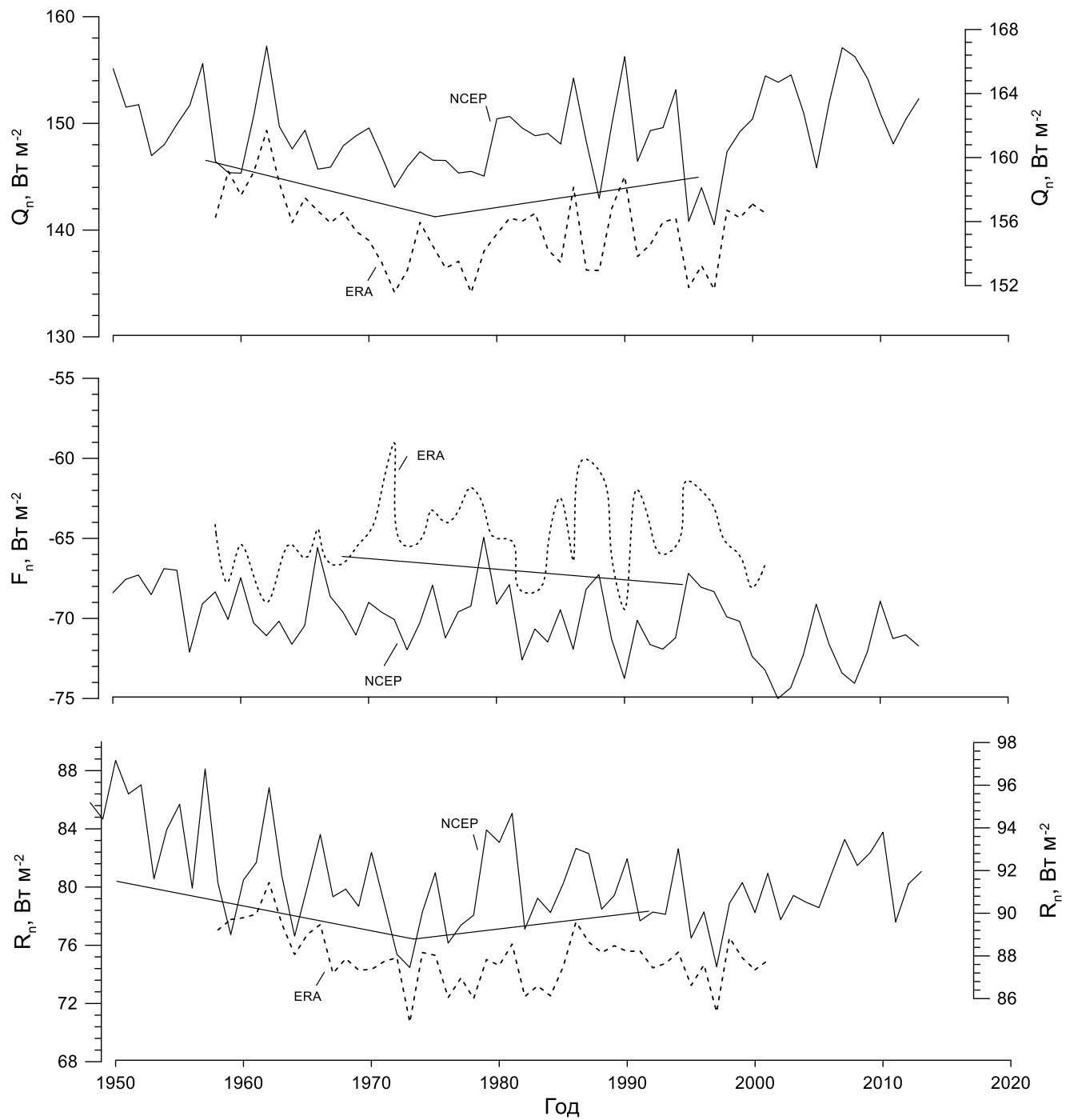
В период с 1950-х до начала 1970-х гг. радиационный баланс R_n уменьшался, затем стал возрастать, в основном благодаря коротковолновой солнечной радиации Q_n (Рисунок 3.40). В период роста Q_n , уменьшение нисходящей и восходящей длинноволновой радиации суммарно сформировали увеличение эффективного длинноволнового излучения F_n , за счет бóльшего падения нисходящего излучения атмосферы. Это отчасти компенсирует рост Q_n , поэтому угловой коэффициент положительного тренда R_n меньше, чем у отрицательного тренда в предшествующий период.

Во многом, такая картина многолетних колебаний радиационного баланса согласуется с изменениями количества облачности. Рост Q_n и уменьшение нисходящей длинноволновой радиации в период 1970–1990 гг. очевидно связаны с уменьшением облачности нижнего яруса (Рисунок 3.41).

Для среднегодовых значений потерь тепла на испарение LE и суммарного турбулентного обмена $H + LE$ общие тенденции по всем источникам наиболее согласованы для периода 1970–2010 гг. (Рисунок 3.42). Потери тепла уменьшались с 1970-х до 1990-х гг., далее стали возрастать. Для периода, предшествующего 1970 г., тенденции по данным различных источников расходятся.

В пункте 3.2.3 показано, что уменьшение испарения в период 1960–1990 гг. связано с уменьшением дефицита влажности и скорости, а с 1990-х гг. испарение вновь стало увеличиваться из-за увеличения дефицита влажности. Соответственно, эти же факторы формируют и потери тепла на испарение LE .

Пространственное распределение интенсивности межгодовой изменчивости контактного теплообмена H (Рисунок 3.43) в целом соответствует распределению амплитуды сезонного хода (Рисунок 3.37) — максимумы расположены в северной половине моря. Межгодовая изменчивость потерь тепла на испарение LE (Рисунок 3.44) также максимальна на северо-западе и северо-востоке моря, в отличие от сезонного хода (Рисунок 3.36), что отражает бóльшую зависимость от адвекции холодного воздуха, чем от скорости ветра.



Значения из массива NCEP для Q_n и R_n относятся к правой оси

Рисунок 3.40 — Среднегодовые значения составляющих радиационного баланса на поверхности Черного моря по данным NCEP и ERA-40

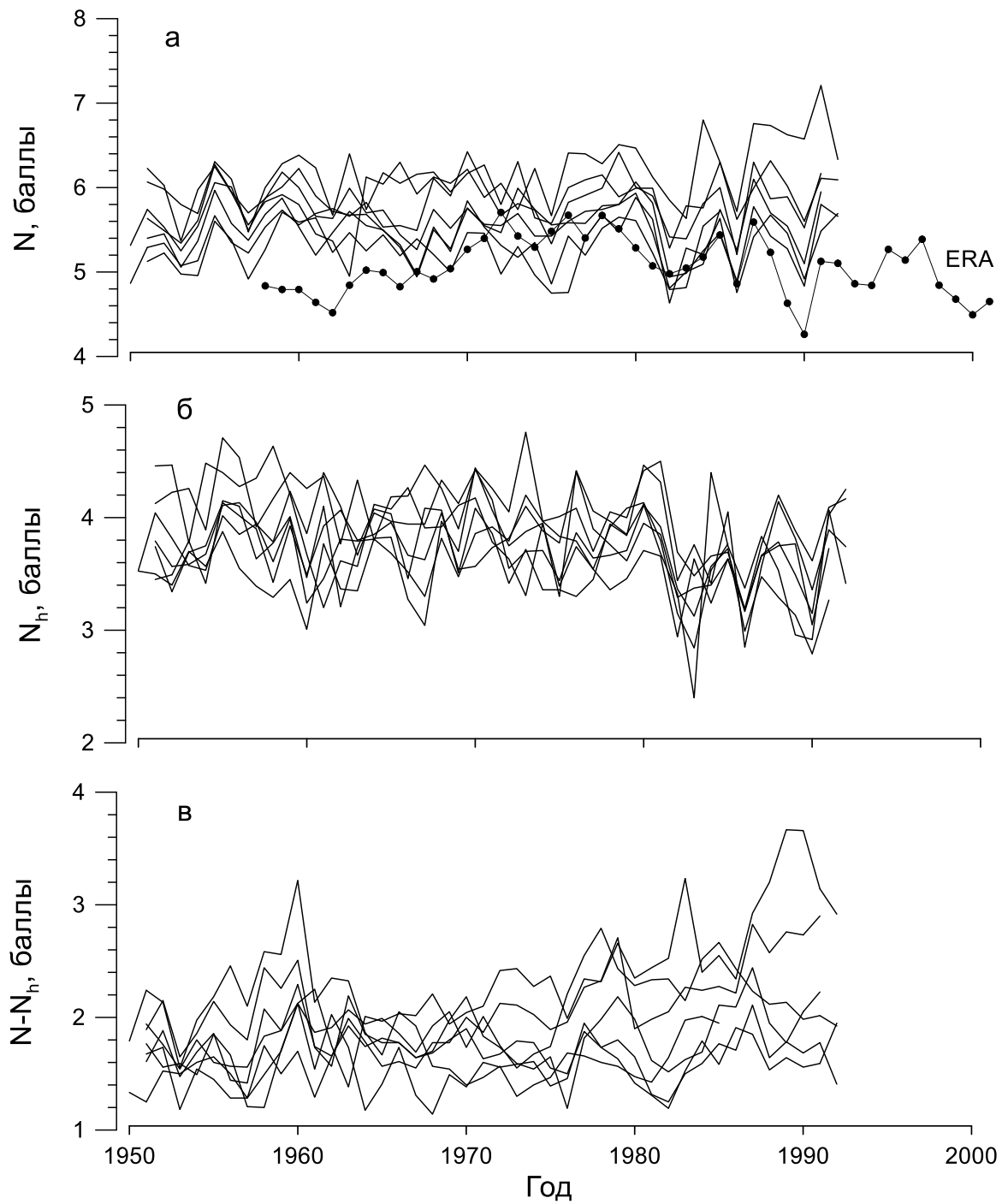
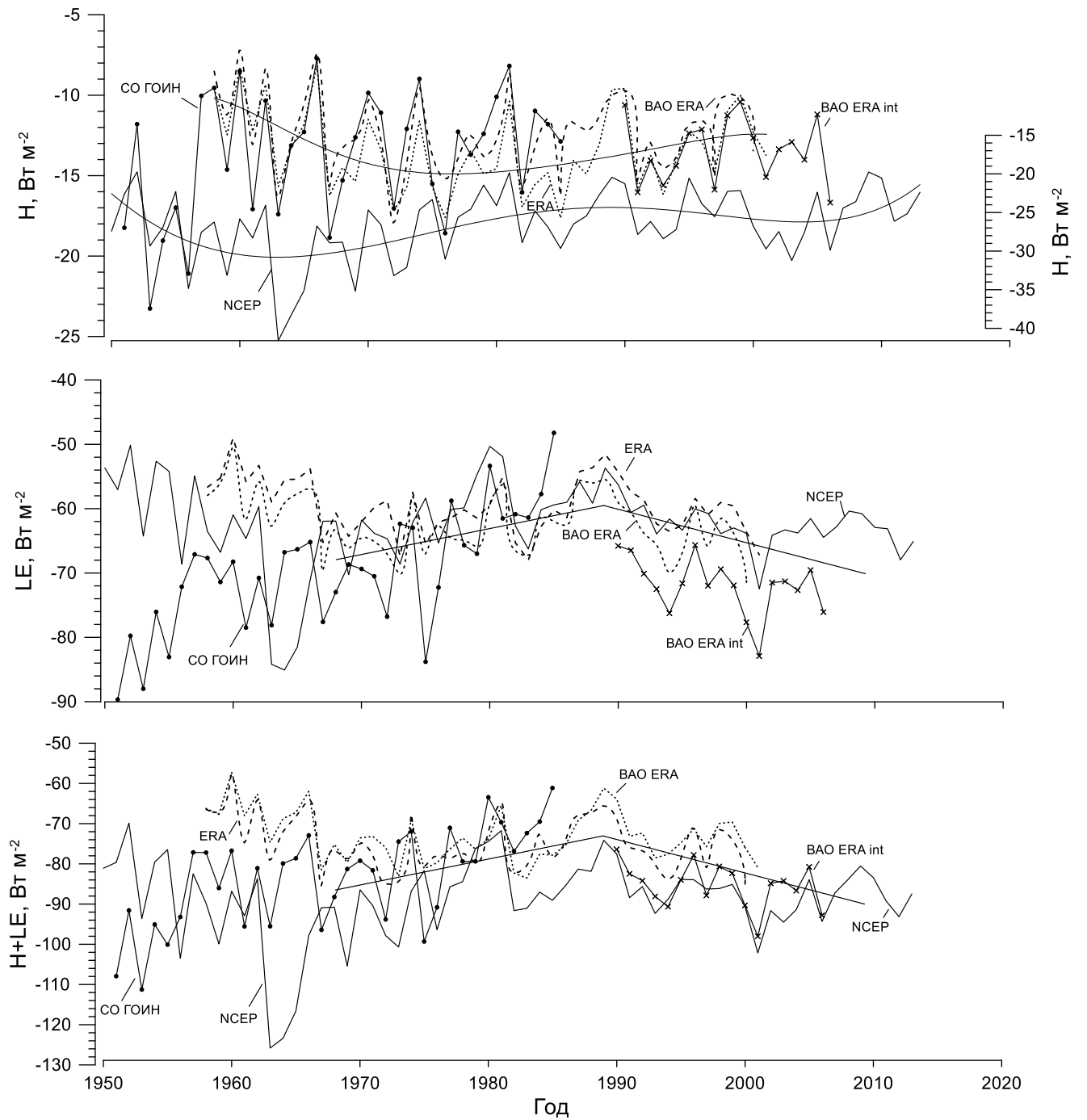


Рисунок 3.41 — Среднегодовые значения: а) количества общей облачности; б) количества нижней облачности; в) количества облачности среднего и верхнего яруса по данным береговых метеостанций



Значения из массива NCEP для H относятся к правой оси

Рисунок 3.42 — Среднегодовые значения составляющих турбулентного обмена с атмосферой на поверхности Черного моря по данным СО ГОИН, NCEP, ERA-40, ВАО МГИ



Рисунок 3.43 — Пространственное распределение СКО межгодовой изменчивости потерь тепла на контактный теплообмен (Вт/м^2) по данным ВАО МГИ

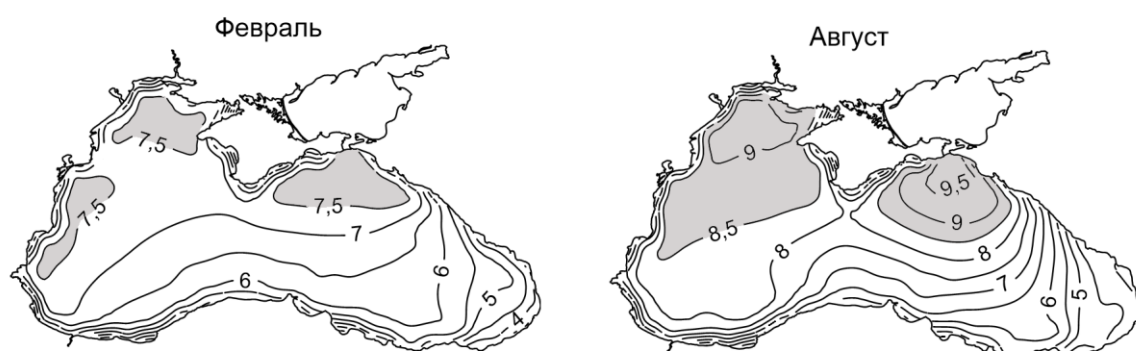


Рисунок 3.44 — Пространственное распределение СКО межгодовой изменчивости потерь тепла на испарение (Вт/м^2) по данным ВАО МГИ

Для потока явного тепла H междесятилетние тенденции не столь явно проявляются, как для LE , более того, по массиву NCER они сдвинуты по отношению к другим источникам. Если рассматривать факторы, определяющие поток H , с учетом соотношения, аналогичного формуле (3.2), то наиболее явно выраженную тенденцию имеет снижение скорости ветра во второй половине XX в., что согласуется со снижением H . В значениях $T_w - T_a$ (Рисунок 3.45) достаточно трудно выявить на фоне межгодовой изменчивости общие долгопериодные тенденции, т.к. они различаются для разных массивов реанализа и метеорологических станций. Тем не менее, после низкочастотной фильтрации рядов можно выделить общие тенденции для зимнего периода по массиву ERA и ряду станций, близких к открытому морю. Общая тенденция состоит в росте значений $T_w - T_a$ в период 1970–1990 гг. и в дальнейшем их понижении, что противоположно тенденциям потока тепла H .

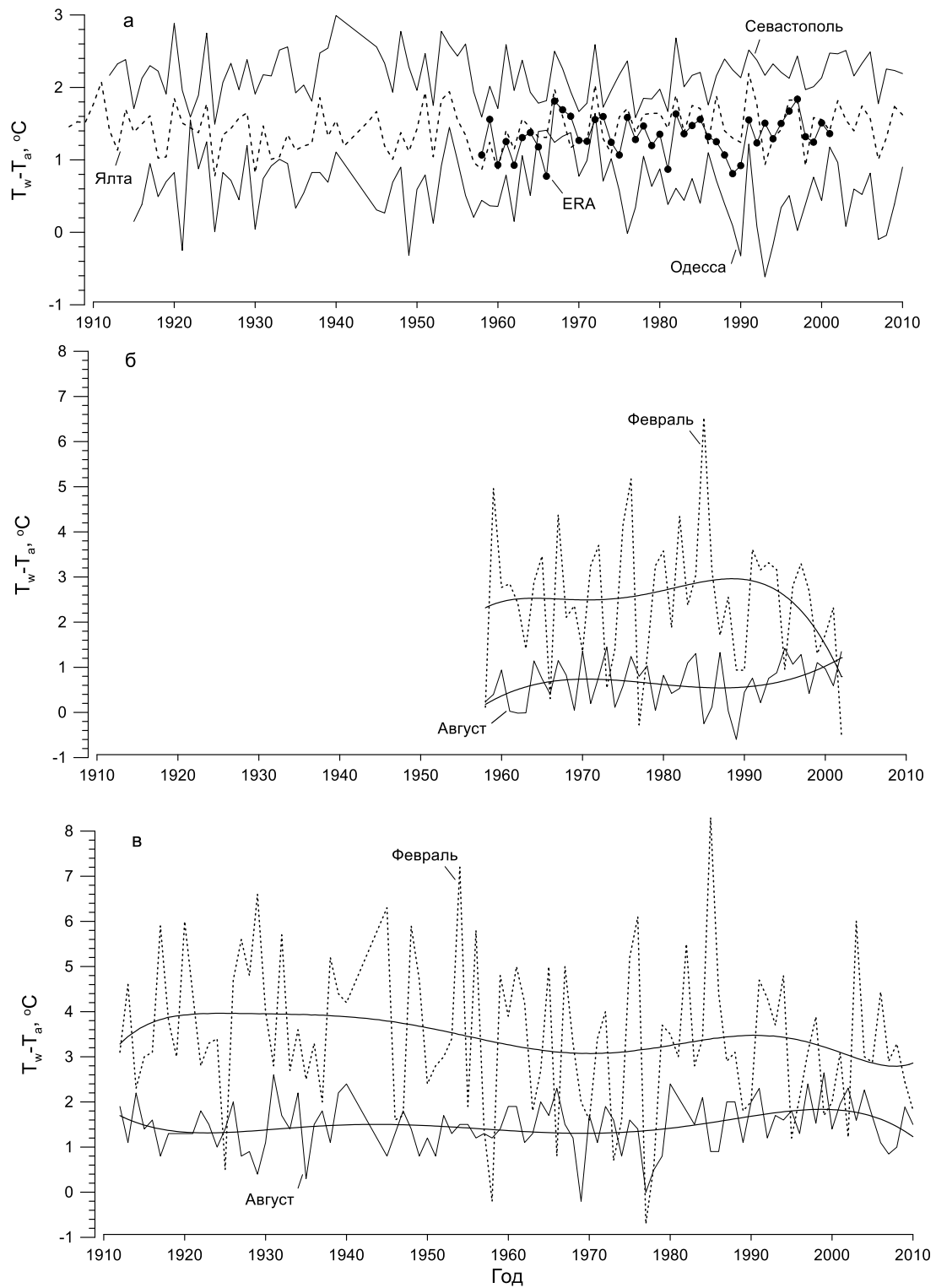


Рисунок 3.45 — Разность температур воды и воздуха $T_w - T_a$: а) среднегодовые значения; б) среднемесячные значения для февраля и августа по реанализу ERA-40; в) то же для станции Севастополь

При разделении составляющих турбулентного обмена с атмосферой на теплое полугодие (период положительного теплового баланса с марта по август) и холодное полугодие, разброс данных различных источников увеличивается. В бóльшей степени многолетним тенденциям среднегодовых значений соответствуют временные ряды H и LE для холодного полугодия. Наиболее четко выражены междесятилетние колебания по данным массивов атмосферного реанализа на основе ERA (Рисунок 3.46). Кроме синхронности рядов H и LE , проявляется явная тенденция увеличения значений соотношения Боуэна (H/LE) в период похолодания и их уменьшения в период потепления. Это соответствует закономерностям среднего сезонного хода, когда происходит увеличение адвективного термического фактора охлаждения поверхности моря в зимний период.

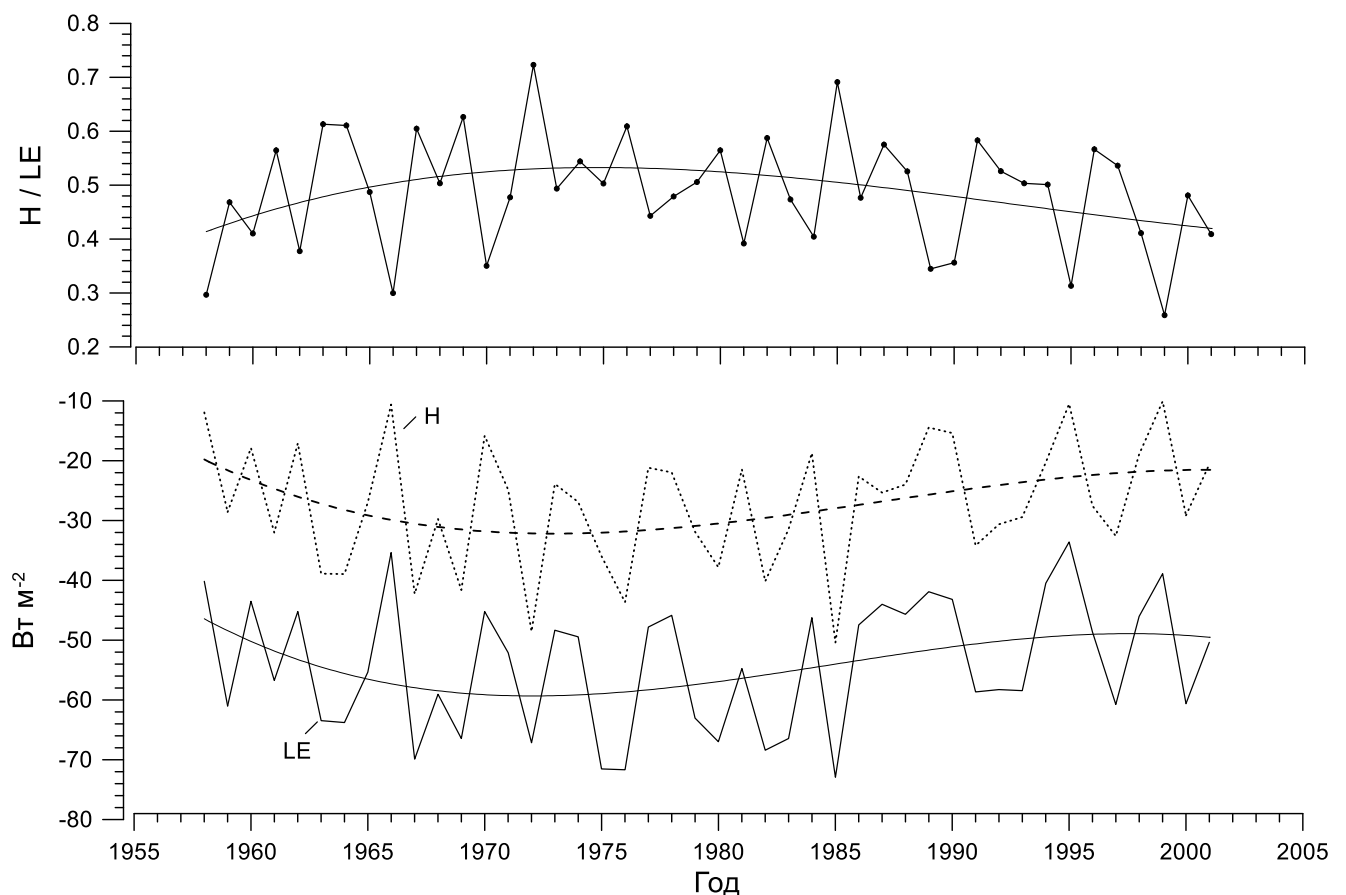


Рисунок 3.46 — Средние значения составляющих турбулентного обмена с атмосферой на поверхности Черного моря за период январь–февраль по данным ERA-40

В целом, значения результирующего внешнего теплового баланса B возрастали в 1960-х – первой половине 1970-х гг. от значений близких к нулю ($-10 \div 10$ Вт/м²) до преобладания положительных значений ($0 \div 20$ Вт/м²) в 1980–1990-х гг., и затем, к началу XXI в. вновь снизились (Рисунок 3.47). Эти тенденции обусловлены, в основном, многолетним ходом турбулентного обмена моря с атмосферой, в первую очередь за счет потерь тепла на испарение. Несмотря на небольшие значения среднегодовых аномалий B ($\sim$ в 5 раз меньше амплитуды сезонного хода), это величины одного порядка с соответствующими среднегодовыми изменениями теплозапаса моря (Подраздел 5.1.1) и могут считаться основной причиной многолетних изменений термической структуры вод.

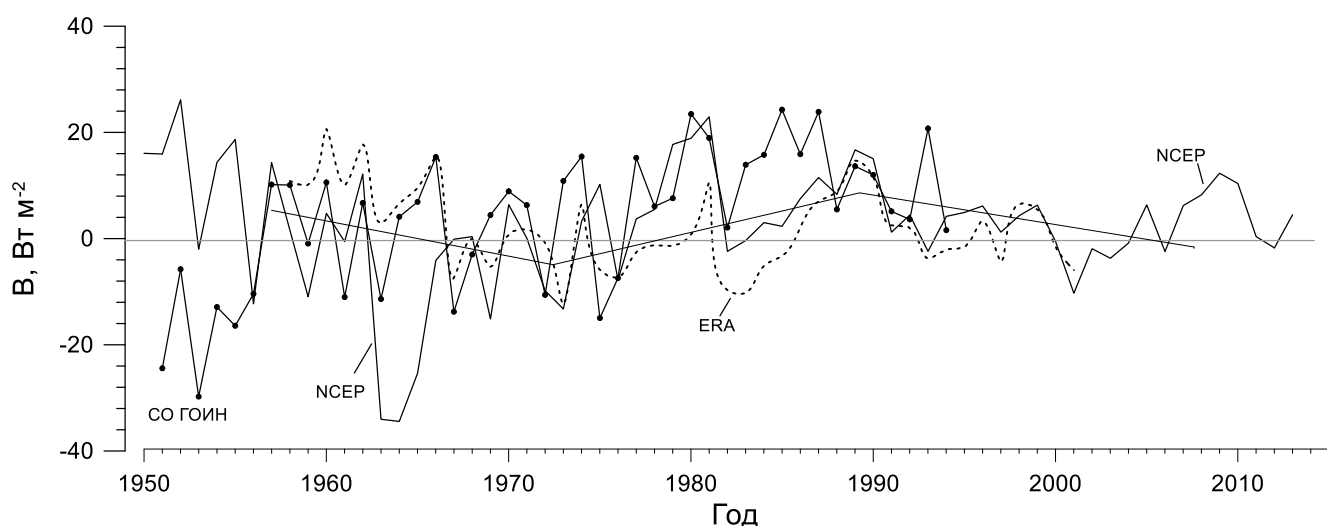


Рисунок 3.47 — Среднегодовые значения внешнего теплового баланса на поверхности Черного моря по данным СО ГОИН, NCEP, ERA-40

Пространственная картина интенсивности межгодовой изменчивости внешнего теплового баланса (Рисунок 3.48) отличается от сезонного распределения (Рисунок 3.39) тем, что в гораздо большей степени зависит от изменчивости суммарного турбулентного обмена $H + LE$, где максимумы расположены в северной половине моря.

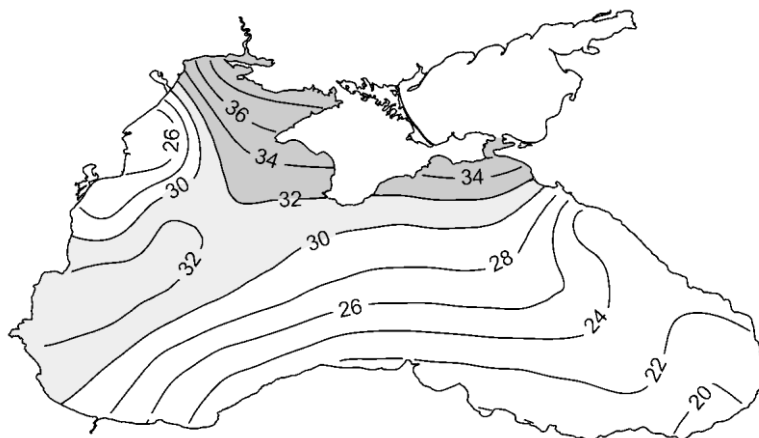


Рисунок 3.48 — Пространственное распределение СКО межгодовой изменчивости внешнего теплового баланса поверхности Черного моря (Вт/м^2) по данным ERA-40

3.4 Взаимосвязь многолетней изменчивости теплового и водного баланса

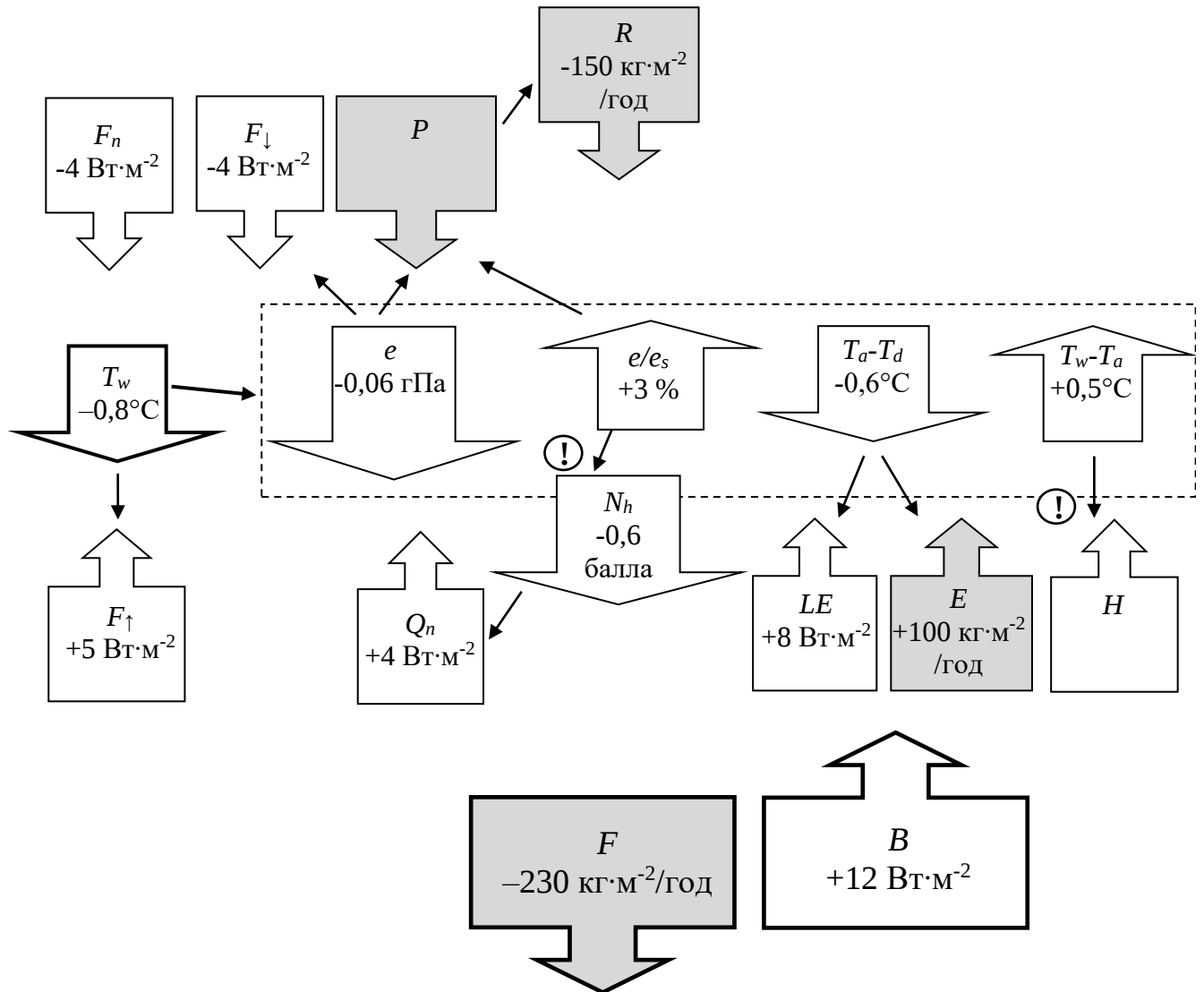
Поступление и перераспределение тепла в системе океан-атмосфера представляет собой сложный процесс. Глобальные факторы, такие как количество коротковолновой радиации, поступающей от Солнца, объем парниковых газов в атмосфере, вулканические извержения и выбросы промышленной пыли и других аэрозолей антропогенного происхождения приводят к периодам общего потепления/похолодания, что может генерировать автоколебания за счет цепочки обратных связей отдельных составляющих теплового и водного баланса.

Проведем оценки изменений потоков тепла и влаги для периодов устойчивого нагрева и охлаждения моря и сравним знаки их тенденций с ожидаемыми из общих физических принципов взаимодействия в системе океан-атмосфера. Последний междесятилетний период понижения температуры воды и воздуха охлаждения был в 1970–1990 гг., повышение температуры происходит с 1990 г. (Рисунок 5.6).

В период похолодания 1970–1990 гг. среднегодовая поверхностная температура воды понизилась на $0,8^{\circ}\text{C}$, что сопровождалось изменением атмосферных параметров (Рисунок 3.49): упругость водяного пара e уменьшилась на $0,06$ гПа, дефицит точки росы $T_a - T_d$ понизился на $0,6^{\circ}\text{C}$, относительная влажность e/e_s повысилась на 3% , разность температур воды и воздуха $T_w - T_a$ повысилась на $0,5^{\circ}\text{C}$. Понижение абсолютной влажности способствует уменьшению нисходящей длинноволновой радиации $F_{\downarrow}$ (-4 Вт·м $^{-2}$), падение дефицита влажности ведет к уменьшению испарения E (на 100 кг·м $^{-2}$ /год) и потерь тепла на испарение LE (на 8 Вт·м $^{-2}$), увеличение $T_w - T_a$ на $0,5^{\circ}\text{C}$ повысило потери тепла с турбулентным теплообменом H (-2 Вт·м $^{-2}$). Уменьшение температуры воды на $0,8^{\circ}\text{C}$ привело к уменьшению излучения длинноволновой радиации поверхности моря $F_{\uparrow}$ на 5 Вт·м $^{-2}$, потери на эффективное длинноволновое излучение F_n возросли (на 4 Вт·м $^{-2}$).

Знаки изменений в перечисленных составляющих теплового и водного баланса качественно соответствуют известным расчетным соотношениям. Для некоторых составляющих баланса реакцию на охлаждение поверхности моря определить трудно, некоторые гидрометеорологические характеристики изменяются в противоположном направлении от ожидаемого.

К неопределенным составляющим баланса относится изменение количества осадков, которое зависит от сочетания изменений абсолютной и относительной влажности, т.к. первое влияет на интенсивность осадков, а второе на их повторяемость [9]. В данном случае эти факторы действуют разнонаправлено, а их оценки весьма приблизительны, однако есть признаки общего уменьшения количества осадков, основанные на уменьшении речного стока R (-150 кг·м $^{-2}$ /год). Четкого соответствия осадков над Черным морем и речного стока, конечно, ожидать не приходится, так как последний зависит от водного баланса в обширном бассейне водосбора черноморских рек. К тому же, основной вклад вносит сток Дуная, который кроме атмосферных осадков имеет и ледниковое питание.



Среднегодовые значения, составляющие водного баланса выделены заливкой серым цветом.

Рисунок 3.49 — Оценки реакции составляющих теплового и водного баланса на поверхности Черного моря в период снижения температуры поверхности моря в 1970–1990 гг.

К гидрометеорологическим характеристикам, которые изменились в противоположном направлении от ожидаемого, относится облачность. Увеличение относительной влажности должно было способствовать образованию облаков, но количество облаков нижнего яруса, наоборот, уменьшилось N_h (–0,6 балла), что привело к увеличению солнечной радиации Q_n (+4 $\text{Вт} \cdot \text{м}^{-2}$). Если применить фор-

мулу расчета эффективной облачности по температуре подстилающей поверхности из [264], то, при уменьшении среднегодовой температуры поверхности моря от $14,0^{\circ}\text{C}$ до $13,2^{\circ}\text{C}$, ее увеличение составило бы 3 % (0,1 балла). Это также указывает на иную, чем изменения влажности под влиянием термического состояния, причину изменений облачности и зависящей от нее солнечной радиации в бассейне Черного моря.

Таким образом, уменьшение температуры подстилающей поверхности вызывает положительные обратные связи в тепловом балансе — уменьшение нисходящей длинноволновой радиации, увеличение эффективного длинноволнового излучения, увеличение охлаждения поверхности моря потоком скрытого тепла и отрицательные обратные связи — уменьшение уходящего длинноволнового излучения, и увеличение солнечной радиации. Общее повышение результирующего баланса тепла составило $+12\text{ Вт}\cdot\text{м}^{-2}$ для периода 1970–1990 гг.

Влияние похолодания для приходной части водного баланса выражается в уменьшении речного стока, для расходной части — в уменьшении испарения. Общий приток пресных вод уменьшился на $230\text{ кг}\cdot\text{м}^{-2}/\text{год}$.

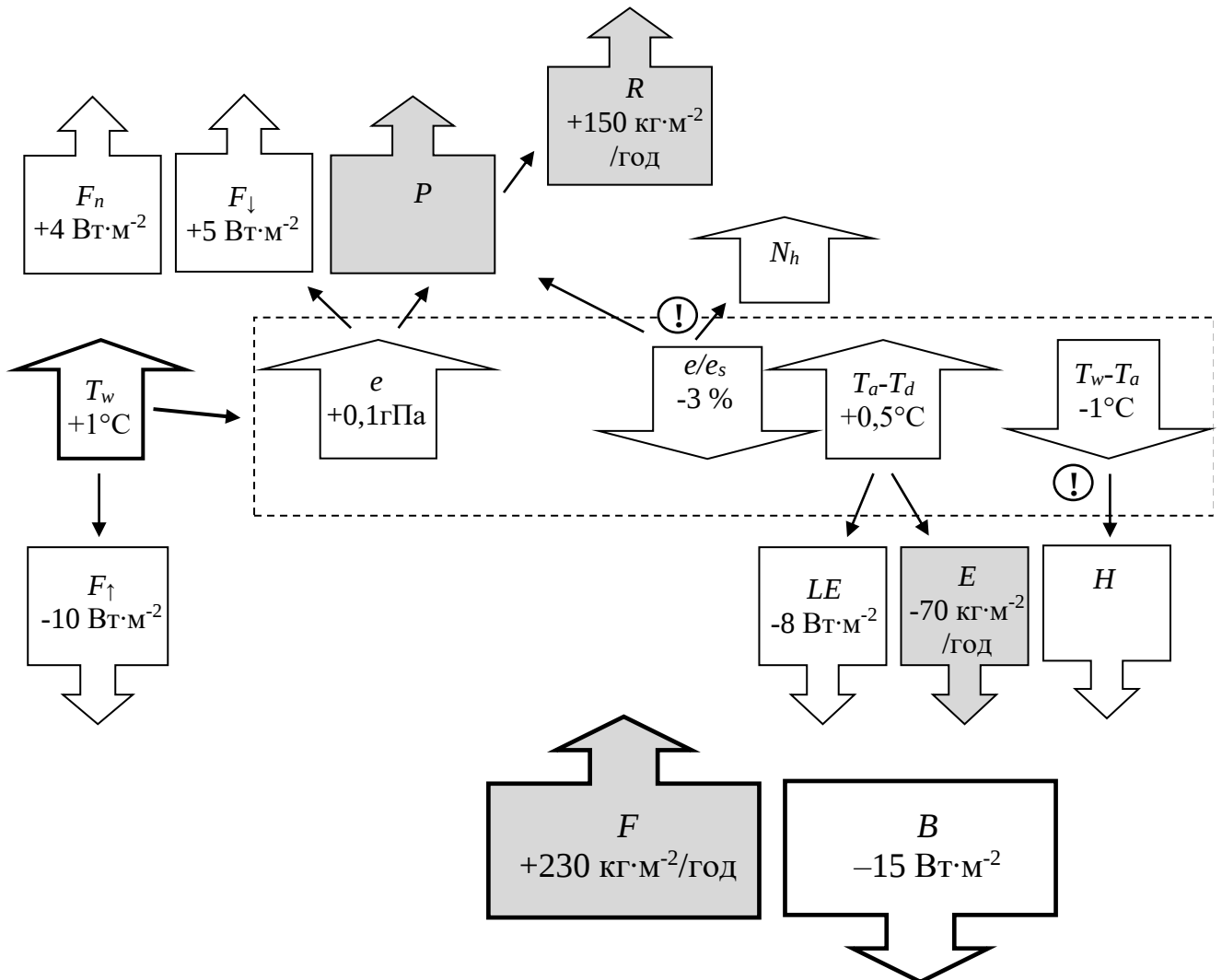
В период потепления, начиная с 1990 г., за 20-летний период среднегодовая поверхностная температура воды повысилась на 1°C , что привело к изменению ряда атмосферных параметров (Рисунок 3.50): упругость водяного пара e увеличилась на 0,1 гПа, дефицит точки росы $T_a - T_d$ повысился на $0,5^{\circ}\text{C}$, относительная влажность e/e_s понизилась на 3 %, разность температур воды и воздуха $T_w - T_a$ увеличилась на $0,5^{\circ}\text{C}$. Повышение абсолютной влажности способствует увеличению нисходящей длинноволновой радиации $F_{\downarrow}$ ($+5\text{ Вт}\cdot\text{м}^{-2}$), рост дефицита влажности ведет к росту испарения E ($-70\text{ кг}\cdot\text{м}^{-2}/\text{год}$) и потерь тепла на испарение LE ($-8\text{ Вт}\cdot\text{м}^{-2}$), уменьшение разности $T_w - T_a$ на 1°C снизило потери тепла с турбулентным теплообменом H . Увеличение температуры воды на 1°C привело к увеличению охлаждения за счет излучения длинноволновой радиации поверхности моря $F_{\uparrow}$ ($-10\text{ Вт}\cdot\text{м}^{-2}$), потери на эффективное длинноволновое излучение F_n снизились ($+4\text{ Вт}\cdot\text{м}^{-2}$).

Как и для периода похолодания изменения абсолютной и относительной влажности действуют на количество осадков разнонаправлено, существующие оценки достаточно противоречивы, но в большинстве своем имеют тенденцию к увеличению. Косвенным образом это подтверждается увеличением речного стока R ($+150 \text{ кг} \cdot \text{м}^{-2}/\text{год}$). Увеличение облачности в этот период (согласно [21]) также противоположны тем, что ожидалось бы от снижения относительной влажности.

Таким образом, увеличение температуры подстилающей поверхности вызывает как положительные обратные связи в тепловом балансе — рост нисходящей длинноволновой радиации и уменьшение потерь на эффективное длинноволновое излучение, снижение охлаждения потоком явного тепла, так и отрицательные связи — рост уходящего длинноволнового излучения, охлаждение за счет потока скрытого тепла. Общее понижение результирующего баланса тепла в период после 1990 г. составило $-15 \text{ Вт} \cdot \text{м}^{-2}$.

Влияние потеплений для приходной части водного баланса — это увеличение осадков и речного стока, для расходной части — увеличение испарения. Общий приток пресных вод за период после 1990 г. увеличился на $230 \text{ кг} \cdot \text{м}^{-2}/\text{год}$.

На примере двух рассмотренных периодов — похолодания и потепления, можно увидеть явную тенденцию к возникновению в целом отрицательных обратных связей температуры поверхности моря и внешнего теплового баланса. По аналогии, можно предположить, что подобные процессы уменьшения внешнего теплового баланса происходили в периоды потепления 1920–1940 гг. и 1955–1970 гг., и, наоборот, приток тепла увеличивался в период похолодания 1940–1955 гг. Для водного баланса периоды потепления сопровождаются увеличением притока пресных вод, а периоды похолодания — его уменьшением. Данные СО ГОИН подтверждают такой вывод и для первой половины XX в. Ранее, обратные связи для теплового и водного баланса, в том числе и в бассейне Черного моря рассматривались в работах Н.А. Тимофеева [263, 264]. В целом, реакция теплового и водного баланса на изменения температуры подстилающей поверхности противоположна друг другу.



Среднегодовые значения, составляющие водного баланса выделены заливкой серым цветом.

Рисунок 3.50 — Оценки изменений составляющих теплового и водного баланса на поверхности Черного моря в период роста температуры поверхности моря в 1990–2010 гг.

Кроме автоколебаний, вызываемых цепочкой обратных связей, свой вклад в изменения теплового и водного баланса моря вносят междесятилетние колебания характеристик циркуляции атмосферы (п. 3.1.3), крупномасштабная адвекция тепла и влаги. Указанные выше несоответствия изменений характеристик влажности воздуха и облачности может быть связано с изменением количества проходящих циклонов. Их снижение в холодный период 1970–1990 гг. объясняет

уменьшение облачности и, соответственно, количества осадков и объема речного стока. Снижение скорости ветра в период похолодания способствовало уменьшению охлаждения за счет потоков явного и скрытого тепла. В период потепления скорость ветра в одних районах моря замедлила падение, в других стала возрастать, что увеличивает или, по крайней мере, стабилизирует отдачу тепла турбулентным теплообменом. Для водного баланса снижение скорости ветра в периоды уменьшения притока пресных вод снижает испарение, при увеличении притока, наоборот, повышает количество испаряемой влаги, таким образом, сглаживая колебания общего объема поступающих пресных вод.

Связям гидрометеорологических характеристик в различных регионах с глобальными атмосферными индексами посвящена обширная литература [328, 329], в том числе для Азово-Черноморского бассейна [10, 90, 126, 188, 221, 227, 249, 250, 251, 253, 342, 347, 358, 400, 401, 412, 413]. Несмотря на целый ряд выявленных статистических зависимостей, устойчивые закономерности реакции теплового и водного баланса моря на крупномасштабные колебания циркуляции атмосферы для межгодового и междесятилетнего масштабов пока не выявлены.

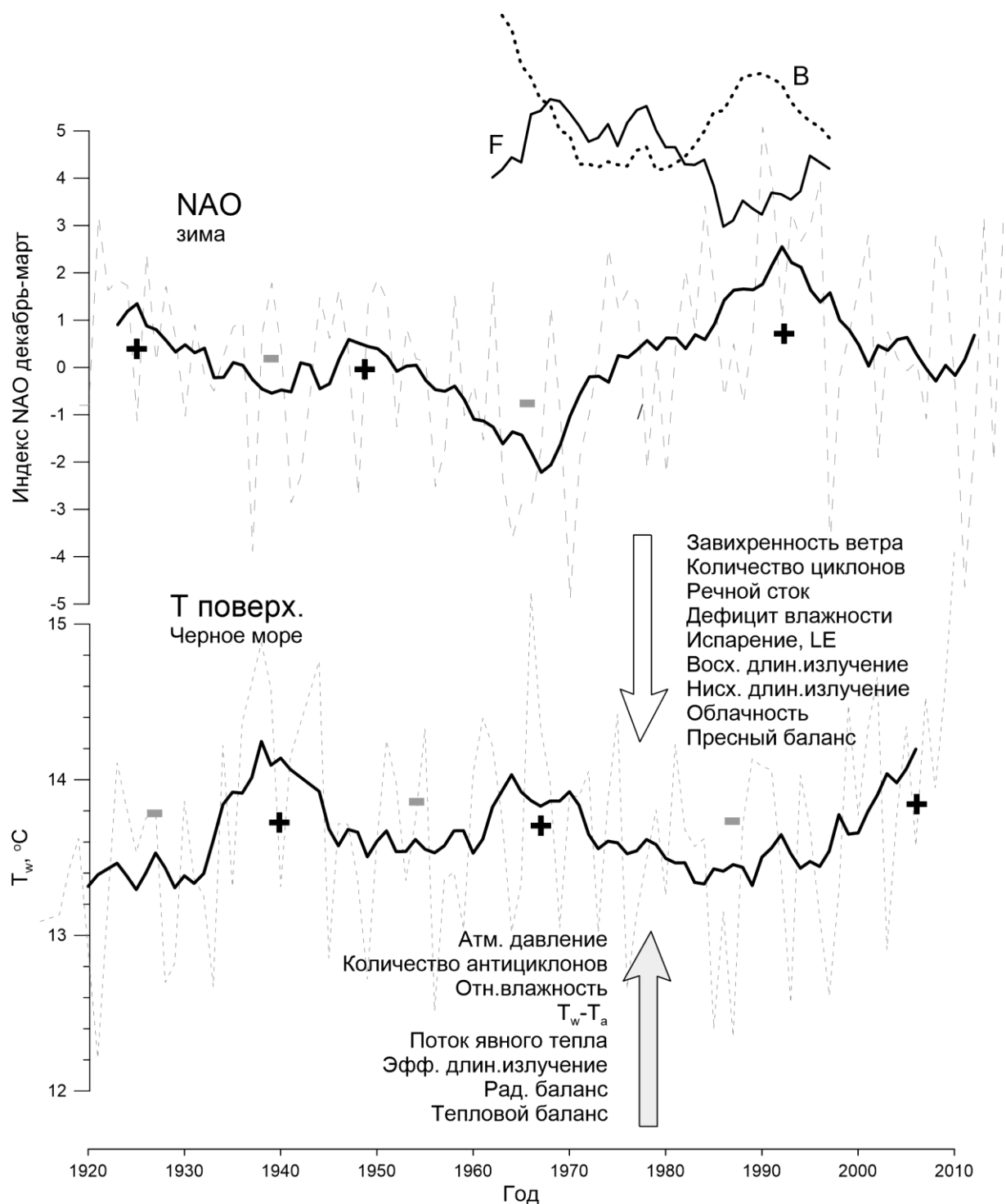
В Таблице 3.8 приведены коэффициенты корреляции между индексами атмосферной циркуляции, формами циркуляции по Вангенгейму и составляющими водного баланса Черного моря (P и E по ERA-40, R по СО ГОИН). Наибольшее влияние на речной сток и суммарный пресный баланс оказывает NAO, от которого зависит смещение траекторий циклонов и EA/WR, в отрицательную фазу которого должно возрастать количество циклонов над водосбором Дуная. С количеством атмосферных осадков над морем заметным образом связан лишь индекс EA, в отрицательную фазу которого на Черное море приходит больше интенсивных циклонов, как южных, так и атлантических. На испарение более всего влияет форма циркуляции E (восточная), с которой связан перенос на Черное море воздушных масс с юга. Коэффициенты корреляции атмосферных индексов и форм циркуляции с составляющими теплового баланса Черного моря еще менее значимы и сильно зависят от сезонов и временных масштабов.

Таблица 3.8 — Корреляционная матрица связи среднегодовых индексов атмосферной циркуляции, форм циркуляции по Вангенгейму и составляющих водного баланса Черного моря

	<i>F</i>	<i>R</i>	<i>E</i>	<i>P</i>	<i>P-E</i>
NAO	-0,38	-0,41	-0,14	0,0	-0,11
EA	-0,11	0,05	-0,09	-0,22	-0,27
EA/WR	-0,27	-0,22	-0,06	-0,01	-0,05
C	-0,11	-0,12	0,01	0,09	-0,11
E	0,01	0,11	-0,30	0,16	0,01
W	-0,16	-0,14	0,09	-0,18	-0,16

На Рисунке 3.51 показана качественная схема связей между термическим состоянием моря, зимним индексом NAO, как ведущей моды изменчивости крупномасштабной циркуляции атмосферы в Атлантико-Европейском регионе и различными гидрометеорологическими факторами, обсуждаемыми в данном разделе. Статистическая связь между среднегодовыми значениями NAO и температуры поверхности Черного моря полностью отсутствует, но для междесятилетних колебаний она достаточно тесная.

В XX в. холодные периоды соответствовали положительным фазам NAO, теплые периоды — отрицательным фазам. В холодный период уменьшается количество циклонов и завихренность ветра, снижается речной сток и результирующий пресный баланс. Одновременно растет тепловой баланс, за счет уменьшения испарения и роста солнечной радиации при уменьшении облачности. В теплый период (отрицательную фазу NAO) происходит обратный процесс.



Среднегодовые значения, жирная линия отображает 9-точечное скользящее среднее. Стрелки указывают рост и падение указанных величин для периода охлаждения моря и роста индекса NAO. *B* – тепловой баланс, *F* – пресный баланс

Рисунок 3.51 — Качественная схема связей между температурой поверхности Черного моря, индексом NAO и различными гидрометеорологическими факторами

Выводы к разделу 3

– Интенсивность межгодовых колебаний характеристик ветра уступает интенсивности сезонной изменчивости: для скорости ветра – до 60 % СКО сезонного хода по данным береговых станций, до 20 % СКО по данным массивов реанализа; для $\text{rot } \tau$ — до 40 % СКО сезонного хода. Межгодовая изменчивость скорости ветра, как и сезонного цикла максимальна в открытых районах западной и северо-восточной частей моря.

– В многолетнем ходе значений скорости ветра явным образом выделяется тенденция к снижению ветровой активности во второй половине XX века, после 2000 г. в определенных районах моря началось усиление ветра. Аналогичные тенденции прослеживаются и в многолетних колебаниях завихренности касательного напряжения ветра — во второй половине XX века она уменьшалась, после 1990-х гг. по большинству источников завихренность стала увеличиваться.

– Сезонный ход скорости ветра и завихренности касательного напряжения ветра над Черным морем качественно совпадает с сезонным циклом, как муссонного эффекта, так и частоты прохождения циклонов и антициклонов, способствующих формированию положительной завихренности.

– Сильную циклоническую завихренность над морем почти в равной степени могут вызывать непосредственно циклоны (54 %) и, косвенно антициклоны (46 %), которые обостряют барические ложбины. Наибольшее влияние оказывают средиземноморские (южные) циклоны и гребни Сибирского (Азиатского) антициклона. Сильную антициклоническую завихренность в большей степени определяют антициклоны (57 %), и, в меньшей степени, атлантические циклоны, обостряющие барические гребни.

– Приземное атмосферное давление, количество циклонов и антициклонов над Черным морем наиболее тесно связаны с Североатлантическим колебанием (NAO), наибольшее влияние на завихренность ветра оказывает Восточноатлантическое колебание (EA). Уменьшение общего количества циклонов в период

1960–2000-х гг., в частности средиземноморских циклонов, способствовало уменьшению циклонической завихренности поля ветра.

– При общем положительном пресном балансе Черного моря, его составляющие распределены крайне неравномерно по акватории, в особенности атмосферные осадки и речной сток. В результате, область отрицательного баланса пресных вод занимает центральную часть моря, а зоны избытка пресной составляющей охватывают юго-восточную и северо-западную части моря.

– Межгодовая изменчивость баланса пресных вод Черного моря и его составляющих очень высока, ее интенсивность сопоставима с сезонной изменчивостью или превышает ее, в особенности для речного стока и атмосферных осадков. Относительный вклад отдельных составляющих многолетних колебаний пресного баланса не соответствует их соотношению в сезонном цикле. Для межгодовой изменчивости наиболее велика интенсивность колебаний речного стока и осадков, в сезонном цикле преобладает роль испарения.

– Наибольшее влияние на изменчивость речного стока и суммарного пресного баланса оказывает NAO, от которого зависит смещение траекторий циклонов и EA/WR, в отрицательную фазу которого возрастает количество циклонов над водосбором Дуная. С количеством атмосферных осадков над морем заметным образом связан лишь индекс EA, в отрицательную фазу которого на Черное море приходит больше интенсивных циклонов, как южных, так и атлантических. На испарение более всего влияет восточная форма циркуляции E, с которой связан перенос на Черное море воздушных масс с юга.

– К региональным особенностям теплового баланса Черного моря относятся: низкие, в сравнении с районами Мирового океана на тех же широтах, значения потерь тепла на испарение; разделение бассейна на зону поступления тепла в южной части моря и зону отдачи тепла в северной части (в среднем за год); максимум суммарного турбулентного теплообмена в западной половине моря.

– Пространственная картина интенсивности сезонного хода внешнего теплового баланса в основном определяется влиянием потерь тепла на испарение и, в меньшей степени, радиационным балансом. Как следствие, амплитуда сезонного цикла результирующего теплового баланса максимальна в открытых районах западной части моря.

– В отличие от пресного баланса, интенсивность межгодовой изменчивости внешнего теплового баланса значительно уступает интенсивности сезонного хода. Соотношение межгодовых колебаний отдельных составляющих теплового баланса не соответствует их относительной роли в сезонном ходе. Если в сезонном цикле основную роль играет солнечная радиация, то в межгодовой изменчивости она сопоставима с турбулентным теплообменом. В осенне-зимний период интенсивность межгодовой изменчивости турбулентного обмена возрастает в 2 раза за счет роста амплитуды колебаний потока явного тепла.

– Пространственная картина интенсивности межгодовой изменчивости внешнего теплового баланса отличается от сезонного распределения тем, что в гораздо большей степени зависит от изменчивости суммарного турбулентного обмена, которая максимальна в северной половине моря.

– Чередование периодов общего потепления/похолодания представляет собой взаимосвязанный процесс, зависящий от крупномасштабной адвекции тепла и влаги, регулируемой междесятилетними колебаниями характеристик циркуляции атмосферы, и автоколебаниями в самом бассейне за счет цепочки обратных связей отдельных составляющих теплового и водного баланса.

– Для теплового баланса возникновение преобладающих отрицательных обратных связей температуры поверхности моря и внешнего теплового баланса происходит за счет уходящего длинноволнового излучения, потоков явного и скрытого тепла. Для водного баланса периоды потепления сопровождаются увеличением притока пресных вод из-за увеличения осадков и речного стока, а периоды похолодания — его уменьшением за счет речного стока и испарения. В целом, тепловой и водный баланс реагируют на изменения температуры подстилающей поверхности противоположным образом.

– Холодные периоды в Черном море в XX в. соответствовали положительным фазам NAO, теплые периоды — отрицательным фазам. В холодный период уменьшается количество циклонов и завихренность ветра, снижается речной сток и результирующий пресный баланс. Одновременно растет тепловой баланс, за счет уменьшения испарения и роста солнечной радиации при уменьшении облачности. В теплый период (отрицательная фаза NAO) происходит обратный процесс.

4 СЕЗОННЫЙ ЦИКЛ ТЕРМОХАЛИННОЙ СТРУКТУРЫ ВОД ЧЕРНОГО МОРЯ

4.1 Термическая структура

4.1.1 Сезонный ход

Климатические поля температуры и солёности, рассчитанные по методике, описанной в пункте 2.2.3, в целом соответствуют созданным ранее климатическим массивам [4, 27, 127, 206, 285]. Повышение пространственного разрешения, как вертикального, так и горизонтального, позволило уточнить и детализировать характеристики сезонной изменчивости, а также стать основой для оценок многолетней изменчивости (Раздел 5).

Годовой ход температуры воды является результатом действия различных составляющих теплового баланса: теплообмена с атмосферой, адвекции тепла течениями, вертикального и горизонтального турбулентного теплообмена. Для холодного промежуточного слоя (ХПС) особую роль играют процессы зимнего конвективного перемешивания, для постоянного термоклина — вертикальные движения, связанные с общей циркуляцией моря.

Внутригодовая изменчивость температуры воды в Черном море очень велика, особенно в северо-западной части моря, где размах сезонных колебаний на поверхности достигает 20°C (Рисунок 4.1). Сезонные колебания такой величины присущи лишь определенной части морей умеренных широт, таких как Северное, Балтийское, дальневосточные моря. В области, прилегающей к юго-западному Крыму годовой ход минимален, размах сезонного хода на поверхности не превышает 16°C .

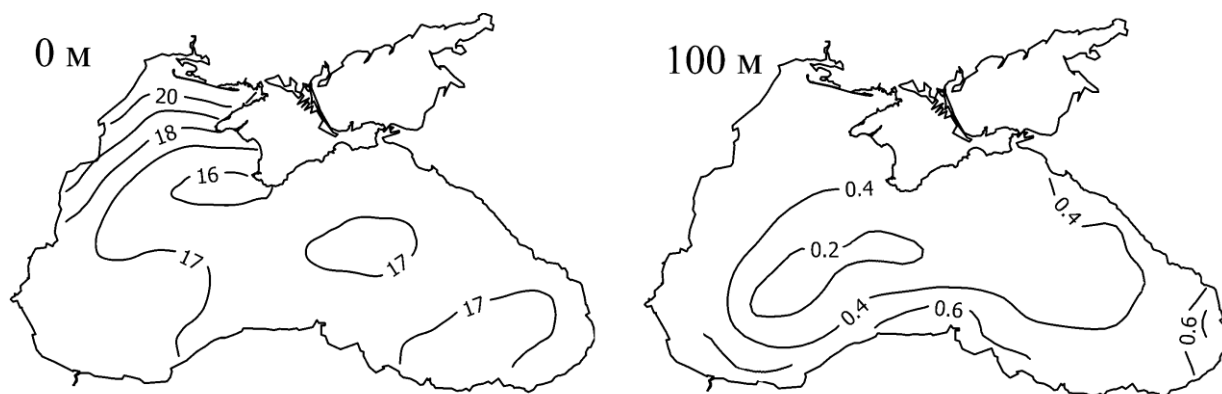


Рисунок 4.1 — Пространственное распределение размаха сезонных колебаний температуры воды ($^{\circ}\text{C}$)

Сезонные колебания температуры быстро затухают с глубиной, Рисунок 4.2 (аналогичное распределение приводится в [85]). На глубине 75 м, близкой к глубине максимума вертикального градиента плотности, размах сезонных изменений температуры в сравнении с поверхностью уменьшается в 30 раз, в западном циклоническом круговороте — в 85 раз. С увеличением глубины наступление сезонного максимума температуры сдвигается во времени: на 0 м максимум наблюдается в августе, на горизонте 30 м — в октябре.

Трансформация вертикальных профилей температуры на протяжении сезонного цикла (Рисунок 4.3) происходит следующим образом: толщина верхнего квазиоднородного слоя увеличивается от 5–10 м в весенне-летний период до 30–50 м в январе-марте; ядро ХПС (глубина минимума температуры) постепенно заглубляется 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.

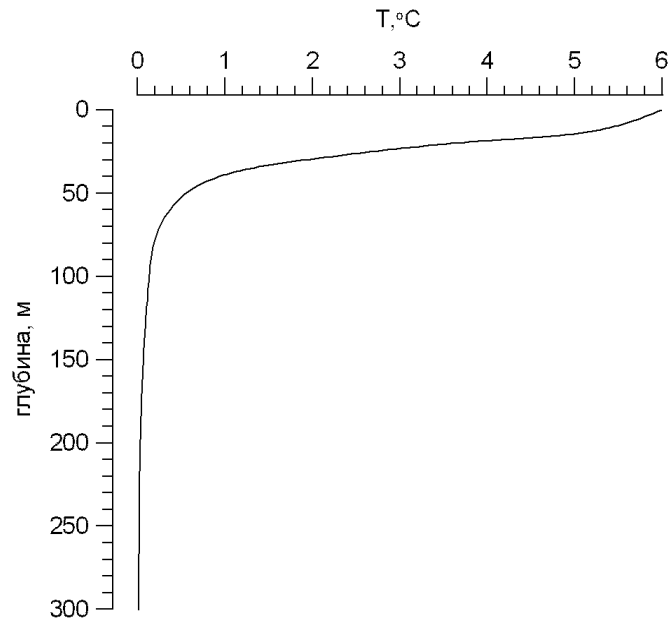
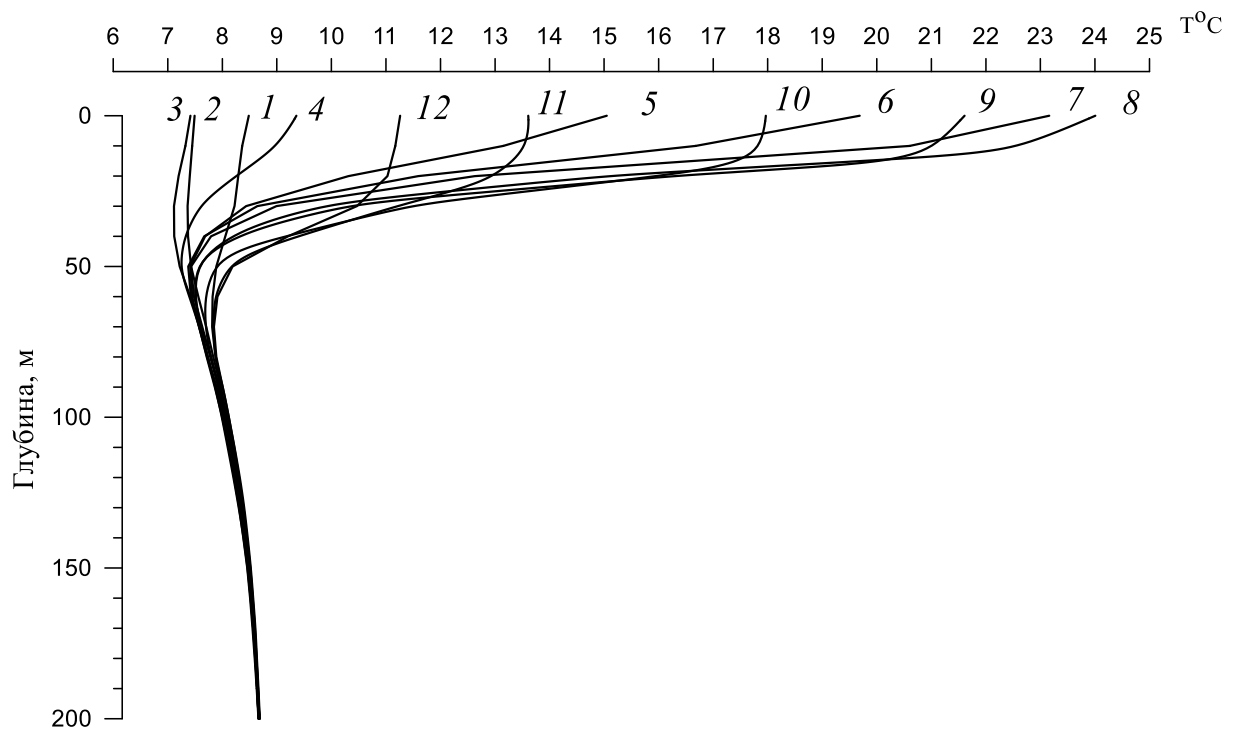


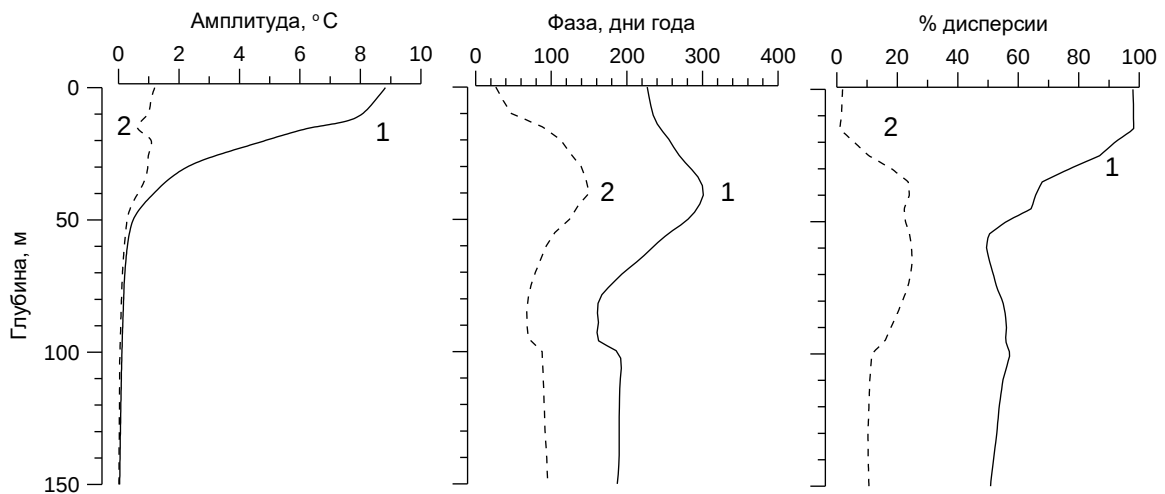
Рисунок 4.2 — Вертикальное распределение СКО сезонных колебаний температуры воды в Черном море



Цифрами обозначены месяцы года

Рисунок 4.3 — Среднемесячные вертикальные профили температуры воды в Черном море

Вертикальное распределение характеристик основных сезонных гармоник температуры воды (Рисунок 4.4) показывает, что внутригодовая изменчивость температуры воды сосредоточена в слое 0–50 м. С глубиной уменьшаются амплитуды 1-й (годовой) и 2-й (полугодовой) гармоник, растут фазы обеих гармоник, уменьшается вклад 1-й гармоники и, соответственно, увеличивается вклад 2-й гармоники.



Цифрами обозначены номера гармоник

Рисунок 4.4 — Вертикальное распределение характеристик сезонных гармоник температуры воды в Черном море

В поверхностном слое моря минимальные амплитуды 1-й гармоники наблюдаются в области материкового склона к югу от Крыма, где зимнее охлаждение смягчается адвекцией теплых вод с Кавказского побережья, и в прибрежной зоне центральной части Анатолийского п-ва, где хорошо выражен апвеллинг, понижающий температуру воды летом. Амплитуда 1-й гармоники максимальна на северо-западном шельфе — в районе интенсивного охлаждения в зимний период (Рисунок 4.5).

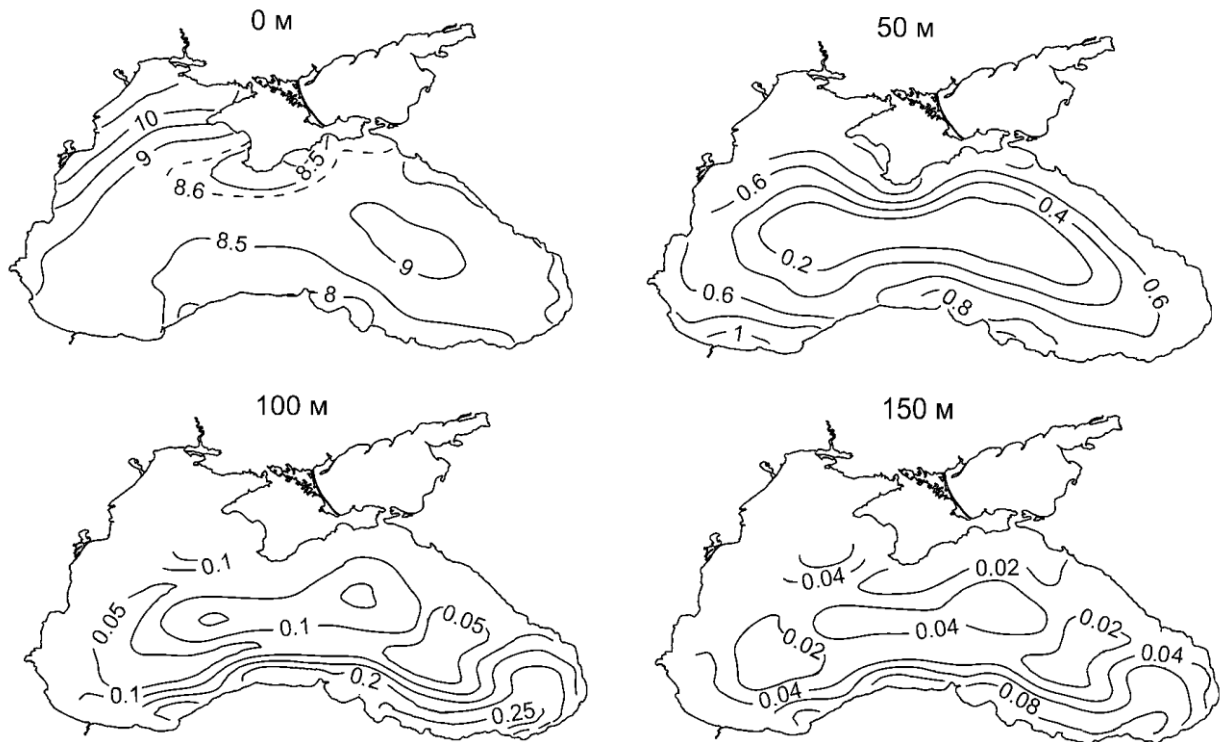
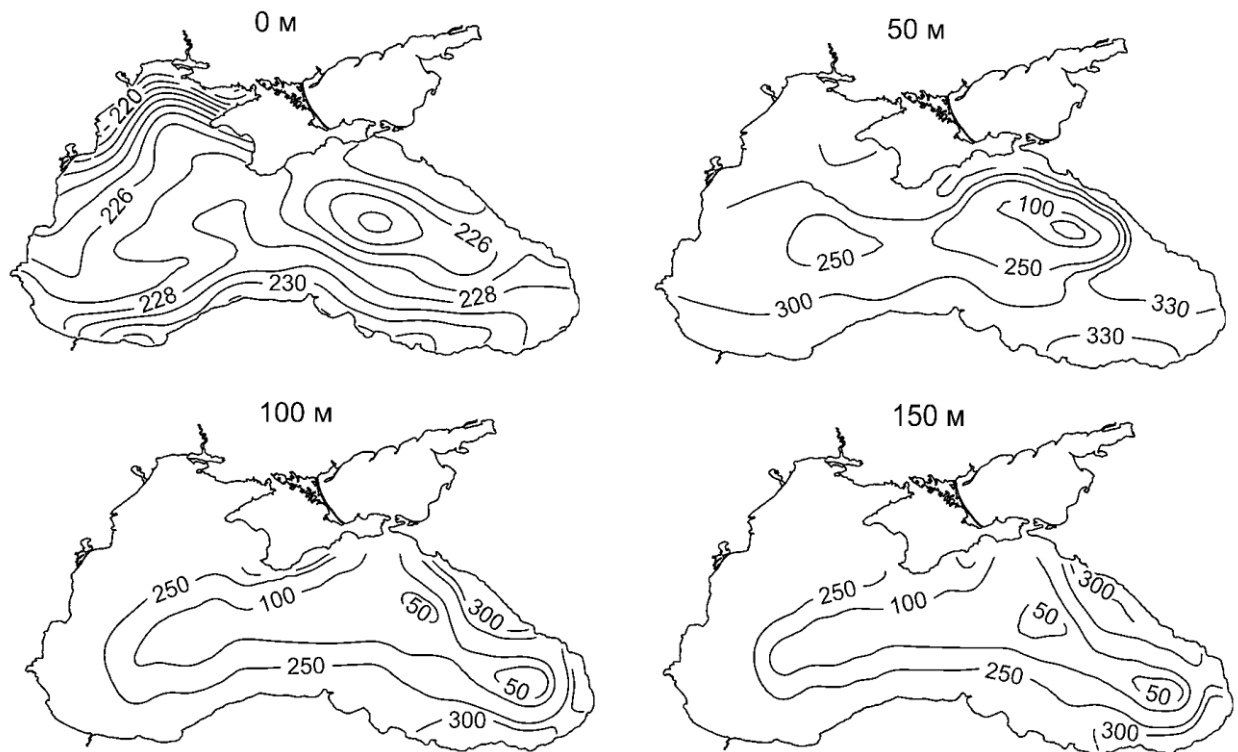


Рисунок 4.5 — Амплитуда 1-й (годовой) гармоники температуры воды ($^{\circ}\text{C}$) на различных горизонтах

В слоях ниже глубины залегания сезонного термоклина значения амплитуд 1-й гармоники уменьшаются в направлении от периферии моря к центру. Увеличение почти в 2 раза амплитуды сезонного цикла температуры в области континентального склона связано с бóльшим влиянием сезонной изменчивости циркуляции вод (подраздел 4.4) и, соответственно, интенсивности вертикальных движений в меньшей по объему области на периферии моря в сравнении с его центральной частью.

Пространственное распределение фазы 1-й гармоники в поверхностном слое достаточно сильно отличается от распределения в более глубоких слоях (Рисунок 4.6). Наступление максимума поверхностной температуры воды на северо-западном шельфе происходит на 5–10 дней раньше, чем в южной части моря. На горизонте 50 м область восточного циклонического круговорота отличается самым поздним временем наступления максимума температуры воды — в конце февраля, что связано с особенностями внутригодовой эволюции вод ХПС (пункт

4.1.5). С глубиной фазовый сдвиг в наступлении максимумов между периферией и центральной частью моря растет, достигая в пикноклине нескольких месяцев. Это отражает сезонный ход интенсивности циркуляции моря (подраздел 4.4), регулирующий скорость вертикальных движений, разнонаправленных в центре и на периферии моря.



Значения — порядковые номера дней года

Рисунок 4.6 — Фаза 1-й (годовой) гармоник температуры
воды на различных горизонтах

Сезонный ход гидрометеорологических элементов часто аппроксимируют в виде суммы годовой и полугодовой гармоник. Суммарный вклад первых двух гармоник в дисперсию сезонных колебаний температуры воды в Черном море снижается от почти 100 % на поверхности моря до 60 % на горизонтах 150–300 м. Влияние 2-й (полугодовой) гармоник максимально в слое 50–80 м, где ее вклад в общую дисперсию составляет более 20 % или около 50 % от годовой гармоник. Глубже 200 м отношение полугодовой и годовой гармоник снова возрастает (до 30 %), в основном из-за уменьшения вклада годовой гармоник.

Сезонный ход температуры воды на различных горизонтах в виде суммы двух гармоник представлен на Рисунке 4.7, в виде временного разреза — на Рисунке 4.8. С глубиной характер сезонных колебаний претерпевает существенные изменения: для слоя 0–30 м характерен фазовый сдвиг температуры, обусловленный слабым теплообменом в сезонном термоклине; определяющим процессом в слое 50–80 м является прогрев и опускание ХПС; в слое 100–200 м основную роль играет сезонный ход циркуляции вод; в слое 250–300 м преобладают полугодовые колебания малой амплитуды.

Сезонная эволюция вертикальных профилей температуры воды практически полностью описывается тремя первыми вертикальными модами ЭОФ (97,5 %). Подавляющую часть изменчивости (84 %) содержит 1-я мода, максимум которой находится на поверхности моря, а экстремумы временного хода соответствуют марту и августу (Рисунок 4.9). Пространственное распределение временных коэффициентов 1-й вертикальной моды (Рисунок 4.9 в) также отражает амплитуду сезонного хода, как и Рисунки 4.1, 4.5, но не для отдельных горизонтов, а интегрально для всего слоя. Главной отличительной чертой данного распределения является наличие минимума сезонной изменчивости в области восточного циклонического круговорота.

2-я вертикальная мода, описывающая 11 % изменчивости, характеризует колебания с противоположными фазами, протекающие в поверхностном слое и в ХПС. Экстремумы внутригодового хода временных коэффициентов приходятся на июль и ноябрь (Рисунок 4.10).

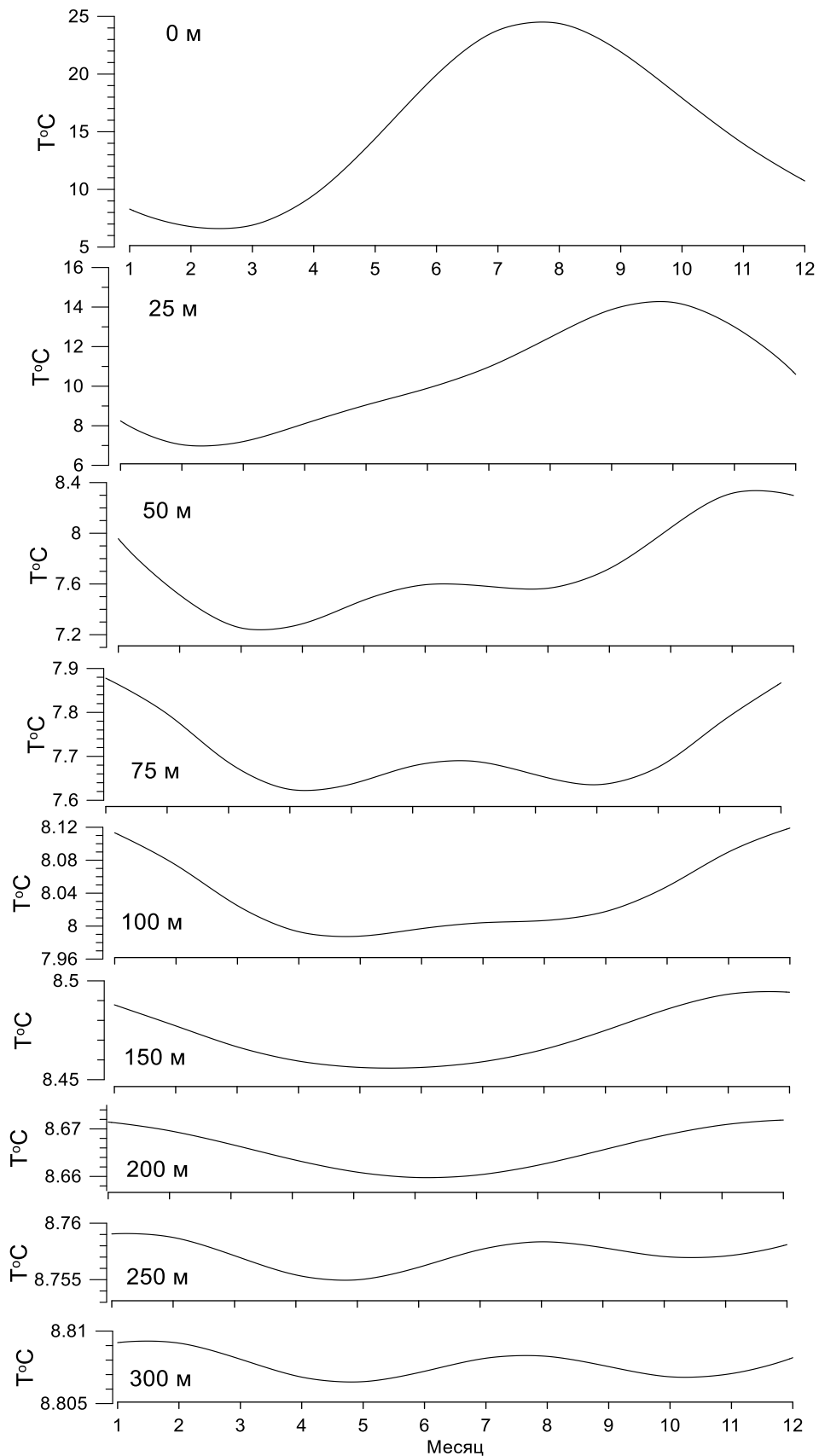


Рисунок 4.7 — Средний по акватории моря сезонный цикл температуры воды, аппроксимированный суммой 1-й (годовой) и 2-й (полугодовой) гармоник

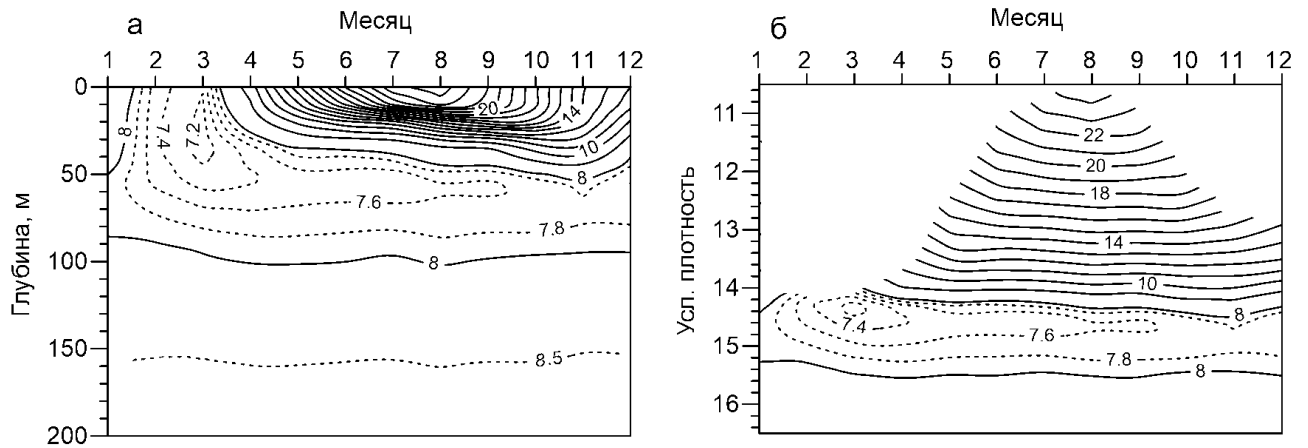


Рисунок 4.8 — Сезонный ход среднего по акватории моря распределения температуры воды: а) по глубине; б) по изопикнам

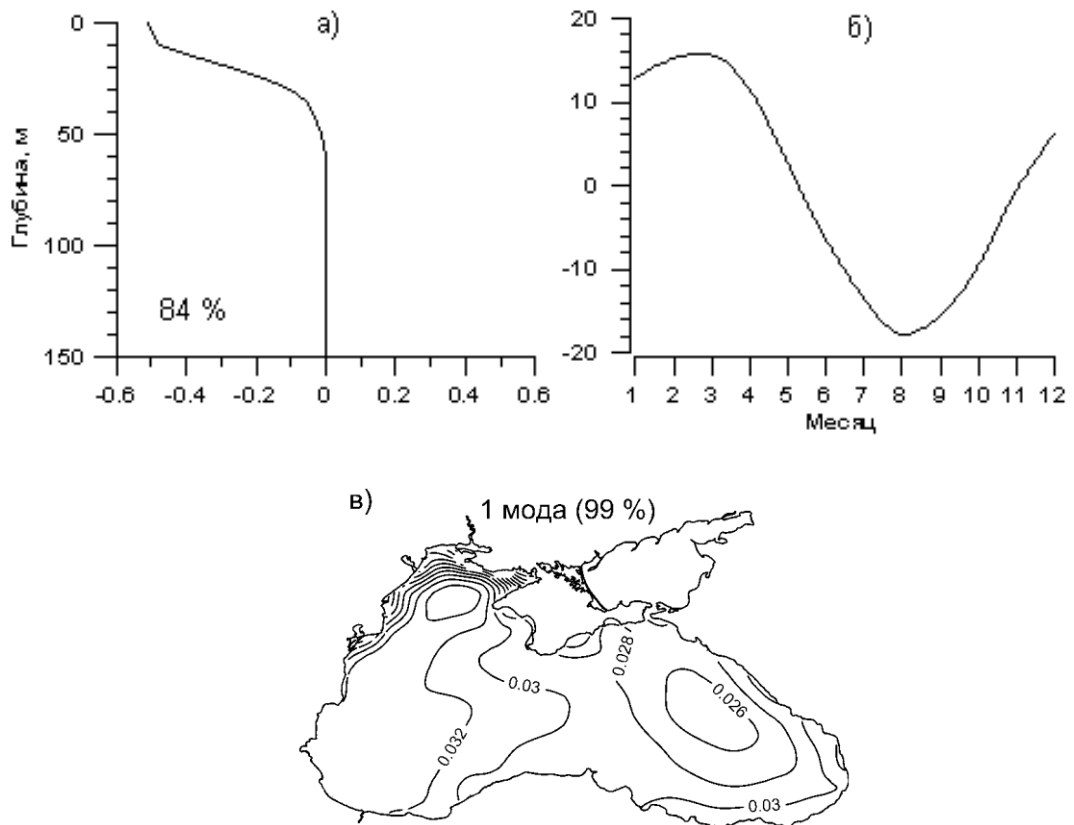


Рисунок 4.9 — Характеристики 1-й вертикальной сезонной моды температуры воды: а) вертикальное распределение амплитуды; б) годовой ход временных коэффициентов; в) горизонтальные моды ЭОФ временных коэффициентов

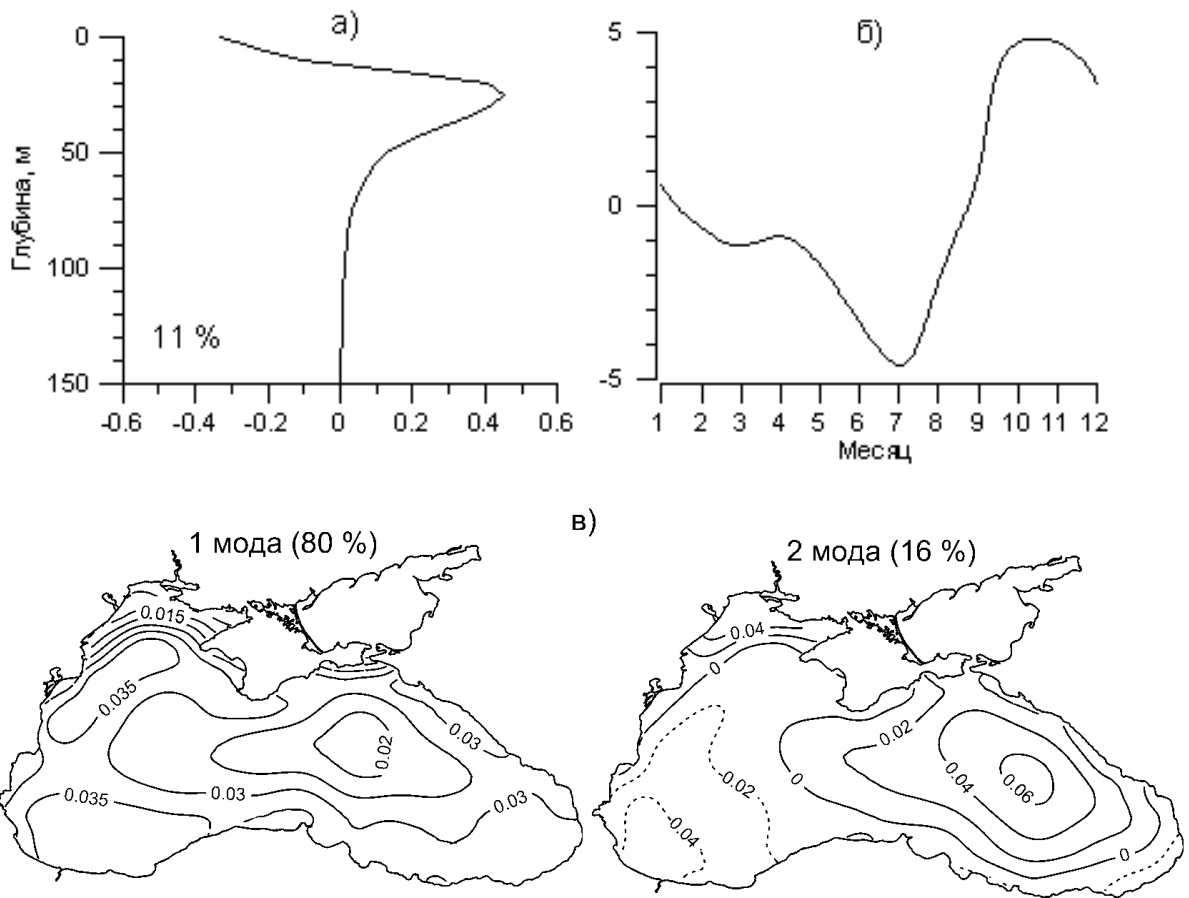


Рисунок 4.10 — Характеристики 2-й вертикальной сезонной моды температуры воды: а) вертикальное распределение амплитуды; б) годовой ход временных коэффициентов; в) горизонтальные моды ЭОФ временных коэффициентов

Роль 3-й вертикальной моды невелика (2,5 % изменчивости), основные изменения сосредоточены в поверхностном слое и ХПС, в пространственном отношении, как и для более низших мод, выделяется область восточного циклонического круговорота (Рисунок 4.11).

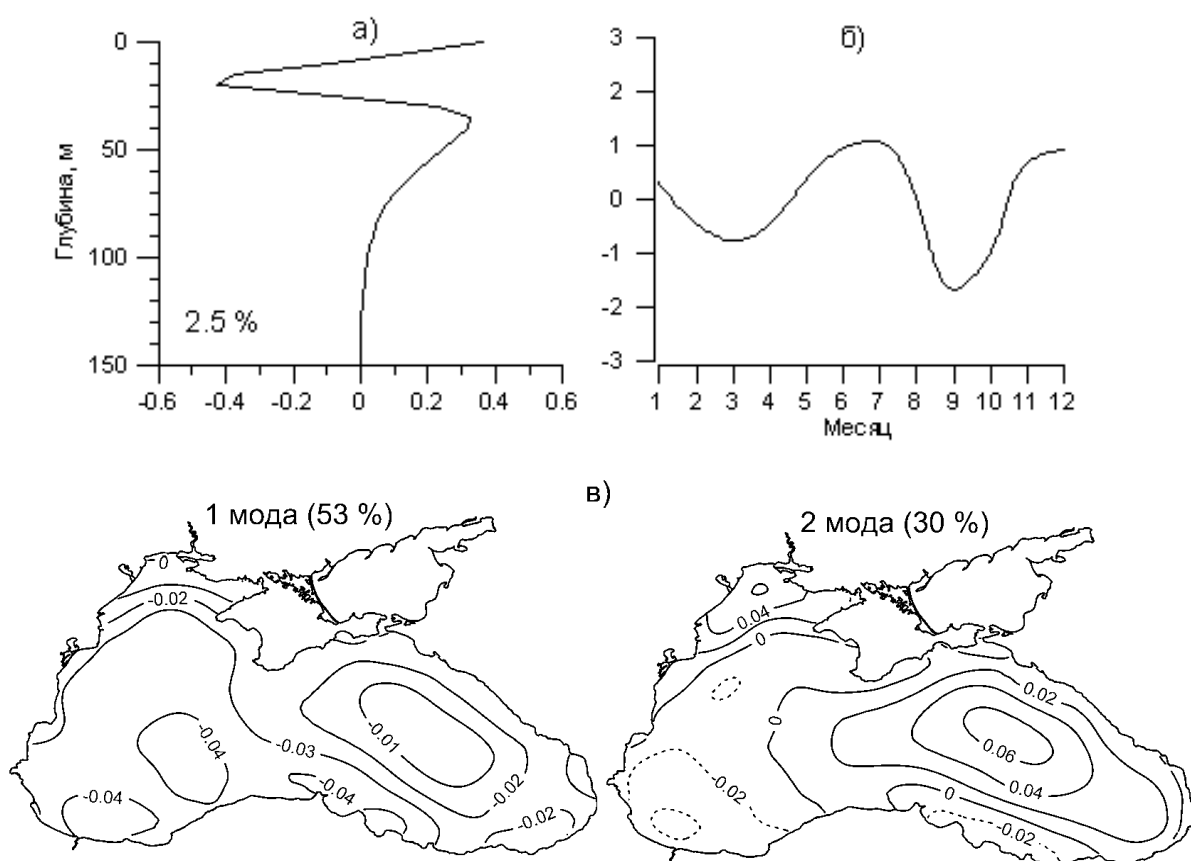


Рисунок 4.11 — Характеристики 3-й вертикальной сезонной моды температуры воды: а) вертикальное распределение амплитуды; б) годовой ход временных коэффициентов; в) горизонтальные моды ЭОФ временных коэффициентов

4.1.2 Пространственное распределение

Пространственная картина сезонного цикла перераспределения тепла по акватории моря последовательно изменяется с глубиной — от поверхностного слоя (Рисунок 4.12) к подповерхностному (Рисунок 4.13) и, далее, к слою основного пикноклина (Рисунок 4.14).

В поверхностном слое 0–10 м в период с октября по март, когда поверхность моря интенсивно охлаждается, формируется язык теплых вод, разделяющий холодные воды северо-западной и центральной частей моря, благодаря адвекции

тепла с потоком ОЧТ из восточной половины моря в западную половину. В феврале–марте холодные воды западной части моря распространяются далеко на восток, вдоль Анатолийского побережья. Для весеннего периода нагрева, с апреля по июнь, характерна квадрупольная структура — наличие двух максимумов теплозапаса: в юго-западной и юго-восточной части моря и двух минимумов: на северо-западном шельфе и в центральной части Анатолийского побережья. Анатолийский минимум, связанный с апвеллингом, очень устойчив и сохраняется до сентября. В летний период начинает формироваться минимум теплозапаса в северо-восточной части моря, который хорошо выражен вплоть до декабря, что обусловлено накоплением холодных вод подповерхностного слоя, поступающих с юга в район восточного циклонического круговорота.

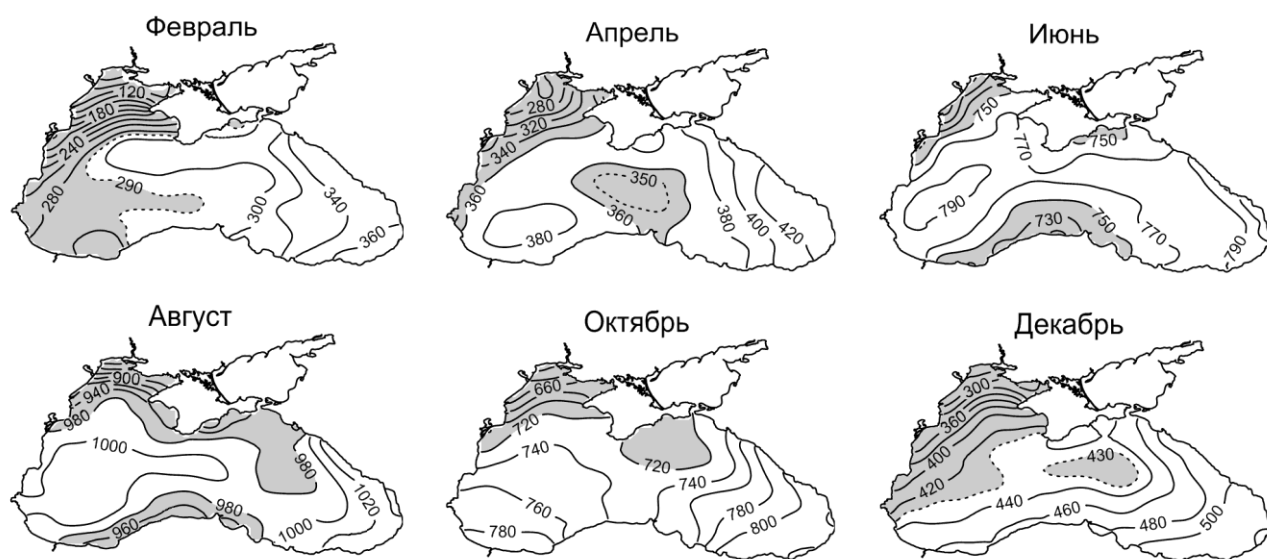


Рисунок 4.12 — Сезонный ход теплозапаса в слое 0–10 м (МДж/м^2)

В подповерхностном слое 30–100 м сезонный ход теплосодержания слоя полностью определяется внутригодовой эволюцией вод ХПС: распространение холодных вод в феврале–апреле из западной части моря в восточную часть вдоль турецкого побережья и накопление холодных вод в восточной части моря в мае–ноябре.

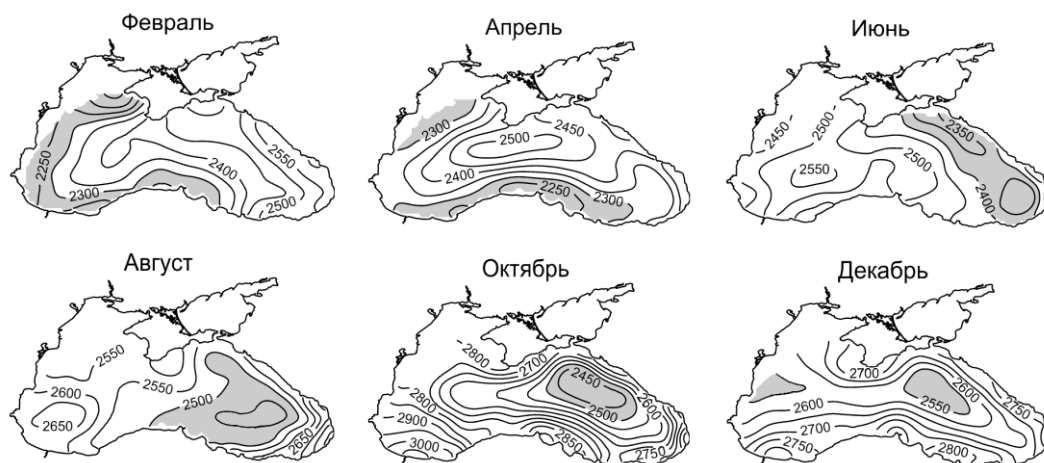


Рисунок 4.13 — Сезонный ход теплозапаса в слое 30–100 м (МДж/м^2)

Общая картина пространственного распределения теплозапаса в слое 100–200 м достаточно стабильна на протяжении года, она обусловлена циклонической циркуляцией моря, приводящей к подъему более теплых глубинных вод в центре моря и опусканию более холодных вод ХПС на периферии моря. Наиболее существенное отличие от пространственной структуры циркуляции моря состоит в том, что теплосодержание западной части моря, в целом выше, чем в восточной части, несмотря на то, что интенсивность циркуляции и, соответственно, адвекция тепла из глубины выше в восточном циклоническом круговороте. Это связано с тем, что наиболее холодные воды ХПС большую часть времени годового цикла концентрируются в восточной части моря.

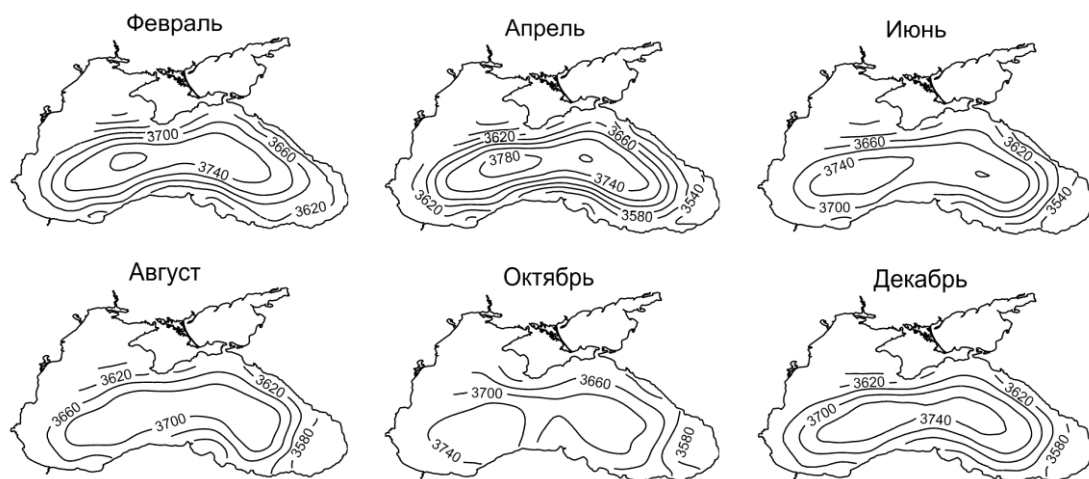


Рисунок 4.14 — Сезонный ход теплозапаса в слое 100–200 м (МДж/м^2)

Значительную роль в процессах теплообмена деятельного слоя моря играет ХПС, или слой минимальных температур между сезонным и постоянным пикноклинами — подповерхностная водная масса, являющаяся результатом зимнего конвективного перемешивания. Условия образования ХПС в Черном море аналогичны таковым в морских и океанических бассейнах умеренных и полярных широт, где конвекция ограничена по глубине галоклином как, например, в Балтийском, Охотском морях, субарктических районах. В тех районах Черного моря, где конвективные процессы зимой слабо развиты, ХПС имеет адвективное происхождение.

Представления о механизмах образования ХПС развивались следующим образом. До начала 1950-х гг. преобладала «конвекционная» гипотеза [142, 292, 293], согласно которой обновление вод ХПС происходит почти ежегодно по всему бассейну. Затем была предложена гипотеза об адвективном происхождении ХПС [164], который образуется в северо-западной части моря и распространяется по бассейну системой течений. Позднее центральная часть моря вновь была отнесена к районам интенсивного конвективно-ветрового перемешивания [83, 84]. В работах [202, 203] роль центральной части моря была признана основной, по аналогии с глубокой конвекцией в циклонических вихрях Гренландского моря или Лионского залива. В настоящее время накоплено достаточно натурных данных, свидетельствующих о том, что ХПС образуется как в центрах циклонических круговоротов, так и на континентальном склоне северо-западной части моря (Рисунки 4.15, 4.16).

Начиная с работ [164, 282], за критерий выделения ХПС принимается изотерма 8°C на том основании, что существуют районы моря (юго-восточная часть), где поверхностная температура не опускается ниже данной температуры. Существуют и другие подходы, основанные на значениях градиентов термохалинных характеристик, при этом границы ХПС могут не совпадать с критерием изотермы 8°C , приводя как к увеличению объема ХПС, так и к его уменьшению [230, 231]. Традиционный критерий выделения ХПС, при всей своей формальности, остается, благодаря простоте, наиболее распространенным. Он достаточно хорошо характеризует данную водную массу и менее чувствителен к различным методам интерполяции и фильтрации.

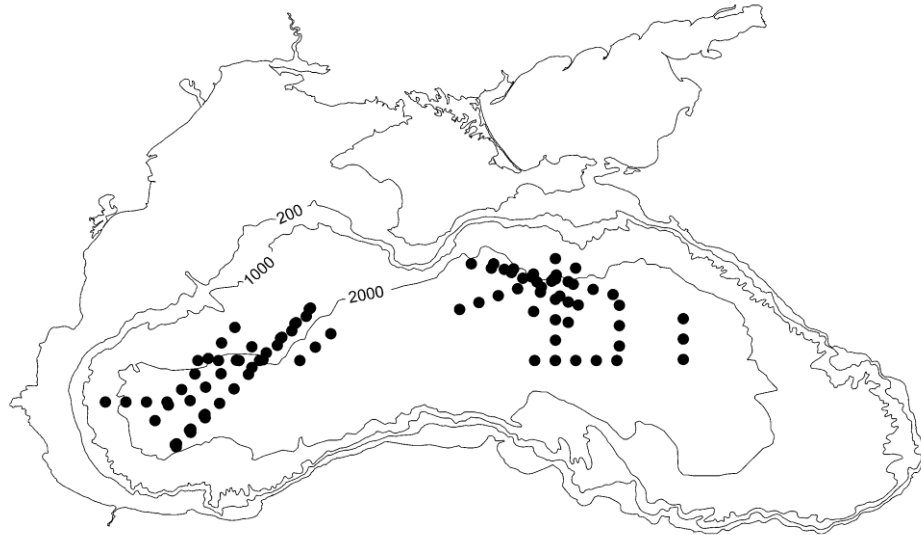


Рисунок 4.15 — Положение океанографических станций, на которых зафиксировано обновление вод ХПС в центрах циклонических круговоротов (1957–1993 гг.)

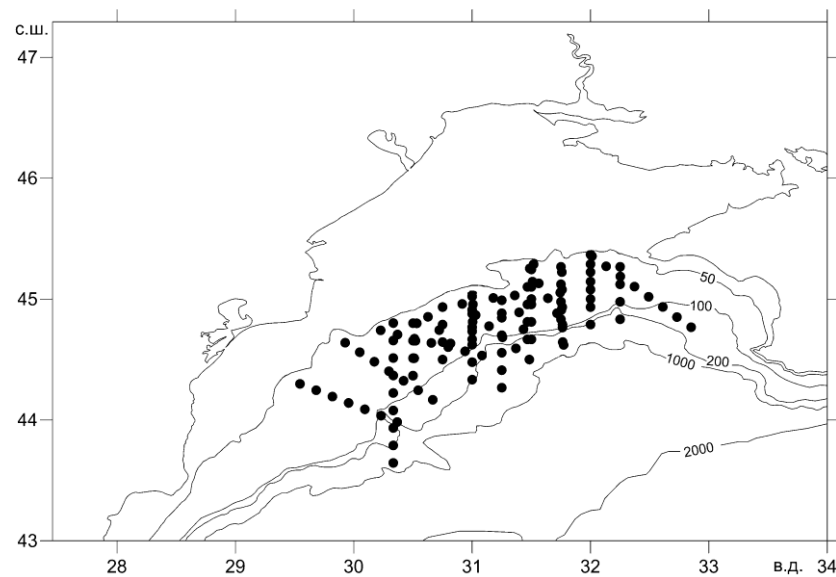


Рисунок 4.16 — Положение океанографических станций, на которых наблюдалось стекание придонных холодных вод по континентальному склону и внешнему краю северо-западного шельфа (1973–2004 гг.)

Средний объем ХПС приблизительно равен объему поверхностной водной массы и составляет 16 тыс. км³ (2,2 % от объема моря) по критерию 8° С на основе реанализа за период 1950–2015 гг. Из литературы известны следующие оценки объема ХПС: 16 тыс. км³ за период 1924–1966 гг. [92], 12 тыс. км³ за 1984 г. [176], 18–20 тыс. км³ [85, 88] (по критерию солености).

В течение сезонного цикла — от обновления до частичного перемешивания с другими водными массами — объем вод ХПС уменьшается в 3–4 раза, температура и соленость слоя растут (Рисунки 4.17, 4.18). Сезонную эволюцию ядра ХПС после его зимнего обновления в западной и центральной частях моря можно охарактеризовать как медленное движение вдоль материкового склона в циклоническом направлении общей циркуляции вод (Рисунки 4.19–4.21). В марте у анатолийского побережья формируется масса «свежих» вод ХПС с T, S -характеристиками, близкими к значениям в западном круговороте ($T = 6,3–6,8^{\circ}\text{C}$; $S = 18,3–18,4\text{‰}$; $\sigma_t = 14,4–14,5$). Воды из восточного источника могут приходить сюда по западной периферии восточного циклонического круговорота, воды северо-западного шельфа распространяются в зоне ОЧТ. В апреле воды ХПС начинают смещаться на восток вдоль изопикнической поверхности 14,5, постепенно нагреваясь и осолоняясь. С мая по июль ядро ХПС концентрируется в юго-восточной части моря, где удерживается Батумским антициклоном. С августа оно сдвигается к северу вдоль кавказского побережья, в ноябре–декабре смещается в центральную часть моря.

На северо-западном шельфе в течение большей части года сохраняются воды ХПС, образовавшиеся здесь зимой. Стеkanie холодных вод придонного слоя шельфа по углублениям рельефа дна в сторону открытого моря продолжается вплоть до осеннего периода.

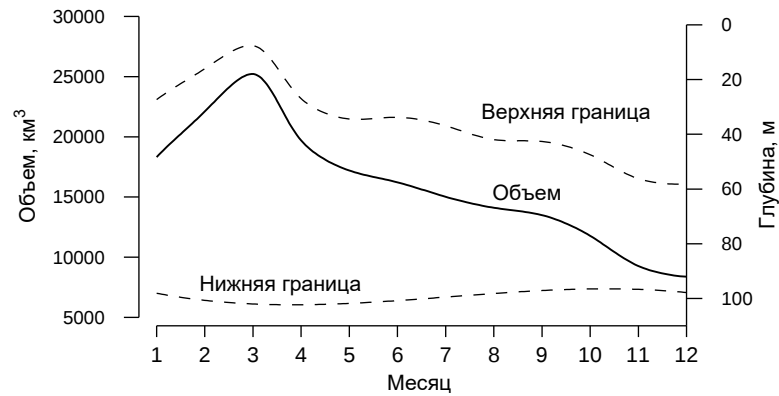
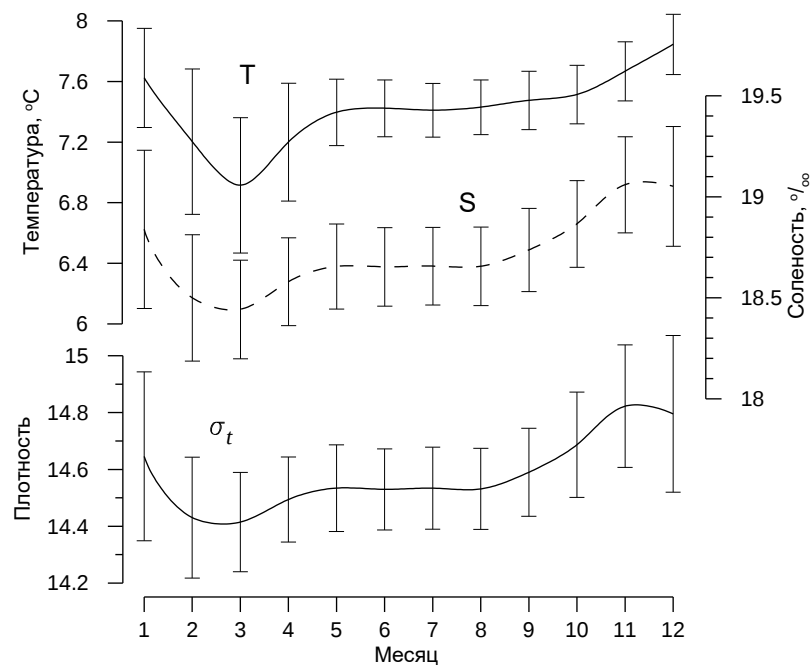
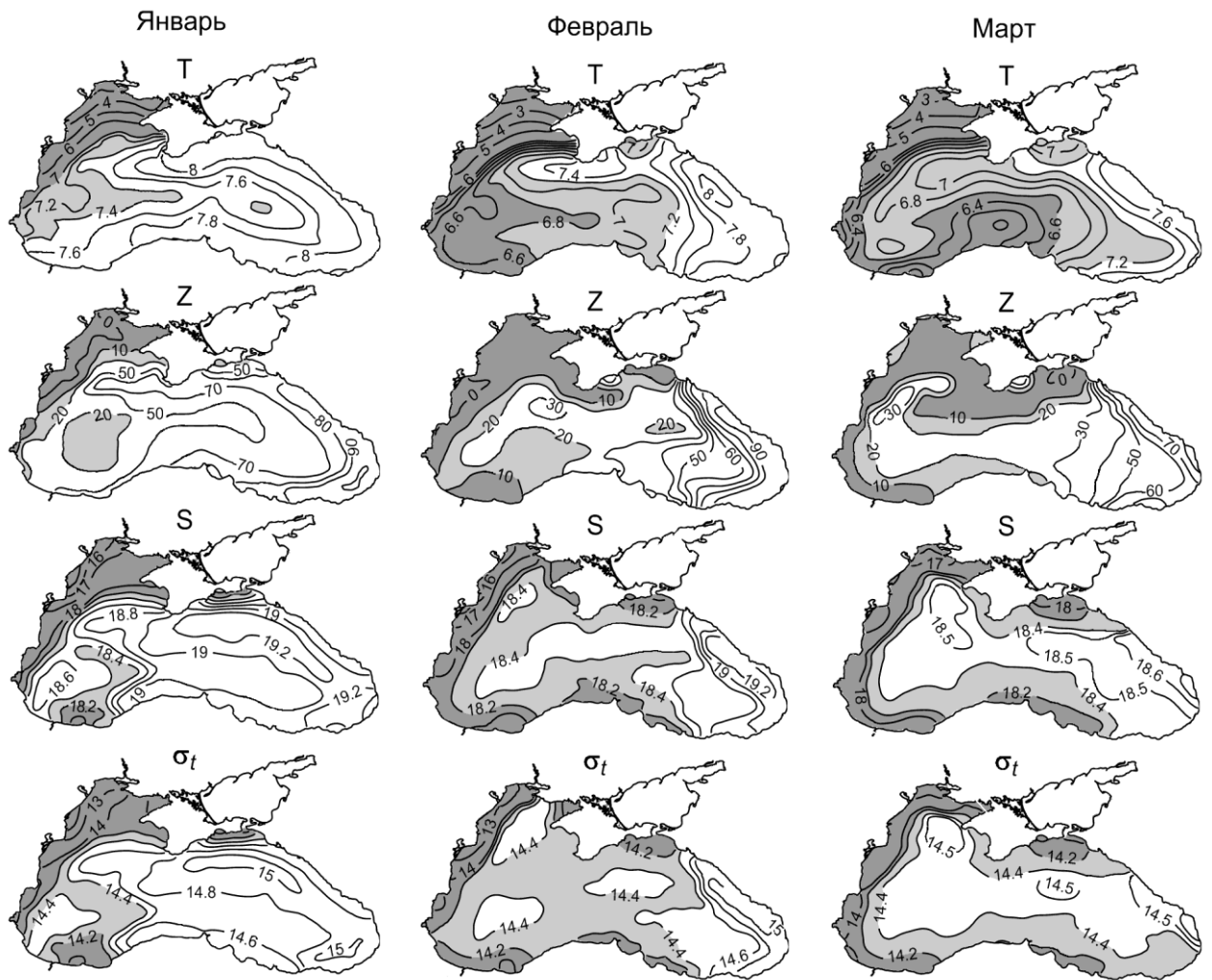


Рисунок 4.17 — Сезонный ход объема и глубины верхней и нижней границ ХПС Черного моря



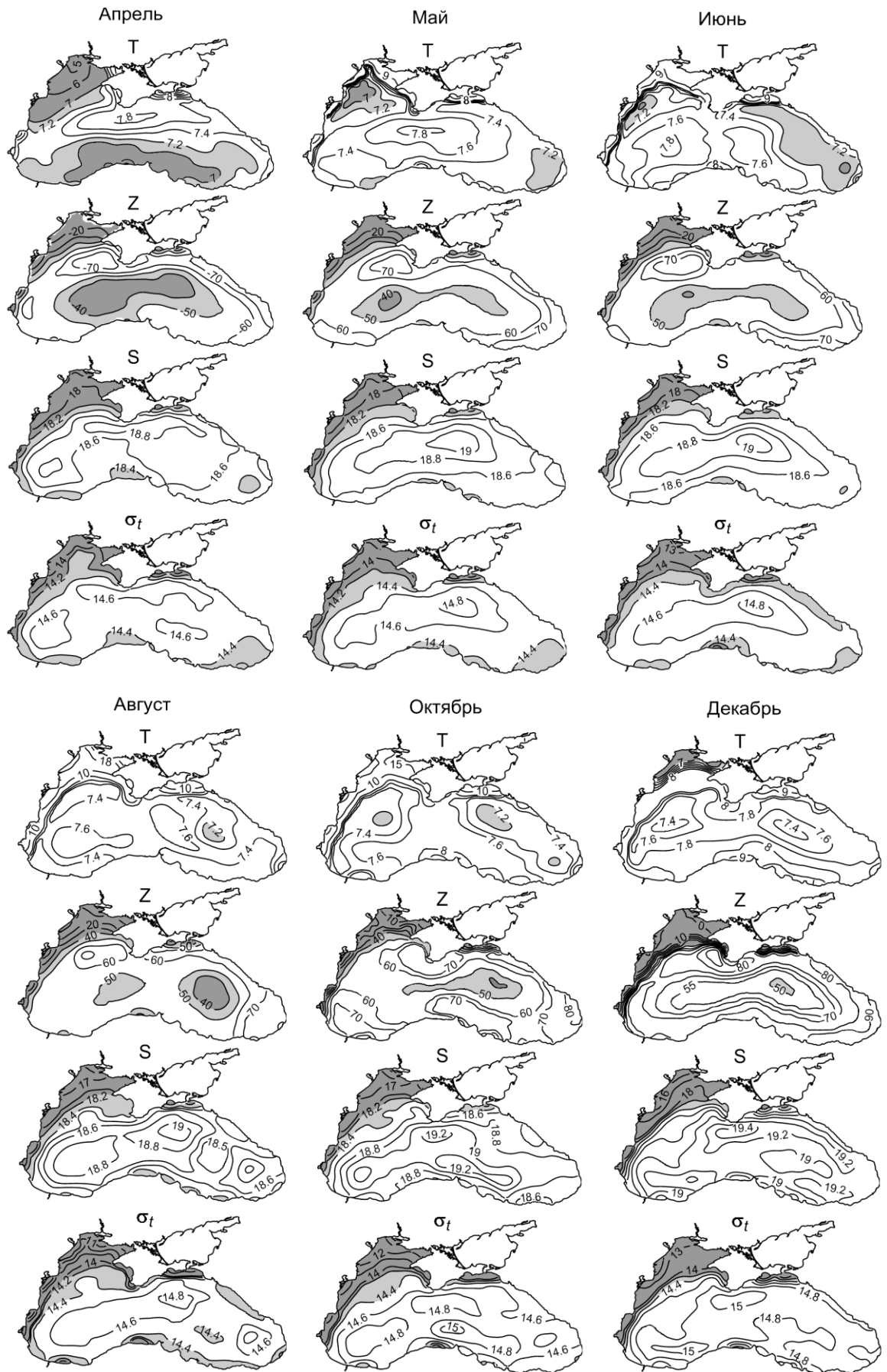
Обозначения: T — температура, S — соленость, σ_t — плотность

Рисунок 4.18 — Сезонный ход средних характеристик в ядре ХПС Черного моря



Обозначения: T — минимальная температура, Z — глубина минимума температуры, S — соленость на глубине минимума температуры, σ_t — плотность на глубине минимума температуры. Затененные области соответствуют более низким значениям

Рисунок 4.19 — Средние характеристики ХПС в зимний период



Обозначения соответствуют Рисунку 4.19

Рисунок 4.20 — Средние характеристики ХПС в период с апреля по декабрь

Кроме процессов конвекции, турбулентной диффузии и адвекции в сезонной эволюции характеристик ХПС определенную роль играет субдукция. В океанографии под субдукцией обычно понимается проникновение вод поверхностного слоя в главный термоклин (пикноклин) вдоль изопикнических поверхностей [376]. Субдукция является основным процессом вентиляции стратифицированных слоев в океане. Для оценки скорости субдукции вод на верхней границе основного пикноклина, как нижней границы ХПС в Черном море, можно воспользоваться «кинематическим» методом из [378]. Согласно ему, скорость субдукции S на поверхности переменной глубины равна

$$S = -\frac{\partial H}{\partial t} - \mathbf{u}_b \cdot \nabla H + w_b,$$

где H – глубина поверхности;

$\mathbf{u}_b, w_b$ – горизонтальная и вертикальная скорости на глубине H .

$$w_b = -w_{Ekm} + w_\beta,$$

где w_{Ekm} – вертикальная скорость, вызываемая ротором касательного напряжения ветра (экмановская «накачка»);

$$w_\beta = (\beta / f) \int_{-H}^0 v dz \text{ вертикальная скорость, связанная с сохранения планетарного}$$

вихря;

f – параметр Кориолиса;

$\beta = \partial f / \partial y$ – β -эффект.

При выборе поверхности H , как глубины максимума вертикального градиента плотности $d\sigma_t/dz$ в основном пикноклине, величина S будет характеризовать субдукцию вод ХПС в основной пикноклин при положительных значениях и вовлечение вод пикноклина в ХПС при отрицательных значениях.

Среднемесячные значения $\partial H/\partial t$ относительно стабильны в течение всего года, находясь в пределах 0–20 м/месяц. В зимний период области отрицательных значений $\partial H/\partial t$ соответствуют районам образования и адвекции вод ХПС, где эти процессы обычно сопровождается поднятием верхней границы пикноклина.

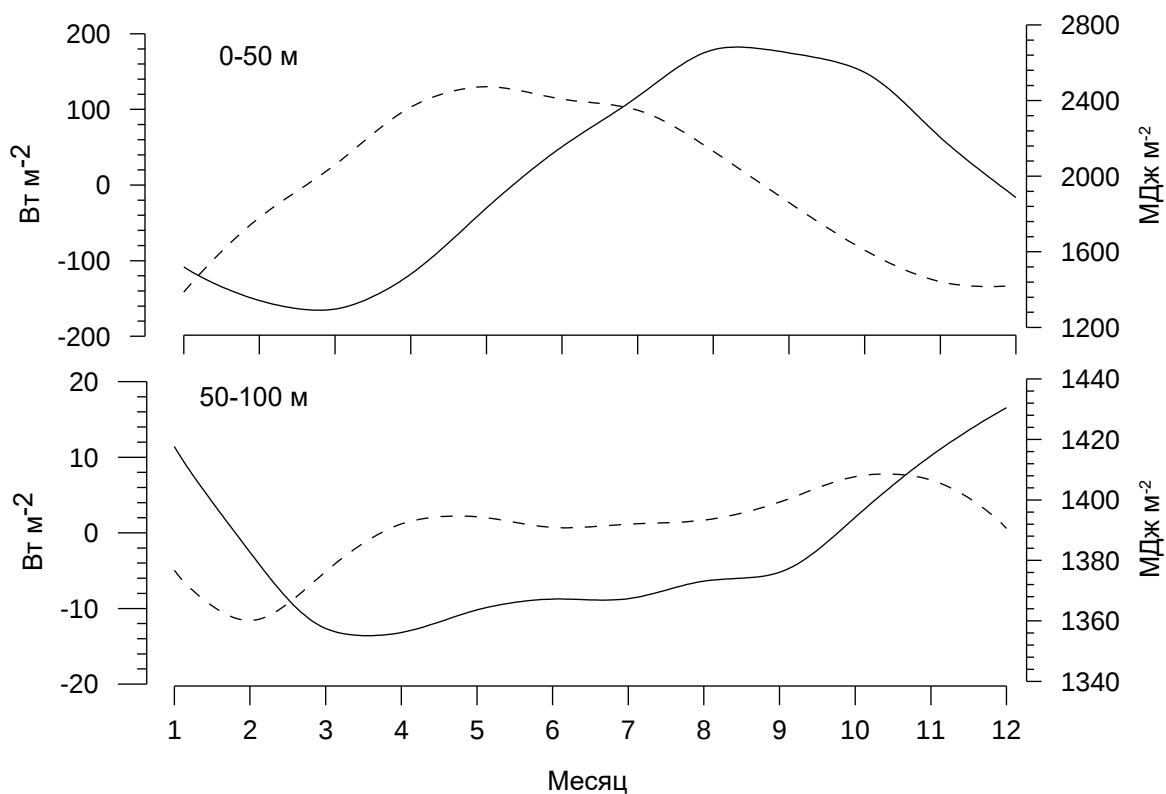
Пространственное распределение адвективной составляющей скорости субдукции S_{adv} свидетельствует о чередовании зон вовлечения (отрицательные значения) и субдукции (положительные значения) в области материкового склона. Такое чередование наиболее выражено вдоль Крымского, Кавказского и восточной части Анатолийского побережий. Скорость субдукции в этих районах может превышать 100 м/месяц. В центральной части моря значения S_{adv} находятся в пределах 0–20 м/месяц. В связи с тем, что поле геострофических течений u_b достаточно сглажено, основную роль в пространственном распределении S_{adv} играет топография H (т.е. ∇H).

Экмановская «подкачка» w_{Ekm} составляет около –20 м/месяц на большей части моря, т.е. препятствует субдукции вод, а в областях антициклонической завихренности ветра может добавить к S_{adv} около 20 м/месяц. Составляющая w_β , связанная с сохранения планетарного вихря, вносит вклад около 10 м/год, причем при движении вод на север вдоль Кавказского побережья она способствует субдукции, а при движении на юг вдоль западного материкового склона – приводит к дополнительному вовлечению вод из пикноклина. В целом, вертикальная скорость w_b должна увеличивать скорость субдукции в областях антициклонической завихренности ветра.

В целом, для средней по морю величины скорости субдукции, временная составляющая $\partial H/\partial t$ значительно превышает по абсолютным значениям адвективную составляющую S_{adv} , которая наиболее пространственно неоднородна. Общая тенденция сезонного цикла процессов субдукции/вовлечения заключается в преобладании вовлечения в зимне-весенний период и преобладание субдукции в остальное время года.

4.1.3 Баланс тепла

Интенсивность сезонной изменчивости теплозапаса деятельного слоя Черного моря, как интегральной характеристики распределения температуры, с глубиной ослабевает, происходит фазовое запаздывание наступления максимума (Рисунок 4.21). Скорость изменения теплозапаса в верхнем слое моря достигает максимальных значений ($+140 \text{ Вт} \cdot \text{м}^{-2}$) в мае и минимальных ($-140 \text{ Вт} \cdot \text{м}^{-2}$) в декабре–январе, что, в среднем, соответствует аналогичным величинам в океане на тех же широтах.



Сплошная линия отображает теплозапас (правая ось),
штриховая линия – изменения теплозапаса (левая ось)

Рисунок 4.21 — Сезонный ход изменения теплозапаса
деятельного слоя Черного моря

Скорость изменения теплозапаса, или полный тепловой баланс моря, в условиях пренебрежимо малого теплообмена с соседними морями, равна сумме внешнего теплового баланса и вертикального теплообмена с глубинными слоями. Наиболее близко сезонный цикл внешнего теплового баланса соответствует изменению теплозапаса моря (притоку тепла) в слое 0–20 м (Рисунок 4.22). Разница между этими величинами пропорциональна вертикальному теплообмену поверхностного слоя с ХПС. Зимой, в процессе плотностной конвекции, поверхностный слой моря получает тепло из ХПС ($30\text{--}40 \text{ Вт}\cdot\text{м}^{-2}$), а летом отдает тепло посредством турбулентной диффузии ($20 \text{ Вт}\cdot\text{м}^{-2}$). Отношение вертикального теплообмена к потоку тепла из атмосферы в слое 0–20 м изменяется в течение года от 15 % (летом) до 75 % (зимой).

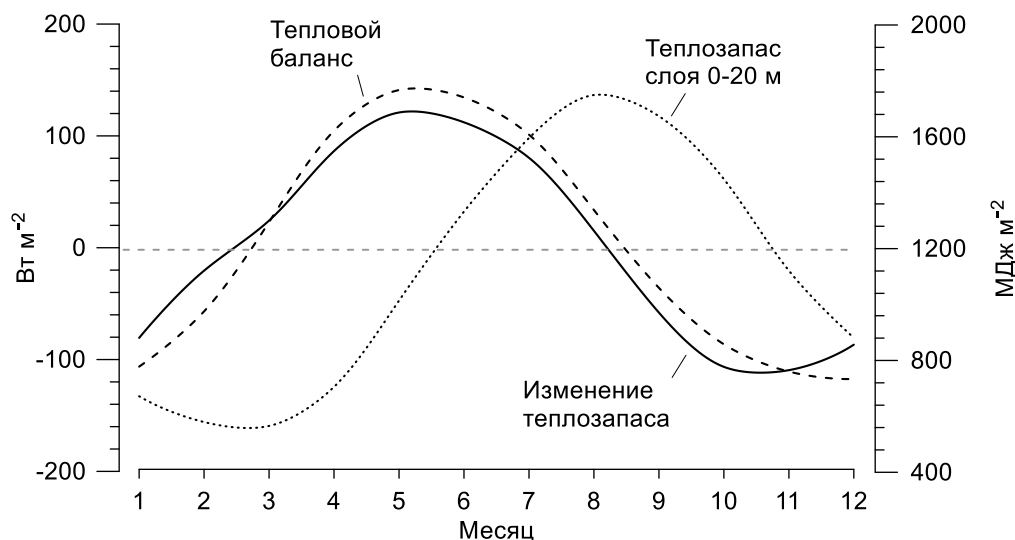
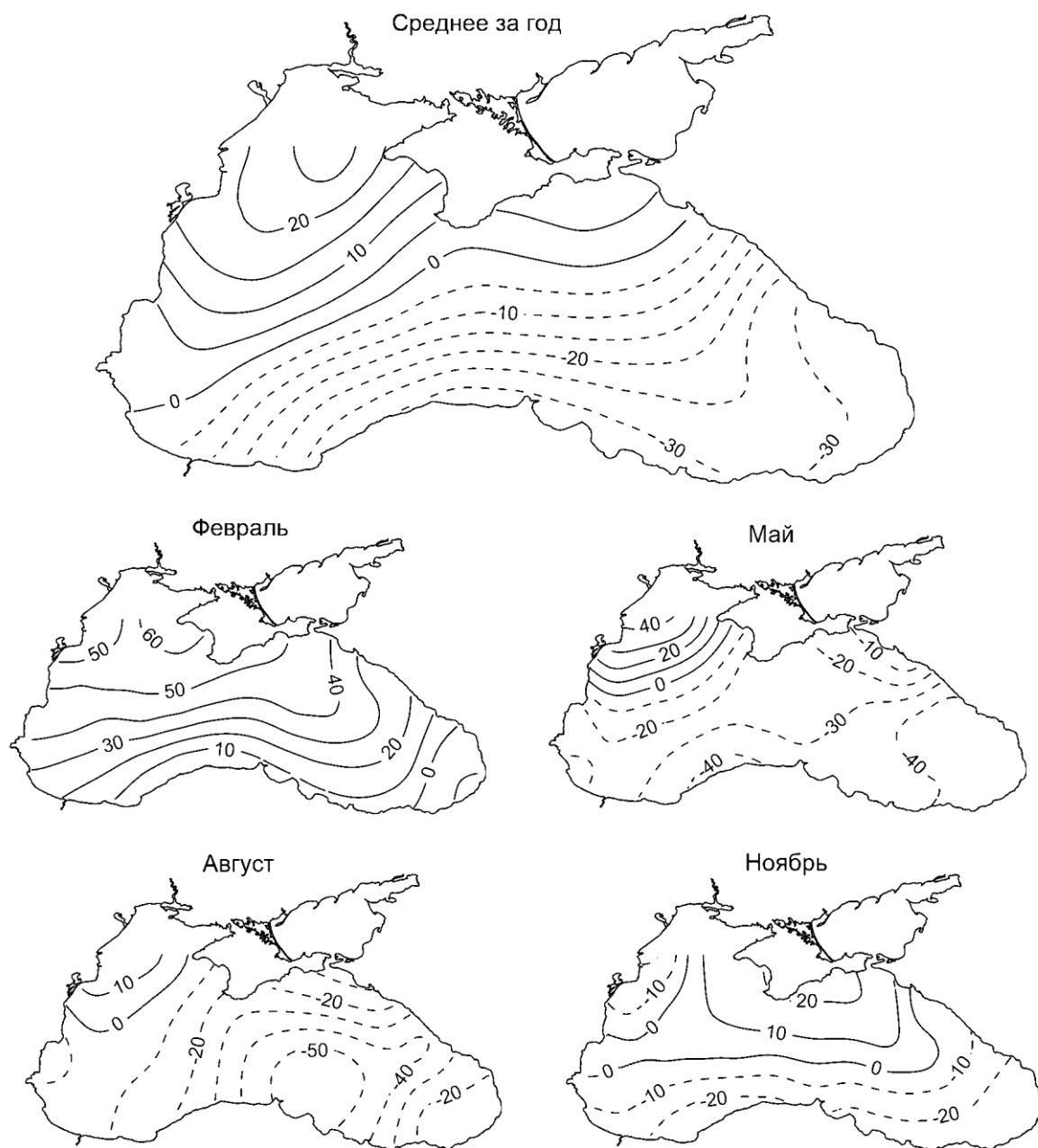


Рисунок 4.22 — Сезонный ход изменения теплозапаса
Черного моря в слое 0–20 м

Пространственное распределение разности скорости изменения теплозапаса и внешнего теплового баланса (Рисунок 4.23) позволяет оценить также и влияние горизонтальной адвекции тепла, которая при осреднении по всему морю равна нулю. Черное море получает тепло из атмосферы южнее 44° с.ш. и отдает тепло в северной части моря (Рисунок 3.29). Роль адвекции вод состоит в перераспреде-

лении тепла системой течений (главным образом ОЧТ), что проявляется в охлаждении южной части моря и нагревании северной части.



Значения в $\text{Вт}\cdot\text{м}^{-2}$, штриховыми линиями отображены отрицательные значения

Рисунок 4.23 — Пространственное распределение разности скорости изменения теплозапаса в слое 0–20 м Черного моря и внешнего теплового баланса

Величину адвективного теплообмена можно приближенно оценить, как разность величин на картах Рисунка 4.23 (сумма вертикального и горизонтального

обмена) и среднемесячных значений вертикального обмена для всего моря из Рисунка 4.21. Адвекция максимальна на периферии моря, достигая $20\text{--}30 \text{ Вт}\cdot\text{м}^{-2}$, что соответствует средним значениям вертикального теплообмена в летний период. Наибольших значений адвективный перенос тепла достигает в весенний и осенний периоды, когда горизонтальные градиенты температуры воды достаточно высоки, а вертикальный теплообмен понижен.

С глубиной корреляция между изменением теплозапаса моря и внешним тепловым балансом резко уменьшается и в слое $50\text{--}100 \text{ м}$ она близка к нулю. Это свидетельствует о том, что непосредственное влияние потоков тепла из атмосферы ограничивается слоем сезонного термоклина, а в ХПС преобладает адвекция тепла течениями и вертикальный теплообмен, максимальный в период зимнего обновления вод.

4.2 Халинная структура

4.2.1 Сезонный ход

Средний годовой ход солености воды формируется под воздействием различных физических процессов: сезонного хода пресного баланса моря, адвекции вод течениями, вертикального и горизонтального солеобмена. Для ХПС важную роль играют процессы зимнего конвективного перемешивания, для постоянного галоклина — вертикальные движения, связанные с общей циркуляцией моря.

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 ‰ , в центральной части моря не превышает $0,4 \text{ ‰}$ (Рисунок 4.24).

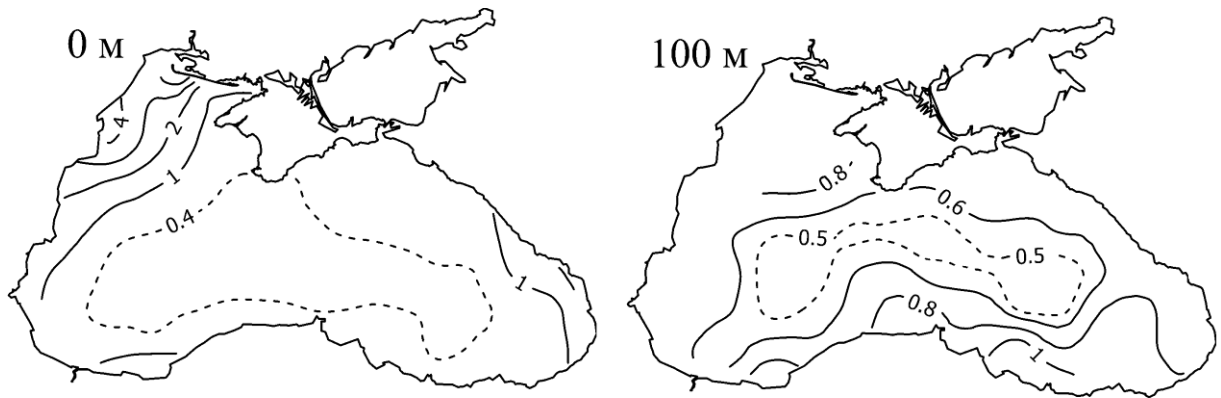


Рисунок 4.24 — Пространственное распределение размаха сезонных колебаний солености (‰)

Сезонная изменчивость для солености, в отличие от температуры воды, прослеживается гораздо глубже, вплоть до 300 м. Также, 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 (Рисунок 4.25). Наличие второго максимума впервые было описано в работе [282] 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, максимален на периферии и минимален в центре моря (Рисунок 4.24, 100 м).

Главная черта сезонного хода солености в Черном море — уменьшение солености в конце весны, начале лета (Рисунок 4.26). Минимум солезапаса поверхностных слоев моря наблюдается в июле, через два месяца после максимального значения 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.

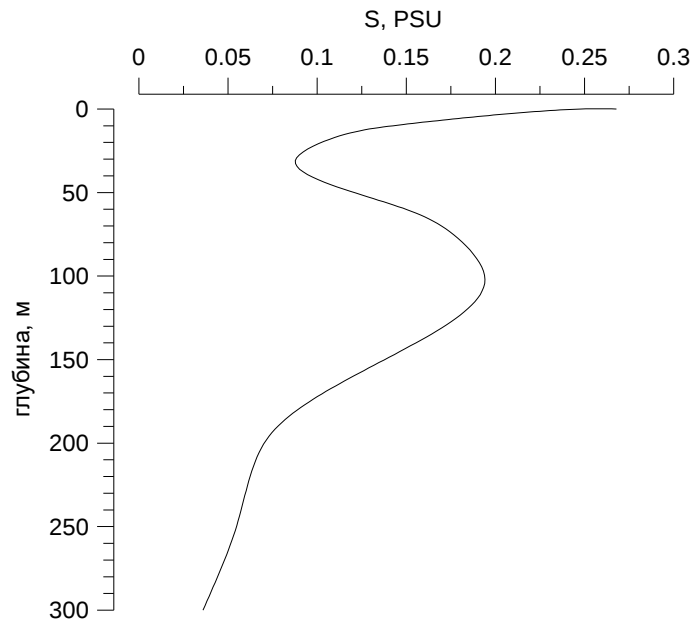
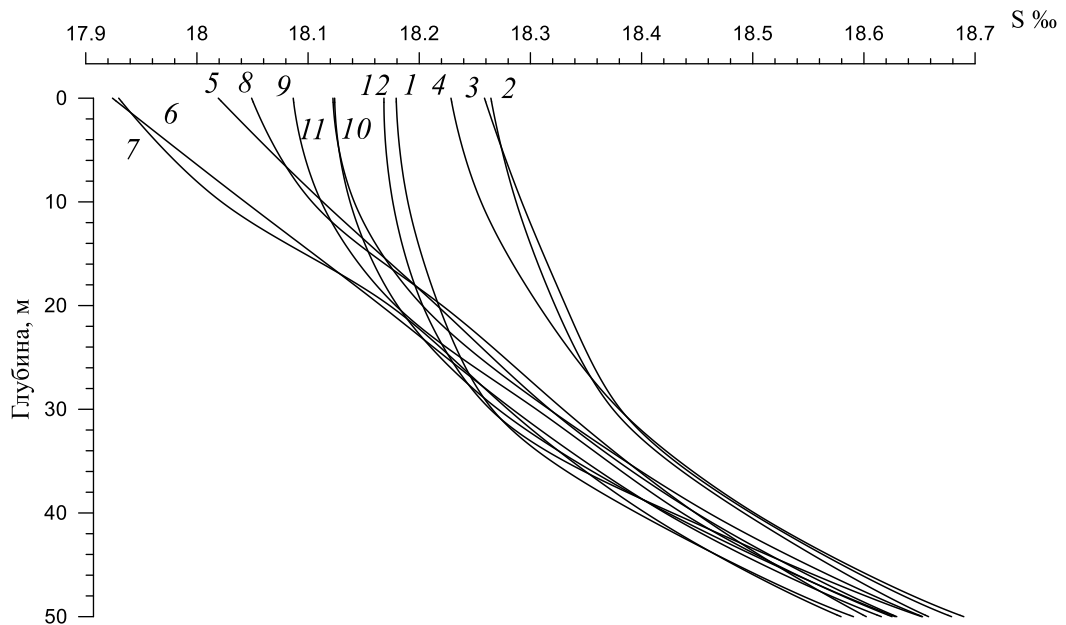


Рисунок 4.25 — Вертикальное распределение СКО сезонных колебаний солености воды в Черном море

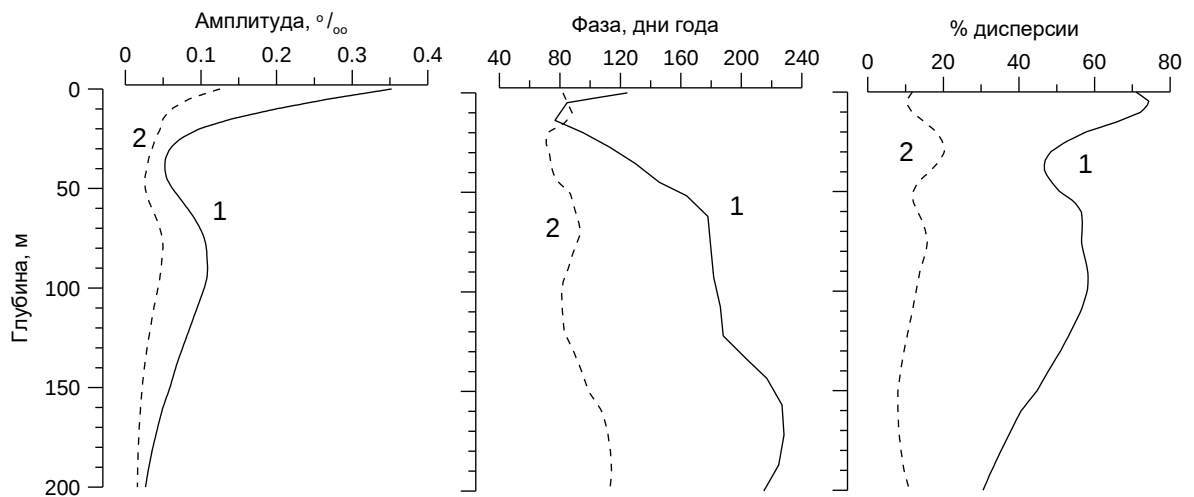


Цифрами обозначены месяцы года

Рисунок 4.26 — Среднемесячные вертикальные профили солености в верхнем слое глубоководной части Черного моря

Максимум солезапаса в слое 0–100 м приходится на зимний период, когда происходит активное ветровое и конвективное перемешивание в поверхностном слое, а усиление общей циркуляции моря обеспечивает подъем глубинных вод повышенной солености. Сезонный ход солености в прибрежных районах, близким к устьям крупных рек, отличается от районов открытого моря: например, в Одесском регионе [123] или вблизи устья Дуная минимум солености наблюдается в апреле–мае. На удалении от берега 100–150 км, уже в центре северо-западного шельфа или в Каркинитском заливе [233] сезонный ход солености аналогичен районам открытого моря — минимум наблюдается в июле.

Вертикальное распределение характеристик основных сезонных гармоник солености (Рисунок 4.27) показывает, что и 1-я (годовая) и 2-я (полугодовая) гармоники имеют два максимума — на поверхности моря и в постоянном галоклине. 1-я гармоника сезонного хода солености имеет меньший вклад в общую дисперсию (40–60 %), чем 1-я гармоника температуры воды (>90 %) из-за большей неравномерности сезонного цикла пресного баланса.



Цифрами обозначены номера гармоник

Рисунок 4.27 — Вертикальное распределение характеристик сезонных гармоник солености

В поверхностном слое максимумы амплитуд 1-й гармоники солености находятся в зонах наибольшего притока пресных вод: на северо-западном шельфе и в юго-восточной части моря, минимумы амплитуд — в центральной части моря (Рисунок 4.28). В слое 50–100 м максимум амплитуд 1-й гармоники сдвигается в центральную часть моря. В более глубоких слоях колебания солености годового периода наиболее интенсивны в южной части моря, вдоль турецкого побережья.

Пространственное распределение фазы 1-й гармоники солености (Рисунок 4.29) отличается сильной контрастностью. В поверхностном слое зимний максимум солености имеет место в районах интенсивного конвективного перемешивания: мористая часть северо-западного шельфа, западный и восточный циклонические круговороты. В прибрежной области западного и южного побережий моря наступление максимума сдвигается к летнему сезону, а у Кавказского побережья — к осеннему сезону. В слое ХПС и глубже зимний максимум солености характерен только для области восточного циклонического круговорота, на остальной части акватории его наступление приходится на летне-осенний сезон. Как и в случае для температуры воды, фазовый сдвиг в наступлении максимумов между периферией и центральной частью моря достигает в пикноклине нескольких месяцев, отражая сезонный ход интенсивности циркуляции моря и вертикальных движений.

Суммарный вклад первых двух гармоник в дисперсию сезонных колебаний солености в Черном море снижается от 85 % в поверхностном слое до 40 % на горизонте 200 м. Влияние полугодовой гармоники максимально в нижней части сезонного термоклина (слой 25–35 м), где ее вклад в общую дисперсию составляет примерно 20 % или около 40 % от годовой гармоники. Глубже 200 м отношение полугодовой и годовой гармоник опять возрастает (>50 %), в основном из-за уменьшения вклада годовой гармоники.

Сезонный ход солености на различных горизонтах в виде суммы двух гармоник представлен на Рисунке 4.30, в виде временного разреза — на Рисунке 4.31. С глубиной характер сезонных колебаний, как и в случае для температуры воды, претерпевает заметные изменения: в слое 0–50 м прослеживается процесс

перераспределения сезонного цикла баланса пресных вод на поверхности моря; в слое 75–200 м основную роль играет сезонный ход циркуляции вод; в слое 250–300 м преобладают полугодовые колебания малой амплитуды.

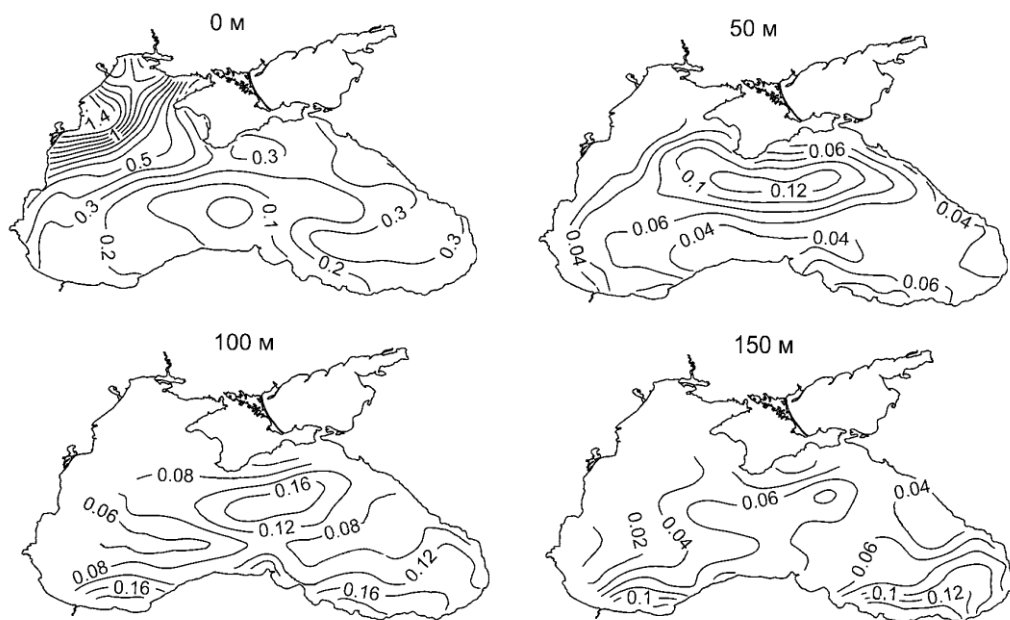
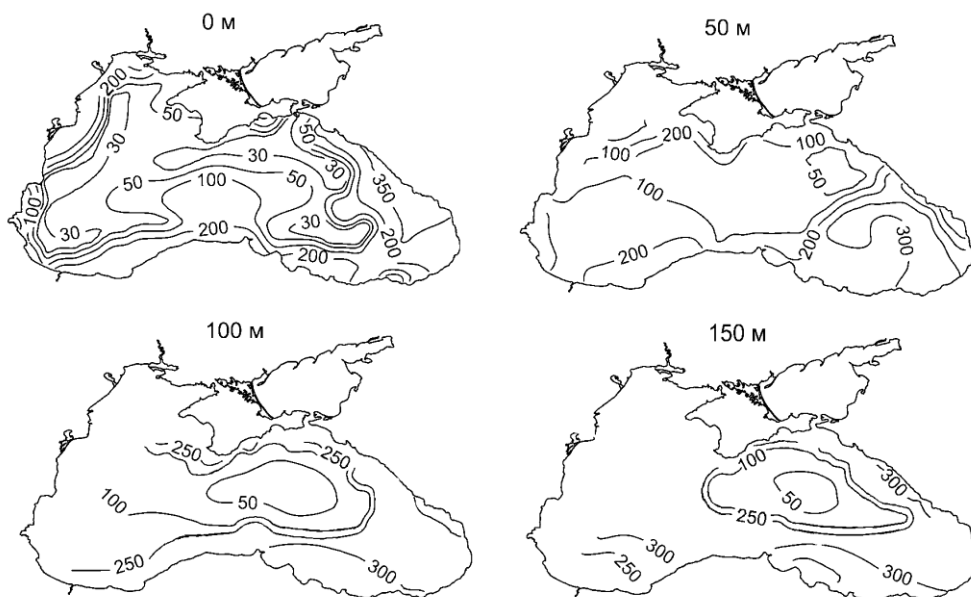


Рисунок 4.28 — Амплитуда 1-й (годовой) гармоники
солености (‰) на различных горизонтах



Значения — порядковые номера дней года

Рисунок 4.29 — Фаза 1-й (годовой) гармоники солености
на различных горизонтах

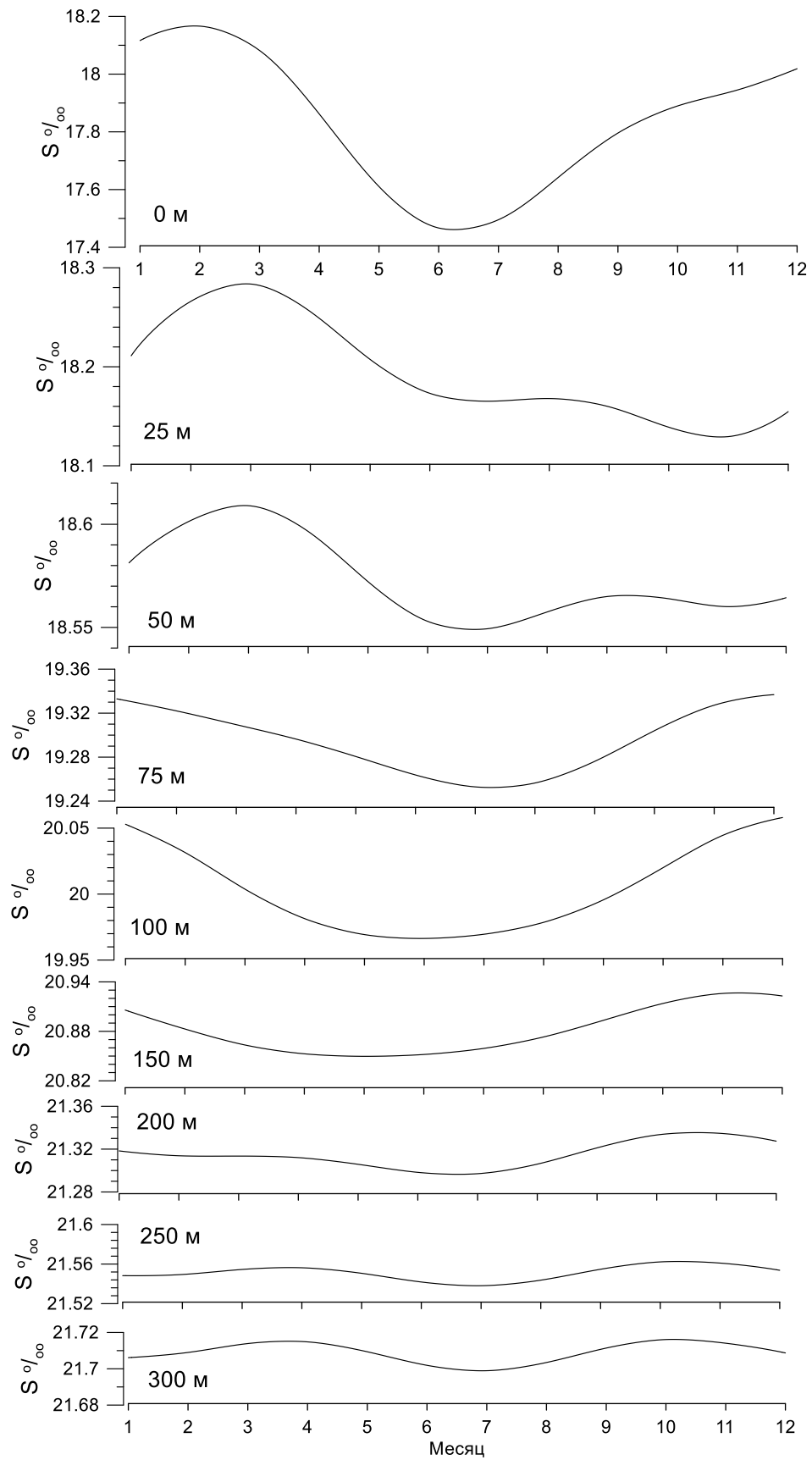


Рисунок 4.30 — Средний по акватории моря сезонный цикл солёности, аппроксимированный суммой 1-й (годовой) и 2-й (полугодовой) гармоник

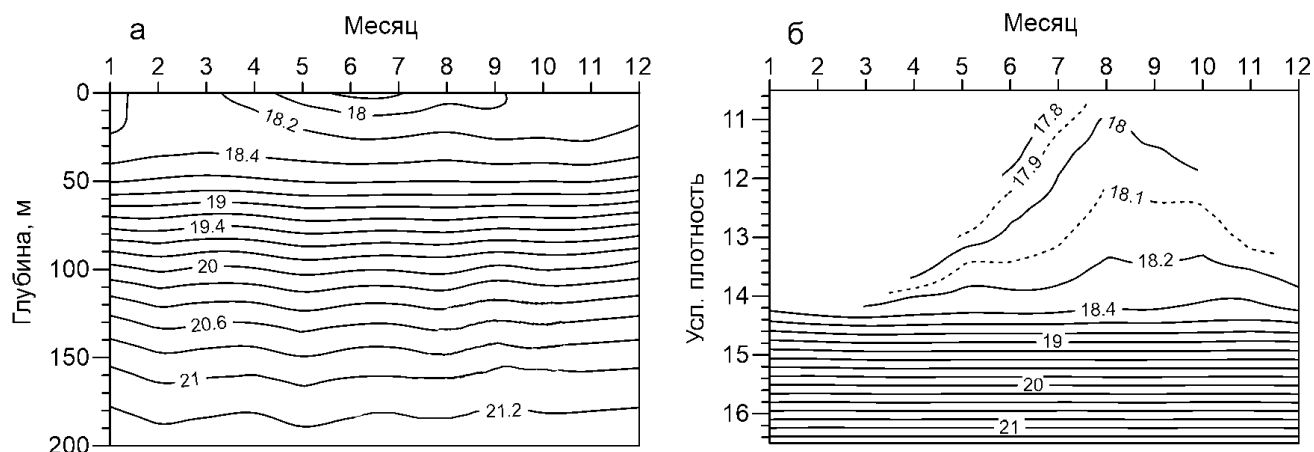


Рисунок 4.31 — Сезонный ход среднего по акватории моря распределения солености: а) по глубине; б) по изопикнам

Сезонные циклы температуры и солености на различных горизонтах по фазам колебаний часто не соответствуют друг другу. В слое 0–50 м они находятся в противофазе: минимальные значения температуры в зимний период соответствуют максимальным значениям солености, и наоборот, соленость минимальна в летний период, а температура максимальна. В слое основного пикноклина (75–200 м) сезонные циклы температуры и солености более соответствуют друг другу: минимальные значения в основном наблюдаются весной.

Основная часть сезонной изменчивости вертикальных профилей солености описывается тремя первыми вертикальными модами ЭОФ (84,5 %). Большую часть изменчивости (53 %) содержит 1-я мода, максимум которой находится в верхней части галоклина, а экстремумы временного хода приходятся на декабрь–январь и июнь–июль (Рисунок 4.32).

Пространственное распределение временных коэффициентов 1-й вертикальной моды солености (Рисунок 4.32в), в отличие от температуры воды, отражает противофазные колебания между различными частями моря. 1-я пространственная мода (46 %) характеризует различия между центральной частью моря и периферией, связанные с сезонным ходом интенсивности циркуляции вод, когда солезапас центральной части моря увеличивается зимой из-за усиления восходящих движений, а на периферии моря уменьшается. В весенне-летний период про-

исходит обратный процесс, на который накладывается проникновение речных вод в центральную часть моря. Наиболее явным образом пространственные противофазные колебания такого рода выражены в верхней части постоянного галоклина. 2-я пространственная мода (24 %) отражает фазовые различия сезонного хода солезапаса в западном циклоническом круговороте и во всей остальной части бассейна, что связано с сезонным перераспределением интенсивности общей циркуляции вод между западной и восточной половинами моря.

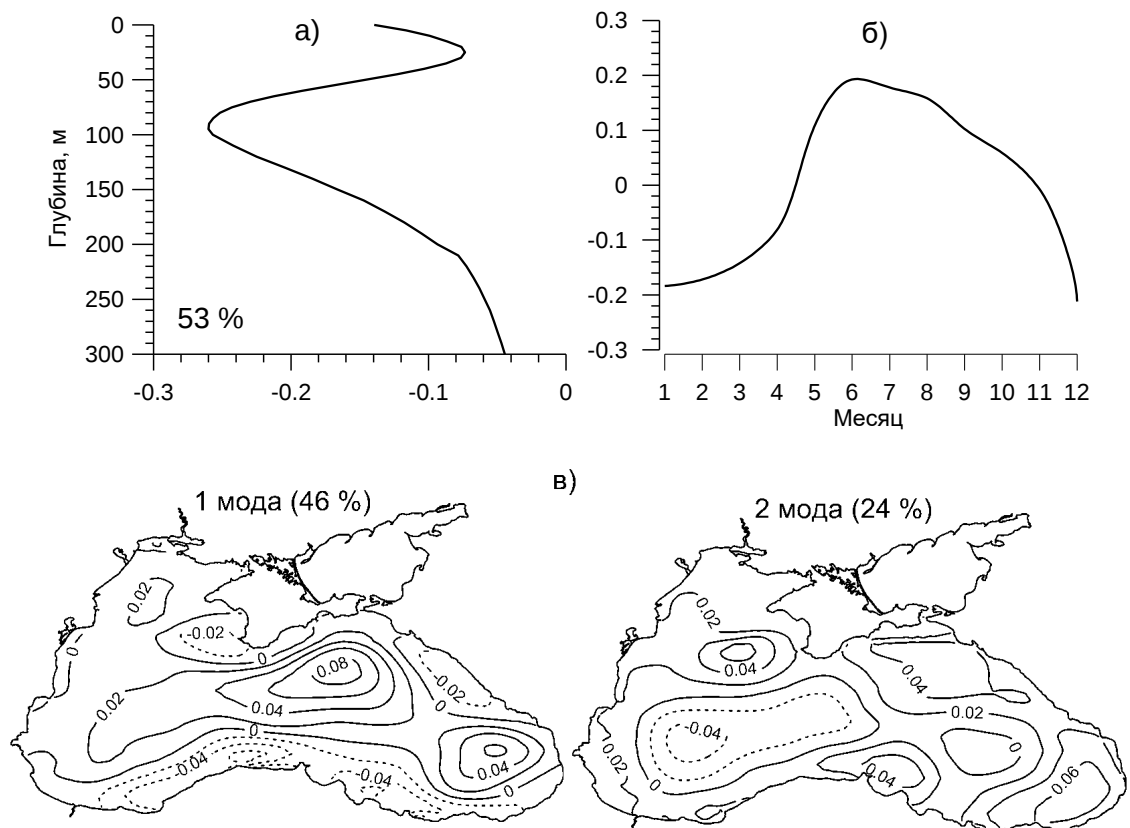
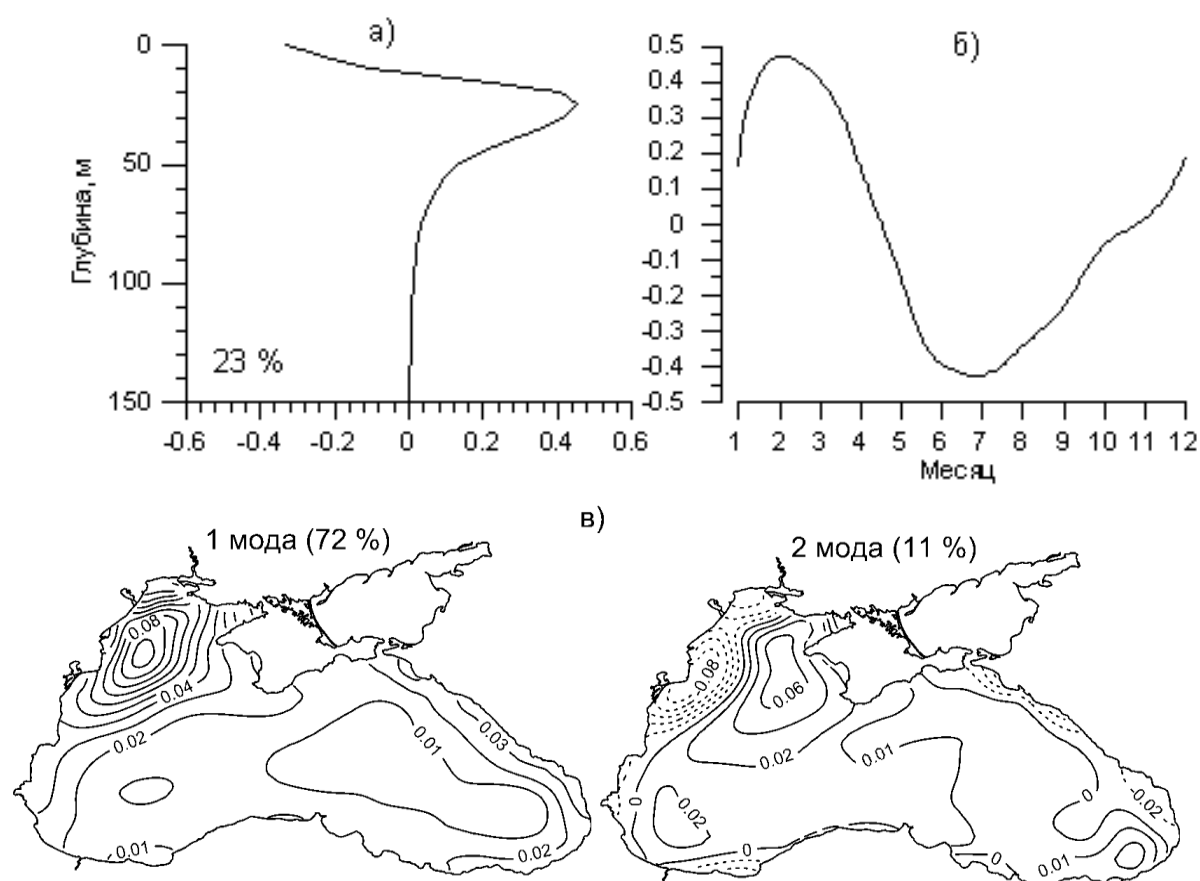


Рисунок 4.32 — Характеристики 1-й вертикальной сезонной моды солёности: а) вертикальное распределение; б) годовой ход временных коэффициентов; в) горизонтальные моды ЭОФ временных коэффициентов

2-я вертикальная мода, описывающая 23 % изменчивости профилей солёности, характеризует колебания с противоположными фазами в поверхностном слое относительно верхней части ХПС, экстремумы временного хода приходятся на

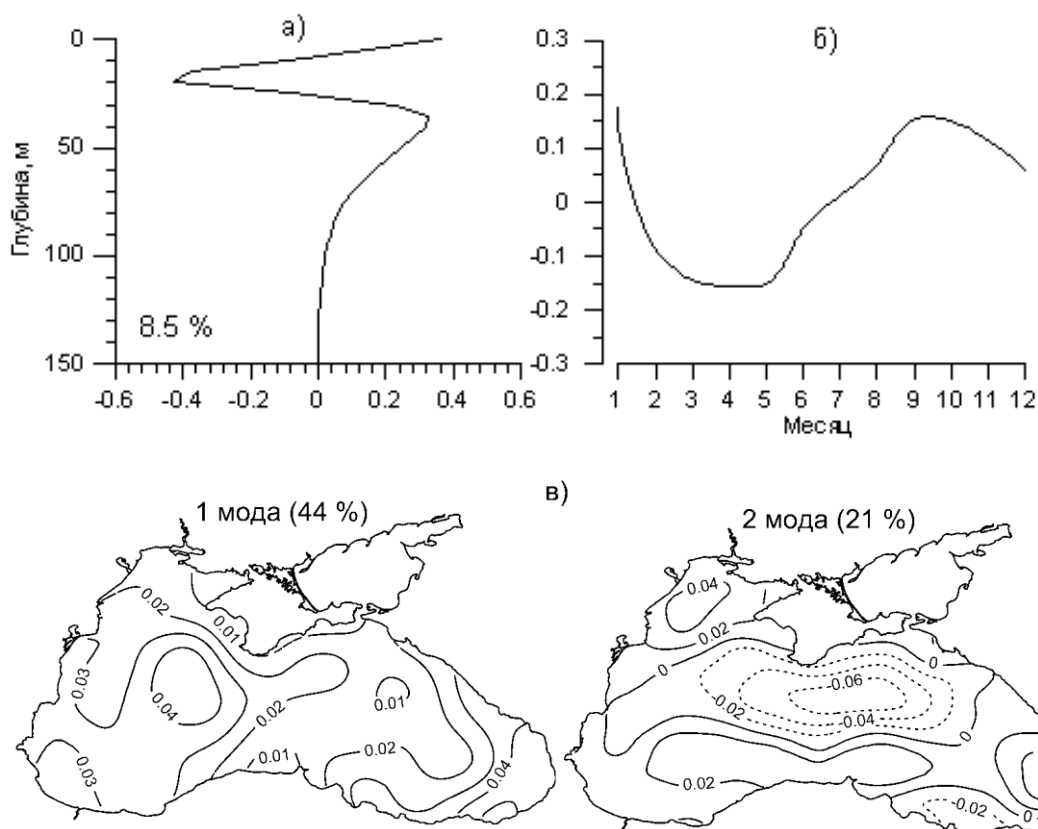
июль и февраль (Рисунок 4.33). Такого рода колебания отражают синхронность процессов распреснения поверхностного слоя и адвекции соленых вод в подповерхностном слое или, соответственно, наоборот. Как видно из Рисунка 4.33в, наиболее сильно такие изменения солезапаса выражены в районах, близких к источникам пресных вод.

Более сложные колебания, описываемые 3-й вертикальной модой (Рисунок 4.34), составляют 8,5 % дисперсии сезонного хода. Основная часть изменчивости, относящейся к 3-й моде, сосредоточена в поверхностном слое и ХПС, на пространственном распределении выделяются области циклонических круговоротов и Батумского антициклона.



Обозначения как на Рисунке 4.27

Рисунок 4.33 — Характеристики 2-й вертикальной сезонной моды солености



Обозначения как на Рисунке 4.27

Рисунок 4.34 — Характеристики 3-й вертикальной сезонной моды солености

4.2.2 Пространственное распределение

Картина сезонного цикла пространственного распределения солености качественно изменяется при переходе от поверхности моря к слою постоянного галоклина.

В слое 0–20 м двухъядерная структура солезапаса с максимумами в центрах крупномасштабных циклонических круговоротов характерна для зимне-весеннего периода (Рисунок 4.35). Летом, при общем распреснении моря и ослаблении циркуляции моря, локальные максимумы становятся слабо выраженными, вся центральная часть моря представляет собой более однородную область. В осенний

период максимум солезапаса смещается в область восточного циклонического круговорота.

В слое 20–75 м (в ХПС) двухъядерная структура солезапаса преобладает, наоборот, в летний период. В остальное время года типичным является пространственное распределение с восточным максимумом солезапаса (Рисунок 4.36).

Для слоя постоянного пикноклина (Рисунок 4.37) характерно летнее преобладание максимума солезапаса в западном циклоническом круговороте.

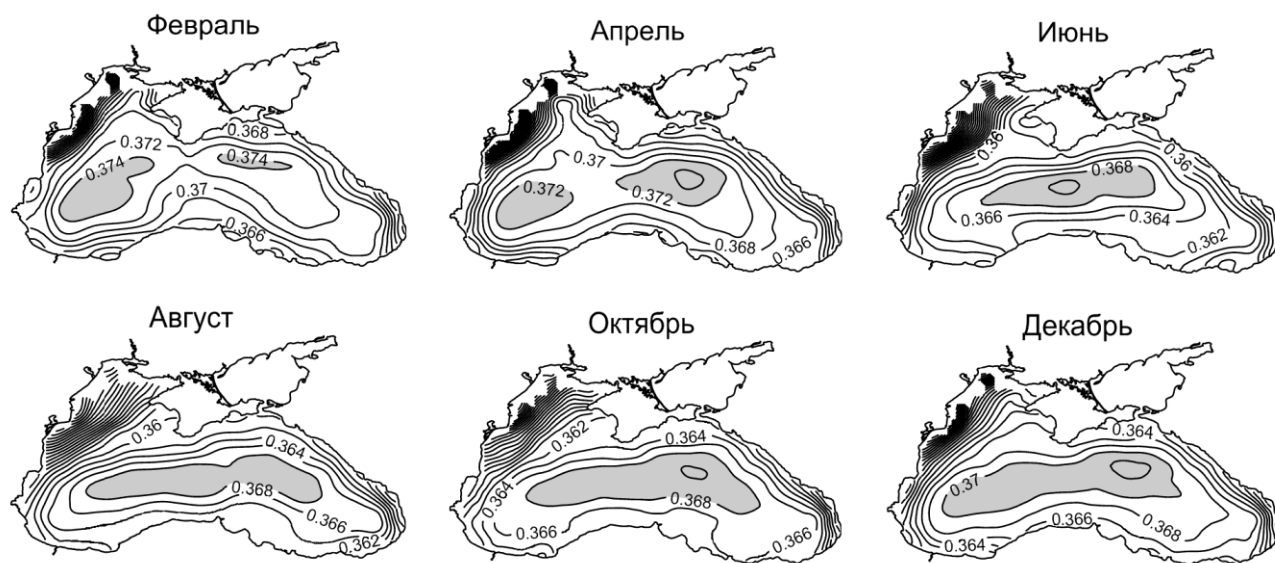


Рисунок 4.35 — Сезонный ход солезапаса в слое 0–20 м (т/м^2)

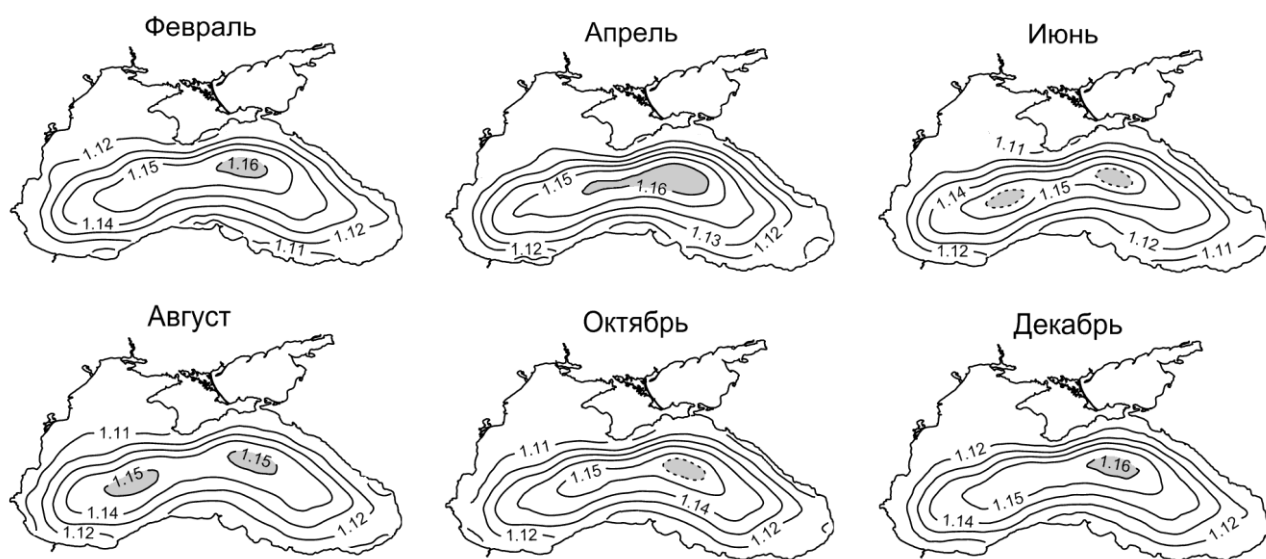


Рисунок 4.36 — Сезонный ход солезапаса в слое 20–75 м (т/м^2)

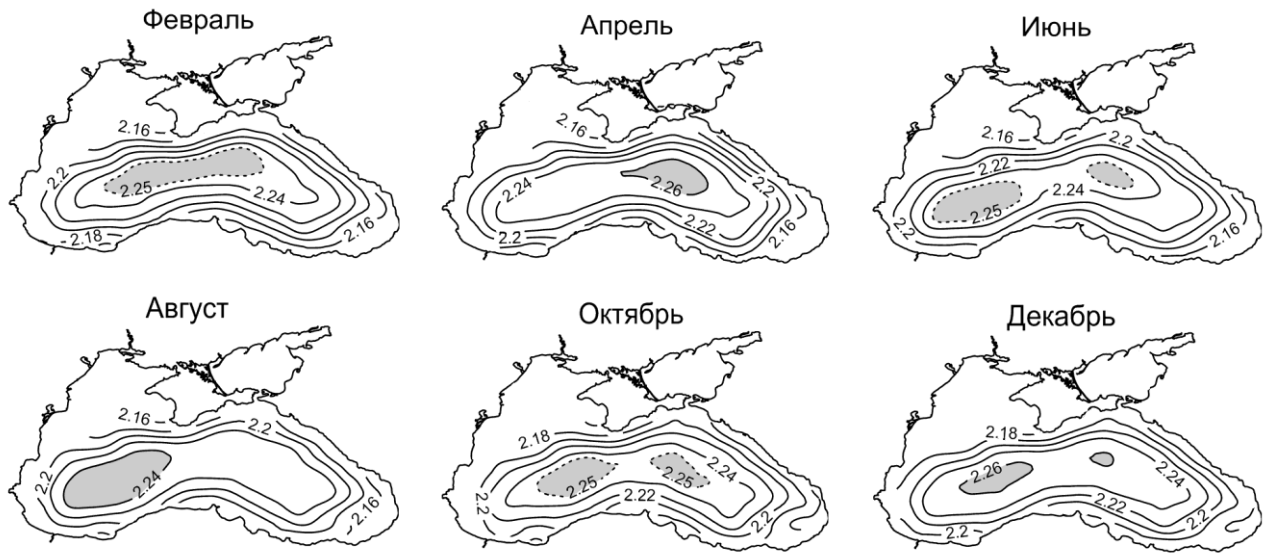


Рисунок 4.37 — Сезонный ход солезапаса в слое 100–200 м (т/м^2)

Изменения характера пространственного распределения содержания солей в различных слоях моря связаны с разной степенью взаимодействия сезонной изменчивости водного баланса (пункт 3.2.2), общей циркуляции моря (пункт 4.4) и процессов образования вод ХПС (пункт 4.1.2).

4.2.3 Солевой баланс

Содержание солей в поверхностном и, в меньшей степени, подповерхностном слоях моря, в первую очередь, должно непосредственно зависеть от баланса пресных вод F . Для оценки сезонного цикла баланса пресных вод F по формуле (3.1) используем значения разности осадков и испарения $P - E$ из массива ВАО МГИ (как близкие к среднему из всех оценок) и значения речного стока R из данных СО ГОИН (единственный источник для R). На Рисунке 4.33а представлено сравнение баланса пресных вод F и солезапаса моря S_h для верхнего слоя 0–50 м. Корреляционная связь между этими сезонными кривыми положительна ($r = 0,6$), что противоречит ожиданию (из общих соображений) отрицательного знака

корреляции пресного баланса и содержания солей. Если же сравнивать пресный баланс с кривой среднемесячного приращения солезапаса dS_h (Рисунок 4.38 б, сплошная линия), то корреляционная связь становится отрицательной ($r = -0,6$), что уже не противоречит стандартным представлениям. Тем не менее, количественные значения пресного баланса не столь велики, чтобы объяснить соответствующие изменения солезапаса. На Рисунке 4.38 б (штриховая линия) изображены среднемесячные приращения солезапаса, обусловленные балансом пресных вод

$$dS_h^F = -F/55 \quad (4.1)$$

Это выражение было принято с учетом того, что в 1 м^3 поверхностной черноморской водной массы на $1 \text{ кг} \cdot \text{м}^{-2}$ соли приходится $54\text{--}57 \text{ кг} \cdot \text{м}^{-2}$ пресной воды (из соотношения $(\rho - \rho_S)/\rho_S$). Колебания солезапаса за счет пресного баланса dS_h^F по абсолютной величине гораздо меньше полного приращения содержания солей dS_h . Приблизительное количественное соответствие этих величин достигается только для поверхностного слоя моря (0–10 м). Более того, в зимне-осенний период положительное приращение dS_h противоположно по знаку снижению dS_h^F за счет увеличения пресного баланса.

Недостаточность вклада поступающих пресных вод еще раз подтверждает необходимость учета всех составляющих солевого баланса. Как было показано ранее в [73], а затем в [61, 62, 172], содержание солей в верхнем слое Черного моря в значительной степени зависит от подъема вод постоянного галоклина и водообмена распресненных прибрежных вод с солеными водами открытой части моря, которые, в свою очередь, регулируются сезонным ходом завихренности напряжения ветра [166, 367].

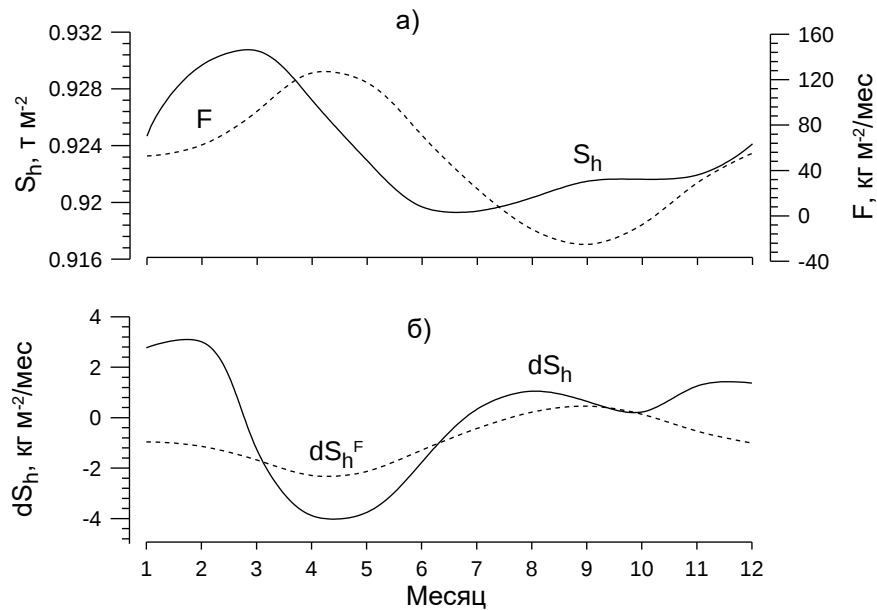


Рисунок 4.38 — Сезонный ход: а) среднего солезапаса S_h слоя 0–50 м и баланса пресных вод F для всей акватории моря Черного моря; б) среднемесячное приращение солезапаса dS_h и среднемесячное приращение солезапаса, обусловленное балансом пресных вод dS_h^F

Рассмотрим сезонные изменения содержания солей и пресного баланса отдельно для центральной части моря и для шельфа. При анализе графиков сезонного хода ежемесячных приращений солезапаса и соответствующих значений пресного баланса (Рисунки 4.39 б, 4.40 б), обнаруживается их существенное отличие на шельфе и в центральной части моря. На шельфе (Рисунок 4.39 б) значительный приток пресных вод в течение года должен был бы приводить к меньшему содержанию солей, чем наблюдается по натурным данным ($dS_h^F < dS_h$). При расчете dS_h^F , в отличие от соотношения (4.1), кроме пресного баланса F в прибрежной зоне дополнительно учитывался средний сток шельфовых вод с верхнебосфорским течением $V_{сб} = -400 \text{ км}^3/\text{год}$ и более низкая соленость прибрежной водной массы (в среднем $65 \text{ кг} \cdot \text{м}^{-2}$ пресной воды на $1 \text{ кг} \cdot \text{м}^{-2}$ соли).

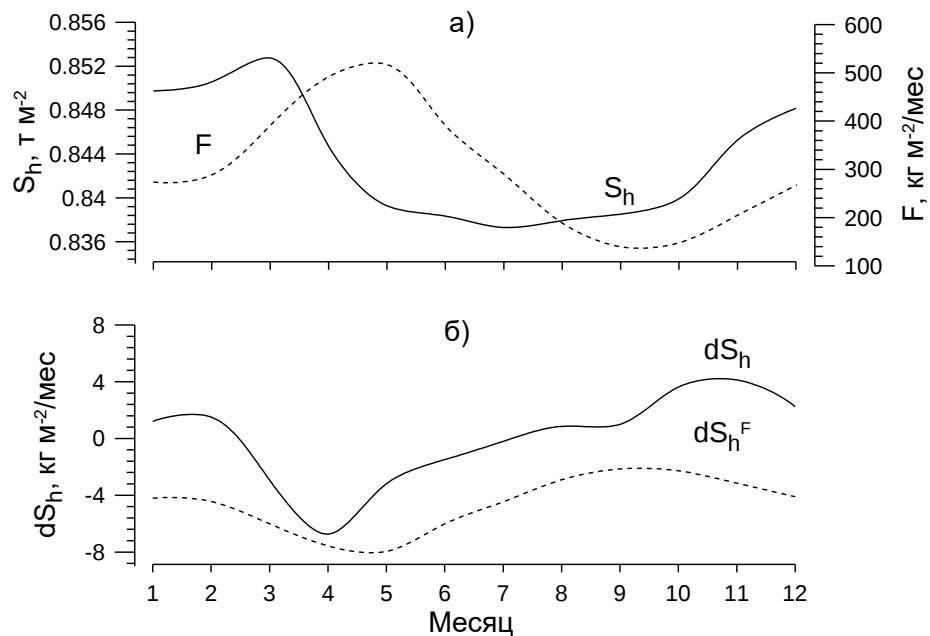
$$dS_h^F = -(F - V_{сб})/65 \quad (4.2)$$

Для поддержания солевого баланса шельфовая зона должна получать соль из открытого моря только путем адвективного переноса, т.к. других источников соли, в отличие от центральной части моря, здесь нет. Адвективную составляющую баланса соли оценим как

$$B_s^A = (dS_h - dS_h^F) C_{\text{ш}}, \quad (4.3)$$

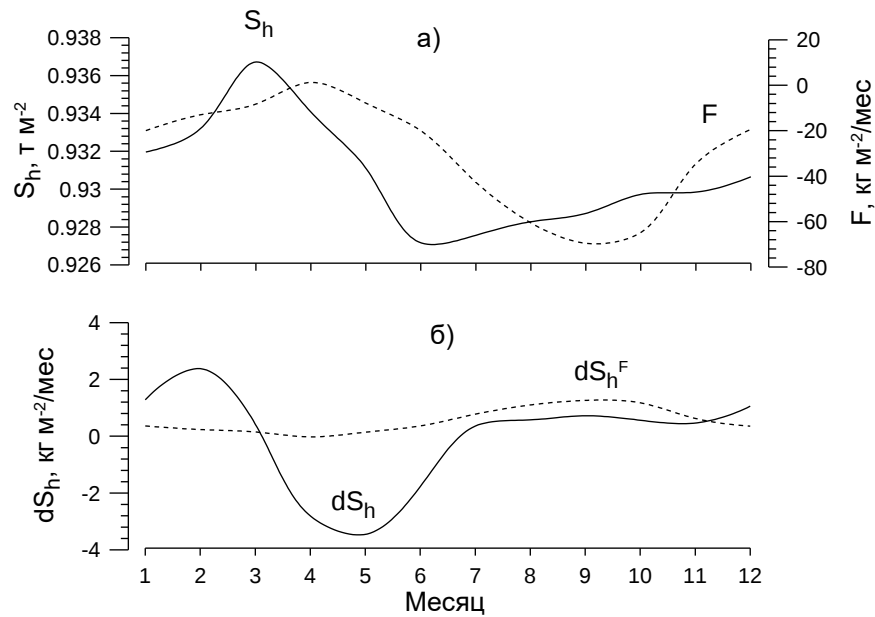
где $C_{\text{ш}}$ — площадь шельфа = 104 250 км²; dS_h^F — по формуле (4.2).

Годовая сумма B_s^A солеобмена шельфа с центральной частью моря при таких допущениях составит 4,3 млрд т.



Обозначения как на Рисунке 4.38

Рисунок 4.39 — Сезонный ход составляющих солезапаса на северо-западном шельфе Черного моря



Обозначения как на Рисунке 4.38

Рисунок 4.40 — Сезонный ход составляющих солезапаса
в слое 0–50 м центральной части Черного моря

В центральной части моря (Рисунок 4.40 б) отрицательный пресный баланс с малой годовой амплитудой также не может обеспечить, ни сильное осолонение зимой, ни, тем более, сильное опреснение весной. В отличие от шельфа, в открытой части моря, кроме горизонтальной адвекции, необходимо учитывать дополнительные источники соли: подъем глубинных вод и турбулентную диффузию соли из галоклина. Объем соли, поступающий с восходящим движением вод, оценим как

$$B_s^W = W C_{\text{ц}} \rho \Delta S \Delta t, \quad (4.4)$$

где W — вертикальная скорость подъема вод;

$C_{\text{ц}}$ — площадь центральной части моря = 312 750 км²;

ρ — плотность воды = 1015 кг/м³;

ΔS — разность солености между верхним слоем и галоклином = 2,8 ‰;

Δt — период времени.

Объем поступающей соли за счет турбулентной диффузии оценим как

$$B_s^D = K C_{\text{ц}} \rho \frac{d^2 S}{dz^2} \Delta t, \quad (4.5)$$

где K — коэффициент вертикальной турбулентной диффузии $= 2 \cdot 10^{-5} \text{ м}^2 \cdot \text{с}^{-1}$;

S — соленость; $\frac{d^2 S}{dz^2} = 4,5 \cdot 10^{-4} \text{ ‰} \cdot \text{м}^{-2}$;

Δt — период времени.

Все параметры для формул (4.4, 4.5) оценивались как средние для слоя 25–75 м (для оценки потоков между слоями 0–50 м и 50–100 м), количественные значения K и W выбраны с учетом работ [172, 191, 241, 243, 362, 365].

Адвективную составляющую баланса соли для центральной части моря оценим как

$$B_s^A = C_{\text{ц}} (dS_h - dS_h^F) - B_s^W - B_s^D, \quad (4.6)$$

где dS_h^F — приращения солезапаса, обусловленные пресным балансом центральной части, по формуле (4.1)

Результаты оценок составляющих солевого баланса за год представлены на Рисунке 4.41. В центральной части моря сумма притока соли за счет подъема вод галоклина (3,6 млрд т/год) и за счет отрицательного пресного баланса (2 млрд т/год) практически компенсируется солеобменом с периферией моря (–5,8 млрд т/год). Роль притока солей за счет турбулентной диффузии невелика и составляет 0,1 млрд т/год. Избыток пресных вод в шельфовой зоне (5,8 млрд т/год) полностью уравнивается водообменом с открытым морем. В целом по морю, положительный баланс пресных вод в слое 0–50 м компенсируется притоком солей из глубинных слоев. Для сравнения на рисунке приведена средняя оценка составляющих солеобмена через Босфор (+/– 7 млрд т/год).

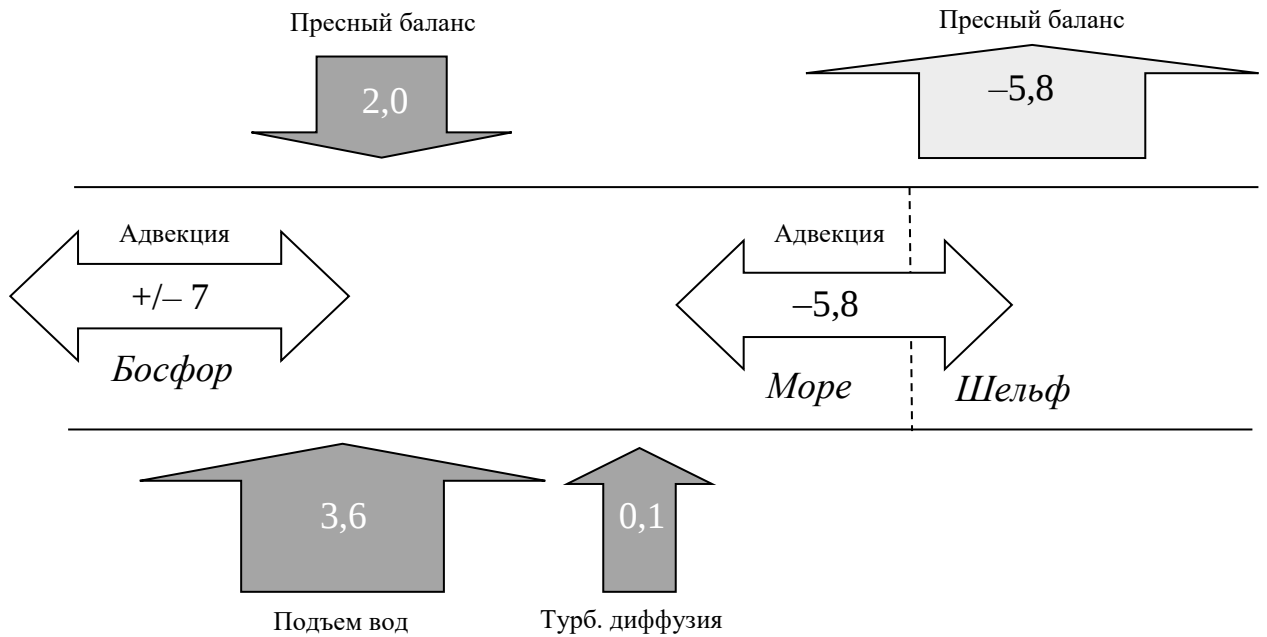


Рисунок 4.41 — Составляющие солевого баланса в слое
0–50 м Черного моря (млрд т/год)

В расчете солевого баланса, при заданных значениях пресного баланса, основную роль будет играть поступление соли из глубинных слоев B_s^W (формула 4.4), где наибольшая неопределенность относится к вертикальной скорости W . При значении $W = 3,7 \cdot 10^{-7}$ м/с, что близко к оценке [172, 191] для зимнего периода, солеобмен между шельфом и открытым морем B_s^A будет уравновешен. При этом, невязка солевого баланса в центральной части моря будет $-0,1$ млрд т/год. Можно предположить, что этот дефицит солезапаса объясняется опусканием более пресных вод на периферии глубоководной части моря, например [61, 166]. Но, если сравнить годовой ход изменения солезапаса в центре и на периферии моря для разных слоев моря, то их противофазность, вызванная вертикальными движениями разной направленности, наиболее выражена в слое постоянного пикноклина (Рисунок 4.42), в то время как в рассматриваемом слое 0–50 м она выражена слабо. Скорее всего, оценка диффузионного притока солей B_s^D является заниженной. Естественно, при необходимости согласования различных параметров, таких как W , K , и в меньшей степени, ΔS , d^2S/dz^2 , вносящих неопределенности при расчете B_s^W , B_s^D и B_s^A , невязка балансовых расчетов неизбежна.

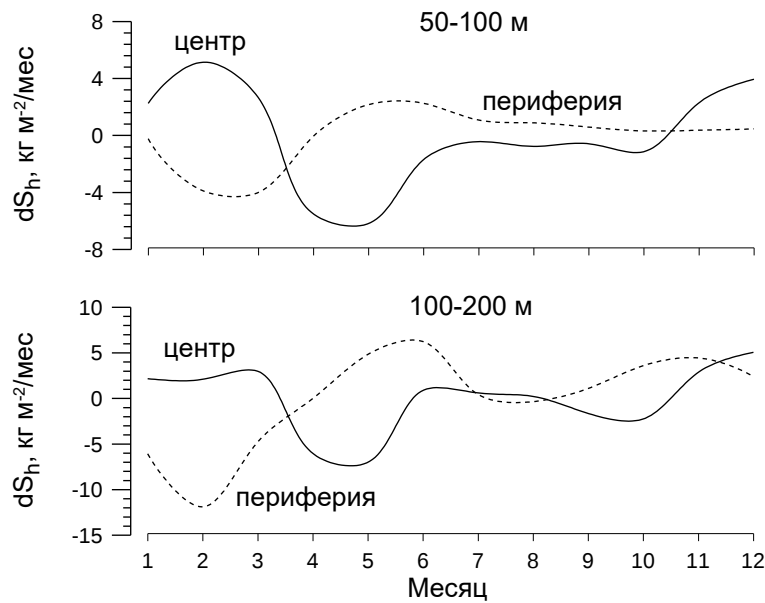
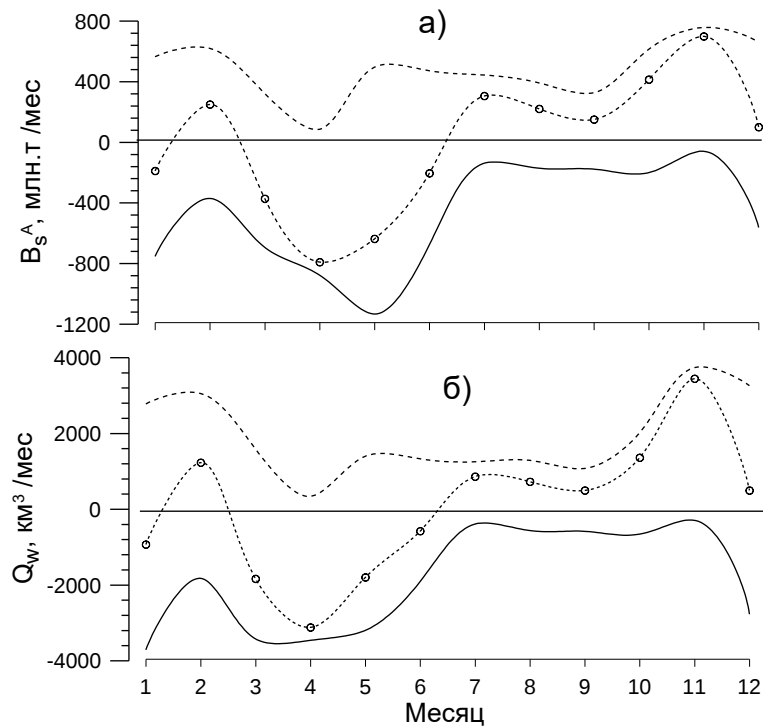


Рисунок 4.42 — Сезонный ход среднемесячного приращения солезапаса dS_h в слоях основного пикноклина для центральной части моря и для периферии глубоководной части моря

Из всех составляющих солевого баланса, изображенных на Рисунке 4.41, три из них имеют хорошо выраженный сезонный ход: пресный баланс dS_h^F на шельфе (максимум весной, Рисунок 4.38, вертикальная адвекция в центре моря B_s^W (соответствует сезонному ходу завихренности ветра, максимум зимой, Рисунок 3.5) и горизонтальная адвекция B_s^A (водообмен) — динамическая реакция морского бассейна на изменения B_s^W и dS_h^F .

Сезонный цикл водо- и солеобмена между открытым морем и шельфовой зоной показан на Рисунке 4.43. В осенне-зимний период, с октября по февраль преобладает поступление соленых вод в шельфовую зону, перенос распресненных вод в центральную часть моря минимален. Весной, с марта по июнь происходит интенсивный процесс в обратном направлении. Летом, с июля по сентябрь водообмен между шельфом и открытым морем значительно ослабевает, преобладает перенос соленых вод в шельфовую зону. Суммарный годовой адвективный солеобмен, составляющий 5,8 млрд т/год, распределяется между разнонаправленными потоками шельф—открытое море.



Сплошная линия относится к слою 0–50 м центральной части моря, штриховая линия – к шельфовой зоне, линия с символами отображает результирующий поток

Рисунок 4.43 — Сезонный ход: а) солеобмена и б) водообмена между открытым морем и шельфом Черного моря.

Поток воды относительно шельфовой зоны рассчитывался по формуле

$$Q_w = B_s^A / (\rho \Delta S), \quad (4.7)$$

где B_s^A — адвективный солеобмен шельфа по формуле (4.3);

ρ — средняя плотность воды шельфа = 1014 кг/м⁻³;

ΔS — разность средних соленостей шельфа и слоя 0–50 м в центральной части моря (0,35 ‰ летом и 0,2 ‰ зимой).

Поток воды относительно центральной части моря определялся как

$$Q_w = B_s^A / (\rho \Delta S), \quad (4.8)$$

где B_s^A — адвективный солеобмен по формуле (4.6);

ρ — средняя плотность воды = 1015 кг/м³;

ΔS — разность соленостей = 2,8 ‰, как и в формуле (4.4).

Суммарный годовой водообмен составил $23 \cdot 10^3$ км³/год, для сравнения в работе [61, 62] эта величина оценивается как $11 \cdot 10^3$ км³/год.

4.3 T,S- характеристики

В формировании водных масс Черного моря участвуют две первичные водные массы: мраморноморские воды (МВ), поступающие с нижнебосфорским течением ($T = 12\text{--}15^\circ\text{C}$, $S = 34\text{--}37$ ‰, $\sigma_t = 26\text{--}28$) и пресные воды ($T = 0\text{--}28^\circ\text{C}$, $S = 0\text{--}4$ ‰), поступающие с речным стоком и осадками. В районе Керченского пролива в Черное море поступают азовоморские воды (АВ), $S = 12\text{--}15$ ‰. В результате смешения поступающих водных масс, процессов тепло- и солеобмена, атмосферного воздействия формируются собственные водные массы бассейна (Рисунок 4.44, Таблица 4.1). Выделяется несколько черноморских водных масс (далее названия масс по [179]): прибрежная черноморская водная масса (ПрЧВМ), верхняя (или поверхностная) черноморская водная масса (ВЧВМ), холодный промежуточный слой (ХПС), промежуточная черноморская водная масса (ПЧВМ), глубинная черноморская водная масса (ГЧВМ). Как отдельная водная масса, ХПС стал рассматриваться, начиная с 1979 г. [92].

Следуя наиболее распространенной четырехслойной схеме деления водных масс океана, к поверхностным массам относятся ПрЧВМ, ВЧВМ и ХПС как подповерхностная, к промежуточным массам — ПЧВМ, к глубинным массам — ГЧВМ, к придонным массам — придонный перемешанный слой, толщиной около 300 м, формируемый геотермальными потоками тепла и придонной конвекцией.

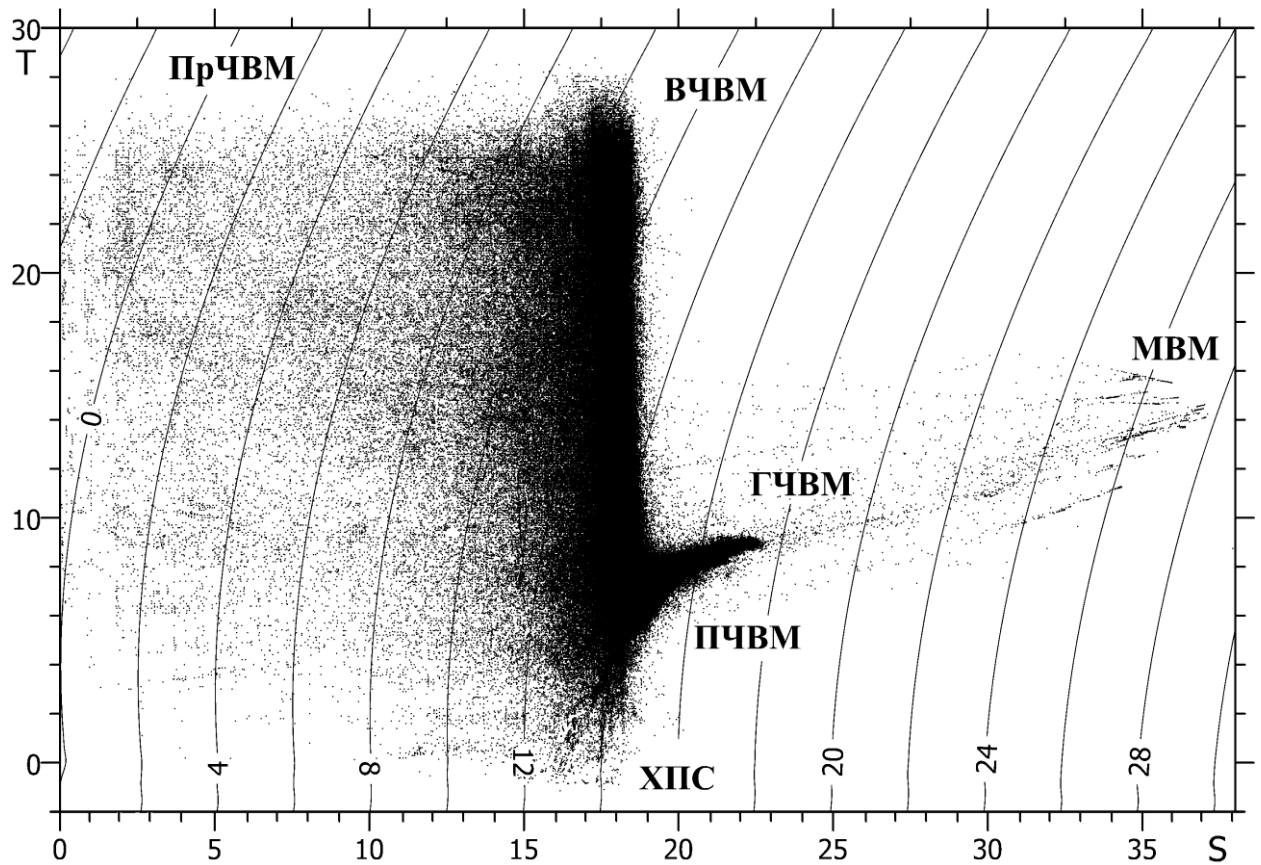


Рисунок 4.44 — T,S -диаграмма вод Черного моря.

Таблица 4.1 — Средние T,S -характеристики и относительный объем водных масс Черного моря

Водная масса	Глазков, 1979	Гертман, 1991	Мамаев и др., 1994	Данная работа
ПрЧВМ	$S < 17$ (0,2 %)	$S < 17$ (0,05 %)	$T > 8$ $S < 20$ (3,5 %)	$S \leq 17,8$ (0,2 %)
ВЧВМ	$S = 17,4 - 18,6$ (4,2 %)	$S = 17,4 - 18,6$ (3,8 %)		$S = 18,0 - 18,4$ $\sigma_t < 14,0$ (2,2 %)
ХПС	$T \leq 8$ (2,9 %)	$S = 18,6 - 20,0$ (3,7 %)	$T \leq 8$ (4,5 %)	$T \leq 8$ $S = 18,0 - 19,0$ $\sigma_t = 14,0 - 14,8$ (3,6 %)
ПЧВМ	$T = 8 - 9$ $S = 21,6 - 22,2$ (50,2 %)	$S = 20,0 - 22,2$ (43,5 %)	$S > 20$ (92 %)	$T = 7,8 - 8,98$ $S = 19,0 - 22,30$ $\sigma_t = 14,8 - 17,19$ (61 %)
ГЧВМ	$T = 8 - 9$ $S = 22,2 - 22,4$ (45,4 %)	$S > 22,2$ (49 %)		$T = 8,98 - 9,11$ $S = 22,30 - 22,34$ $\sigma_t = 17,19 - 17,21$ (33 %)

Наибольшей амплитудой сезонных колебаний объема вод отличается прибрежная водная масса, внутригодовой цикл которой более всего связан с пресным балансом моря. Объем ПрЧВМ, при критерии выделения $S < 17,8 \text{ ‰}$, увеличивается от зимы к лету в 3 раза (Рисунки 4.44, 4.45). Максимум объема распресненных прибрежных вод приходится на июль, к моменту смены направления водообмена между шельфом и центральной частью моря (Рисунок 4.43), т.е. через два месяца после весеннего паводка рек.

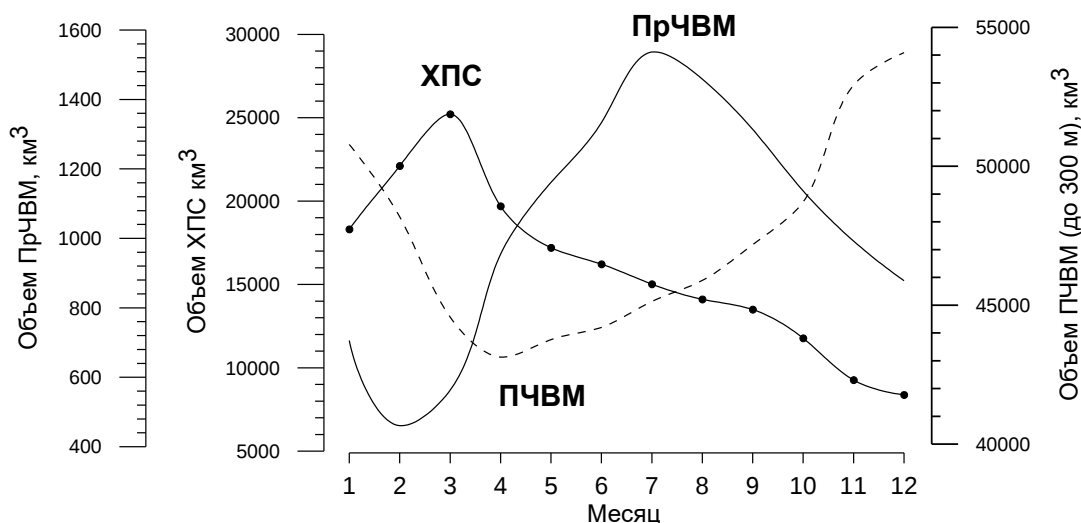


Рисунок 4.45 — Сезонный ход объема водных масс Черного моря

Менее интенсивна сезонная изменчивость объема вод ХПС, рассмотренная в пункте 4.1.2. Сезонные колебания объема промежуточной водной массы, представляющей собой воды постоянного пикноклина, непосредственно связаны с сезонным циклом ХПС, располагающемся на его верхней границе.

Среднемесячные T, S -кривые для глубоководной части бассейна (глубины моря $> 100 \text{ м}$) представлены на Рисунке 4.47. Размах сезонных колебаний T, S -индексов быстро убывает с глубиной от ПрЧВМ, ВЧВМ к ХПС и верхним слоям ПЧВМ.

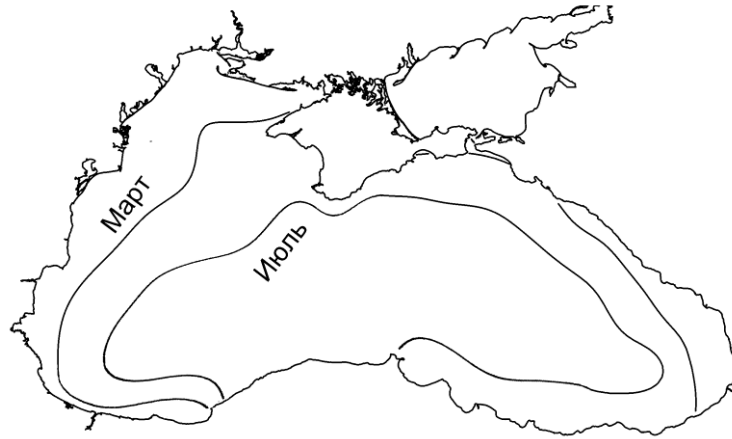
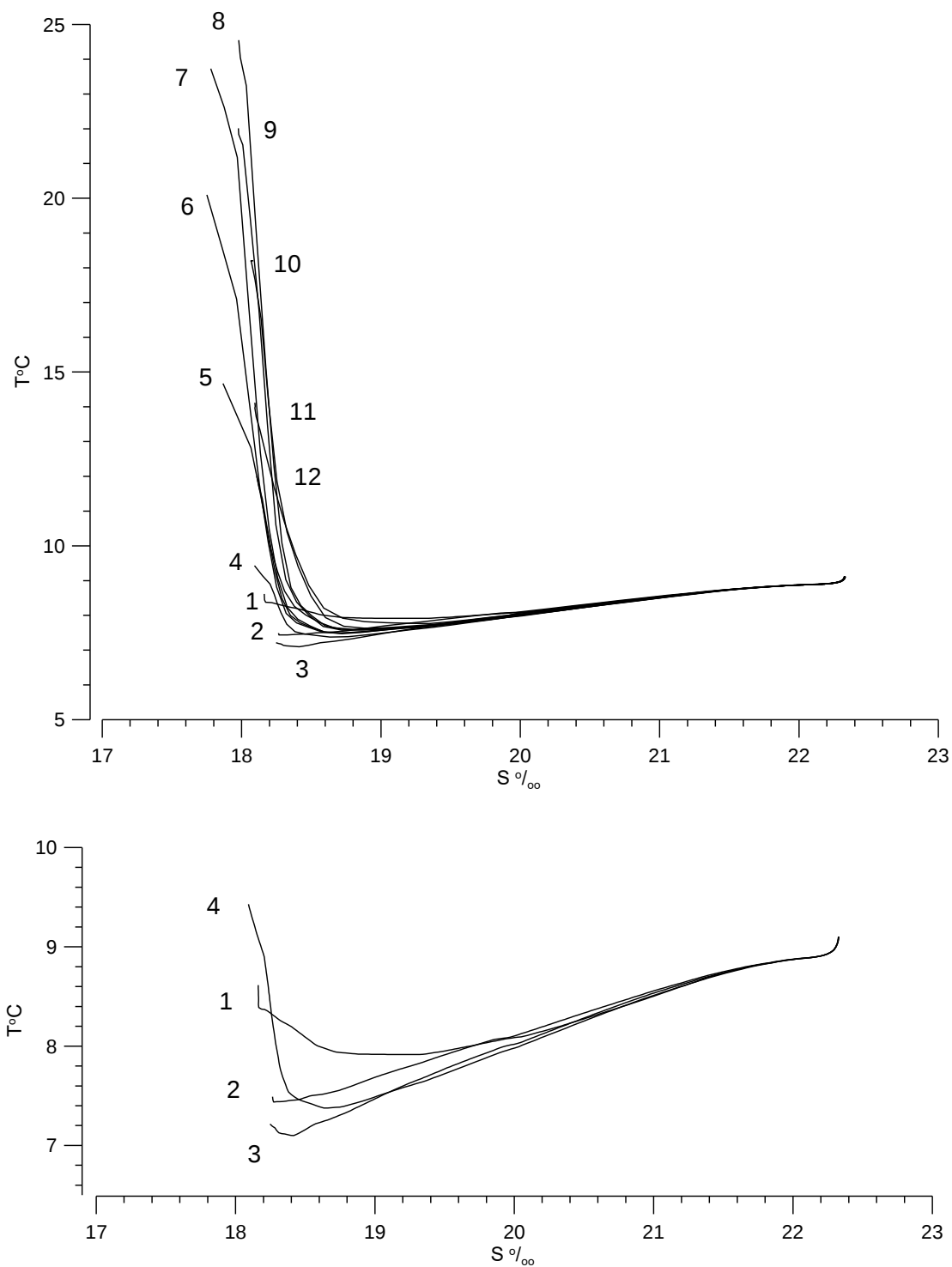


Рисунок 4.46 — Среднее положение изохалины 17,8 ‰ во время ее минимального (март) и максимального (июль) удаления от побережья

Сезонный ход T,S -индексов на различных горизонтах показан на Рисунке 4.48. Движение T,S -индексов по сезонной траектории на T,S -плоскости в направлении по часовой стрелке характерно для поверхностных и подповерхностных слоев (включая ХПС). Сезонный T,S -цикл в этих слоях можно обобщить так: рост температуры при более низкой солености в первом полугодии и падение температуры при более высокой солености во втором полугодии. Сезонный размах температуры значительно превышает диапазон изменений солености, особенно в глубоководной части моря. Небольшая «петля» на сезонной траектории в июле–августе для слоя 50–75 м отражает слабое понижение температуры ХПС, возникающее благодаря усилению стекания придонных холодных вод с шельфа при снижении интенсивности общей циркуляции моря и расширении зоны действия синоптических вихрей (пункт 4.4.2).

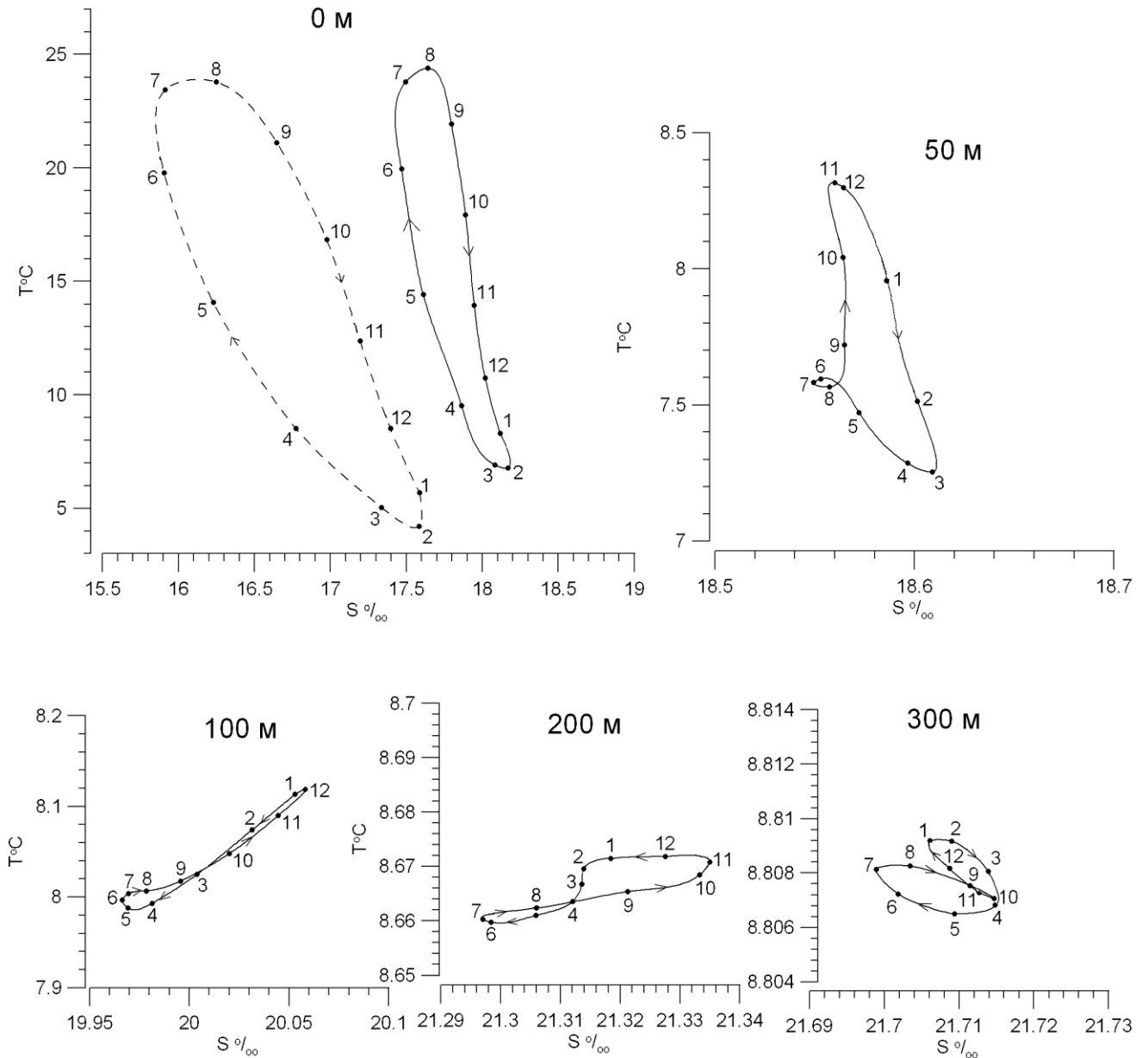
В верхней части постоянного пикноклина движение среднемесячных T,S -индексов по траектории на T,S -плоскости имеет форму «восьмерки» и происходит в направлении против часовой стрелки. Это отражает иную картину сезонного хода в сравнении с вышележащими слоями: падение температуры при понижении солености в первом полугодии и рост температуры при повышении солености во втором полугодии. Сезонный размах температуры уступает диапазону изменений солености (в отношении изменения плотности воды). Глубже 200 м сезонная изменчивость незначительна, в ней преобладают полугодовые колебания, что отражается в форме траектории T,S -индексов, напоминающей кардиоиду.



Цифрами обозначены номера месяцев года. На нижней панели даны T,S -кривые для периода январь–апрель в увеличенном масштабе

Рисунок 4.47 — Сезонный ход средних T,S -кривых для глубоководной части моря

Различный характер сезонной эволюции T,S -индексов в поверхностных слоях и в слое постоянного пикноклина связан с уменьшением влияния теплового и водного баланса с глубиной и возрастанием роли вертикальных движений, возбуждаемых общей циркуляцией моря.



Цифрами обозначены номера месяцев года. Штриховая линия для горизонта 0 м соответствует шельфовым районам

Рисунок 4.48 — Сезонный ход средних T,S -индексов, аппроксимированный суммой 1-й (годовой) и 2-й (полугодовой) гармоник

4.4 Плотность и устойчивость вод

Большая амплитуда внутригодовой изменчивости температуры воды и хорошо выраженный сезонный цикл солёности определяют характер сезонного хода плотности воды в Черном море. Средний размах сезонных колебаний на поверхности моря равен $3,3 \text{ кг/м}^3$, что превышает типичные значения для сезонного хода плотности в Мировом океане.

Сезонные колебания плотности быстро затухают с глубиной (Рисунок 4.49). На глубине 75 м амплитуда сезонных изменений в сравнении с поверхностью уменьшается в 30 раз. Аналогично солёности, вертикальное распределение амплитуды сезонных колебаний плотности имеет два максимума: на поверхности моря и в верхней части постоянного пикноклина. Нижний максимум сезонной изменчивости связан с сезонным ходом общей циркуляции моря. С глубиной наблюдается фазовое запаздывание наступления сезонного минимума плотности, связанного с сезонным максимумом температуры воды: на поверхности моря он наступает в июле–августе, на горизонте 30 м — в октябре (Рисунки 4.50, 4.51). В верхнем 100-метровом слое плотность определяется в основном температурой воды, начиная с глубины 100 м — солёностью.

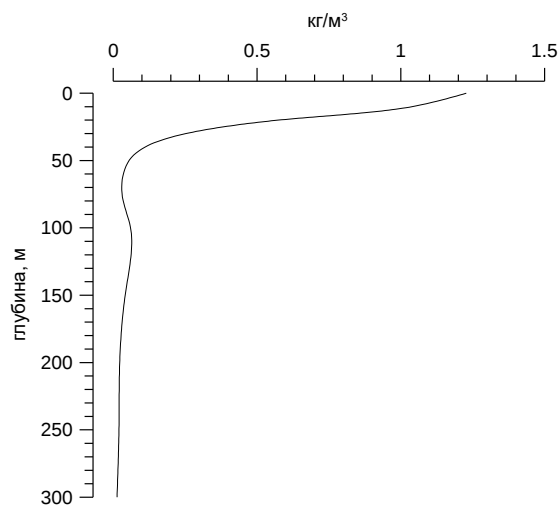


Рисунок 4.49 — Вертикальное распределение СКО сезонного хода плотности воды в Черном море

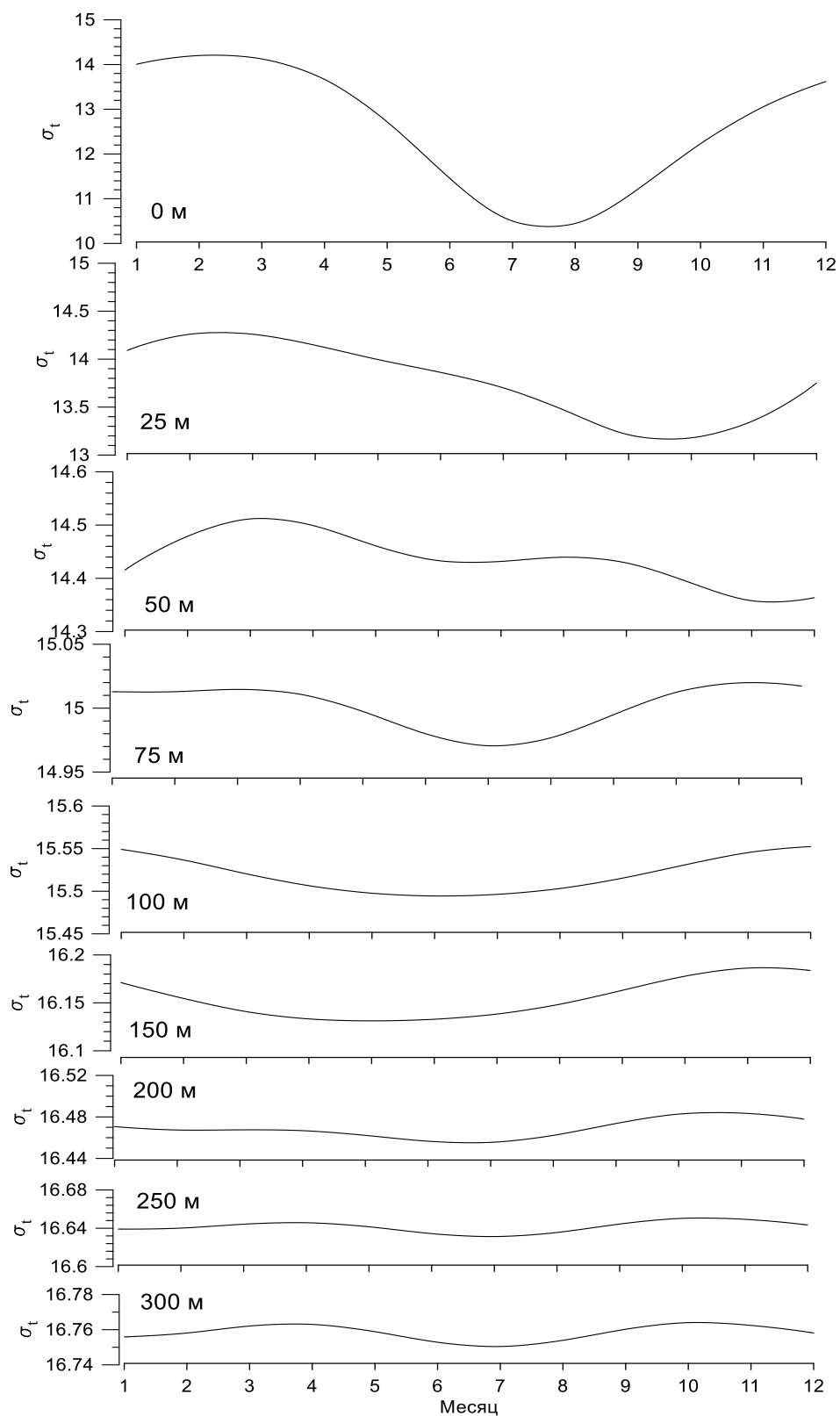


Рисунок 4.50 — Средний по акватории моря сезонный цикл плотности воды, аппроксимированный суммой 1-й (годовой) и 2-й (полугодовой) гармоник

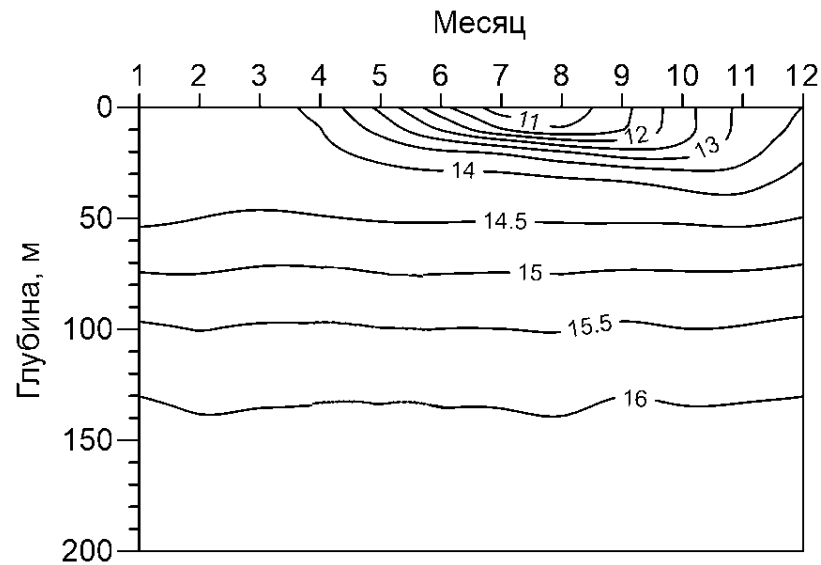


Рисунок 4.51— Сезонный ход среднего по акватории моря
распределения плотности воды по глубине

Сезонные колебания вертикальной плотностной стратификации в Черном море впервые были описаны в [282]. На Рисунке 4.52 изображен средний сезонный ход величины ($\Delta\rho = \rho_{100} - \rho_0$) – разности плотности воды между горизонтом 100 м и поверхностью моря, которая увеличивается от февраля к августу более чем в 3 раза.

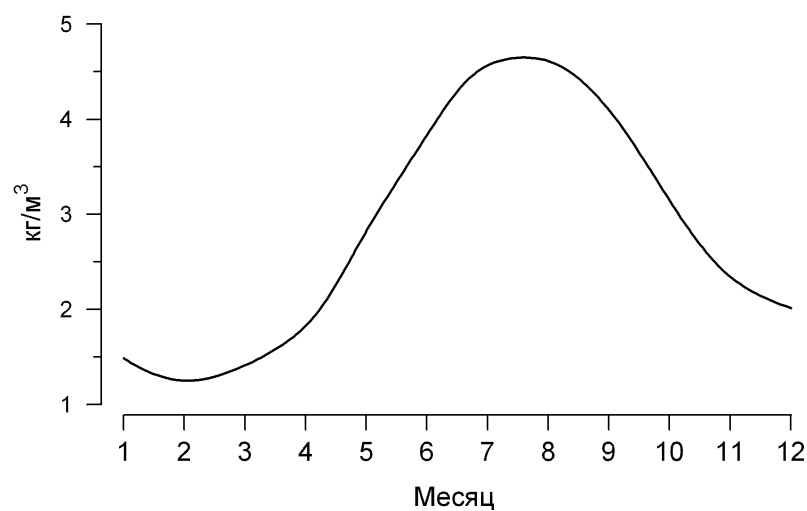


Рисунок 4.52 — Средний сезонный ход разности плотности
воды между горизонтом 100 м и поверхностью моря

Сезонный ход вертикальных градиентов плотности на различных горизонтах (Рисунки 4.53, 4.54) имеет свои особенности, не являясь прямым отражением сезонного хода температуры или солености. На поверхности моря стратификация максимальна в июне–июле в период максимального распреснения и интенсивного прогрева. С глубиной происходит запаздывание времени достижения максимума, на горизонте 75 м — к декабрю. Абсолютный максимум плотностной стратификации наблюдается в сезонном термоклине в июле–августе (среднее значение $0,2 \text{ кг}\cdot\text{м}^{-4}$ на горизонте 15 м).

В слое 150–200 м вертикальная стратификация плотности имеет повышенные значения в апреле–мае за счет вертикального градиента солености в нижней части постоянного пикноклина. Сезонные колебания в верхней, наиболее стратифицированной части пикноклина относительно его нижней части протекают в противофазе.

Глубина залегания сезонного слоя скачка увеличивается от 15 м в мае–июле до 30 м в октябре. Глубина слоя скачка в постоянном пикноклине в среднем равна 60–65 м ($\sigma_t = 14,8$).

Анализ составляющих вертикальной устойчивости вод показывает, что соленостная устойчивость $E_s = \beta dS/dz$ в течение года изменяется гораздо меньше, чем термическая устойчивость $E_t = \alpha dT/dz$ (Рисунки 4.55, 4.56). Из годового хода плотностного отношения $R = E_t / E_s$ следует, что в зимний период термическая и соленостная устойчивость в поверхностном слое примерно равны, а летом термическая устойчивость значительно преобладает (в 15 раз). Смена знака R происходит в слое 50–100 м, что связано с инверсией температуры воды ниже оси ХПС. Термическая неустойчивость в слое постоянного термоклина незначительно увеличивается от зимы к лету (в 1,2 раза).

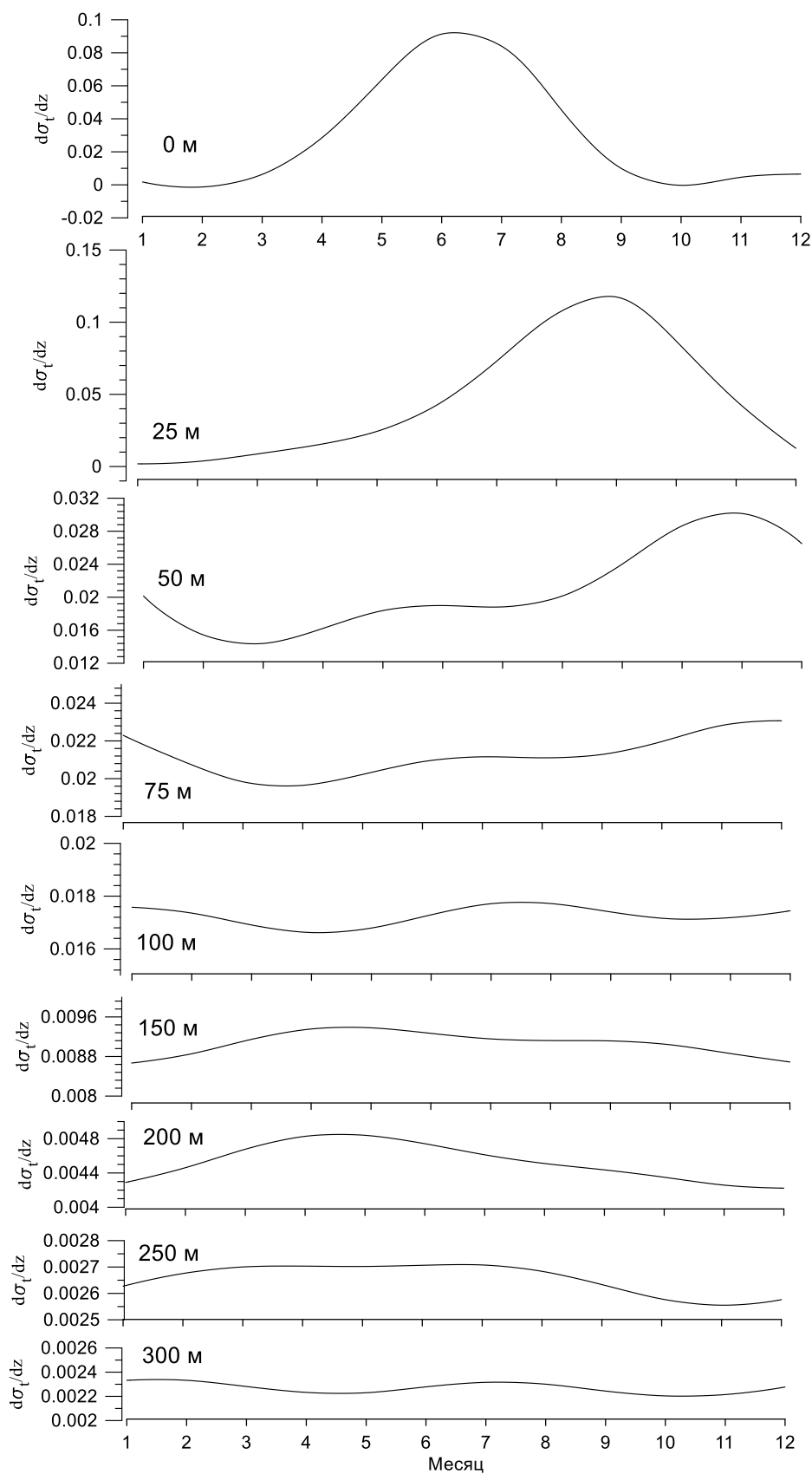


Рисунок 4.53 — Средний по акватории моря сезонный цикл вертикального градиента плотности ($\text{кг}\cdot\text{м}^{-4}$), аппроксимированный суммой 1-й (годовой) и 2-й (полугодовой) гармоник

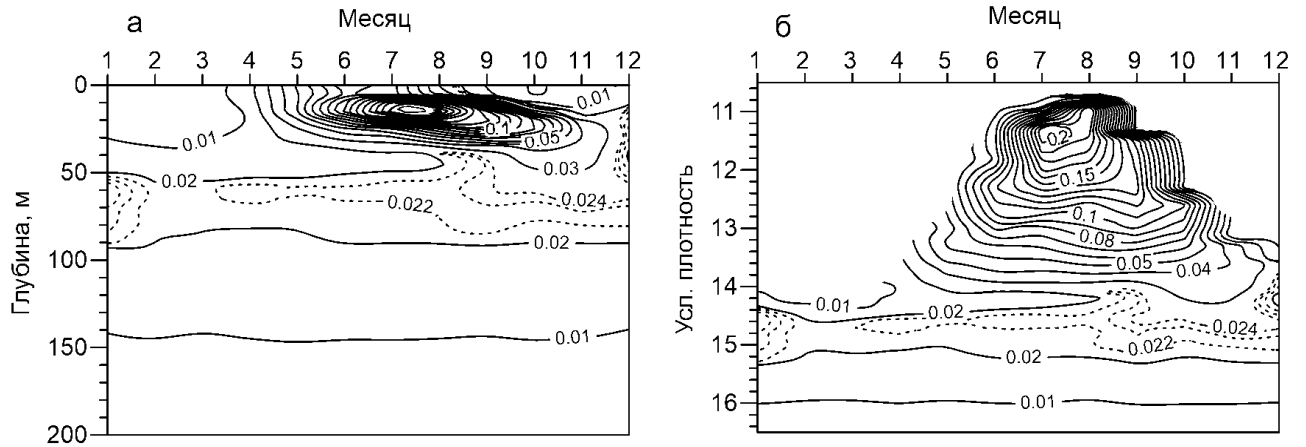
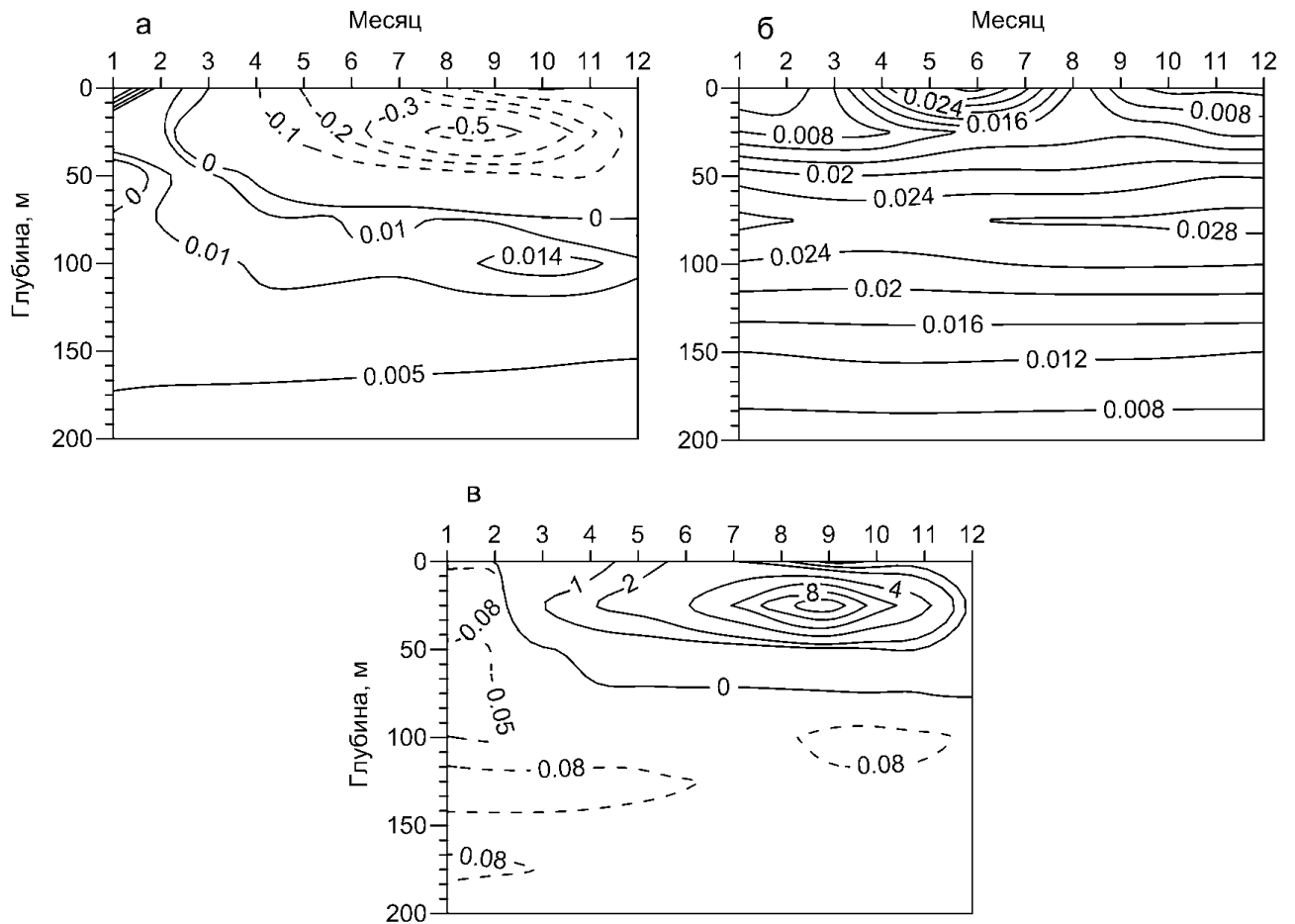


Рисунок 4.54 — Сезонный ход среднего по акватории моря распределения вертикального градиента плотности ($\text{кг}\cdot\text{м}^{-4}$):

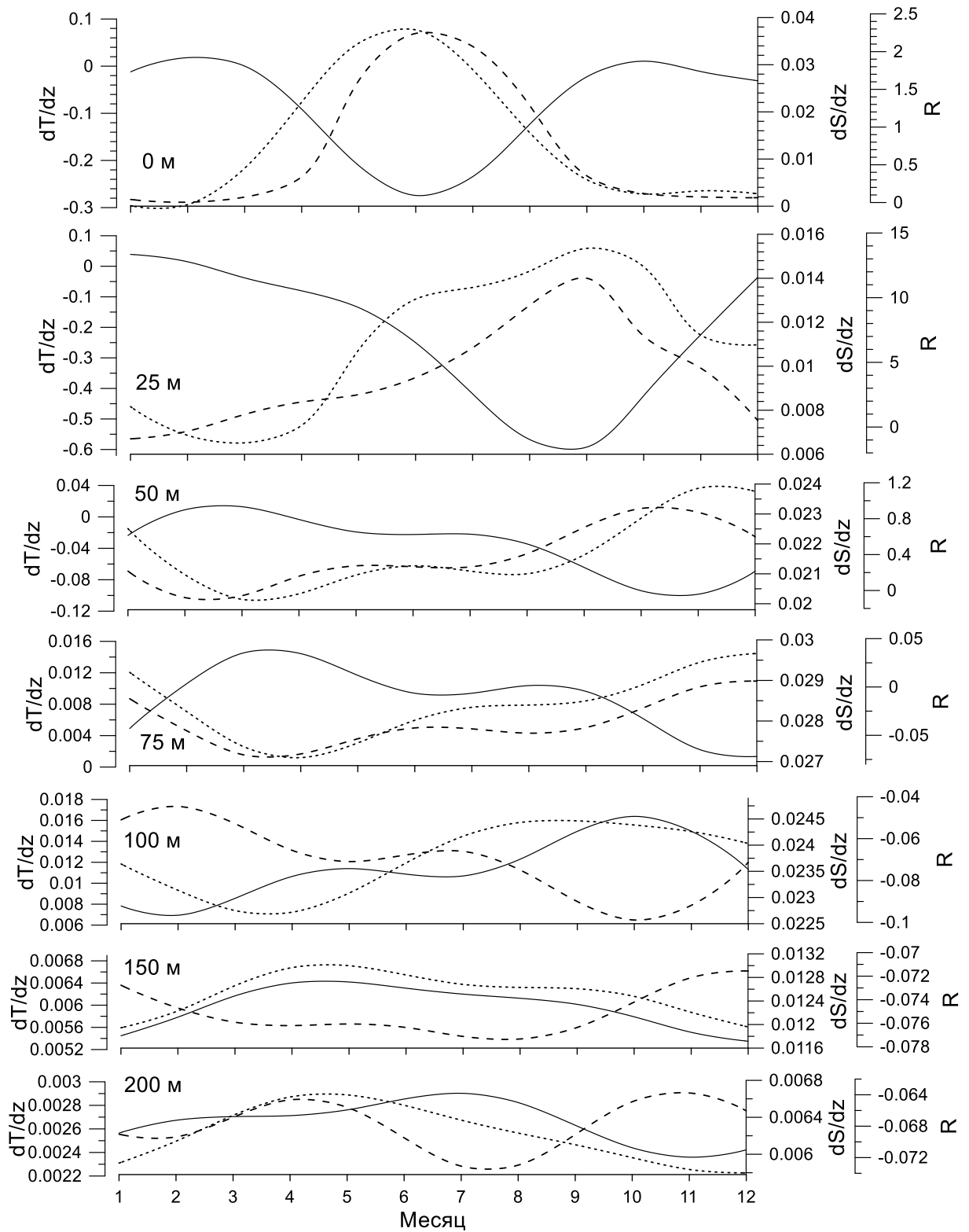
а) по глубине; б) по изопикнам



Штриховыми линиями изображены отрицательные значения

Рисунок 4.55 — Сезонный ход среднего по акватории моря распределения по глубине: а) dT/dz ($^{\circ}\text{C}\cdot\text{м}^{-1}$); б) dS/dz ($\text{‰}\cdot\text{м}^{-1}$);

в) плотностного соотношения R



dT/dz ($^{\circ}\text{C}\cdot\text{m}^{-1}$) – сплошная линия; dS/dz ($\text{‰}\cdot\text{m}^{-1}$) – пунктирная линия; R – штриховая линия

Рисунок 4.56 — Средний по акватории моря сезонный цикл dT/dz , dS/dz и плотностного соотношения R , аппроксимированных суммой 1-й (годовой) и 2-й (полугодовой) гармоник

Общая оценка роли температурного и соленостного фактора в стратификации плотности Черного моря такова: термическая устойчивость в поверхностном слое превышает соленостную устойчивость в 2–3 раза, глубже ядра ХПС, которое в среднем залегает на 60 м, вклад термической устойчивости становится отрицательным (слабая неустойчивость). Начиная с 40 м, начинает преобладать соленостная устойчивость, в пикноклине она превышает термическую устойчивость на два порядка.

4.5 Циркуляция вод

4.5.1 Общая циркуляция моря

Представления об общей схеме течений в Черном море как циклоническом движении с двумя крупными круговоротами сложились еще в конце XIX–начале XX 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 и объяснил куполообразное распределение изоповерхностей приспособлением поля плотности к циклоническому вращению вод [160]. С тех пор эта схема пересмотру не подвергалась, а только уточнялась.

Первоначально схемы течений Черного моря составлялись с помощью динамического метода по полям плотности воды с привлечением инструментальных измерений [88, 152, 179, 212, 282, 391]. В дальнейшем использовались гидродинамические модели [103, 107, 396, 397, 428], альтиметрические измерения и дрейфтерные технологии [137, 138, 338, 449].

На всех известных схемах выделяются следующие основные черты крупномасштабной структуры циркуляции вод: Основное Черноморское течение (ОЧТ; два суббасейновых циклонических круговорота в восточной и западной частях моря; крупные квазистационарные антициклонические вихри.

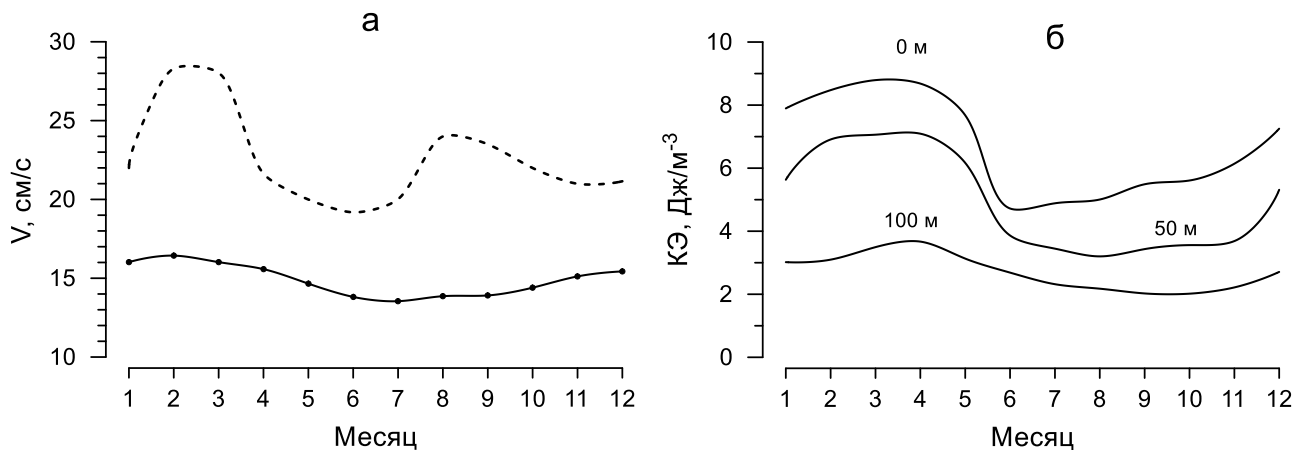
В большинстве работ, где делались оценки факторов, формирующих циркуляцию вод Черного моря, констатируется, что воздействие ветра является основной причиной наблюдаемой схемы течений [110, 166, 185, 195, 196, 245, 337, 396, 428, 440, 447]. Кроме возбуждения дрейфовых течений в поверхностном слое моря, 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 [396, 397], что ветер даже без учета других факторов может сформировать общую циклоническую циркуляцию, а также квазистационарные антициклонические вихри, в частности, Батумский и Дунайский [428].

Другой фактор, который рассматривался в качестве основной движущей силы циркуляции моря — халинный, связанный с распреснением поверхностных вод речным стоком и поступлением высокосолёных средиземноморских вод [60, 61, 62, 88, 366]. Считалось, что он может превосходить роль ветра при формировании общей схемы циркуляции, включая возникновение ОЧТ, а также создавать антициклоническую циркуляцию в промежуточном слое моря.

В работах [117, 118] 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 пограничного течения струйного типа получен в [396].

В отличие от представлений относительно общей схемы течений, в отношении сезонной изменчивости циркуляции вод Черного моря существовали 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 примерно в 1,5 раза по сравнению с сезонным минимумом (Рисунок 4.57). Часто выделяют промежуточный максимум интенсивности циркуляции в конце летнего сезона [152, 287], оценки его величины могут колебаться от небольших значений до половины амплитуды сезонного хода (Рисунок 4.50, а также [104]). В монографии [152] 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 [88, 212, 282, 270].



Штриховая линия — инструментальные измерения на АБС (1955–1983 гг.), линия с символами — альтиметрические данные (1992–2015 гг.), сплошная линия — *TS*-реанализ

Рисунок 4.57 — Сезонный ход: а) средней скорости течений в поверхностном слое Черного моря; б) кинетической энергии течений в слое 0–100 м

По оценкам сезонного хода скорости течения из работ ЮО ИО РАН на основе данных измерений на АБС у побережья сезонный минимум относят к началу лета (май–июнь), а максимум — к декабрю–январю или февралю–марту, что близко к осредненным данным АБС по всему морю (Рисунок 4.50). Однако, есть и такое мнение, что по существующим массивам данных АБС нельзя надежно выявить сезонный цикл течений [461].

По оценке сезонного хода скорости поверхностных течений по данным дрейфтеров за период 1999–2003 гг. [449] 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 дрейфтеров в этом месяце.

По оценкам на основе динамического метода [282], численных расчетов [104, 105, 247], анализа альтиметрических данных [428] минимум интенсивности циркуляции моря приходится на осенний период.

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 существующих 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 [88, 152, 212]. Другое представление состоит в том, что в течение сезонного цикла происходит качественное изменение схемы циркуляции моря [14, 27, 77, 104, 105, 116, 209, 224, 247, 261, 355, 367, 397, 426, 428, 442, 444, 459, 461]. Циркуляция может выглядеть как единое циклоническое движение с центром в западной или восточной части моря, или в виде хорошо выраженных отдельных круговоротов.

На Рисунке 4.58 показаны климатические поля динамической топографии на основе *TS*-реанализа за весь период наблюдений. Средний сезонный цикл гео-строфической циркуляции можно обобщить следующим образом:

- с января по март — единое циклоническое вращение с центром в восточной части моря, западный круговорот выражен слабо;
- с апреля по май — единое циклоническое вращение с центром в западной части моря, восточный круговорот выражен слабо;
- с июня по июль — два круговорота, западный более интенсивен;
- с августа по сентябрь — два круговорота, восточный более интенсивен;

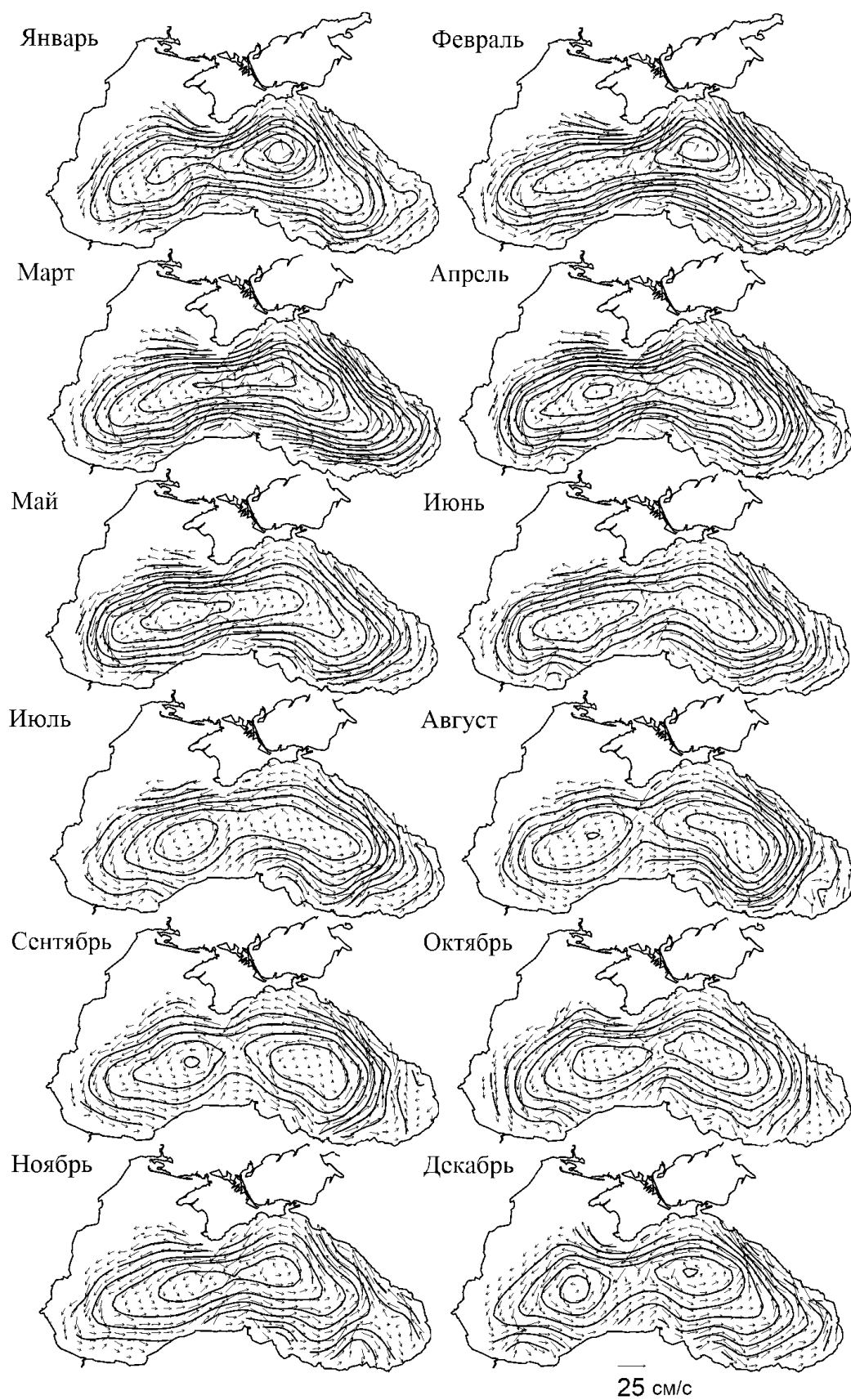
— с октября по декабрь — два круговорота равной интенсивности.

Близкие оценки картины сезонного хода циркуляции моря были получены и другими авторами [105, 224, 247].

На Рисунке 4.59 представлены средние поля динамической топографии, рассчитанные по спутниковым альтиметрическим данным за период 1992–2015 гг. В сравнении с Рисунком 4.58 они показывают более сложную пространственную структуру, что связано, как с разными исходными данными и алгоритмами расчета, так и с более коротким периодом осреднения.

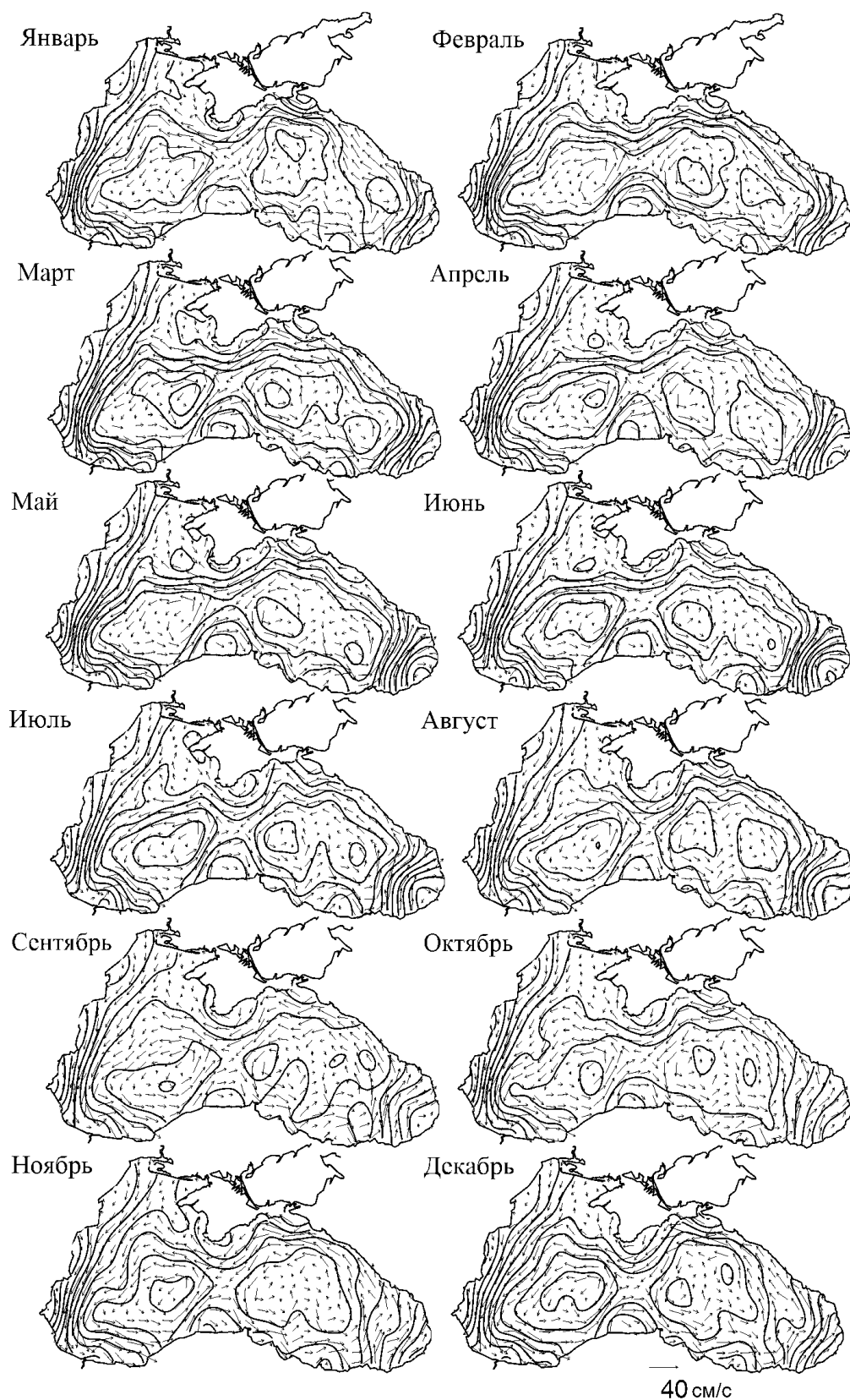
Также имеются отличия в пространственном распределении интенсивности циркуляции. По расчетам динамическим методом максимумы кинетической энергии геострофических течений приурочены к побережьям Крыма и Кавказа, а в слое постоянного пикноклина и к району материкового склона вблизи Болгарии (Рисунок 4.60). По альтиметрическим данным интенсивность поверхностной циркуляции максимальна у Болгарского побережья, на Керченском шельфе и в районе Батумского антициклона (Рисунок 4.61). По дрефтерным данным [449] максимумы кинетической энергии течений располагаются у Кавказского побережья и в западной части Анатолийского побережья (то же в [103, 107]).

Как следствие попеременного усиления циклонических круговоротов на востоке и западе моря, сезонные циклы циркуляции в этих районах имеют отличия (Рисунок 4.62). Интенсивность циркуляции в целом выше в восточной части моря, за исключением весеннего периода, когда усиливается западный круговорот. Особенно это заметно по альтиметрическим данным (Рисунок 4.55б), где в восточной части моря на периферии Батумского антициклона хорошо выделяется зона ОЧТ (Рисунок 4.61). Возникающий в отдельные годы вторичный летний максимум интенсивности циркуляции в Черном море, чаще всего связан с интенсификацией восточного циклонического круговорота.



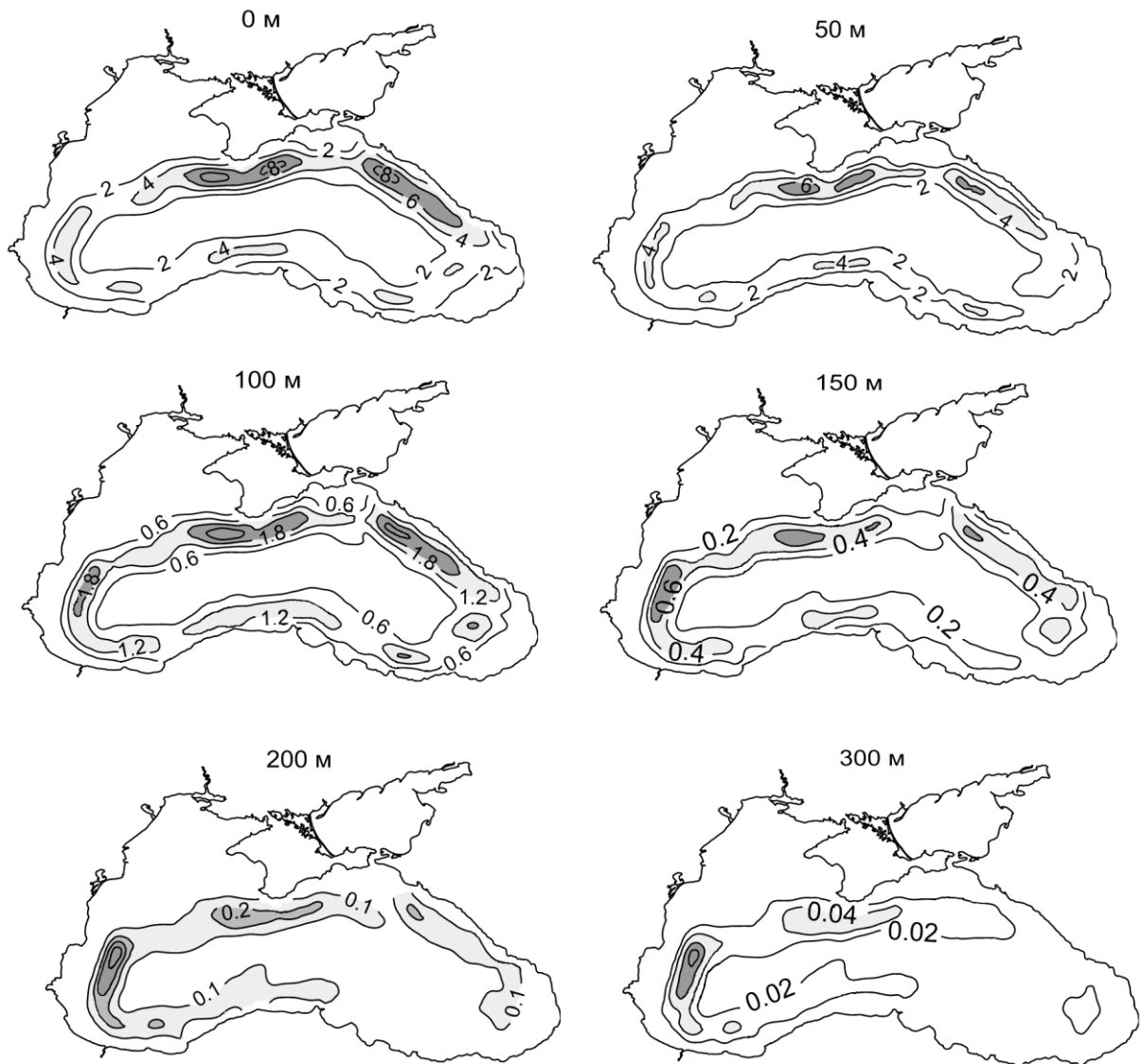
Изолинии проведены через 2 дин. см

Рисунок 4.58 — Среднемесячные поля динамической топографии поверхности моря относительно 300 дб на основе *TS*-реанализа



Изолинии проведены через 2 дин. см

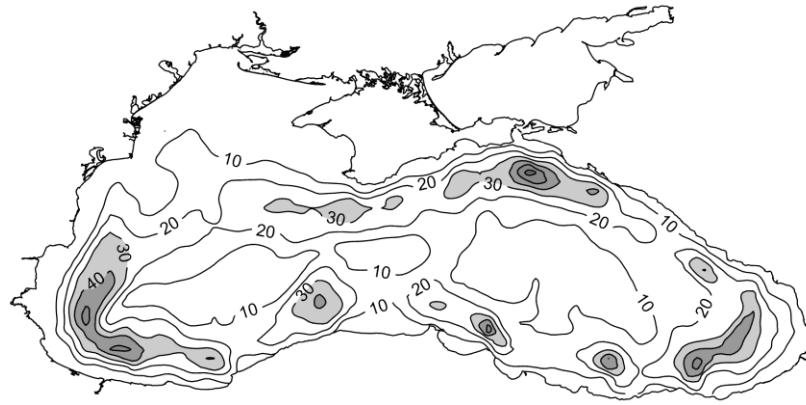
Рисунок 4.59 — Среднемесячные поля динамической топографии поверхности моря по данным альтиметрических измерений



Значения в $\text{Дж} \cdot \text{м}^{-3}$

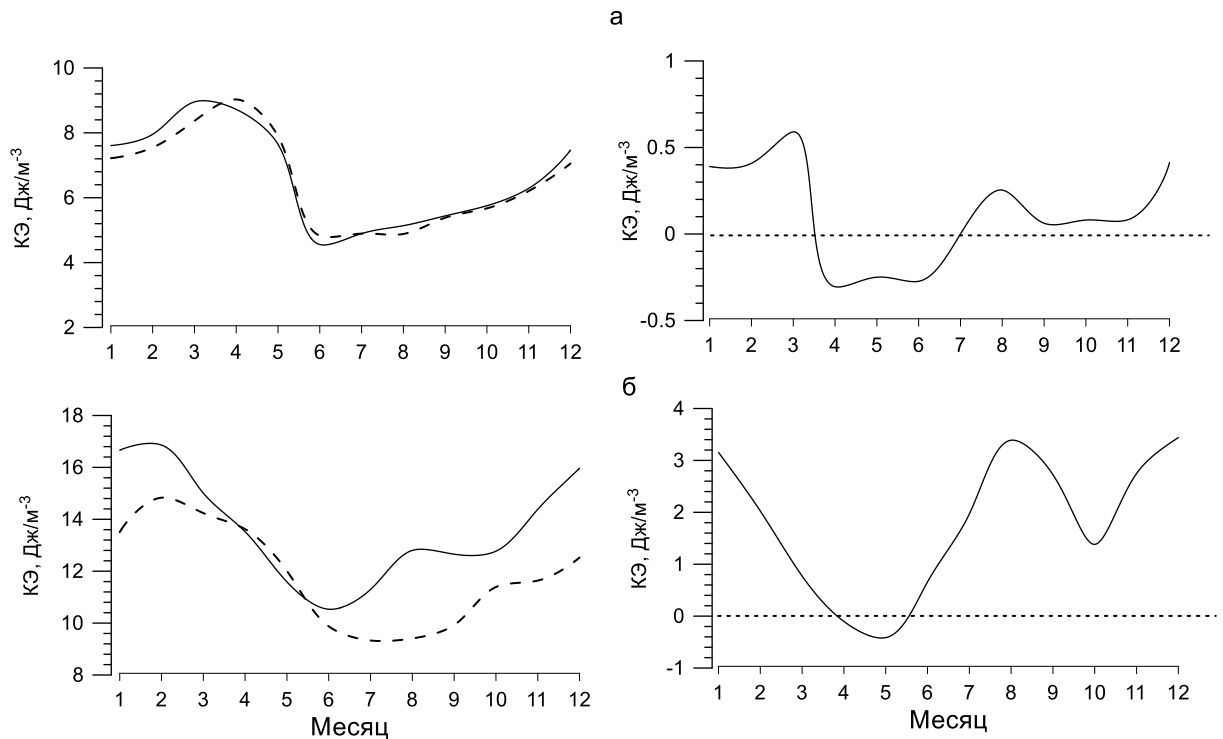
Рисунок 4.60 — Среднегодовые значения кинетической энергии геострофических течений на различных горизонтах по *TS*-реанализу

Амплитуда сезонного хода интенсивности циркуляции вод прямо пропорциональна средней кинетической энергии: высокие значения амплитуд располагаются в зоне действия ОЧТ, по альтиметрическим данным — в районах Керченского и Батумского антициклонов (Рисунок 4.63).



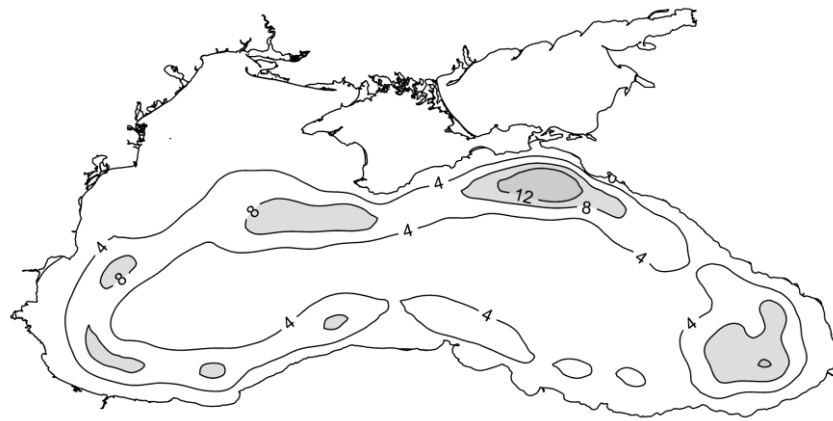
Значения в $\text{Дж} \cdot \text{м}^{-3}$

Рисунок 4.61 — Среднегодовые значения кинетической энергии геострофических течений на поверхности моря по альтиметрическим данным



На левой панели отображены средние значения для западной ($<34^\circ$ в.д., штриховая линия) и восточной половины моря ($>34^\circ$ в.д., сплошная линия). На правой панели — разность значений между восточной и западной половинами моря

Рисунок 4.62 — Сезонный ход кинетической энергии геострофических течений на поверхности моря: а) по *TS*-реанализу; б) по альтиметрическим данным



Значения в $\text{Дж} \cdot \text{м}^{-3}$

Рисунок 4.63 — Стандартное отклонение сезонного хода кинетической энергии геострофических течений на поверхности моря по альтиметрическим данным

Сезонный ход интенсивности интегральной по бассейну циркуляции обычно объясняется сезонным ходом завихренности ветра над морем [166, 367]. Зимнюю интенсификацию течений связывают с максимумом завихренности ветра, вызванного увеличением количества циклонов или муссонным эффектом [133, 166]. 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 [426]. Такой эффект, как перенос углового момента к центру круговорота в поверхностном слое при процессах конвекции вод, как механизм зимней интенсификации циркуляции был предложен В.С. Латуном [178].

Исходя из пространственного распределения и сезонного хода ветровых характеристик над морем (Подраздел 3.1), можно утверждать, что зимняя интенсификация циркуляции моря и ее асимметричность с максимумом в восточной половине моря обусловлены полем завихренности касательного напряжения ветра. Перемещение центра интенсивности циркуляции в западную часть моря весной не связано с ветровым фактором: завихренность ветра в целом по морю в этот период минимальна, ее усиления на западе моря не происходит, более того, по многим

источникам она может стать антициклонической. Наиболее реальная причина весеннего усиления западного циклонического круговорота — халинный фактор, связанный с сезонным максимумом баланса пресных вод, наиболее выраженный в западной части моря из-за весеннего паводка крупных рек.

4.5.2 Синоптические вихри

Пространственно-временная изменчивость, более высокочастотная, чем сезонный цикл, не является предметом данной работы, но влияние синоптических вихрей часто выходит за присущий им диапазон спектра колебаний гидрофизических характеристик. Во-первых, регулярное возникновение и концентрация вихрей в определенных районах дает основание называть их квазистационарными или квазипериодическими, выделять их на общих схемах течений и считать элементами общей циркуляции моря (антициклоны Батумский, Севастопольский, Синопский и пр.) Во-вторых, синоптические вихри обеспечивают значительную часть трансфронтального водообмена через зону ОЧТ между шельфом и центральной частью моря. В-третьих, сезонный цикл повторяемости и интенсивности синоптических вихрей оказывает влияние на сезонный цикл термохалинной структуры для определенных слоев моря.

Несмотря на обширную литературу по различным вопросам возникновения и эволюции синоптических вихрей, пока еще нет полного представления о пространственно-временной изменчивости вихревой активности в Черном море.

На Рисунках 4.64–4.70 показаны различные характеристики синоптических вихревых образований в Черном море на основе измерений уровня моря спутниковыми альтиметрами за период 1993–2015 гг.

На Рисунке 4.64 показано распределение средних значений относительной завихренности поля течений ζ — характеристике, позволяющей одновременно учитывать локальный центр вращения, его знак и интенсивность

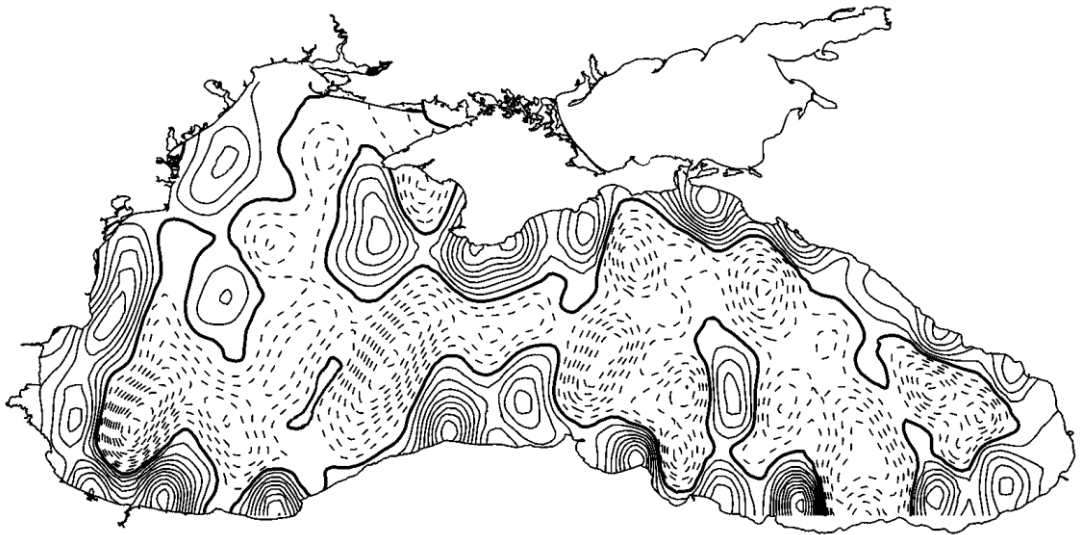
$$\zeta = \text{rot}_z \mathbf{V} = \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y}, \quad (4.9)$$

где $\mathbf{V}$ — скорость течения относительно Земли.

Поле завихренности геострофических течений (Рисунок 4.64) хорошо совпадает с известными схемами расположения синоптических вихрей [71, 204, 428, 382], но в нем можно выделить и дополнительные районы повышенной антициклонической завихренности, например, восточнее пролива Босфор или у м. Меганом.

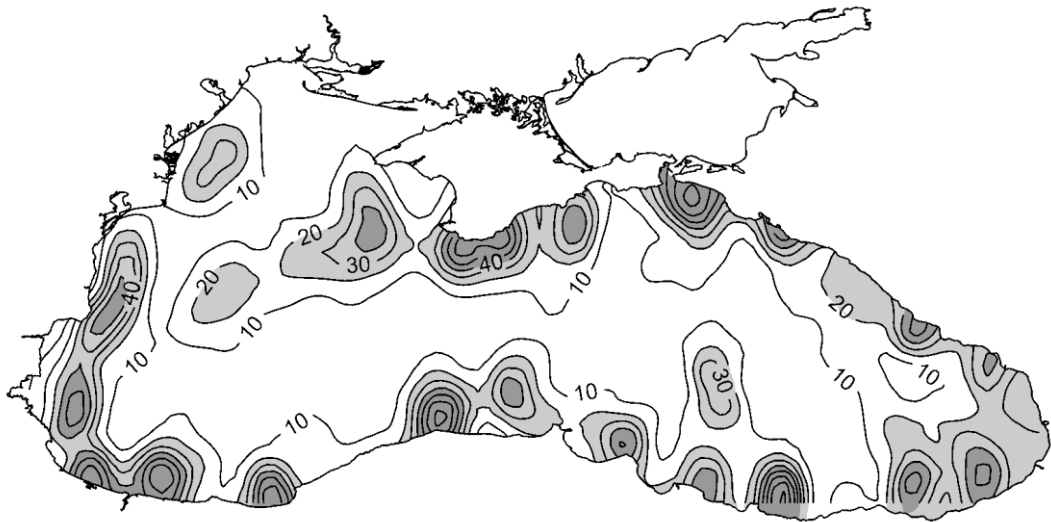
Другим показателем вихревой активности может служить повторяемость случаев со значениями ζ , превышающими определенный порог. На Рисунке 4.65 показана повторяемость случаев с $\zeta < -5 \cdot 10^{-6} \text{ с}^{-1}$. Данное значение ζ определяет диапазон, куда попадает большинство антициклонических вихрей, выявляемых на первичных картах. Распределение повторяемости антициклонов полностью соответствует распределению средних значений ζ (Рисунок 4.64), в районах квазистационарных антициклонов значения повторяемости (частоты) достигают 80 %.

В работах, посвященных анализу синоптических вихрей в Мировом океане, обычно не ограничиваются расчетами относительной завихренности ζ , применяя различные методы идентификации вихрей, в том числе, с целью разделить деформационную и вращательную компоненты вихревого поля. Методы выделения вихрей могут быть достаточно сложными, такими как вейвлет-анализ ζ или метод анализа линий тока “winding angles” (для Черного моря использовался в [371]).



Сплошные линии отображают антициклоническую завихренность, штриховые – циклоническую завихренность, жирная линия – нулевые значения. Изолинии проведены через $1 \cdot 10^{-6} \text{ с}^{-1}$

Рисунок 4.64 — Средняя относительная завихренность геострофических течений на поверхности моря по альтиметрическим данным



Изолинии проведены через 10 %

Рисунок 4.65 — Средние значения повторяемости случаев повышенной антициклонической завихренности течений ($\zeta < -5 \cdot 10^{-6} \text{ с}^{-1}$) на поверхности моря по альтиметрическим данным

Более простым и наиболее распространенным методом является критерий Okubo-Weiss.

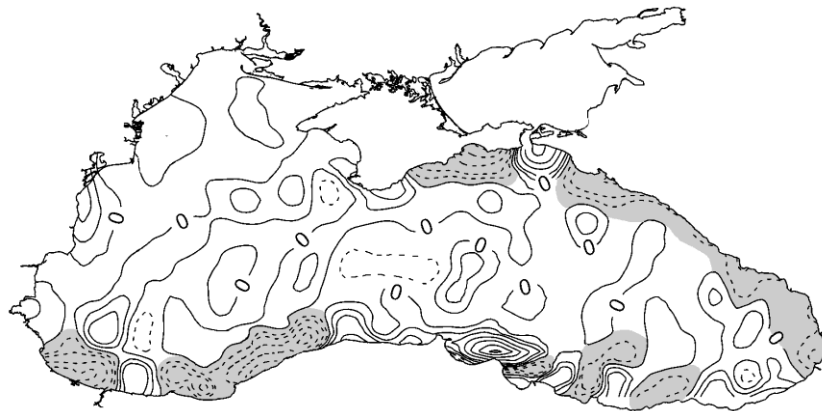
$$OW = s_n^2 + s_s^2 - \zeta^2, \quad (4.10)$$

где $\zeta = \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y}$, относительная завихренность;

$s_n = \frac{\partial u}{\partial x} - \frac{\partial v}{\partial y}$, деформация растяжения;

$s_s = \frac{\partial v}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial y}$, деформация сдвига.

Применение критерия OW основывается на том, что при $OW < 0$ вращательная компонента преобладает над деформационной, а локальный минимум (ниже определенного значения) соответствует ядру вихря. Среднее распределение критерия OW в Черном море показывает (Рисунок 4.66), что районы антициклонической завихренности различаются по соотношению между «чистым» вращением столба воды и деформационной составляющей. По этому критерию примерно в половине районов антициклонической завихренности доля вращательной компоненты преобладает, особенно в западной части моря. В других районах, таких как Кавказское побережье, преобладает деформационная составляющая вихря, т.е. нет четко выраженного ядра вращения.



Сплошные линии отображают отрицательные значения, штриховые – положительные значения. Изолинии проведены через $1 \cdot 10^{-10} \text{ с}^{-2}$

Рисунок 4.66 — Среднее значение критерия OW для геострофических течений на поверхности моря по альтиметрическим данным

Характеристики сезонного хода кинетической энергии и завихренности течений в антициклонах имеют свои региональные особенности. Скорость течений

во всех вихрях максимальна в зимний период, что связано с сезонным циклом общей циркуляции моря, наибольший размах годового хода кинетической энергии ($>20 \text{ Дж/м}^3$) отмечается в антициклонах вблизи Керченского пр-ва, Босфора, Геленджика, Трабзона.

Сезонная изменчивость завихренности течений, в отличие от кинетической энергии, более сложна, она может быть сведена к основным двум типам, различающихся по внутригодовому распределению максимумов и минимумов интенсивности антициклонического вращения. Для первого, наиболее типичного сезонного цикла, который характерен для большинства вихрей (Рисунок 4.67а), максимум антициклонической завихренности течений приходится на январь-февраль, минимум — на июнь-июль, что соответствует сезонному ходу интенсивности общей циркуляции моря. Второй тип сезонного цикла (Рисунок 4.67 б), который проявляется в Севастопольском, Туапсинском, Синопском и некоторых других антициклонах, представляет собой модификацию типичного цикла: максимум сдвигается к началу весны, минимум — к началу осени. В отдельных районах сезонный ход может кардинально отличаться от выше описанных: антициклоническая циркуляция наиболее вероятна летом, а не зимой или наступление максимума наступает в весенний период (Батумский антициклон).

То, что большинство вихрей наиболее интенсивны в зимний сезон, как по кинетической энергии, так и по завихренности течений, противоречит большинству более ранних литературных оценок. Исключение составляет работа [449], основанная на анализе траекторий дрейфующих буев, в которой также отмечается увеличение вихревой активности в холодный период года. Одной из причин различия в оценках может быть то, что синоптические вихри ранее выделялись лишь по термохалинным характеристикам. В летний период, когда вертикальная термическая и халинная стратификация максимально развиты, динамические вихревые образования гораздо легче обнаруживаются по картам температуры и солености, чем в зимний сезон. Об этом же свидетельствует и сезонный ход внутримесячной дисперсии температуры и солености на различных горизонтах.

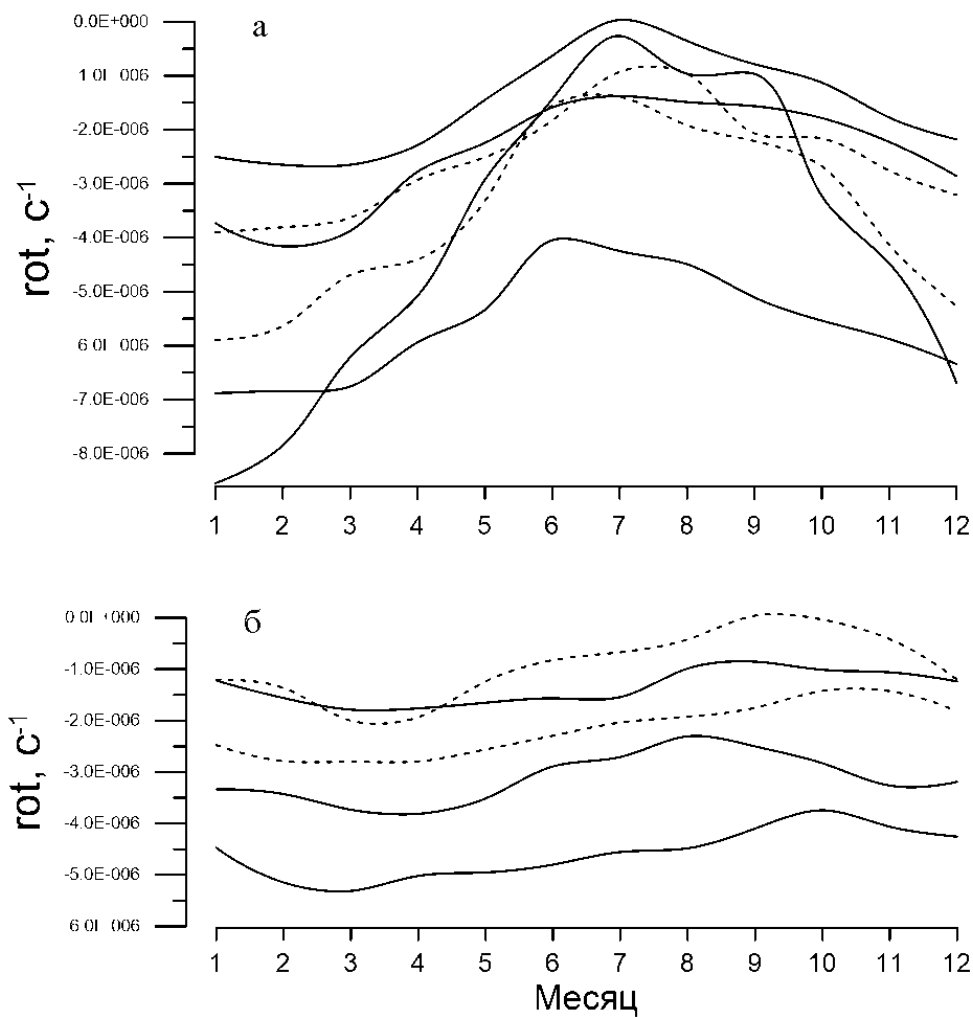
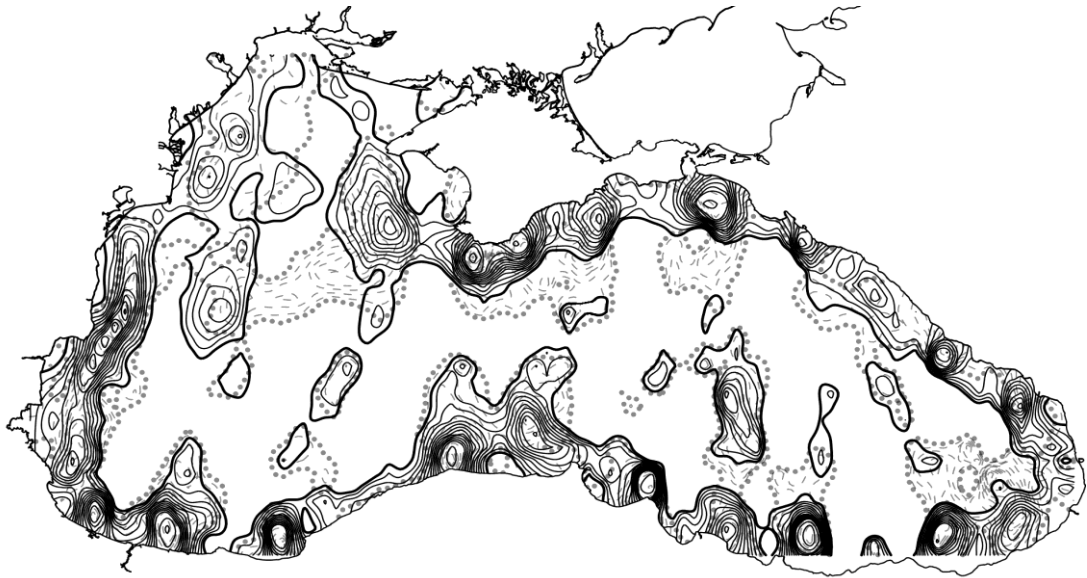


Рисунок 4.67 — Сезонный ход завихренности течений в ква-
зистационарных антициклонах: а) 1-го типа; б) 2-го типа

В летний период площадь область антициклонической завихренности увеличивается, распространяясь от прибрежной зоны в открытое море (Рисунок 4.68), что способствует увеличению водообмена между шельфом и открытым морем, а также повышает вероятность обнаружения вихрей судовыми съемками. Наибольшее увеличение зоны антициклонической завихренности происходит в северной половине моря и в области Батумского антициклона.



Сплошные линии отображают антициклоническую завихренность в феврале, штриховые – в июле, жирная и пунктирная линии – нулевые значения. Изолинии проведены через $1 \cdot 10^{-6} \text{ с}^{-1}$

Рисунок 4.68 — Средняя относительная завихренность геострофических течений на поверхности моря по альтиметрическим данным в феврале и июле

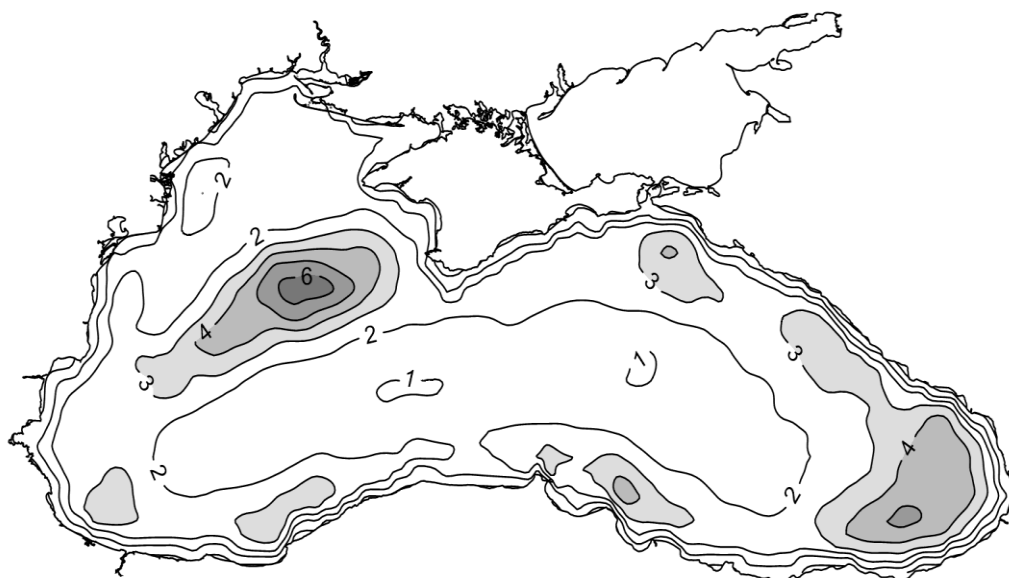
На Рисунке 4.69 представлена вихревая кинетическая энергия течений (ВКЭ), рассчитываемая как

$$\text{ВКЭ} = \frac{1}{2} \rho (u'^2 + v'^2), \quad (4.11)$$

где u', v' — аномалии составляющих скорости течения в виде отклонений от среднего за текущий месяц;

ρ — плотность воды.

Повышенные значения ВКЭ характеризуют районы с преобладанием нестационарных вихревых образований, малые значения ВКЭ свидетельствуют о высокой степени стационарности антициклонов. Наибольшим уровнем интенсивности вихревой энергии отличается район к юго-западу от Крыма (между антициклонами Калиакра и Севастопольским) и юго-восточная часть моря (Батумский антициклон), аналогично в [449].



Значения в $\text{Дж} \cdot \text{м}^{-3}$

Рисунок 4.69 — Средние значения вихревой кинетической энергии геострофических течений на поверхности моря по альтиметрическим данным

Интенсивность ВКЭ по альтиметрическим данным минимальна летом и возрастает в осенне-зимний период (Рисунок 4.70), что так же соответствует работе [449], основанной на данных дрейфтеров. Общая кинетическая энергия (КЭ) также минимальна летом, но ее спад относительно зимнего периода более существенен чем для ВКЭ. В результате, сезонный цикл отношения ВКЭ/КЭ меняется кардинальным образом — вклад нестационарных вихрей в общую кинетическую энергию максимален в летне-осенний период [40].

Если оценивать сезонный ход критерия OW для завихренности поля течений, то максимум преобладания вращательной компоненты над деформационной приходится на май-июнь (Рисунок 4.71). Объединяя оценки для ВКЭ и OW , можно сделать вывод, что весной—в начале лета интенсифицируются синоптические вихри более крупного размера, в середине лета—начале осени возрастает относительная доля нестационарных вихрей меньшего масштаба. В целом, такая оценка совпадает, как с более сложными методами выделения отдельных вихрей [371], так и с выводами, основанными на анализе термохалинных характеристик.

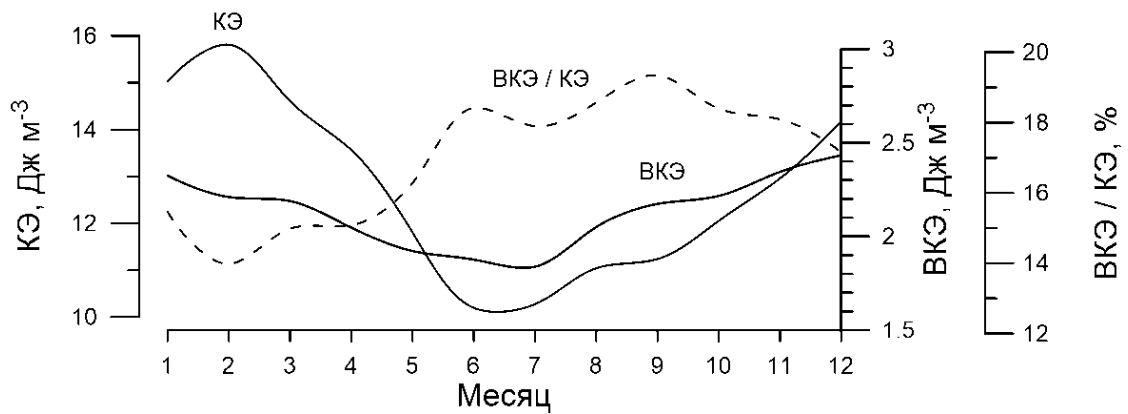


Рисунок 4.70 — Сезонный ход общей кинетической энергии и вихревой кинетической энергии геострофических течений в Черном море по альтиметрическим данным

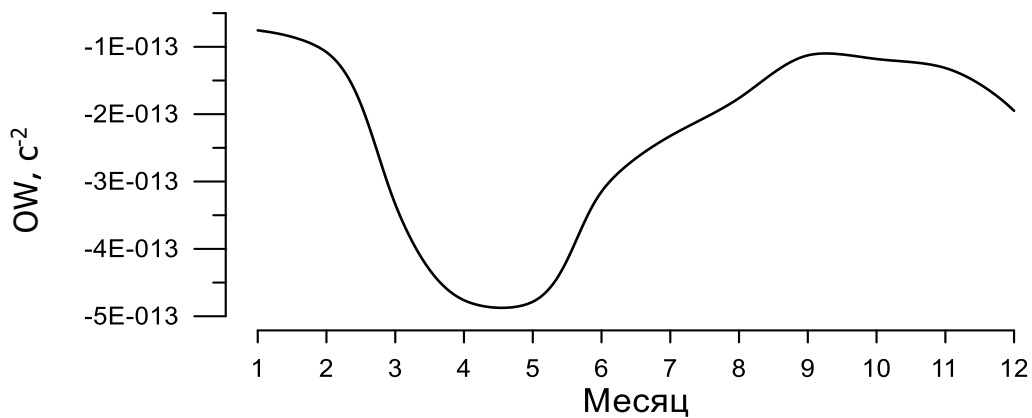


Рисунок 4.71 — Сезонный ход критерия OW в Черном море по альтиметрическим данным

Таким образом, зимний максимум КЭ и завихренности течений больше относится к квазистационарным антициклонам, как элементам общей циркуляции моря, а весенне-летний максимум ВКЭ/КЭ и OW характеризует повышение относительной роли нестационарных вихревых образований.

Выводы к разделу 4

– Сезонный цикл вертикальных профилей температуры воды практически полностью описывается тремя первыми вертикальными модами ЭОФ (97,5 %), подавляющую часть изменчивости (84 %) содержит 1-я мода. Суммарный вклад первых двух гармоник в дисперсию сезонных колебаний температуры воды в Черном море снижается от почти 100 % на поверхности моря до 60 % на горизонтах 150–300 м. Влияние полугодовой гармоник максимально в слое 50–80 м, где ее вклад в общую дисперсию составляет более 20 %.

– Количественное отношение потока вертикального теплообмена к потоку тепла из атмосферы в течение года колеблется от 15 % летом до 75 % зимой. Поверхностный слой моря зимой в процессе плотностной конвекции получает тепло из ХПС ($30\text{--}40 \text{ Вт}\cdot\text{м}^{-2}$), а летом отдает тепло посредством турбулентной диффузии через сезонный термоклин ($20 \text{ Вт}\cdot\text{м}^{-2}$). Адвективное перераспределение тепла между северной и южной частями моря максимально в весенний и осенний период, достигая на периферии моря $20\text{--}30 \text{ Вт}\cdot\text{м}^{-2}$.

– В течение сезонного цикла объем вод ХПС в среднем уменьшается в 2–3 раза, температура, соленость и плотность в ядре слоя возрастают на $0,8^\circ \text{C}$, 0,5 ‰ и $0,4 \text{ кг/м}^3$, соответственно. Воды ХПС после зимнего обновления смещаются из западной половины бассейна в восточную, стекание холодных вод придонного слоя северо-западного шельфа в сторону открытого моря продолжается вплоть до осени.

– Наряду с процессами конвекции, турбулентной диффузии и адвекции в сезонной эволюции характеристик ХПС определенную роль играет изопикническая субдукция. Экмановская «подкачка» (20 м/месяц) препятствует субдукции вод ХПС, β -эффект (10 м/год) при движении вод на север способствует субдукции, при движении на юг приводит к дополнительному вовлечению вод из пикноклина. Общая тенденция сезонного цикла процессов субдукции/вовлечения заключается в преобладании вовлечения во время зимне-весеннего периода и преобладание субдукции в остальное время года.

– Суммарный вклад первых двух гармоник в дисперсию сезонных колебаний солености в Черном море снижается от 85 % в поверхностном слое до 40 % на горизонте 200 м. Влияние полугодовой гармоник максимально в нижней части сезонного термоклина (слой 25–35 м), где ее вклад в общую дисперсию составля-

ет 20 %. Основная часть сезонной изменчивости вертикальных профилей солёности описывается тремя первыми вертикальными модами ЭОФ (84,5 %). Большую часть изменчивости (53 %) содержит 1-я мода с максимумом амплитуды в верхней части галоклина.

– Пространственная структура сезонных ЭОФ-функций солёности, в отличие от температуры воды, отражает противофазные колебания солёности между различными частями моря, наиболее выраженные в верхней части постоянного галоклина. 1-я пространственная мода (46 %) характеризует различия между центральной частью моря и периферией, связанные с сезонным ходом интенсивности циркуляции вод, когда солёность центральной части моря увеличивается зимой из-за усиления восходящих движений, а на периферии моря уменьшается. В весенне-летний период происходит обратный процесс, на который накладывается проникновение речных вод в центральную часть моря.

– Солевой баланс шельфовых районов существенным образом отличается от открытой части моря. Избыток пресных вод в шельфовой зоне (5,8 млрд т/год) полностью уравнивается водообменом с открытым морем. В центральной части моря сумма притока соли за счёт подъёма вод галоклина (3,6 млрд т/год) и отрицательного пресного баланса (2 млрд т/год) практически компенсируется солеобменом с периферией моря (5,8 млрд т/год), уравнивая избыток поступления пресных вод в шельфовой зоне. В целом по морю, положительный баланс пресных вод в слое 0–50 м компенсируется притоком солей из глубинных слоев.

– Сезонный T, S -цикл в поверхностных и подповерхностных слоях представляет собой рост температуры при снижении солёности в первом полугодии и падение температуры при росте солёности во втором полугодии. В постоянном пикноклине направленность сезонного хода T, S -индексов изменяется на противоположную, что связано с уменьшением влияния теплового и водного баланса с глубиной и возрастанием роли общей циркуляции моря.

– Среди водных масс Черного моря наибольшей амплитудой сезонных колебаний объёма вод отличается прибрежная водная масса. Её объём (при критерии выделения $S < 17,8 ‰$) увеличивается от зимы к лету в 3 раза, с максимумом в июле, к моменту смены направления водообмена между шельфом и центральной частью моря.

– Относительный вклад температурного и солёностного факторов в плотностную стратификацию с глубиной меняется: термическая устойчивость в по-

верхностном слое превышает соленостную устойчивость в 2–3 раза, глубже ядра ХПС вклад термической устойчивости становится отрицательным. Начиная с 40 м, преобладает соленостная устойчивость, превышая в слое пикноклина термическую устойчивость на два порядка.

– Подтверждены представления о том, что в течение сезонного цикла происходит пространственное перераспределение интенсивности звеньев общей схемы циркуляции моря. Как следствие попеременного усиления циклонических круговоротов на востоке и западе моря, сезонные циклы циркуляции в этих районах отличаются. Интенсивность циркуляции в целом выше в восточной части моря, за исключением весеннего периода, когда усиливается западный круговорот.

– Сезонный ход кинетической энергии в квазистационарных антициклонических вихрях тесно связан с сезонным циклом общей циркуляции моря. Скорость течений во всех вихрях максимальна в зимний период, наибольший размах годового хода кинетической энергии ($>20 \text{ Дж/м}^3$) отмечается в антициклонах вблизи пр-ва Босфор, Керченского пр-ва, Геленджика, Трабзона.

– Сезонную изменчивость завихренности течений в квазистационарных антициклонах можно свести к двум основным типам. Для первого, наиболее типичного, максимум антициклонической завихренности течений приходится на январь-февраль, минимум — на июнь-июль, что соответствует сезонному ходу интенсивности общей циркуляции моря. Второй тип сезонного цикла, который характерен для Севастопольского, Туапсинского, Синопского антициклонов, представляет собой модификацию типичного цикла: максимум сдвигается к началу весны, минимум — к началу осени. В Батумском антициклоне антициклоническая циркуляция наиболее вероятна не зимой, а в весенне-летний период.

– Интенсивность вихревой кинетической энергии минимальна летом и возрастает в осенне-зимний период. Относительный вклад нестационарных вихрей в общую кинетическую энергию, как и степень преобладания вращательной компоненты над деформационной составляющей, наоборот, максимальны в летне-осенний период.

5 МНОГОЛЕТНЯЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ ГИДРОЛОГИЧЕСКОГО РЕЖИМА ЧЕРНОГО МОРЯ

5.1 Термическая структура

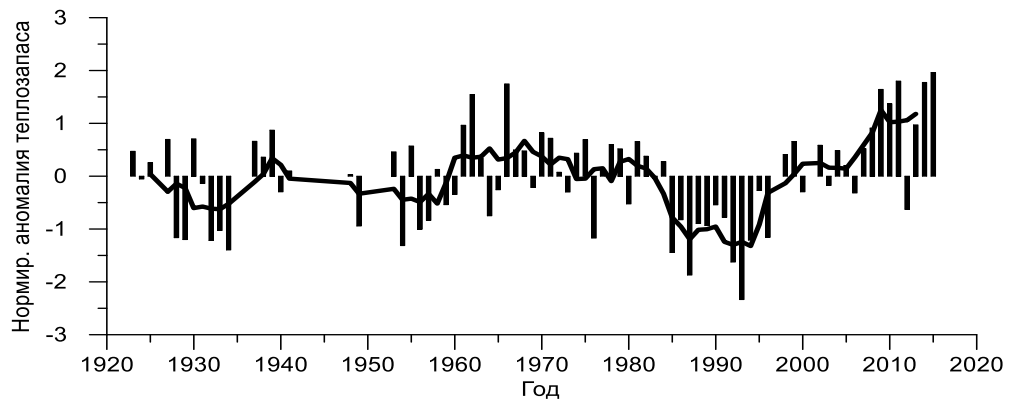
5.1.1 Общие тенденции

Наиболее полно изучена межгодовая изменчивость температуры воды в поверхностном слое Черного моря по данным береговых метеорологических станций [31, 34, 75, 86, 88, 155, 157, 201] и спутниковых радиометров [58, 89, 90, 157, 262, 297, 346, 347, 430]. Также много исследований посвящено подповерхностным водам — ХПС [28, 32, 43, 83, 84, 169, 225, 230, 231, 232, 272, 282, 303, 309, 420, 463, 465]. Рост температуры в слое постоянного пикноклина неоднократно отмечался в литературе, начиная с 1980-х гг. [28, 43, 85, 102, 152, 217, 218, 227, 228, 306, 429, 462]. Многолетние тенденции в глубоких слоях моря изучены в значительно меньшей степени [218, 227].

Общий характер изменений теплозапаса во всем объеме Черного моря по данным *TS*-реанализа за имеющийся 100-летний период наблюдений представляет собой циклический процесс без явно выраженного тренда (Рисунок 5.1). Выделяются два холодных периода: первый — с середины 1920-х гг. до конца 1950-х гг., и второй — с начала 1980-х гг. до конца 1990-х гг. Соответственно, теплыми периодами можно считать 1960–1980 гг. и современный период, начавшийся в конце 1990-х гг.

Подобный характер колебаний, типичный для междесятилетней изменчивости, качественно не соответствует показанному в [373, 469] устойчивому положительному тренду теплозапаса Мирового океана для последних 60 лет. Если рассматривать только современный период резкого потепления (последние 20 лет),

то положительный тренд температуры для столба воды 0–2000 м в Черном море, равный $0,39 \pm 0,05 \text{ Вт} \cdot \text{м}^{-2}$ ($0,015^\circ \text{C}/10 \text{ лет}$) качественно и количественно соответствует оценкам для Мирового океана ($0,33\text{--}0,66 \text{ Вт} \cdot \text{м}^{-2}$ [450, 468, 469]).

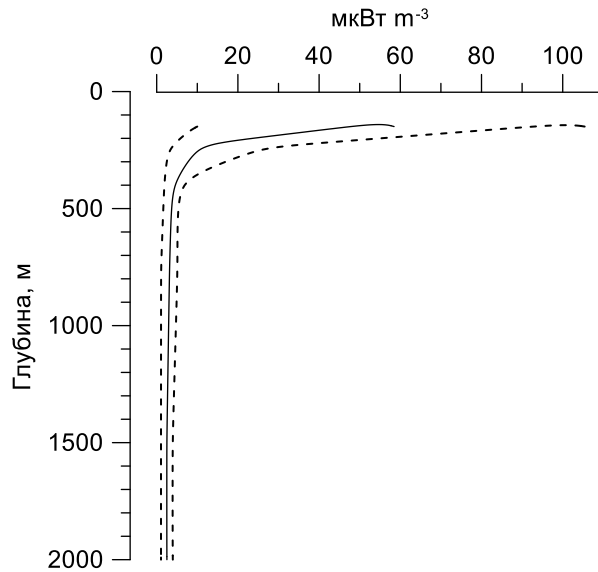


Сплошная линия отображает 5-летнее скользящее среднее

Рисунок 5.1 — Нормированные среднегодовые аномалии теплозапаса Черного моря относительно периода 1961–1990 гг.

Отличительной особенностью Черного моря можно считать различный характер многолетней изменчивости в верхнем 50-метровом и более глубоких слоях воды. Если в верхнем слое моря хорошо выражены междесятилетние колебания температуры, то в глубинных слоях выявлено слабое, но устойчивое нагревание (Рисунки 5.2, 5.3). Положительный тренд для всего исследуемого 100-летнего периода прослеживается в слое глубже 50 м, оценки коэффициента линейного тренда становятся статистически значимыми, начиная с горизонта 100 м. Скорость общего нагрева максимальна в постоянном пикноклине и резко падает с глубиной (Рисунок 5.2, Таблица 5.1), глубже 300 м положительный тренд температуры очень мал. Вклад слоя глубже 50 м в общее изменение теплозапаса составляет в Черном море всего около 5 %, в то время как для океана [373, 469] слой 700–2000 м дает около 30 %. Таким образом, многолетняя изменчивость теплозапаса вод Черного моря определяется достаточно тонким верхним слоем, причем знаки тренда в поверхностном и глубинном слоях периодически становятся противополо-

ложными. Для океана общие тенденции для поверхностного и глубинного слоев более согласованы и не столь различаются по абсолютным значениям.



Штриховыми линиями изображены границы доверительного интервала 95 % обеспеченности

Рисунок 5.2 — Вертикальное распределение коэффициента линейного тренда теплозапаса Черного моря за период 1920–2010 гг. на горизонтах глубже 100 м

Одной из особенностей климатических изменений в Черном море является более поздний, в сравнении с глобальными тенденциями и, в частности, в океанах северного полушария, переход к современному периоду потепления. Формально начало потепления можно определить, как момент смены отрицательного тренда температуры на положительный тренд. Сдвиг начала потепления в Черном море относительно Мирового океана растянулся на 10–20 лет:

- а) середина 1970-х гг. — начало потепления на поверхности Мирового океана и на поверхности Черного моря в летний период;
- б) середина 1980-х гг. — начало потепления для слоя 0–700 м Мирового океана и для слоя 0–20 м Черного моря в летний период;
- в) середина 1990-х гг. — начало потепления на поверхности Черного моря в зимний период и для слоя 0–50 м Черного моря (среднегодовые значения).

Начало современного потепления в Черном море имело также и сезонный сдвиг: для летнего периода оно началось на два десятилетия раньше, чем для зимы. Рисунок 5.4 иллюстрирует эту разницу по данным береговой метеорологической станции Севастополь.

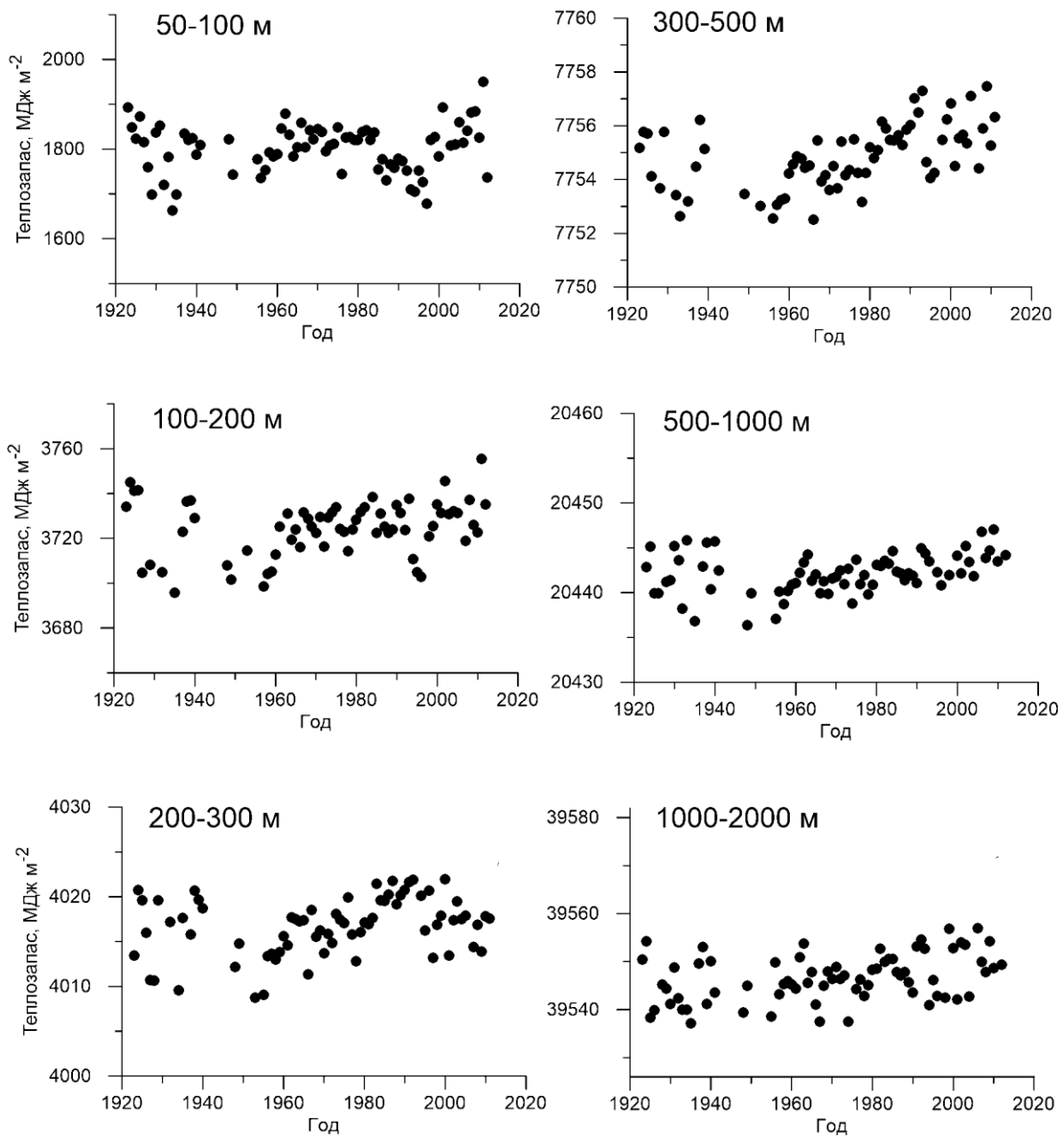


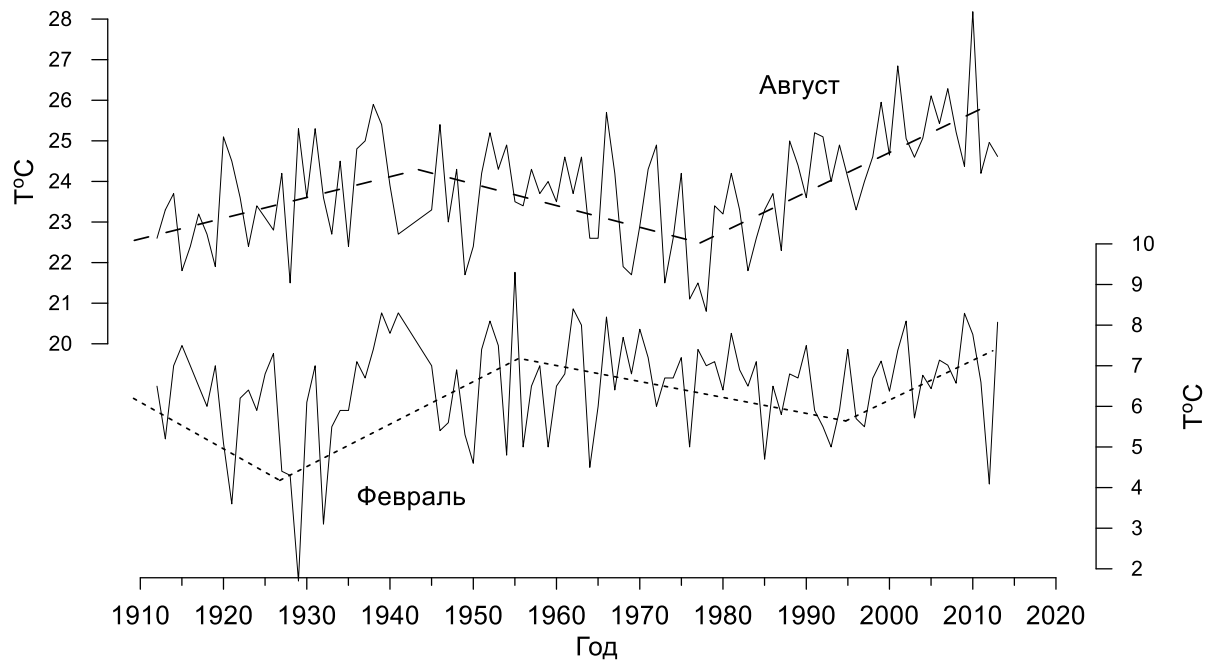
Рисунок 5.3 — Среднегодовые значения теплозапаса в различных слоях Черного моря

Таблица 5.1 — Характеристики линейных трендов изменений теплозапаса в различных слоях Черного моря

Слой, м	мкВт·м ⁻³	мВт·м ⁻²	°C/10 лет	% дисп
0–2000 *	192,7 ± 27,2	385,4 ± 54,4	0,015 ± 0,002	25
0–50 *	7366,8 ± 1126,5	368,3 ± 56,3	0,559 ± 0,085	18
100–200	58,5 ± 9,5	5,8 ± 0,9	4,43 ± 0,72·10 ⁻³	10
200–300	10,5 ± 2,2	1,0 ± 0,2	7,94 ± 1,69·10 ⁻⁴	10
300–500	4,5 ± 0,5	0,9 ± 0,1	3,45 ± 0,37·10 ⁻⁴	20
500–1000	3,2 ± 0,4	1,5 ± 0,2	2,39 ± 0,30·10 ⁻⁴	17
1000–2000	2,5 ± 0,3	2,5 ± 0,3	1,92 ± 0,22·10 ⁻⁴	16
Примечание — * для периода 1990–2010 гг.				

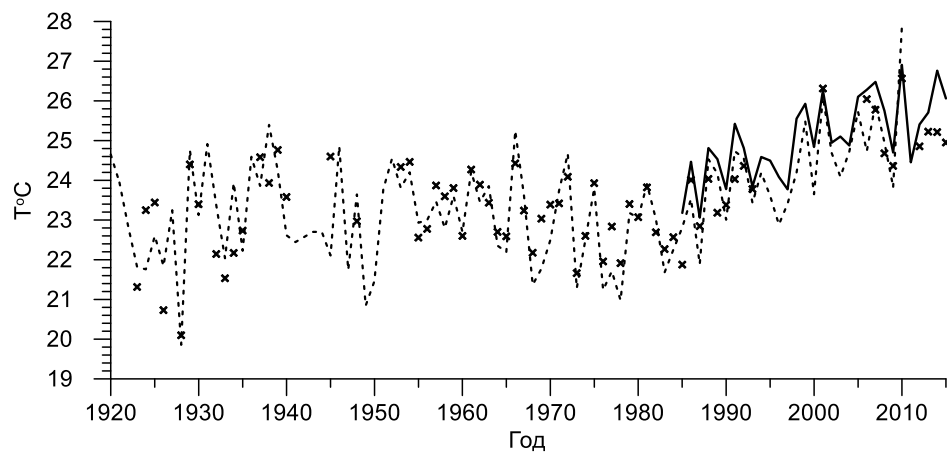
Наличие отрицательного тренда температуры в поверхностном слое моря в период 1980–1990-х гг. отмечалось еще в [85, 152, 389]. В дальнейшем предлагались возможные причины этой тенденции. В работе [11] понижение температуры объяснялось увеличением выхолаживания, связанного с уменьшением толщины верхнего перемешанного слоя, как следствие подъема пикноклина. Другие авторы [216, 217] связывали похолодание поверхностных вод зимой с положительным зимним трендом стока рек и осадков, температура которых обычно ниже температуры поверхности моря. Однако следует отметить, что отрицательный тренд в этот период соответствовал глобальной климатической тенденции [349]. Также существует тесная корреляционная связь зимней температуры воды в Черном море и адвекции холодного воздуха, количественно выражающееся через сумму градусо-дней мороза [303, 309].

Принципиальных различий в характере многолетних колебаний температуры в прибрежной зоне и глубоководной части моря не выявлено (Рисунок 5.5), поэтому данные береговых станций можно считать пригодными для оценок изменчивости теплозапаса поверхностного слоя по всей акватории моря. Сравнение значений ΔT (разницы среднемесячной температуры воды на станции и средней по акватории моря температуры по спутниковым данным), показывает, что наиболее репрезентативными являются станции Новороссийск ($\Delta T_{\text{cp}} = 0,19^\circ \text{C}$; $\text{СКО}_{\Delta T} = 1,25^\circ \text{C}$) и Севастополь ($\Delta T_{\text{cp}} = -0,42^\circ \text{C}$; $\text{СКО}_{\Delta T} = 1,07^\circ \text{C}$).



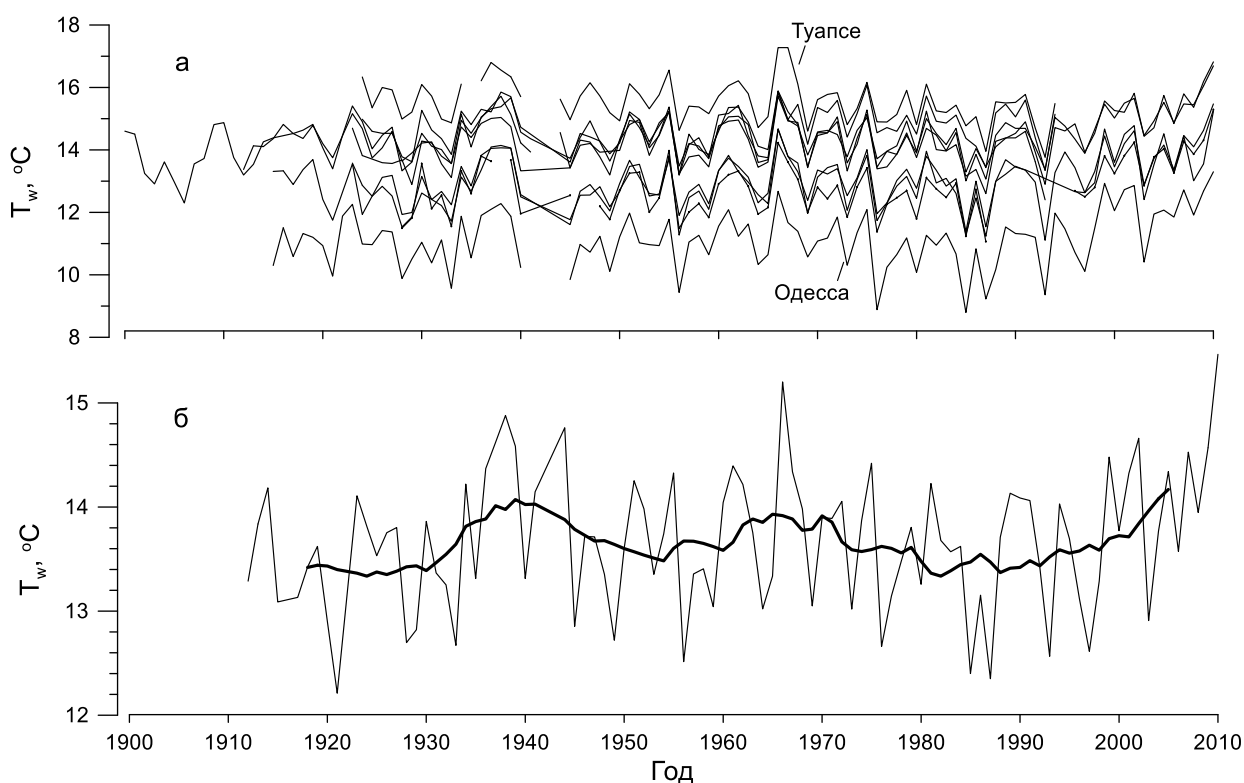
Штриховой линией изображена линия кусочно-линейного тренда

Рисунок 5.4 — Среднемесячные значения температуры воды на поверхности моря в феврале и августе на станции Севастополь



Штриховая линия – среднее по трем береговым станциям Евпатория, Севастополь и Ялта; сплошная линия — среднее по акватории моря по спутниковым данным; символы — среднее по акватории моря по TS-реанализу

Рисунок 5.5 — Временной ход среднемесячной температуры воды на поверхности Черного моря в августе



Среднегодовые значения, жирная линия отображает 11-летнее скользящее среднее.

Рисунок 5.6 — Температура воды на береговых станциях Черного моря:

а) по отдельным станциям от Одессы до Туапсе; б) среднее по всем станциям

Принимая во внимание различия во времени начала последнего потепления между зимним и летним сезонами, можно было ожидать, что для среднегодовых значений теплозапаса смена тренда пришлась бы на середину 1980-х гг., как в случае поверхностной температуры воды (Рисунок 5.6). Но в действительности временной ход среднегодовых значений теплозапаса (Рисунки 5.1, 5.7) полностью соответствует временному ходу зимних температур (Рисунок 5.4). Это связано с тем, что межгодовые аномалии летнего периода ограничены лишь верхним 20-метровым слоем и не проникают глубже сезонного термоклина. Аномалии зимнего периода, сохраняющиеся длительное время в холодном промежуточном слое (ХПС), прослеживаются во всем слое постоянного пикноклина (Рисунок 5.8). Длительность сохранения аномалий температуры, формирующихся зимой, обусловлена, в первую очередь, слабым теплообменом в ХПС, залегающим между сильно стратифицированными сезонным и основным пикноклинами.

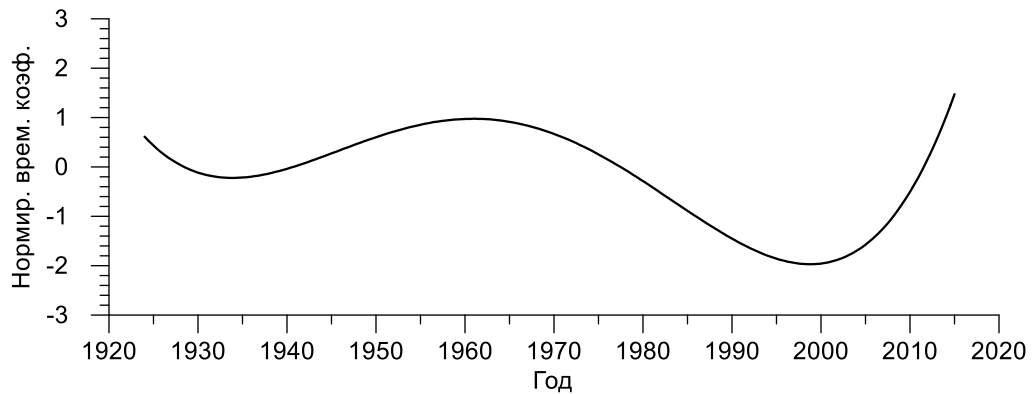
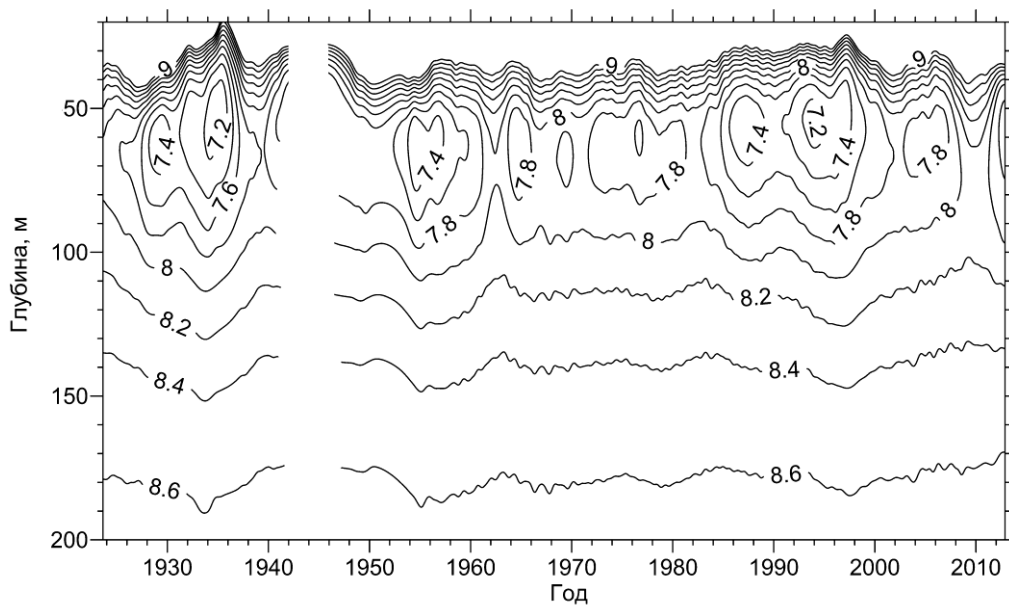


Рисунок 5.7 — Временные коэффициенты 1-й вертикальной моды ЭОФ многолетних колебаний температуры воды (сумма первых двух горизонтальных мод)



Изотермы со значениями выше 9° С не показаны

Рисунок 5.8 — Среднемесячная температура воды
Черного моря в слое 20–200 м

Интенсивность зимней конвекции, таким образом, играет ведущую роль в низкочастотной изменчивости теплозапаса моря. Наиболее выраженные минимумы теплозапаса, такие как в 1985–1995 гг. и в конце 1920-х – начале 1930-х гг., возникают после того, как несколько холодных зим следуют друг за другом. ХПС

при этом играет роль долговременного «хранителя» зимних отрицательных аномалий температуры поверхности моря. Сезонный сдвиг при переходе к теплой фазе многолетних колебаний теплосодержания моря также обязан своим происхождением интенсивной зимней конвекции и обновлению ХПС.

Пространственная картина изменений теплозапаса претерпевала существенные изменения на междесятилетнем масштабе (Рисунок 5.9). В верхнем слое (0–50 м) тенденция к охлаждению моря в 1960–1990 гг., максимально выраженная в восточном круговороте, сменилась в 1990–2010 гг. нагревом, в большей степени северной половины моря. В слое 200–300 м потепление 1960–1990 гг. было наиболее заметно в центральной части моря, в 1990–2010 гг. приток тепла значительно снизился, локализовавшись в южной половине моря.

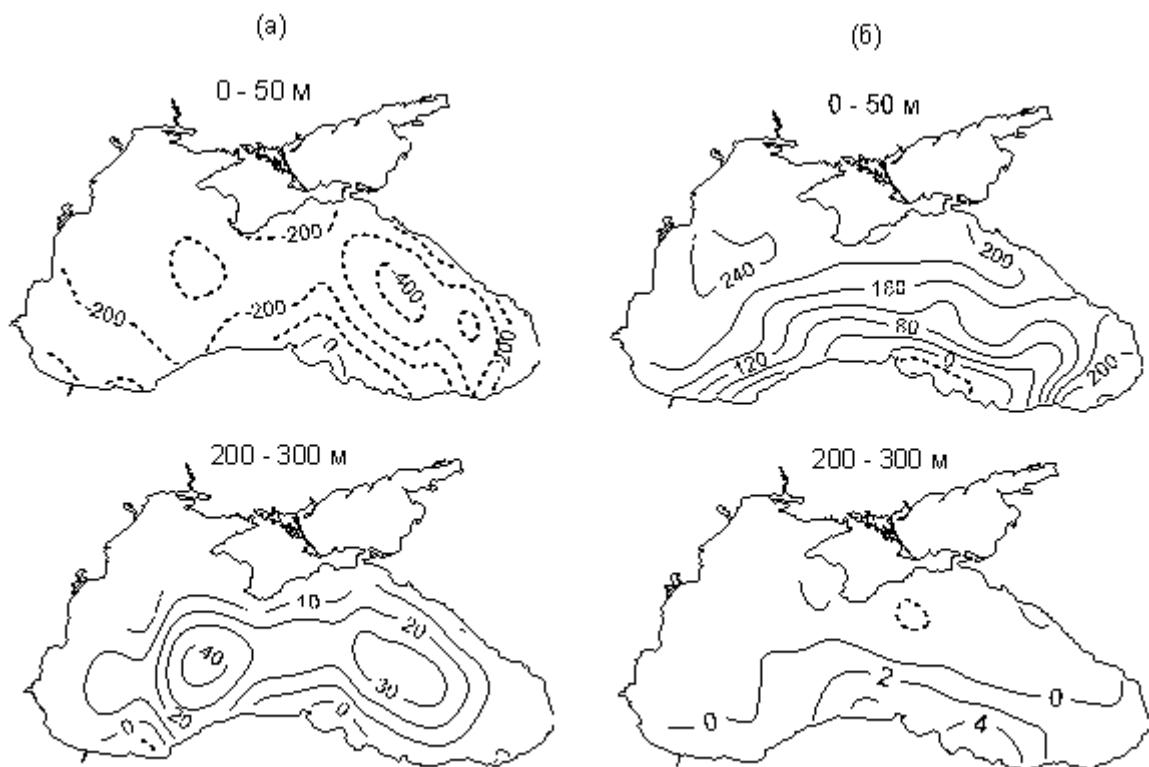
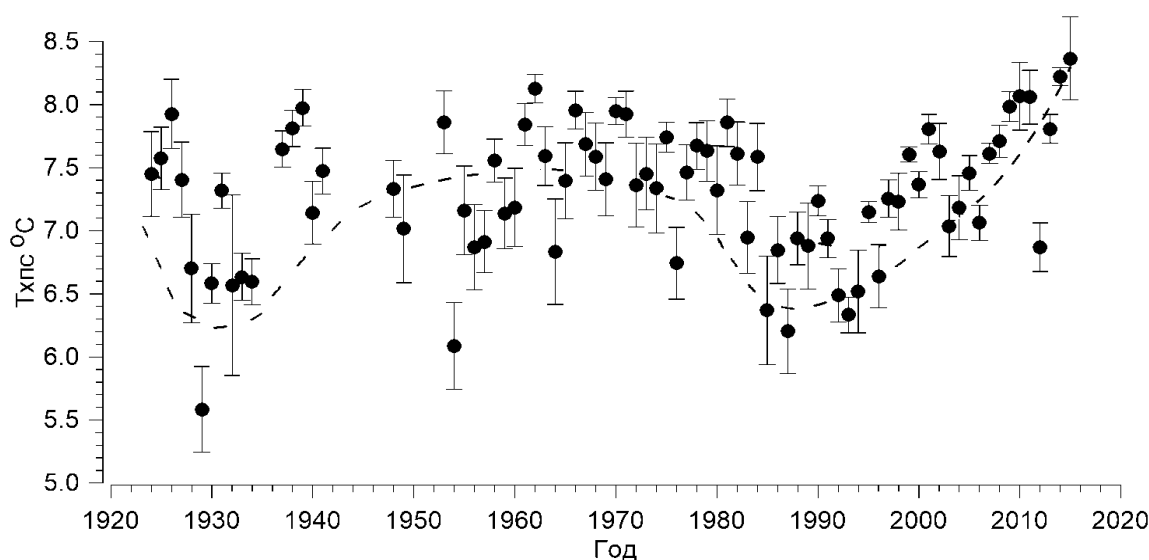


Рисунок 5.9 — Разница значений теплозапаса между периодами:
а) 1980–1990 гг. и 1960–1970 гг.; б) 2000–2010 гг. и 1980–1990 гг.

5.1.2 Холодный промежуточный слой

Межгодовую изменчивость ХПС можно оценивать не только по данным гидрологических съемок, но и по значениям поверхностной температуры воды в зимний период по данным спутниковых радиометров, дрейфтеров или береговых станций. На Рисунке 5.10 показан временной ход температуры воды в ядре ХПС (горизонте минимума температуры), осредненной по всей акватории моря путем арифметического среднего для периода май–ноябрь (минимальный сезонный ход в ХПС). На Рисунке 5.11 представлены февральские среднемесячные значения температуры в ядре ХПС по *TS*-реанализу и спутниковым данным. Оценки межгодовых колебаний температуры, полученные различными методами, достаточно хорошо согласуются между собой.



Отрезками изображен разброс значений, соответствующий ± 1 СКО,
штриховая линия соответствует полиномиальной аппроксимации

Рисунок 5.10 — Температура в ядре ХПС по первичным данным,
осредненным за период с мая по ноябрь

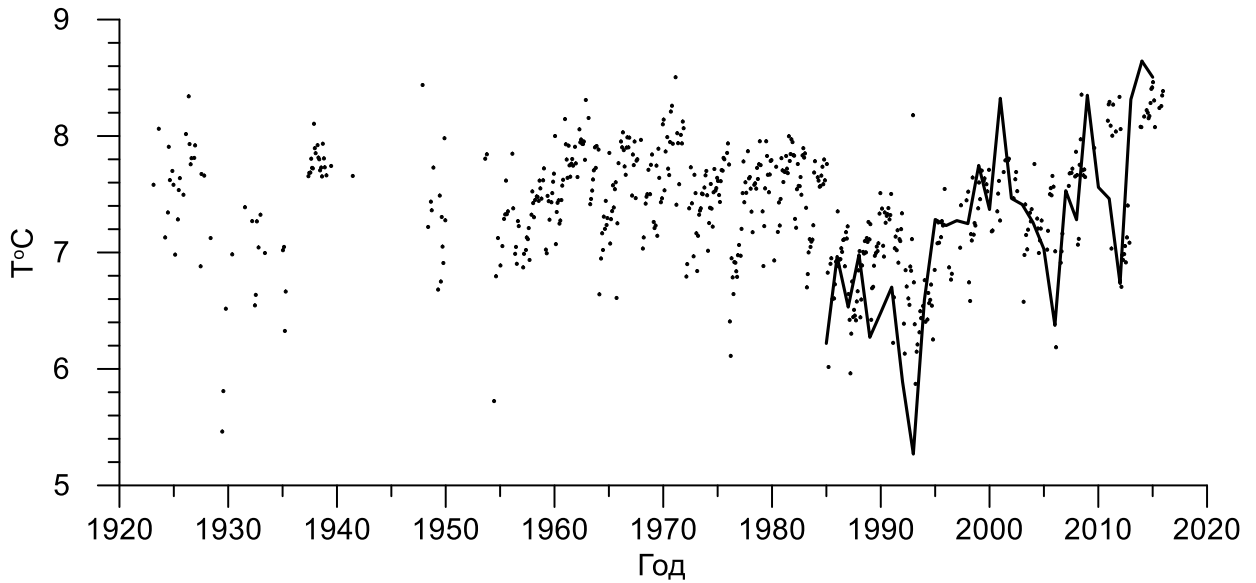


Рисунок 5.11 — Среднемесячная температура воды в ядре ХПС по *TS*-реанализу (точки), среднемесячная температура воды на поверхности моря в феврале по спутниковым данным (сплошная линия)

На Рисунке 5.12 и в Таблице 5.2 представлены оценки обновления вод ХПС, которые были получены на основе значений $\Delta T_{\text{хпс}}$ — разницы температуры воды в ядре ХПС между текущим и предыдущим годами. Для градаций степени обновления ХПС принимались следующие критерии $\Delta T_{\text{хпс}}$: «норма» — в пределах $\pm 0,25$ СКО, «слабое» — от $+0,25$ до $+0,75$ СКО, «очень слабое» — в случаях $\geq 0,75$ СКО. Аналогичным образом определялись градации «сильное» и «очень сильное обновление». Сравнение с подобными оценками в [271] показывает их хорошее соответствие как в распределении общей повторяемости градаций, так и в выделении экстремальных зим. Оценки для отдельных лет в ряде случаев не совпадают, что связано с различием в методиках: в [271] — по 130-летнему ряду температуры воздуха в Новороссийске и стандартному океанографическому разрезу у Геленджика, а в данной работе — по гидрологическим данным всего моря. Более того, при оценке степени обновления ХПС в конкретном году принималось во внимание не само значение температуры воды, а разница температур текущего и предшествующего годов.

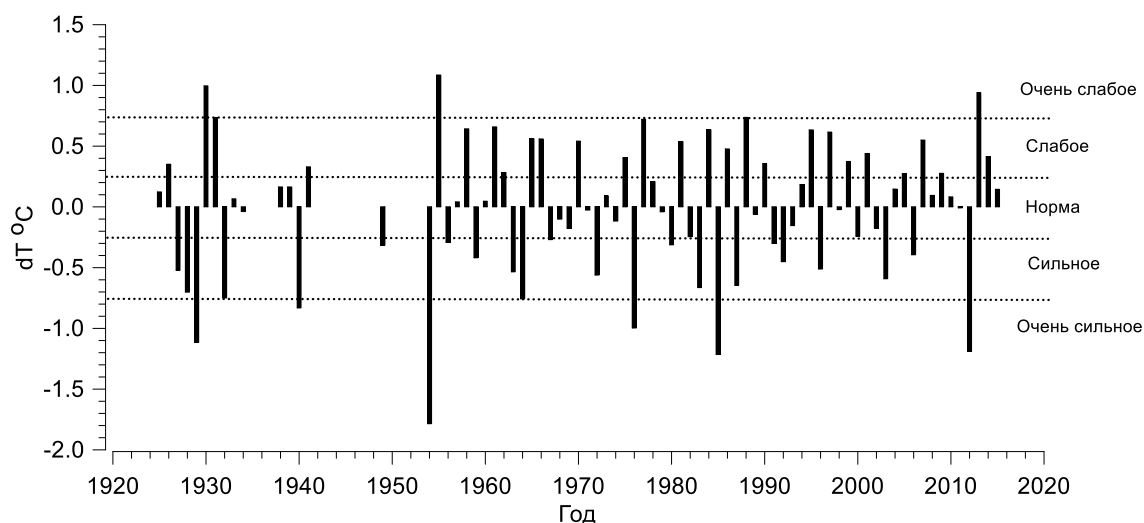


Рисунок 5.12 — Оценки степени обновления вод ХПС на основе разницы температуры воды в ядре ХПС между текущим и предыдущим годами

Таблица 5.2 — Оценки степени ежегодного обновления ХПС в Черном море для периода с 1925 по 2015 г.

Очень сильное	Сильное	Норма	Слабое	Очень слабое
1929	1927	1925	1926	1930-1931
1932	1928	1933-1934	1941	1931
1940	1949	1938-1939	1958	1955
1954	1956	1957	1961	1977
1964	1959	1960	1965-1966	1988
1976	1963	1967-1969	1970	2013
1985	1972	1971	1981	
2012	1980	1973-1974	1984	
	1983	1978-1979	1986	
	1987	1982	1990	
	1991-1992	1989	1995	
	1996	1993-1994	1997	
	2003	1998	1999	
	2006	2000	2001	
		2002	2005	
		2004	2007	
		2008	2009	
		2010	2014	
		2011		
		2015		
Повторяемость				
10 %	22 %	34 %	25 %	9 %

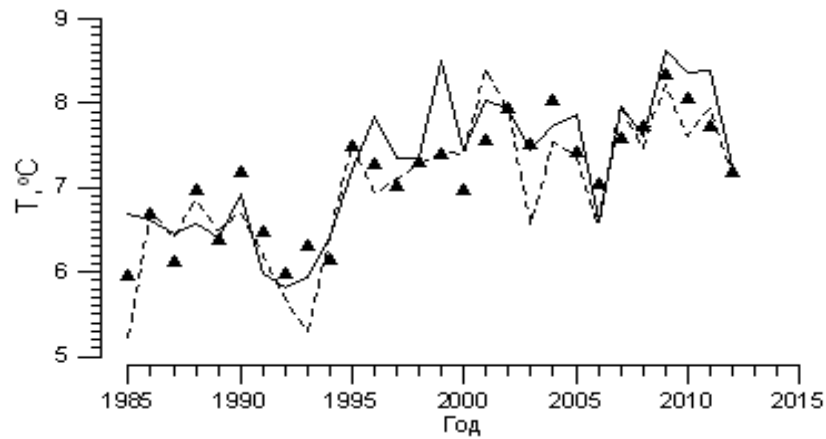
На протяжении последних 100 лет происходило чередование периодов вентиляции верхнего слоя моря с различной интенсивностью: в 1920–1930 гг. наблюдалось сильное обновление вод ХПС, во второй половине 1930-х гг. — нормальное обновление, в 1950-е гг. — выше климатической нормы, в 1960–1970 гг. — слабое обновление, в 1985–1995 гг. — сильное обновление, после 1995 г. — слабое обновление. Интенсивность обновления вод ХПС в современный период в целом ниже климатической нормы, исключение составили 2006 г. и 2012 г., когда усиливались процессы зимнего конвективного перемешивания.

В среднем, многолетние колебания среднемесячных аномалий объема вод ХПС (в границах изоповерхности 8° С) составляют ~20 % его среднего объема, что примерно в 2 раза меньше, чем для сезонных колебаний.

Как известно, обновление вод ХПС происходит не по всей акватории моря, а в определенных районах: в центрах восточного и западного циклонических круговоротов и на внешней границе северо-западного шельфа (п. 4.1.2). Для выявления относительной роли региональных источников вод ХПС анализировались временные ряды зимних температур в этих районах.

Межгодовые колебания температуры воды в упомянутых выше трех источниках вод ХПС полностью согласованы по знаку аномалий. Четко выраженных региональных закономерностей выявлено не было, ни по спутниковой информации (Рисунки 5.13, 5.14), ни по данным массивов реанализа. Как правило, интенсивность обновления вод несколько выше в западном циклоническом круговороте. Средние характеристики ХПС для зимнего сезона периода сильного обновления 1983–1994 гг. представлены на Рисунке 5.15.

Общее охлаждение поверхностного слоя в Черном море зимой, как и везде в умеренных широтах, обусловлено сезонным ходом солнечной радиации. В межгодовой изменчивости потоков тепла (п. 3.3.3) основную роль играет турбулентный теплообмен, причем в зимний период относительная доля потоков явного тепла возрастает, приближаясь к величинам потерь тепла на испарение, а при вторжениях холодного воздуха превышает их.



Сплошная линия — восточный циклонический круговорот (35–37° в.д., 43–44,5° с.ш.),
штриховая линия — западный круговорот (30–32° в.д., 42–44° с.ш.), треугольники —
мористая часть северо-западного шельфа (30–33° в.д., 44–45° с.ш.)

Рисунок 5.13 — Среднемесячная температуры воды на поверхности
Черного моря в феврале по спутниковым данным

При достаточном охлаждении конвективное перемешивание достигает верхней границы ХПС и происходит его обновление. Для оценки необходимых значений потерь тепла для регулярного обновления ХПС можно воспользоваться климатическими полями температуры воды. Среднее значение понижения теплозапаса слоя 0–50 м в период наиболее интенсивного охлаждения моря с ноября по февраль равно $1,2 \text{ ГДж} \cdot \text{м}^{-2}$. Суммируя значения теплового баланса по реанализу ERA-40 за указанный период, получим $-1,0 \text{ ГДж} \cdot \text{м}^{-2}$. Для ERA interim, где турбулентный теплообмен в среднем для зимы больше на $15 \text{ Вт} \cdot \text{м}^{-2}$ чем в ERA-40, данная величина будет $-1,15 \text{ ГДж} \cdot \text{м}^{-2}$, что хорошо соответствует оценке по гидрологическим данным.

Дополнительными факторами, влияющими на интенсивность зимнего конвективного перемешивания, будут теплозапас слоя 0–50 м перед началом сильного охлаждения, т.е. в августе-октябре (Рисунок 4.18) и вертикальная устойчивость вод (плотностная стратификация). В зимний период стратификация плотности в основном определяется соленостью поверхностного слоя.

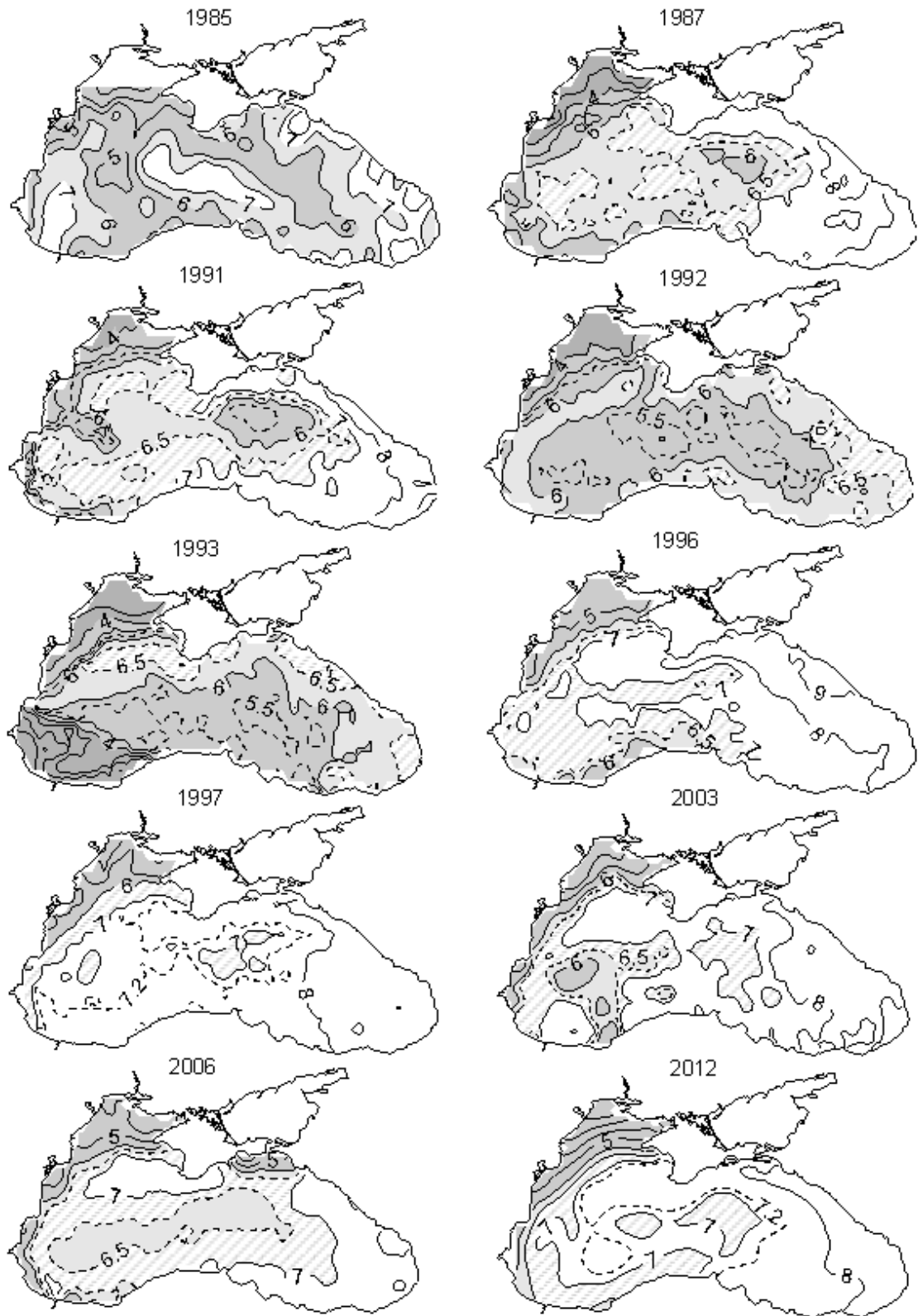
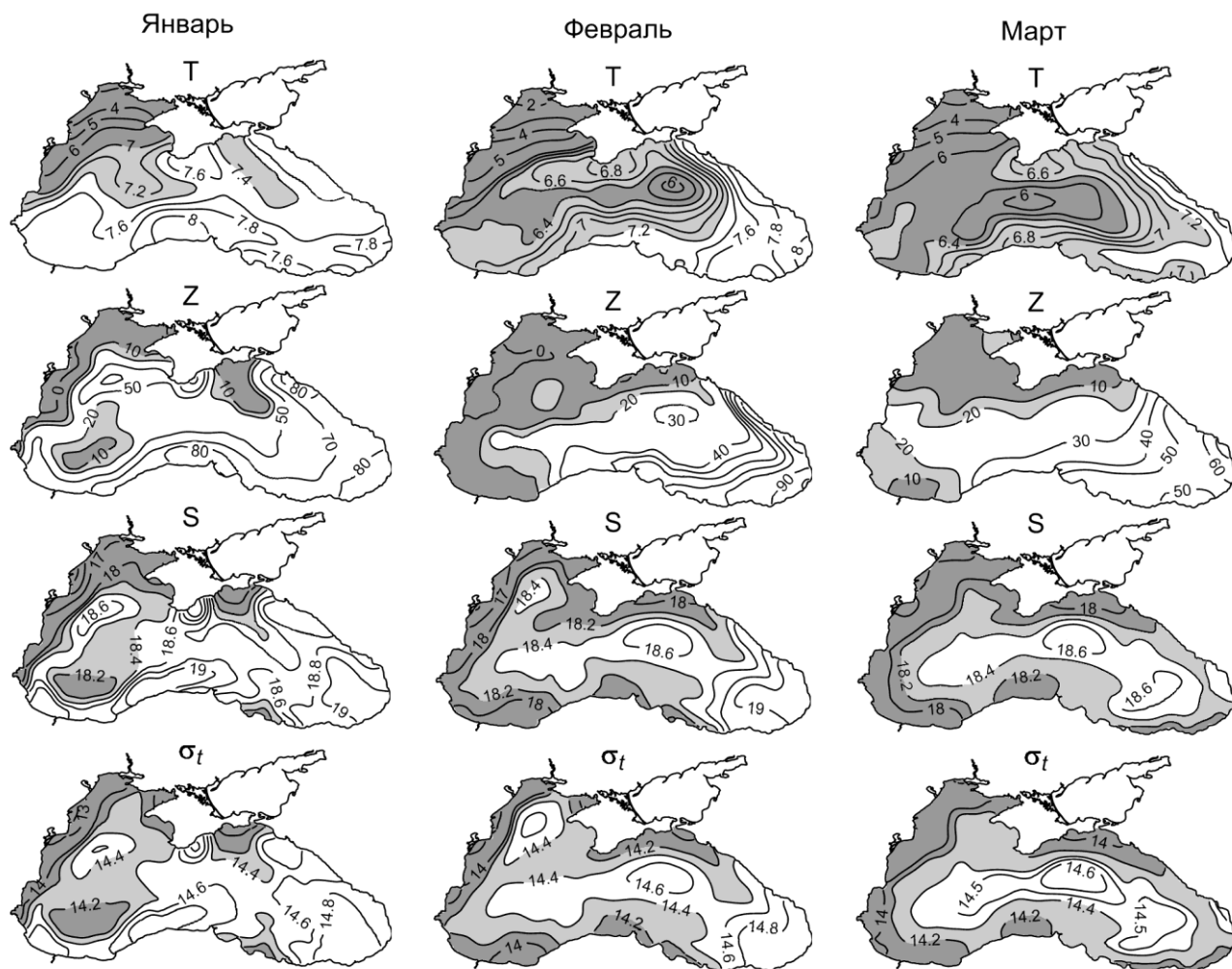


Рисунок 5.14 — Пространственное распределение среднемесячной температуры воды на поверхности Черного моря в феврале в годы обновления вод ХПС по спутниковым данным



Обозначения: Т — минимальная температура воды, Z — глубина минимума температуры, S — соленость на глубине минимума температуры, σ_t — условная плотность на глубине минимума температуры. Закрашенные области соответствуют меньшим абсолютным значениям

Рисунок 5.15 — Средние характеристики ХПС в зимние месяцы для периода 1983–1994 гг.

В Таблице 5.3 представлены относительные оценки выше указанных факторов в годы, когда интенсивность обновления вод ХПС была выше климатической нормы (из Таблицы 5.2). Для градаций принимались следующие критерии: «норма» — в пределах 1 СКО межгодовой изменчивости, «холодный», «теплый», «соленый», «пресный», «высокие» — от 1 до 2 СКО, «очень высокие» — более 2 СКО. Приведен также индекс суровости зимы, более простой, традиционный показатель, рассчитываемый как средняя сумма среднесуточных отрицательных

температур воздуха $\sum t_a$ на метеостанциях северо-западной части моря. Для $\sum t_a$ использовались градации: «норма» — от -100 до -300 градусо-дней мороза, «суровая» — от -300 до -500 , «очень суровая» — менее -500 .

Таблица 5.3 — Относительные оценки факторов, влияющих на обновление ХПС

Год	Суровость зимы	Потери тепла, ноябрь-февраль	Теплозапас, август-октябрь	Солезапас, август-октябрь
1924	норма		норма	пресный
1927	норма		норма	норма
1928	очень холодная		норма	норма
1929	очень холодная		норма	норма
1932	холодная		холодный	соленый
1935	холодная		норма	пресный
1950	холодная	норма	норма	норма
1954	очень холодная	высокие	норма	соленый
1956	холодная	норма	теплый	соленый
1959	норма	норма	норма	норма
1963	холодная	норма	норма	норма
1964	холодная	норма	норма	норма
1972	холодная	очень высокие	норма	норма
1976	холодная	высокие	холодный	норма
1983	норма	очень высокие	норма	норма
1985	очень холодная	очень высокие	теплый	норма
1987	очень холодная	норма	холодный	норма
1991	норма	высокие	норма	норма
1992	норма	высокие	холодный	норма
1993	норма	высокие	холодный	норма
1996	норма	норма	норма	соленый
1997	норма	высокие	норма	соленый
2000	норма	очень высокие	норма	пресный
2006	норма	высокие	норма	пресный
2012	холодная	высокие	норма	норма
Примечание – сплошной заливкой выделены годы с наиболее сильным обновлением ХПС				

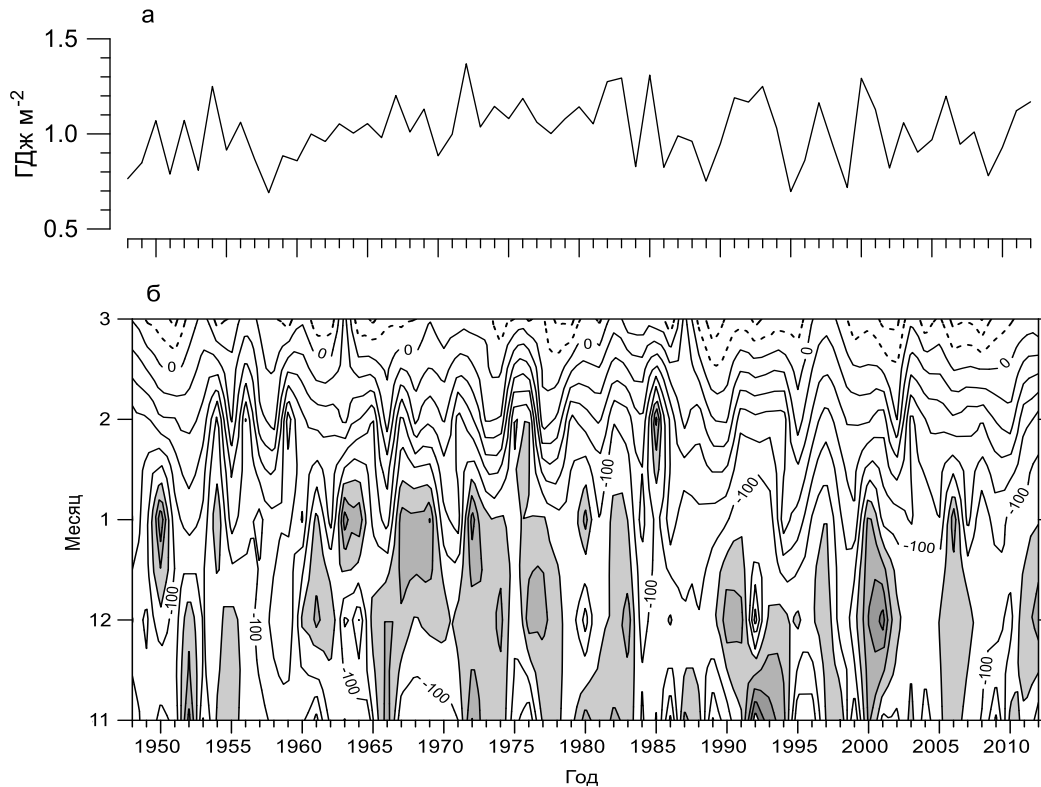
Для большинства зимних сезонов с высокой интенсивностью обновления ХПС, указанных в Таблице 5.3, наблюдается сочетание высоких потерь тепла в атмосферу с дополнительными благоприятными факторами: низким (нормальным) теплосодержанием поверхностного слоя перед началом осенне-зимнего охлаждения или слабой (нормальной) стратификацией, вызванной повышенным содержанием солей в поверхностном слое моря. Действие неблагоприятных фак-

торов, таких как высокий теплозапас в начале осени или распреснение моря, заметно лишь при слабом или умеренном охлаждении. При больших потерях тепла влияние этих факторов незначительно.

Показатель суровости зим, определяемый лишь по температуре воздуха, часто не совпадает с оценками, основанными на потерях тепла в атмосферу. Это объясняется тем, что низкие температуры воздуха обеспечивают высокие потоки явного тепла и, отчасти, скрытого тепла, но не связаны непосредственно с ветром и влажностью воздуха. Например, в 1987 г. при очень холодной зиме, потоки тепла не превышали нормы, что было связано со слабым ветром и преобладанием влажных морских воздушных масс. И, наоборот, в 1983 г. нормальная по термическим условиям зима сопровождалась сильными потерями тепла за счет потерь тепла на испарение при поступлении континентального сухого воздуха.

Зимние сезоны 1929, 1954, 1976 и 1985 г., в которых происходили наиболее сильные обновления вод ХПС, выделяются еще и тем, что интенсивная теплоотдача продолжалась вплоть до февраля, тогда, как обычно, уже в январе она начинает снижаться (Рисунок 5.16). Именно в феврале-марте теплозапас слоя 0–50 м достигает своего минимума, поэтому даже умеренное охлаждение в этот период может привести к усиленной вентиляции моря.

Для выяснения причин пространственной неоднородности очагов холодных вод в различные годы (Рисунок 5.14) анализировались карты потоков тепла по региональному атмосферному реанализу ВАО МГИ с высоким разрешением. В целом, наблюдается хорошее соответствие между распределением поверхностной температуры воды и турбулентного теплообмена. В годы с явным преобладанием обновления вод ХПС в восточном циклоническом круговороте (1987 г., 1991 г.) наибольшая потеря тепла происходит на крайнем северо-западе и в районе к югу от Керченского пролива. В годы с равномерным распределением холодных вод или с преобладанием их в западной части моря (1985 г., 1992 г., 2003 г.), область высоких потерь тепла на севере моря значительно расширяется в южном направлении, занимая весь северо-западный шельф.



Изолинии проведены через $20 \text{ Вт} \cdot \text{м}^{-2}$, значения менее $-120 \text{ Вт} \cdot \text{м}^{-2}$ выделены сплошной заливкой

Рисунок 5.16 — Внешний тепловой баланс по данным NCEP в период охлаждения с ноября по февраль, осредненный по акватории Черного моря: а) суммарные потери тепла; б) среднемесячные значения

Интенсивность зимнего охлаждения и потоки H и LE имеют умеренные корреляционные связи (до 0,35) с зимними индексами атмосферной циркуляции — положительные с EA/WR и отрицательные с EA , что отражает их зависимость, в первую очередь, от интенсивности меридиональной атмосферной циркуляции. Оказывает влияние и скандинавское колебание, характеризующее атмосферные процессы, блокирующие западный перенос.

В качественном плане, синоптические ситуации, при которых происходит резкое падение температуры воды в Черном море, можно подразделить в зависимости от вторгающихся холодных воздушных масс. При зональной циркуляции, когда преобладающий перенос в атмосфере направлен с запада на восток, циклоны из Северной Атлантики, несущие морской воздух умеренных широт, могут достигать Черного моря при движении на юго-восток. Это происходит в том слу-

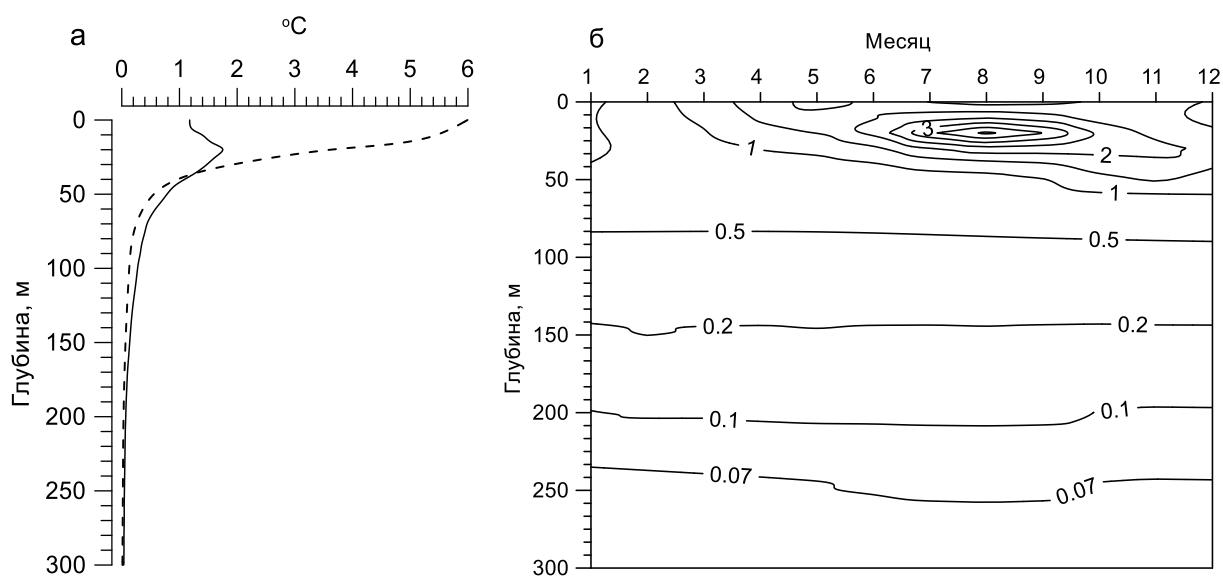
чае если гребень высокого давления располагается на западе Европы. При меридиональной циркуляции большая область высокого давления разделяет Европу, блокируя западный перенос. Черное море находится на ее восточной периферии, вдоль которой холодный воздух поступает на юг. При расположении блокирующего антициклона в полосе от Скандинавии до центральной Европы происходит поступление морского арктического воздуха из районов Норвежского и Баренцевого морей, в том числе при резких смещениях циклонов на юг по ультраполярным траекториям. При расположении антициклона или гребня над Европейской территорией России, «ныряющие» циклоны движутся из района Карского моря и Таймыра, принося арктический воздух. Холодный континентальный воздух из Евразии поступает на Черное море при сильном развитии Сибирского (Азиатского) антициклона и распространении его гребня к западу, либо при вторжении на континент с северо-востока арктических антициклонов.

В течение каждого зимнего сезона возникают все указанные типы синоптических ситуаций. В те сезоны, когда происходили сильные потери тепла, превышающие $1,2 \text{ ГДж} \cdot \text{м}^{-2}$ (1929, 1954, 1972, 1976, 1985 гг.), преобладала циркуляция с сильными устойчивыми северо-восточными ветрами и поступление холодного континентального воздуха. Термический фактор охлаждения при этом возрастал, отношение H/LE превышало климатические значения (среднемесячные значения $>0,6$, среднесуточные >1). В те зимы, когда северо-восточный поток практически отсутствовал (1991–1993 гг.), интенсивное обновление ХПС было связано с атмосферным переносом с севера и приходом арктических воздушных масс.

Межгодовые изменения теплозапаса слоя 0–50 м, формируемые в основном зимой, качественно соответствуют закономерностям сезонного хода теплового баланса (п. 4.1.3). Отношение вертикального теплообмена к потоку тепла из атмосферы в среднем меньше, чем во внутригодовом цикле, что связано с преобладанием сезонной изменчивости над межгодовой.

5.1.3 Статистические характеристики

В отличие от сезонной изменчивости температуры воды интенсивность колебаний межгодового и десятилетнего диапазона не убывает монотонно с глубиной, а имеет промежуточный максимум в слое сезонного термоклина (Рисунок 5.17). Статистическая значимость оценок дисперсии температуры в этом слое снижается в связи с большой интенсивностью мезомасштабной и синоптической изменчивости в летний период, которую трудно полностью отфильтровать. Поэтому локальный пик дисперсии в термокLINE может быть искусственным, а вертикальное распределение межгодовой дисперсии должно быть аналогичным распределению сезонной дисперсии с поверхностным максимумом, обусловленным изменчивостью теплового баланса. Начиная с глубин 40–50 м, многолетняя изменчивость температуры воды по интенсивности превосходит сезонную изменчивость.



Штриховой линией показано СКО сезонной изменчивости

Рисунок 5.17 — Вертикальное распределение СКО суммы межгодовой и десятилетней изменчивости температуры воды в Черном море:

а) среднегодовые значения; б) внутригодовой ход

Результаты спектрального анализа среднегодовых значений теплозапаса моря показывают, что статистически значимые колебания наблюдаются в диапазоне 2–5 и 20–25 лет (более выраженные в ХПС).

Интенсивность межгодовых и десятилетних колебаний температуры воды не только изменяется с глубиной, но и неравномерно распределена по акватории моря (Рисунок 5.18). В поверхностном слое максимумы интенсивности характерны для северо-западной части моря и восточного циклонического круговорота, а минимум интенсивности — для западного круговорота. Повышенные значения дисперсии в северо-западной и северо-восточной частях связаны с максимумами межгодовой изменчивости потоков явного и скрытого тепла, в южной и юго-восточной частях — с максимумом изменчивости потока солнечной коротковолновой радиации (п. 3.3.3). В последнем случае это обусловлено тем, что данный район отличается не только максимальным количеством атмосферных осадков, но и повышенной межгодовой изменчивостью облачности.

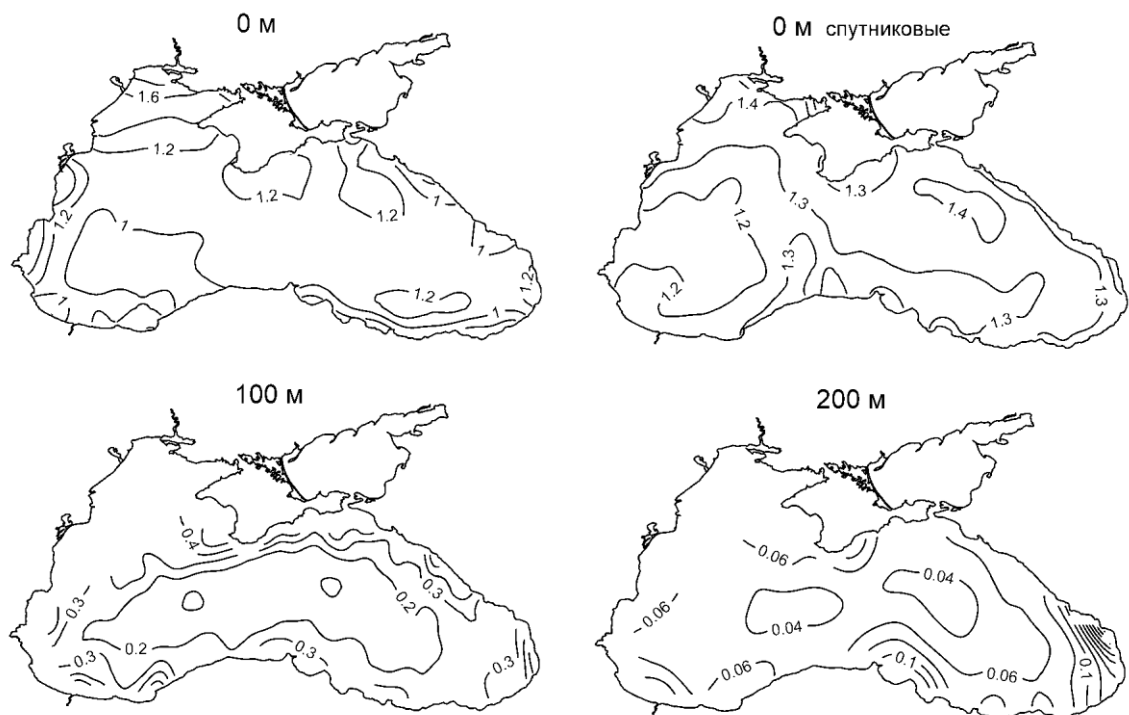


Рисунок 5.18 — Пространственное распределение СКО
межгодовой изменчивости температуры воды

В слое постоянного пикноклина дисперсия межгодовой изменчивости температуры воды минимальна в центральной части моря и увеличивается к периферии. С одной стороны, такое пространственное распределение может быть недостаточно достоверным в связи с недостаточной фильтрацией синоптических вихрей, концентрирующихся в прибрежной зоне при малой длине рядов данных. С другой стороны, уменьшение дисперсии межгодовых колебаний в центральной части, как и в сезонном цикле (Рисунок 4.5), должно быть связано с бóльшим проявлением на периферии моря колебаний общей интенсивности циркуляции моря.

Разложение колебаний среднемесячных межгодовых аномалий температуры воды на ЭОФ (Рисунок 5.19) показывает, что в поверхностном слое максимум амплитуды однонаправленных колебаний для всей акватории моря (1 мода) находится на северо-западном шельфе, а максимумы противофазных колебаний (2 мода) — в зоне вдоль Кавказского побережья и на северо-западном шельфе. В слое постоянного пикноклина максимум амплитуды 1-й моды занимает область преобладающих антициклонических движений в юго-восточной части моря, колебания 2-й моды происходят между юго-восточной частью и двумя зонами, расположенными вдоль северного и юго-западного побережий.

При разложении многолетней изменчивости 1-й вертикальной моды ЭОФ, характеризующей интегральные аномалии температуры во всем слое (Рисунок 5.20), обнаруживается, что максимальные амплитуды характерны для прибрежной зоны, в восточной половине моря интенсивность межгодовых и десятилетних колебаний в целом выше, чем в западной половине.

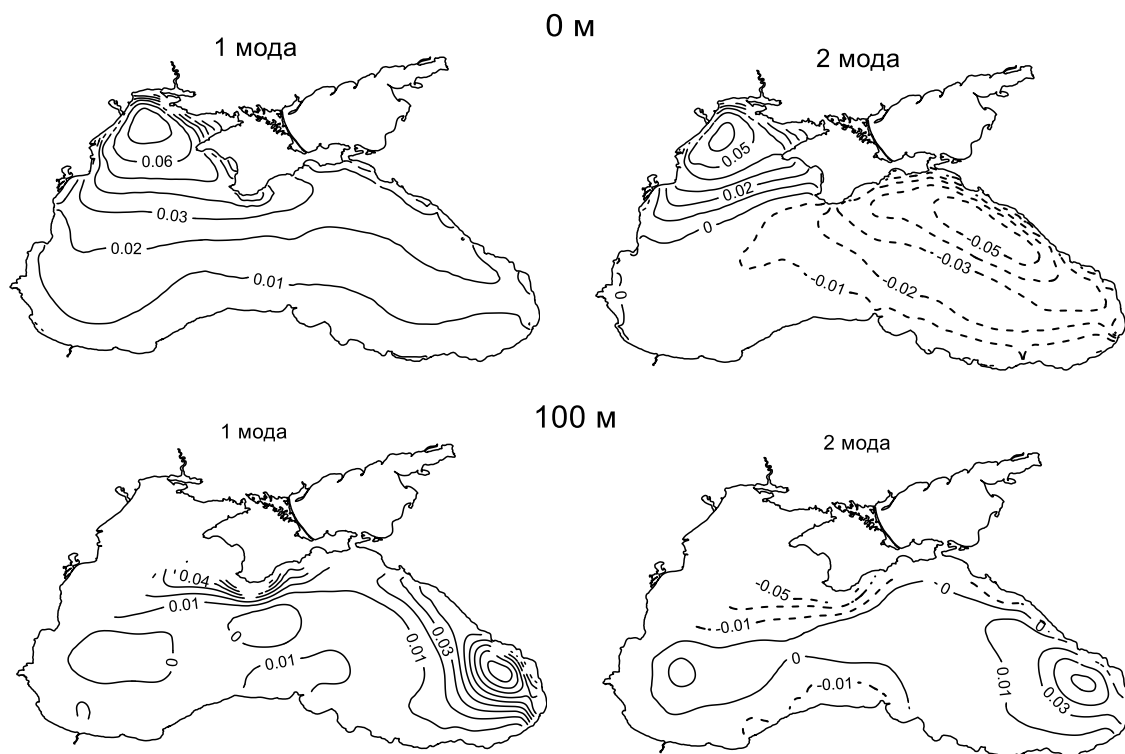


Рисунок 5.19 — Распределение относительных амплитуд первых двух горизонтальных ЭОФ-мод многолетних колебаний температуры воды на горизонтах 0 и 100 м

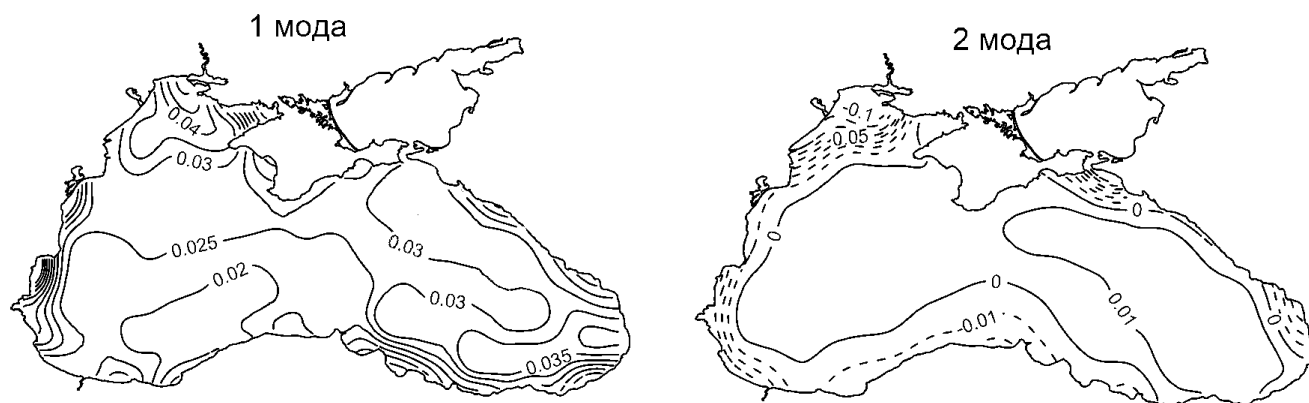


Рисунок 5.20 — Распределение относительных амплитуд первых двух горизонтальных ЭОФ-мод многолетних колебаний временных коэффициентов 1-й вертикальной моды температуры воды

5.1.4 Изменения сезонного цикла температуры воды

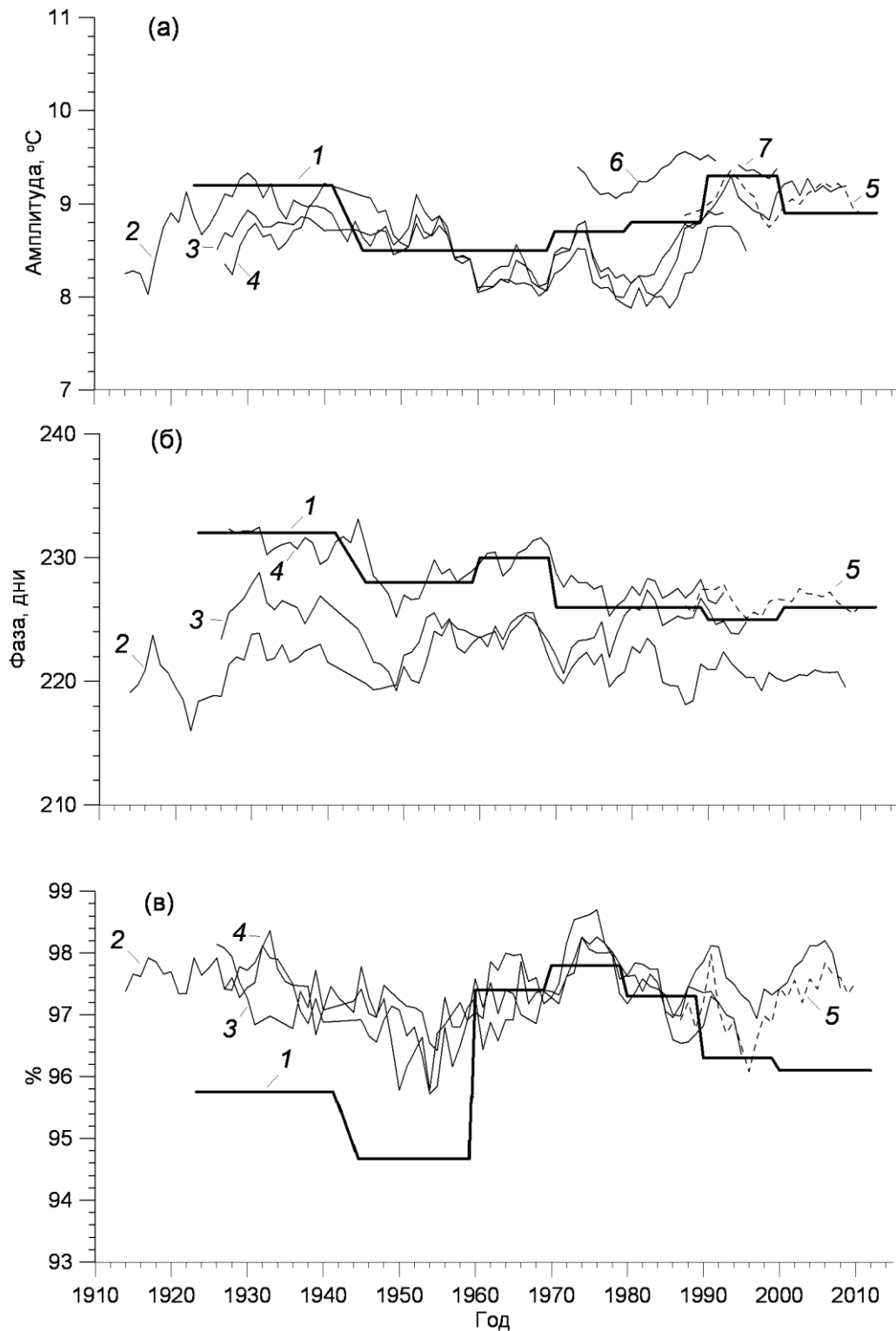
Кроме межгодовых и более низкочастотных колебаний, представляется важным оценить долгопериодные изменения амплитудно-фазовых характеристик сезонного хода, преобладающего периода изменчивости температуры в деятельном слое моря. На основе гармонического анализа временных рядов температуры из различных источников данных (Рисунки 5.21, 5.22) можно выделить следующее:

- амплитуда сезонного хода температуры воды была повышенной ($\sim 9^\circ \text{C}$) в период до 1940-х гг., далее она монотонно понижалась, достигнув минимума ($\sim 8^\circ \text{C}$) к началу 1980-х гг., затем резко возросла в течение десятилетия и, в настоящее время, является максимальной за весь период наблюдений ($\sim 9,2^\circ \text{C}$);

- фаза 1-й гармоники, или время наступления максимума температуры, возрастала от 1950-х гг. к 1970-м гг.; далее, вплоть до настоящего времени она понижается, т.е. максимум нагрева воды наступает на несколько дней раньше. Для периода 1920–1940 гг. трудно оценить значения фаз, т.к. они сильно расходятся для различных источников;

- при сохранении очень высокого вклада 1-й гармоники в общую дисперсию ($\sim 97,5\%$), выделяется хорошо выраженный минимум 1950-х гг. (96%) и минимум середины 1990-х гг., во время которых увеличивается вклад высокочастотных гармоник — полугодовой и др.

Наиболее надежные оценки амплитудно-фазовых характеристик можно получить из регулярных наблюдений, таких как спутниковые данные или береговые станции. Спутниковые данные имеют преимущество по максимальному покрытию акватории моря, но ряд наблюдений начинается лишь в середине 1980-х гг. Наблюдения на гидрометеорологических станциях имеют наибольшую продолжительность, но охватывают лишь прибрежную зону.



Обозначения: 1 — среднее по 10-летним периодам TS-реанализа; 2 — станция Севастополь; 3 — станция Туапсе; 4 — станция Батуми; 5 — по спутниковым данным; 6 — по реанализу [247]; 7 — по реанализу [120]

Рисунок 5.21 — Амплитудно-фазовые характеристики 1-й гармоники сезонного хода температуры воды на поверхности моря:

а) амплитуда; б) фаза; в) вклад в общую дисперсию

Практически все станции от устья Дуная до Батуми имеют схожие много-летние тенденции, а также согласованы в изменениях отдельных характеристик сезонного цикла. В частности, при увеличении амплитуды сезонного хода уменьшается фаза 1-й гармоники (Рисунок 5.22), что имеет достаточно простое объяснение. Увеличение сезонной амплитуды приходится на годы с положительными аномалиями температуры в летний сезон. Соответственно, во время жаркого лета, максимум нагрева воды на поверхности моря достигается раньше.



Обозначения: A — амплитуда (°C), φ — фаза (дни года),
P — вклад в общую дисперсию (%)

Рисунок 5.22 — Амплитудно-фазовые характеристики 1-й гармоники сезонного хода температуры воды на поверхности моря для станции Севастополь (9-летнее скользящее среднее)

Пространственное распределение амплитуд сезонного хода температуры воды в различные десятилетние периоды (Рисунок 5.23) сохраняет свои основные черты (п. 4.1.1). Взаимное расположение областей минимумов и максимумов остается практически постоянным. Наибольшие качественные отличия относятся к периоду 1920–1940 гг., что можно отнести к малой обеспеченности данными наблюдений в то время. Аналогичное снижение количества данных после середины 1990-х гг., если его не компенсировать спутниковыми измерениями, также

приводит к искажению общей картины (но в меньшей степени, чем для периода 1920–1940 гг.). Тем не менее, анализ многолетнего хода амплитуд сезонного хода температуры на береговых станциях показывает, что в период 1920–1940 гг. разница их значений между крымскими и кавказскими станциями была максимальной. Это косвенным образом может свидетельствовать о возможности качественного изменения пространственной структуры характеристик сезонного цикла в тот период.

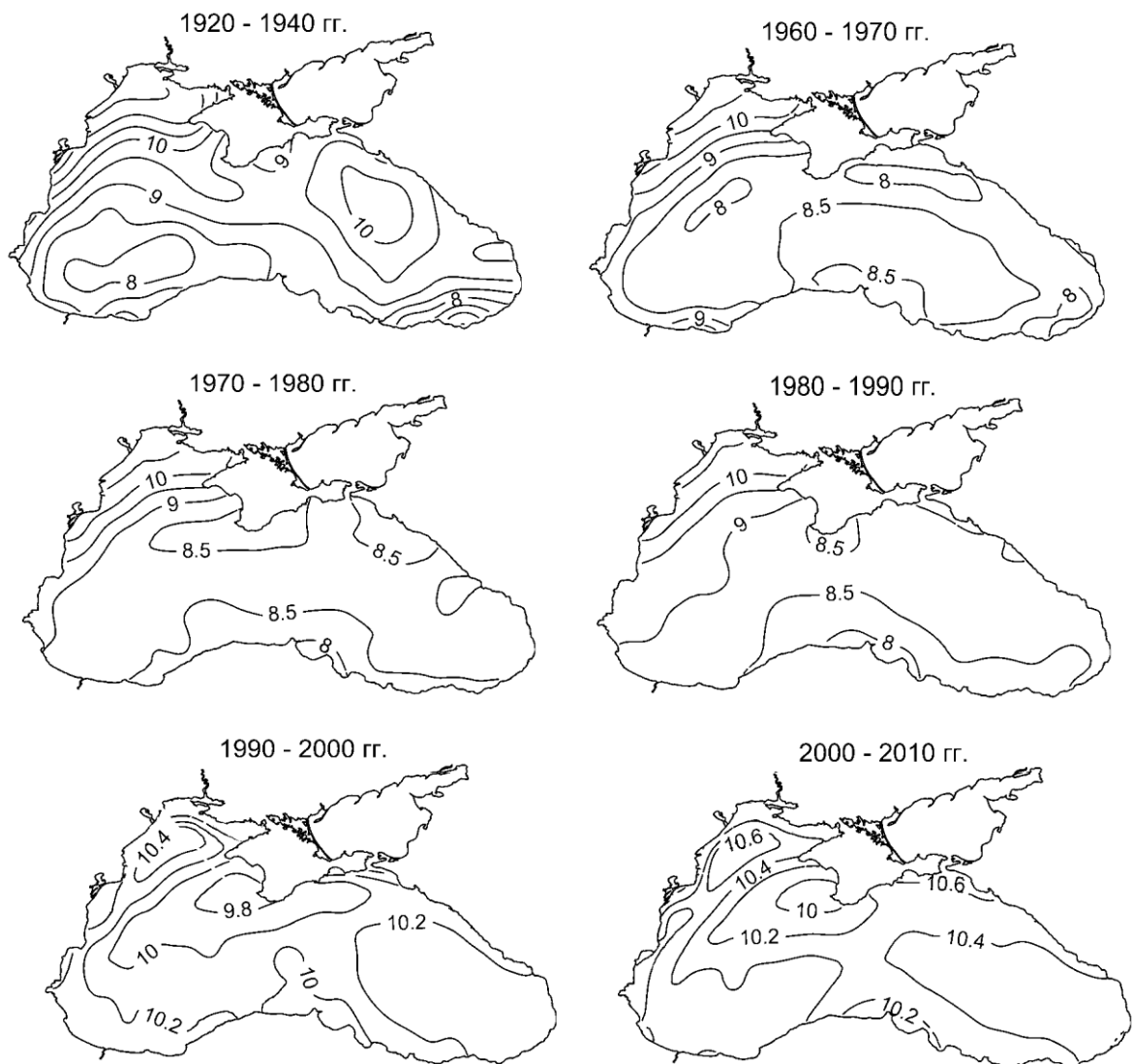
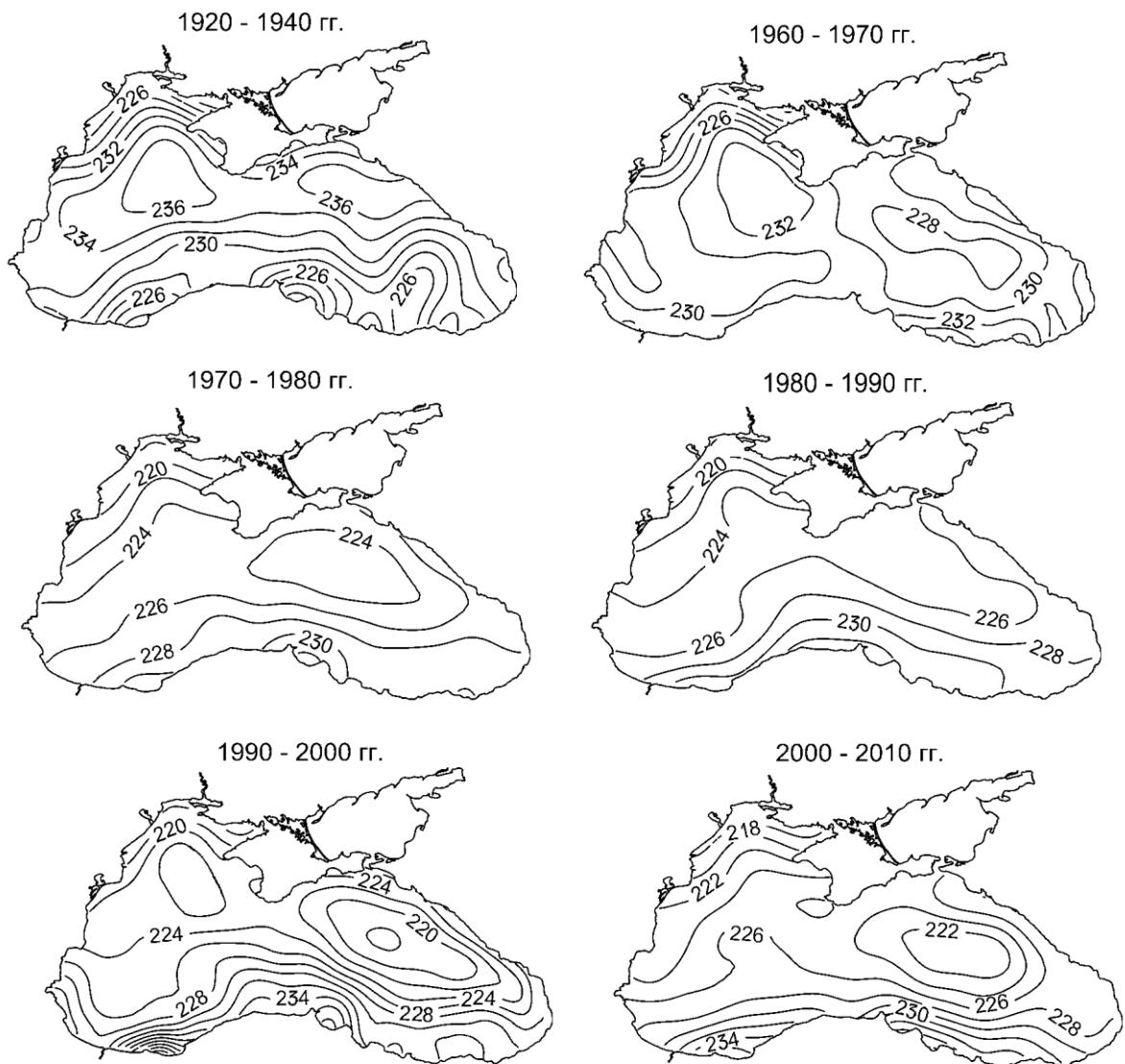


Рисунок 5.23 — Пространственное распределение амплитуды 1-й гармоники сезонного хода температуры воды на поверхности моря ($^{\circ}\text{C}$) для различных периодов



Значения — порядковые номера дней года

Рисунок 5.24 — Пространственное распределение фазы 1-й гармоники сезонного хода температуры воды на поверхности моря для различных периодов

То же самое можно сказать об устойчивости пространственного распределения фазы 1-й гармоники сезонного хода температуры на поверхности моря (Рисунок 5.24). Как и в климатических полях (п. 4.1.1) в различные десятилетние периоды максимум температуры на северо-западном шельфе и в области восточного циклонического круговорота наступает на 5–10 дней раньше, чем в южной части моря. Для периода 1920–1940 гг. пространственная картина фазы наступления

максимума отличается от других еще более кардинальным образом, чем для амплитуды сезонного хода. Разброс значений фазы между крымскими и кавказскими станциями в этот период также максимален.

5.2. Халинная структура

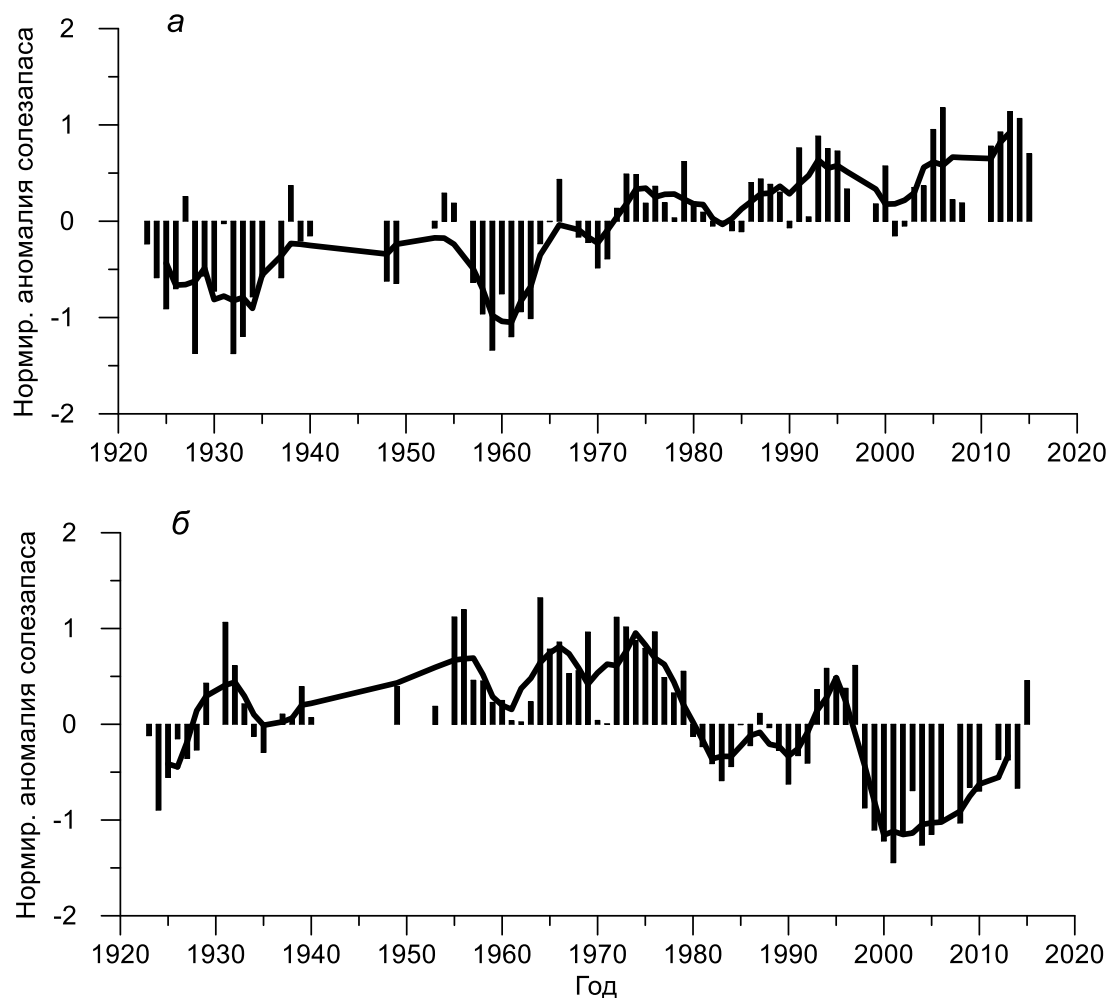
5.2.1 Общие тенденции

В работах 1970–1980-х гг., где начали обсуждаться изменения солёности моря и возможное антропогенное влияние, связанное с регулированием речного стока [1, 7, 43, 57, 85, 136, 152, 161, 162, 214, 265, 279], еще не были выявлены устойчивые многолетние тенденции. Начавшееся в 1980-х гг. снижение солёности поверхностного слоя, впервые отмеченное в [88], в дальнейшем было подтверждено в работах [22, 33, 37, 217, 228, 248, 289]. Рост солёности в слое постоянного пикноклина описан в работах [43, 85, 152, 217, 219, 227, 228, 290, 462], многолетние тенденции в глубинных слоях — в [218, 227].

Общие изменения солёзапаса Черного моря по данным TS-реанализа можно охарактеризовать как устойчивое осолонение всего объема вод на протяжении столетнего периода. Оценка линейного тренда составляет $7,58 \pm 1,06 \text{ кг} \cdot \text{м}^{-2}/10 \text{ лет}$ ($0,0038 \text{ ‰}/10 \text{ лет}$), Рисунок 5.25а. Как и в случае термической структуры моря, тенденции изменения солёности различны для поверхностного и глубинного слоев (Рисунки 5.25, 5.26). В отличие от температуры, где изменчивость в слое 0–50 м является определяющей для общего теплозапаса моря, основные изменения солёзапаса происходят в более глубоких слоях, большей частью в постоянном галлоклине.

Колебания солёности верхнего слоя 0–50 м (Рисунки 5.25 б, 5.26), хоть и не являются определяющими для общего солёзапаса моря, но оказывают сильное

влияние на пространственную структуру плотности воды и вертикальный обмен. В качественном плане, многолетнюю изменчивость содержания солей в верхнем слое моря можно представить, как переход от относительно пресного состояния в период 1920–1954 гг. к состоянию повышенного солезапаса в 1954–1980 гг. и снова к пресному состоянию, начиная с 1980-х гг. В настоящее время (после 2010 г.) есть признаки тенденции к завершению пресной фазы состояния моря.



Сплошная линия отображает 5-летнее скользящее среднее

Рисунок 5.25 — Нормированные среднегодовые аномалии
солезапаса Черного моря относительно периода
1961–1990 гг.: а) моря в целом; б) слоя 0–50 м

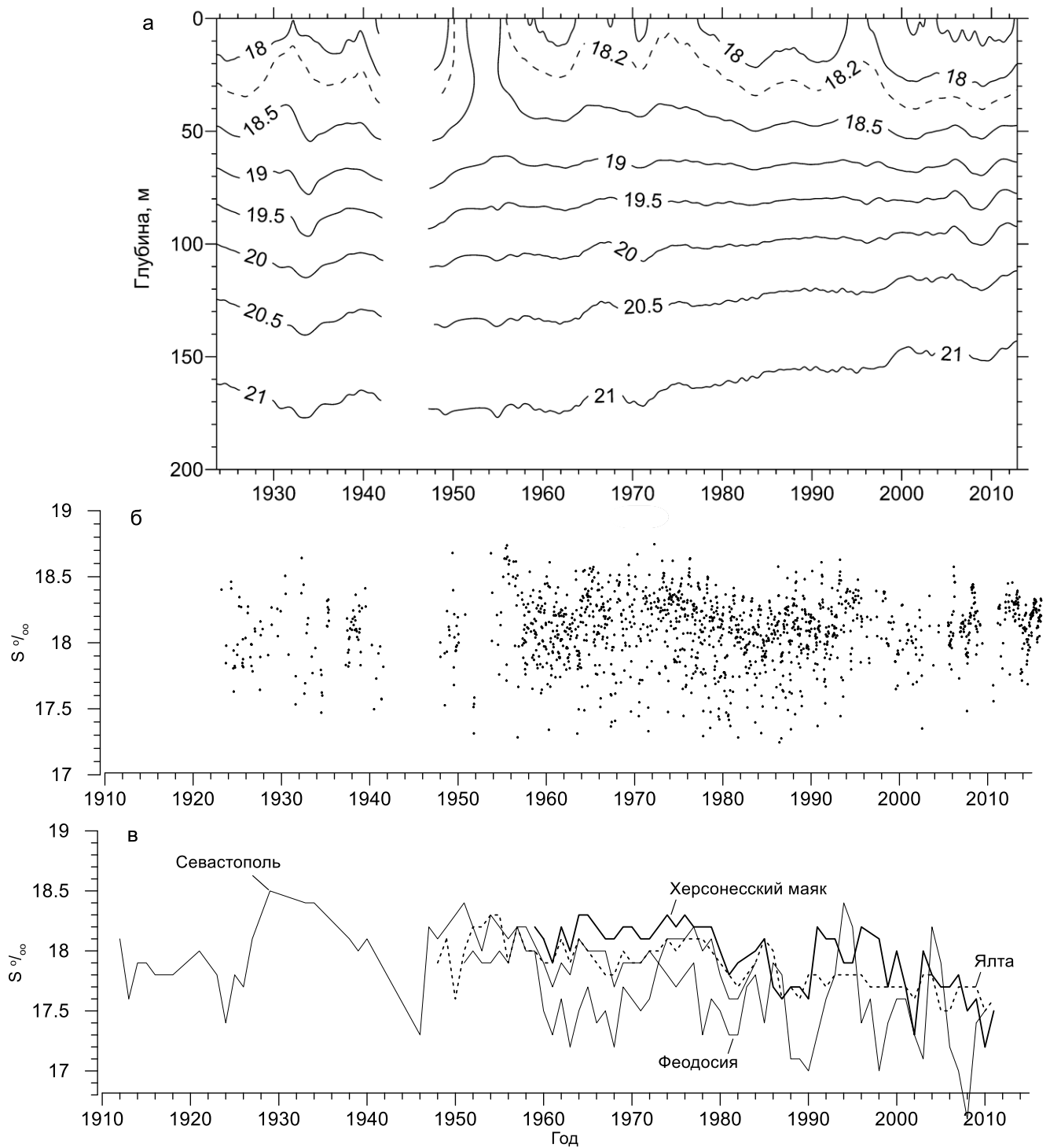
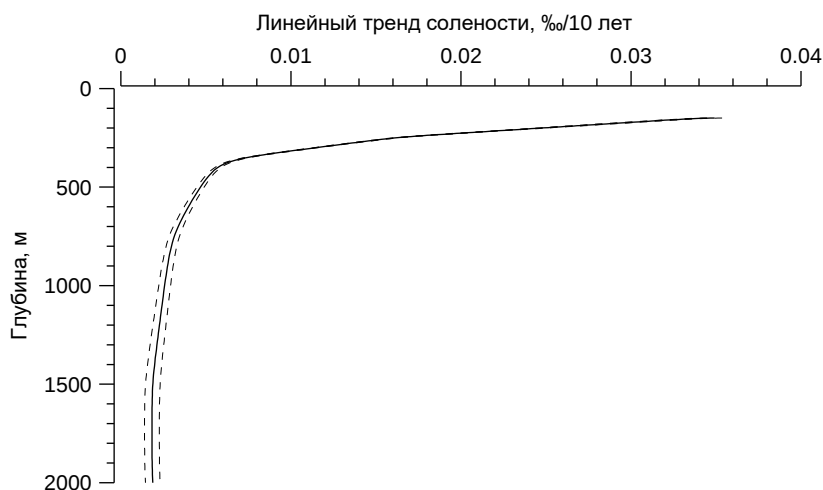


Рисунок 5.26 — Многолетний ход солёности Черного моря: а) в слое 0–200 м; б) среднедекадные на горизонте 5 м в глубоководной части моря; в) среднегодовые на береговых станциях

В отличие от хорошо выраженных междесятилетних колебаний солёности в верхнем слое моря, в глубинных слоях наблюдается устойчивое осолонение (Ри-

сунки 5.26–5.28, Таблица 5.4). Значения коэффициентов положительного тренда для всего исследуемого периода максимальны в слое основного пикноклина. Скорость осолонения резко падает с глубиной до горизонта 400 м, далее уменьшение коэффициентов линейного тренда замедляется (Рисунок 5.27).



Штриховыми линиями изображены границы доверительного интервала 95 % обеспеченности

Рисунок 5.27 — Вертикальное распределение коэффициента линейного тренда солености Черного моря на глубинах более 100 м за период 1920–2010 гг.

Таблица 5.4 — Характеристики линейных трендов изменений солезапаса в различных слоях Черного моря

Слой, м	кг м ⁻² /10 лет	‰ /10 лет	% дисп
0 –2000	7,58 ± 1,06	0,0038 ± 0,00053	40
0 –50	–1,21 ± 0,31	–0,024 ± 0,00016	16
0 –50 *	–2,86 ± 0,30	–0,057 ± 0,00015	14
50–100	1,24 ± 0,23	0,025 ± 0,00011	27
100–200	3,49 ± 0,44	0,035 ± 0,00022	45
200–300	1,62 ± 0,16	0,016 ± 0,00008	57
300–500	1,14 ± 0,18	0,0057 ± 0,00009	35
500–1000	1,57 ± 0,30	0,0031 ± 0,00015	26
1000–2000	1,88 ± 0,43	0,0019 ± 0,00021	20
Примечание – * для периода 1990–2010 гг.			

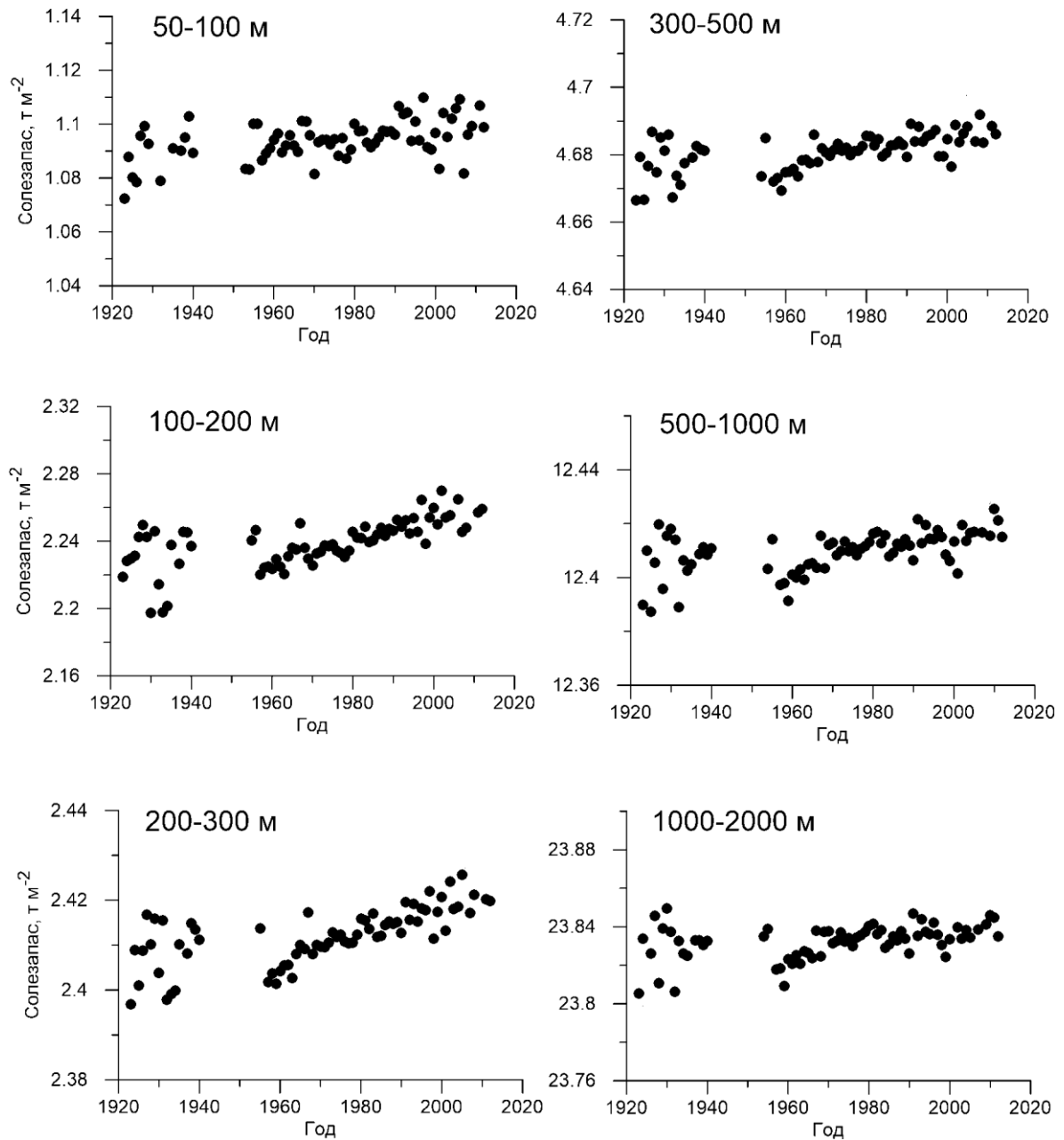


Рисунок 5.28 — Среднегодовые значения солезапаса в различных слоях Черного моря

Пространственная картина междесятилетних изменений солезапаса (Рисунок 5.29) отличается от аналогичных оценок изменений теплозапаса моря (Рисунок 5.9). Опреснение в верхнем слое моря 0–50 м начиналось в период 1960–1990 гг. на периферии моря и далее распространилось на всю акваторию. Осолонение в слое 200–300 м наиболее выражено в центральной части моря.

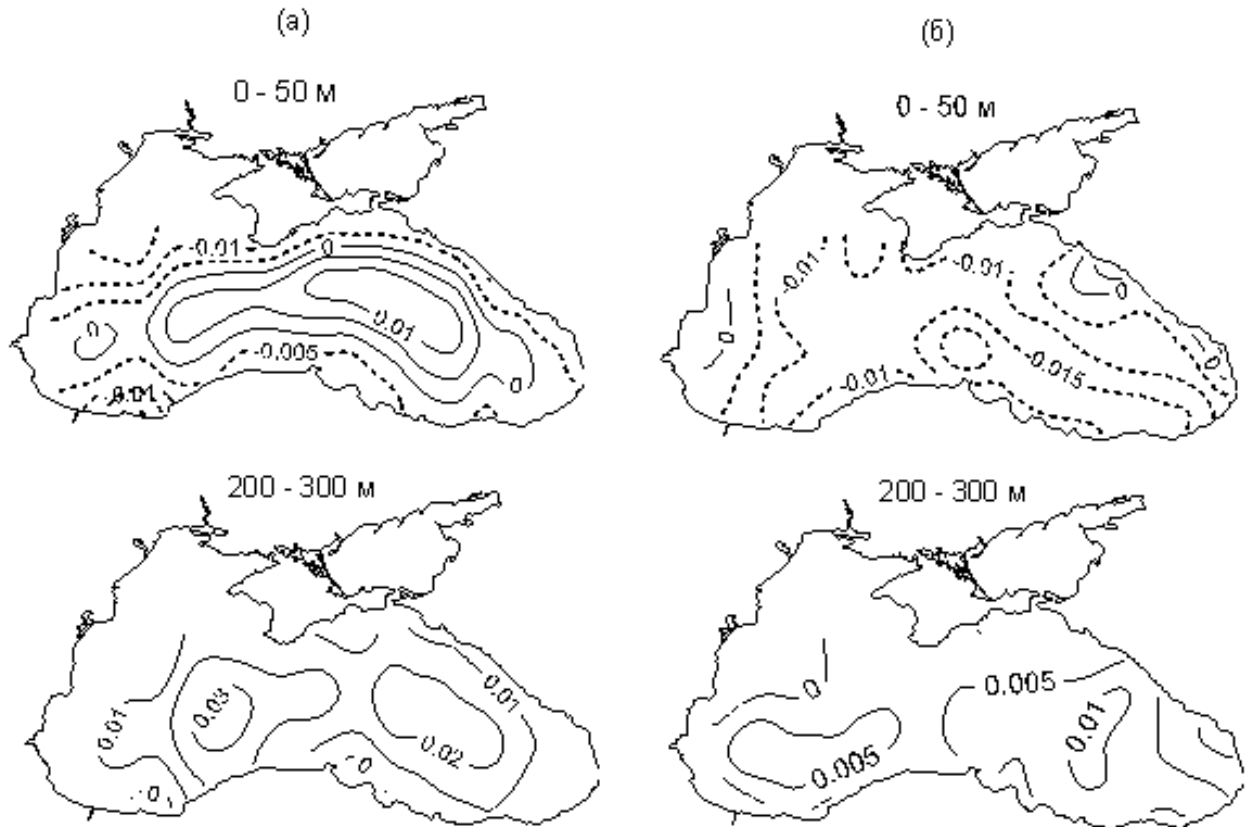


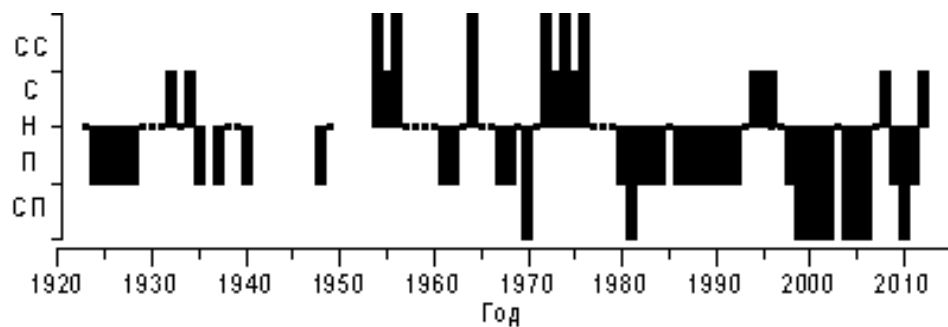
Рисунок 5.29 — Разница значений солесопаса между периодами:
 а) 1980–1990 гг. и 1960–1970 гг.; б) 2000–2010 гг. и 1980–1990 гг.

В работе [227] опубликованы аналогичные приведенным в Таблицах 5.1 и 5.4 оценки многолетних трендов для слоя 100–300 м, которые, совпадая в знаках, количественно значительно превышают значения из настоящей работы: для солёности — в 2 раза, для температуры — в 10 раз.

В [218], наиболее детальной работе о многолетних тенденциях для глубоководных характеристик Чёрного моря, отмечалось увеличение температуры и солёности до периода 1980-х гг., и далее их уменьшение. По результатам *TS*-реанализа (Рис. 5.25, 5.28) уменьшение солёности после 1980-х гг. имеет место лишь в поверхностном слое, а в более глубоких слоях осолонение продолжается. Значения коэффициентов трендов в [218] являются величинами одного порядка с представленными в настоящей работе, но превышают их.

Различия в оценках в [218, 227] и приведенных в Таблицах 4.1, 4.3 могут быть вызваны как разницей в методиках, так и более коротким периодом наблюдений, используемых в выше указанных работах (с 1950-х гг.). В период 1950–1990 гг., наиболее обеспеченного данными наблюдений, тренды термохалинных характеристик в основном пикноклине были максимальными.

По аналогии с оценками обновления ХПС (Рисунок 5.12, Таблица 5.2), были проведены оценки степени опреснения/осолонения моря для периода 1923–2012 гг. (Рисунок 5.30, Таблица 5.5). В отличие от температуры, распределение повторяемости градаций солености имеет значительную асимметрию, обусловленную тем, что понижение солености в море происходит более резко, чем ее рост.



Обозначения: СС — сильное осолонение, С — осолонение, Н — норма, П — опреснение, СП — сильное опреснение

Рисунок 5.30 — Оценки степени опреснения/осолонения Черного моря

Годы с наиболее сильным опреснением приходятся на годы с экстремальными весенне-летними половодьями или летними дождевыми паводками на Дунае (1970, 1981, 1999, 2006, 2010 гг.). Кроме положительных аномалий водного баланса, существуют и другие природные процессы, способствующие понижению солености в отдельных районах. Например, при смене направления господствующих ветров с северного на южное, блокируется перенос речных вод вдоль западного побережья Черного моря, что приводит к их накоплению на северо-западном шельфе и дальнейшему переносу к западному Крыму, и, далее по периферии ОЧТ

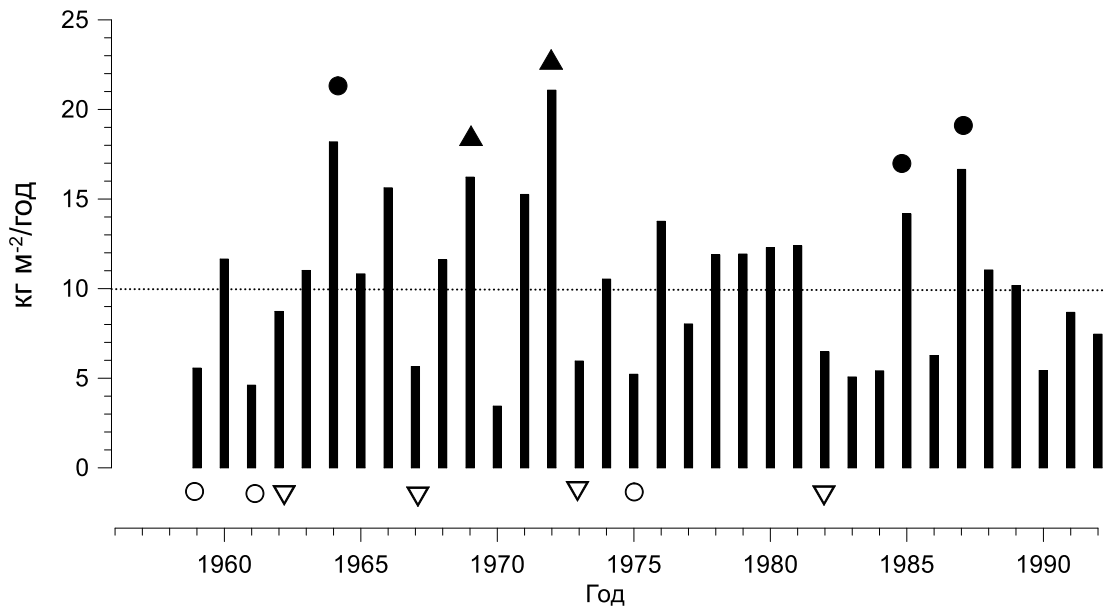
в центральную часть моря. Отрицательные аномалии водного баланса, являющиеся основной причиной повышения солености, могут при определенных метеорологических условиях сопровождаться сильным охлаждением поверхности моря, обновлением вод ХПС, выносу солей из глубин, что имело место в годы сильного осолонения в 1954, 1964, 1976 гг.

Таблица 5.5 — Оценки степени опреснения/осолонения Черного моря в слое 0–50 м для отдельных лет периода 1924–2012 гг.

Сильное опреснение	Опреснение	Норма	Осолонение	Сильное осолонение
1970	1924-1928	1923	1932	1954
1981	1935	1929-1931	1934	1956
1999-2002	1937	1933	1955	1964
2004-2006	1940	1938-1939	1973	1972
2010	1948	1949	1975	1974
	1961-1962	1957-1960	1994-1996	1976
	1967-1968	1963	2008	
	1980	1965-1966	2012	
	1982	1969		
	1983-1984	1971		
	1986-1992	1977-1979		
	1998	1985		
	2009	1993		
	2011	1996-1997		
		2003		
		2007		
Повторяемость				
13 %	34 %	33 %	13 %	7 %

Межгодовые изменения солезапаса слоя 0–50 м качественно и количественно соответствуют закономерностям сезонного цикла солевого баланса (п. 4.2.3). В среднем, составляющая, связанная с аномалией пресного баланса, уравнивается притоком солей из глубинных слоев ($10 \text{ кг} \cdot \text{м}^{-2}/\text{год}$). Основное отличие межгодовых колебаний — более высокая изменчивость вклада составляющей пресного баланса (в 1,5 раза в сравнении с сезонным ходом).

Несоответствие знака аномалий водного баланса и аномалий солезапаса связана с интенсивностью процессов вертикального водообмена: зимней конвекцией и общей циркуляцией вод (Рисунок 5.31).



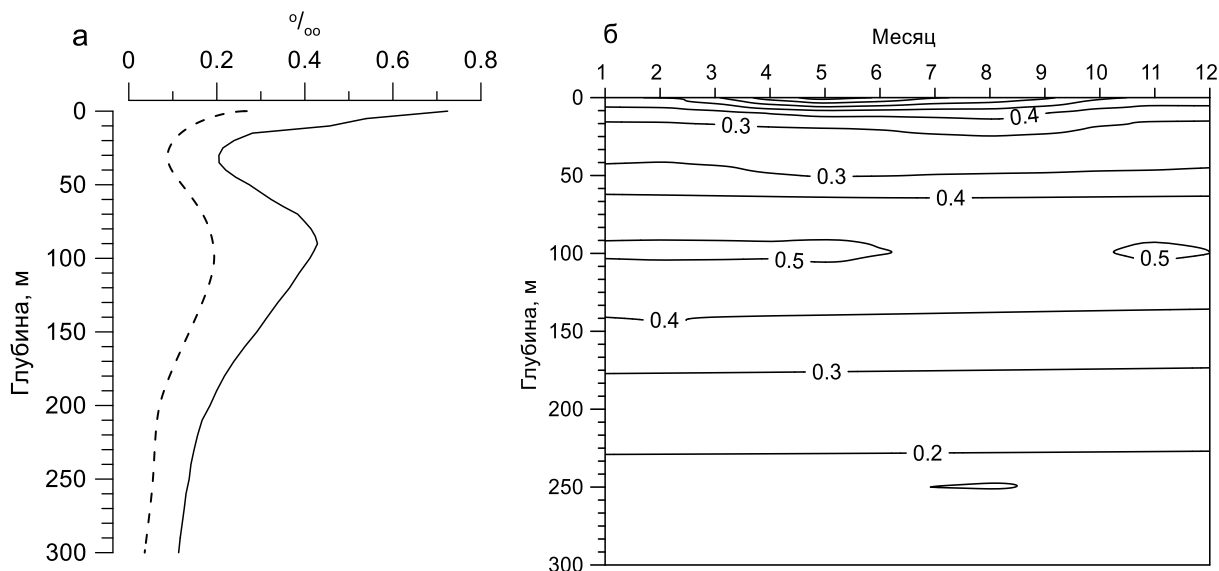
Обозначения: ▲ – сильная циклоническая завихренность ветра; ▽ – слабая завихренность ветра; ● – высокая интенсивность зимней конвекции; ○ – низкая интенсивность конвекции, пунктир – среднее значение

Рисунок 5.31 — Разница между годовым приращением солезапаса в слое 0–50 м и приращением солезапаса, обусловленного балансом пресных вод

5.2.2 Статистические характеристики

Как и для сезонной изменчивости, интенсивность колебаний солёности межгодового и десятилетнего диапазона имеет промежуточный максимум в слое постоянного галоклина (Рисунок 5.31). Поверхностный максимум связан с изменчивостью пресного баланса, промежуточный максимум — с изменчивостью общей циркуляции моря. Интенсивность многолетней изменчивости солёности пре-

вышает интенсивность сезонной изменчивости для всех слоев моря. Статистическая значимость оценок дисперсии солености в пикноклине уменьшается в связи с повышением уровня мезомасштабной и синоптической изменчивости.



Штриховой линией показано СКО сезонной изменчивости

Рисунок 5.31 — Вертикальное распределение СКО межгодовой и десятилетней изменчивости солености в Черном море:

а) среднегодовые значения; б) внутригодовой ход

Согласно результатам спектрального анализа среднегодовых значений солезапаса моря, статистически значимые колебания наблюдаются в диапазоне 2–5 и 10–12 лет, а для шельфовых областей выделяется слабый пик 20–25 лет.

Пространственное распределение интенсивности межгодовых и десятилетних колебаний солености (Рисунок 5.32) в поверхностном слое четко отражает влияние основных источников распределения: изменчивость максимальна в северо-западной части моря (основной речной сток), в юго-восточной части (максимум атмосферных осадков и сток рек Кавказа) и вблизи Керченского пролива (приток азовоморских вод). Интенсивность изменчивости минимальна в цен-

тральной части моря, где баланс пресных вод отрицателен (Рисунок 3.16). Изменчивость 1-й вертикальной моды ЭОФ, характеризующей интегральные аномалии солености во всем слое (Рисунок 5.34), имеет такое же пространственное распределение.

В слое постоянного пикноклина межгодовая изменчивость солености минимальна в центральной и южной частях моря и увеличивается в направлении материкового склона (Рисунок 5.32). Такой же вид имеет распределение 1-й горизонтальной моды ЭОФ на горизонте 100 м (Рисунок 5.33). Максимумы противофазных колебаний солености (2 мода) располагаются в противоположных частях моря: на востоке — в области Батумского антициклона, на западе — у Болгарского побережья. Для интегральных аномалий солености во всей толще вод (Рисунок 5.34) зоны противофазных колебаний расположены иначе — в северной и южной половине моря.



Рисунок 5.32 — Распределение СКО межгодовой изменчивости солености на горизонтах 0 и 100 м

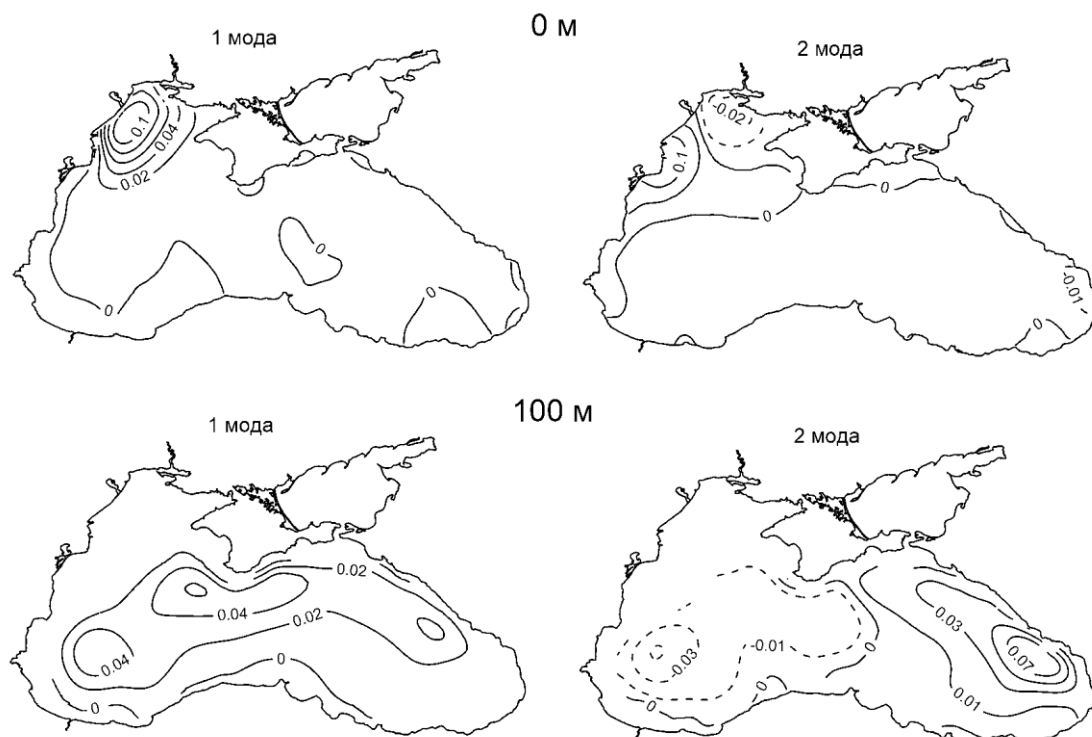


Рисунок 5.33 — Распределение относительных амплитуд первых двух горизонтальных ЭОФ-мод многолетних колебаний солености на горизонтах 0 и 100 м

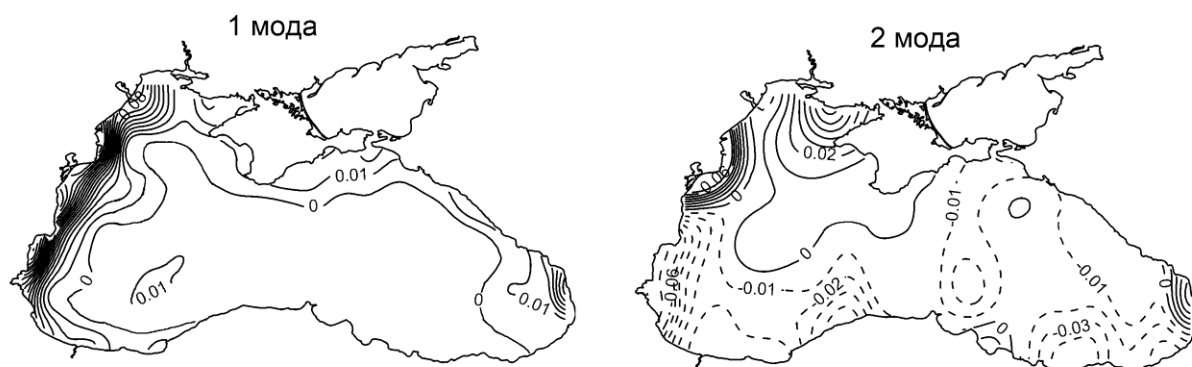


Рисунок 5.34 — Распределение относительных амплитуд первых двух горизонтальных ЭОФ-мод многолетних колебаний временных коэффициентов 1-й вертикальной моды солености

5.2.3 Изменения сезонного цикла солености

Вследствие того, что сезонный цикл не является преобладающим видом изменчивости солености, оценки долгопериодных изменений амплитудно-фазовых характеристик сезонного хода связаны с еще бóльшей долей неопределенности, чем для температуры воды.

Общие тенденции, которые можно выявить из временных рядов характеристик солености по различным источникам (Рисунки 5.35, 5.36) заключаются в следующем:

- амплитуда 1-й гармоники сезонного хода солености снижалась до периода 1980–1990 гг., в дальнейшем стала увеличиваться, вплоть до настоящего времени;
- фаза 1-й гармоники возрастает с начала 1960-х гг.;
- вклад 1-й гармоники в общую дисперсию уменьшается с начала 1960-х гг.

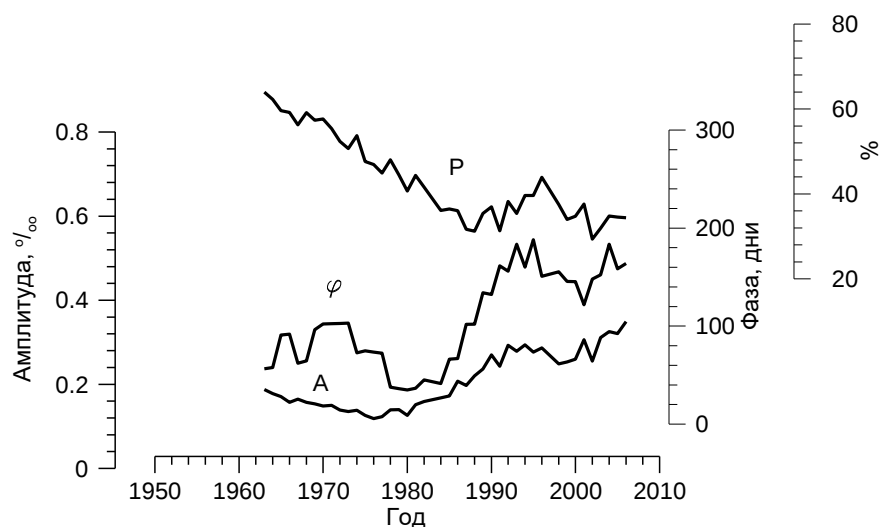
Измерения солености на береговых станциях не столь репрезентативны для оценок амплитудно-фазовых характеристик сезонного хода всего моря, как измерения температуры воды, что связано с бóльшим влиянием местных условий и неопределенным качеством данных. Наиболее близки к режиму открытого моря станции Ялта и Херсонесский маяк (Рисунок 5.35).

Общая закономерность, которую можно вывести из сопоставления многолетних временных рядов амплитудно-фазовых характеристик — положительная корреляция фазы и амплитуды сезонного хода. Увеличение сезонной амплитуды происходит при общем понижении солености, т.е. при опреснении моря. При этом возрастает повторяемость не зимнего, а осеннего максимума солености, что и приводит к увеличению фазы 1-й гармоники.

Пространственное распределение амплитуд сезонного хода солености на протяжении всего исследуемого периода существенно не отличается от климатического: максимумы приурочены к областям максимального речного стока, минимумы — в центральной части моря и вблизи ЮБК.

В случаях общего увеличения фазы 1-й гармоники сезонного хода солёности по всей акватории моря, преобладание осеннего максимума наиболее заметно в южной половине моря (Рисунок 5.37). В период 2000–2012 гг. область преобладания осеннего максимума распространилась на значительную часть акватории моря. Период 1920–1940 гг. выделяется не столь кардинально, как это было для распределения фаз сезонного хода температуры воды.

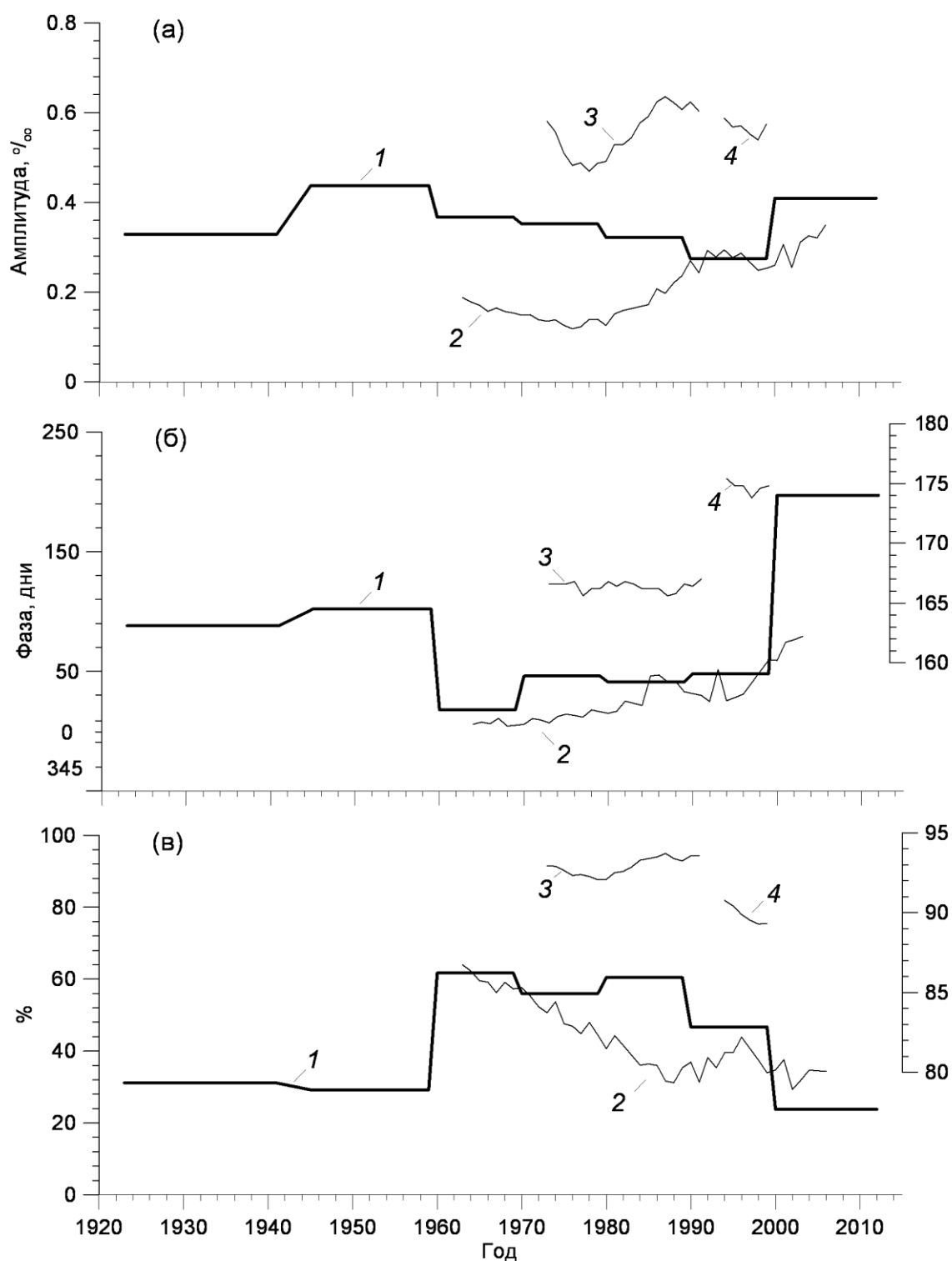
Пространственное распределение вклада 1-й гармоники в общую дисперсию сезонного хода солёности сохраняло свои основные черты на протяжении всего XX века: высокие значения — в северной половине моря (60–80 %) и низкие — в южной половине (до 20 %). Исключение составляет современный период 2000–2015 гг., когда, при общем снижении доли годовой гармоники, вместо контраста север–юг прослеживается контраст восток–запад.



Обозначения: A — амплитуда (°C), φ — фаза (дни года),

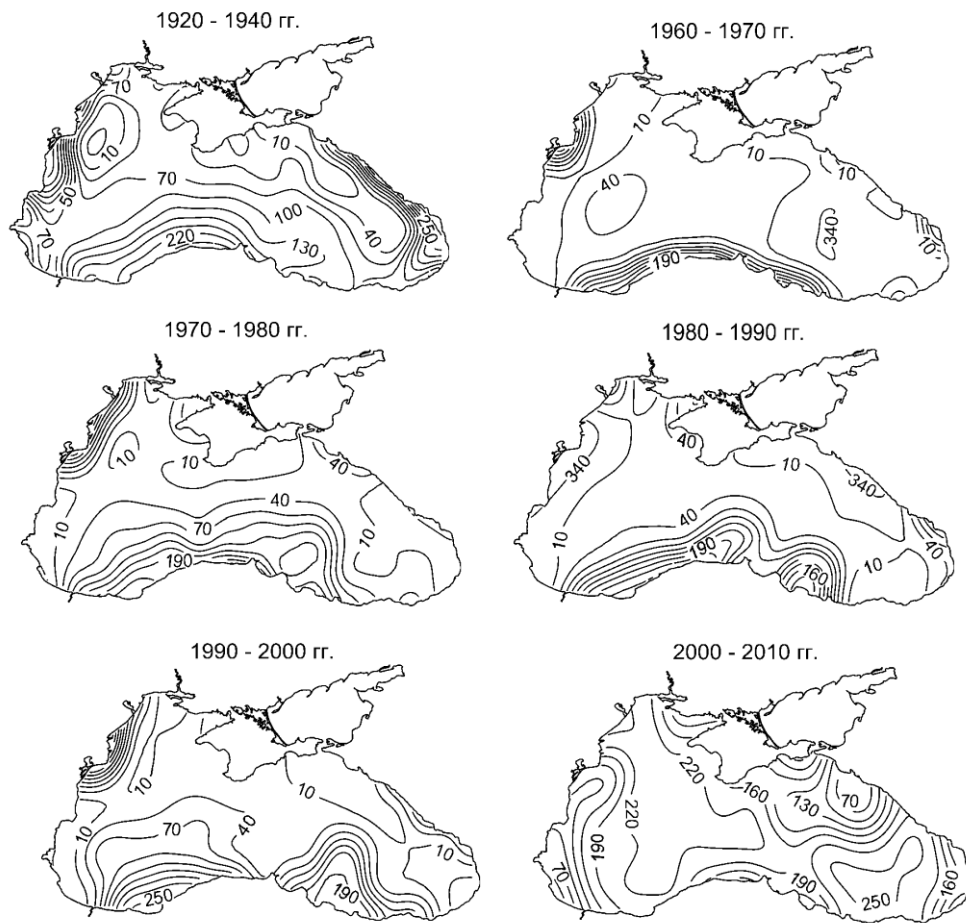
P — вклад в общую дисперсию (%)

Рисунок 5.35 — Амплитудно-фазовые характеристики 1-й гармоники сезонного хода солёности на поверхности моря для станции Херсонесский маяк (9-летнее скользящее среднее)



Обозначения: 1 — среднее по 10-летним периодам ЭОФ-реанализа; 2 — станция Херсонесский маяк; 3 — по реанализу [247] (правая ось); 4 — по реанализу [120] (правая ось)

Рисунок 5.36 — Амплитудно-фазовые характеристики 1-й гармоники сезонного хода солености на поверхности моря: а) амплитуда (%_∞); б) фаза (дни); в) вклад в общую дисперсию (%)



Значения в порядковых номерах дней года

Рисунок 5.37 — Пространственное распределение фазы 1-й гармоники сезонного хода солености на поверхности моря для различных периодов

5.3 Плотностная стратификация

Большинство работ о межгодовой изменчивости и долгопериодных тенденциях Черного моря посвящено непосредственно температуре и солености, а такой важной физической характеристике как плотность, от пространственного распределения которой зависит вертикальный обмен и интенсивность циркуляции моря, уделялось гораздо меньше внимания. В одной из первых работ [257] были описа-

ны многолетние колебания вертикального положения пикноклина, а наблюдаемый подъем верхней границы сероводородной зоны во второй половине XX века был объяснен подъемом пикноклина. В работе [218] эта тенденция была уточнена на региональном уровне: по данным на “вековых разрезах” был сделан вывод о разнонаправленных вертикальных движениях пикноклина в западном и восточном циклонических круговоротах. Далее в [28, 291], наряду с медленными вертикальными движениями границ пикноклина, были выявлены изменения самих значений параметров стратификации: рост статической устойчивости в слое максимальных градиентов плотности 50–100 м и, в то же время, уменьшение устойчивости на более глубоких горизонтах. Оценки многолетней изменчивости для горизонтальных градиентов плотности отдельно не рассматривались, но косвенным образом учитывались в оценках доступной потенциальной энергии (ДПЭ). Так, в междесятилетних колебаниях ДПЭ отмечалось ее понижение к середине 1970-х и вновь дальнейшее повышение [258].

Многолетние колебания температуры и солености в виде чередования потеплений/похолоданий, осолонений/опреснений совместно формируют изменчивость плотностной структуры. В частности, в современный период значительного потепления и опреснения, плотность поверхностного слоя уменьшилась в сравнении с периодом 1970-х гг. на 0,5 единиц условной плотности зимой и на 1,0 летом. Для вертикальной стратификации плотности (Рисунок 5.38, 5.39) в слое глубже 100 м прослеживается длительная отрицательная тенденция, что связано с общим потеплением и осолонением основного пикноклина. Во времена более пресных периодов (до 1950-х и после 1980-х гг.) стратификация в верхнем слое 0–50 м обостряется, увеличиваясь в 1,5 раза, вертикальный обмен ослабевает.

Статистически значимые колебания вертикального градиента плотности в слое 0–200 м наблюдаются в межгодовом диапазоне 2–5 лет, в слое 50–100 м (ХПС) добавляется пик 20–25 лет.

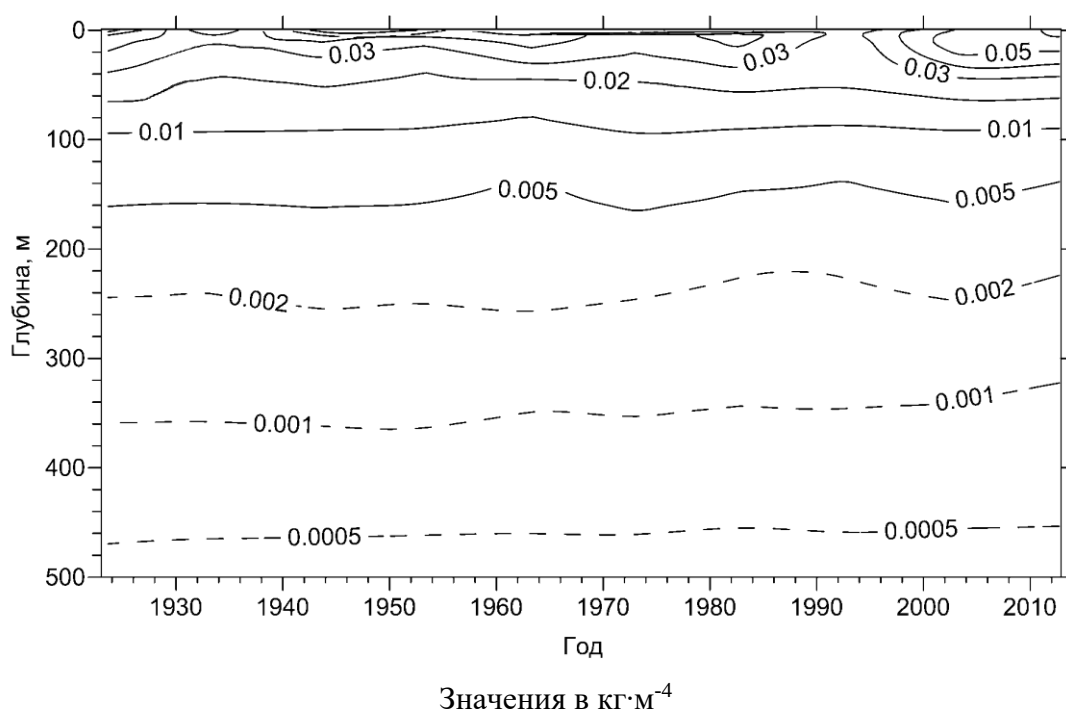


Рисунок 5.38 — Среднемесячные значения вертикального градиента плотности в Черном море для слоя 0–500 м

Если рассматривать многолетние изменения роли температурного и солевого фактора в стратификации плотности, то термическая устойчивость в слое 0–200 м не имеет четко выраженных тенденций, увеличиваясь по абсолютному значению в периоды интенсивного обновления ХПС. В целом, вклад солености является определяющим в вертикальную устойчивость и поэтому во временном ходе стратификации плотности проявляются те же многолетние тенденции, что и для стратификации солености.

Изменения параметров горизонтальной плотностной структуры, в частности, перепада плотности между центральной частью моря и периферией в слое 0–100 м лишь частично совпадают с многолетней изменчивостью вертикальной стратификации. Горизонтальный перепад плотности увеличивался как в относительно пресные периоды, так и при осолонении поверхностного слоя в начале 1970-х гг. (Рисунки 5.40, 5.41). В отличие от вертикальной стратификации, характер многолетней изменчивости для горизонтальных градиентов плотности не претерпевает принципиальных изменений при переходе от слоя 0–100 м к постоянному пикноклину и глубинным слоям.

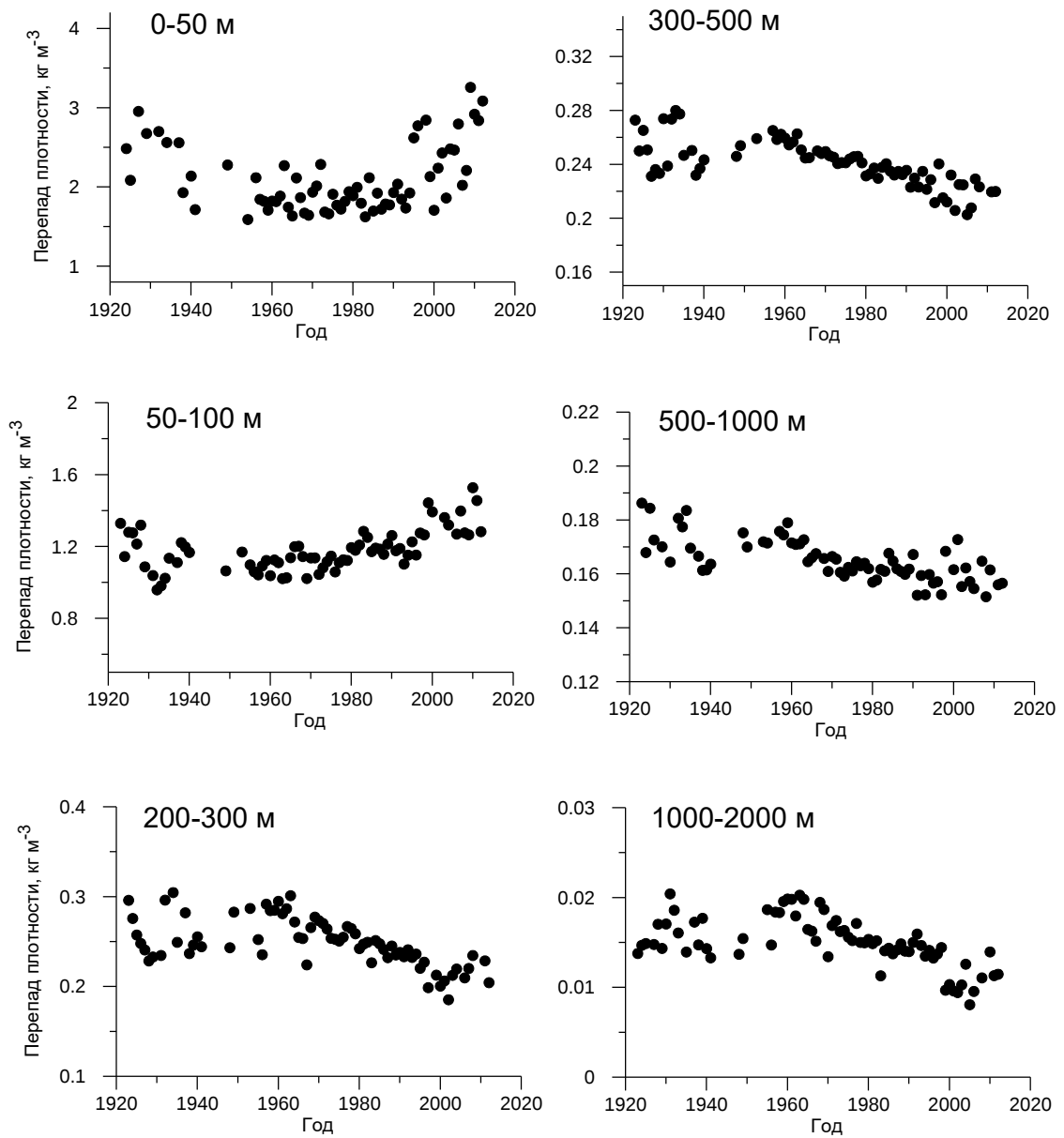


Рисунок 5.39 — Среднегодовые значения вертикального перепада плотности между нижней и верхней границей различных слоев Черного моря

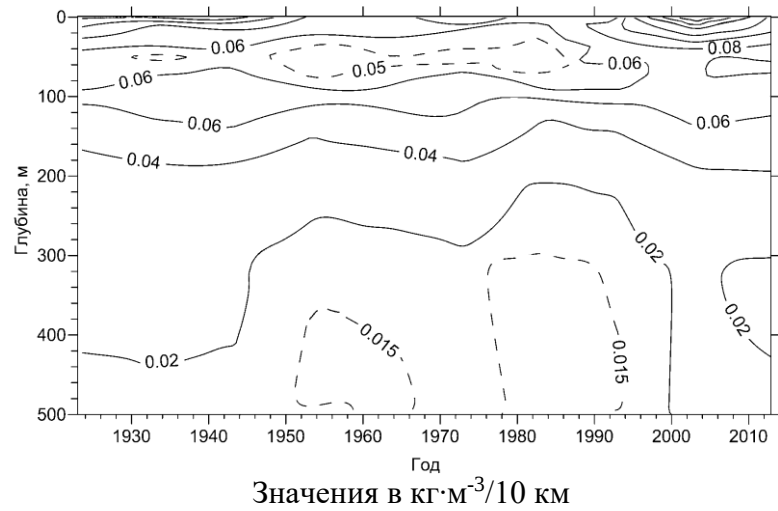


Рисунок 5.40 — Среднемесячные значения горизонтального градиента плотности в Черном море в слое 0–500 м

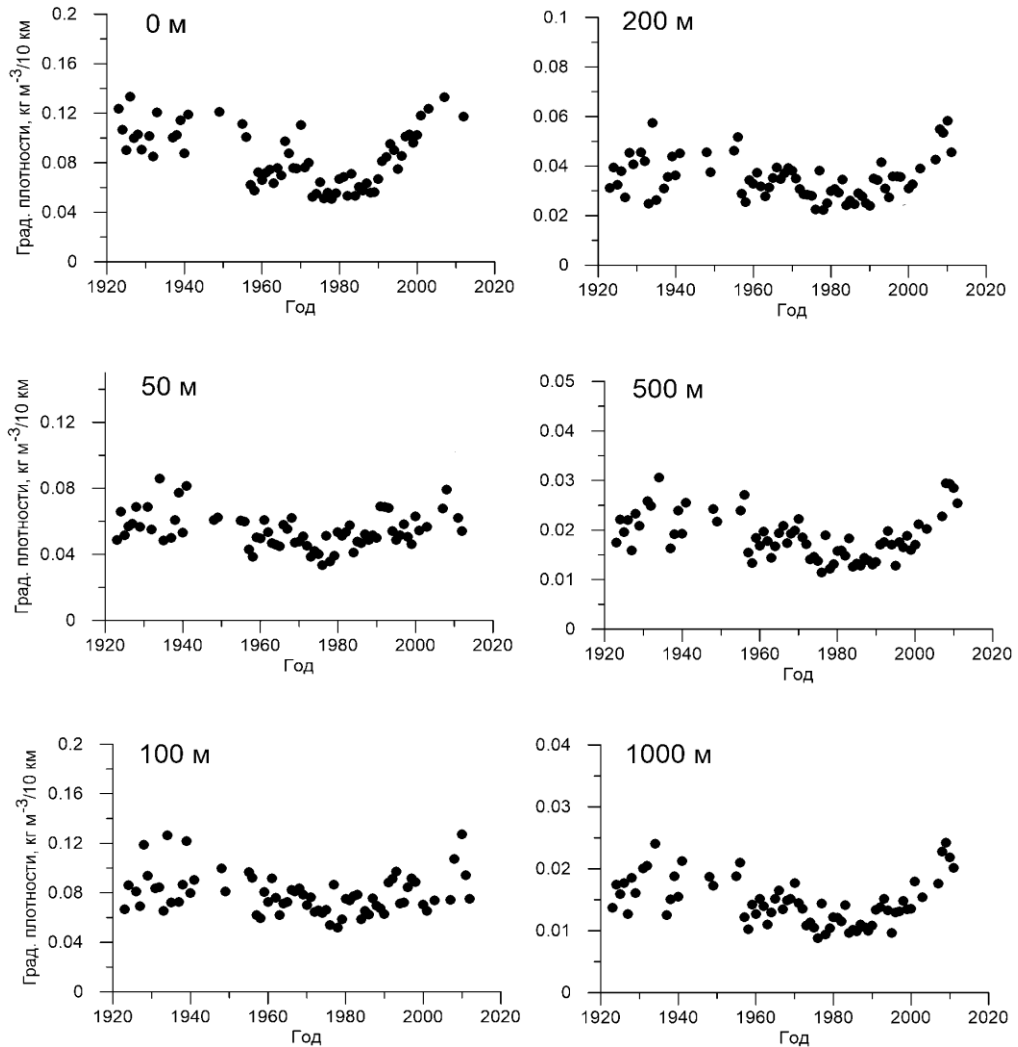


Рисунок 5.41 — Среднегодовые значения горизонтального градиента плотности на различных горизонтах в Черном море

5.4 Циркуляция вод

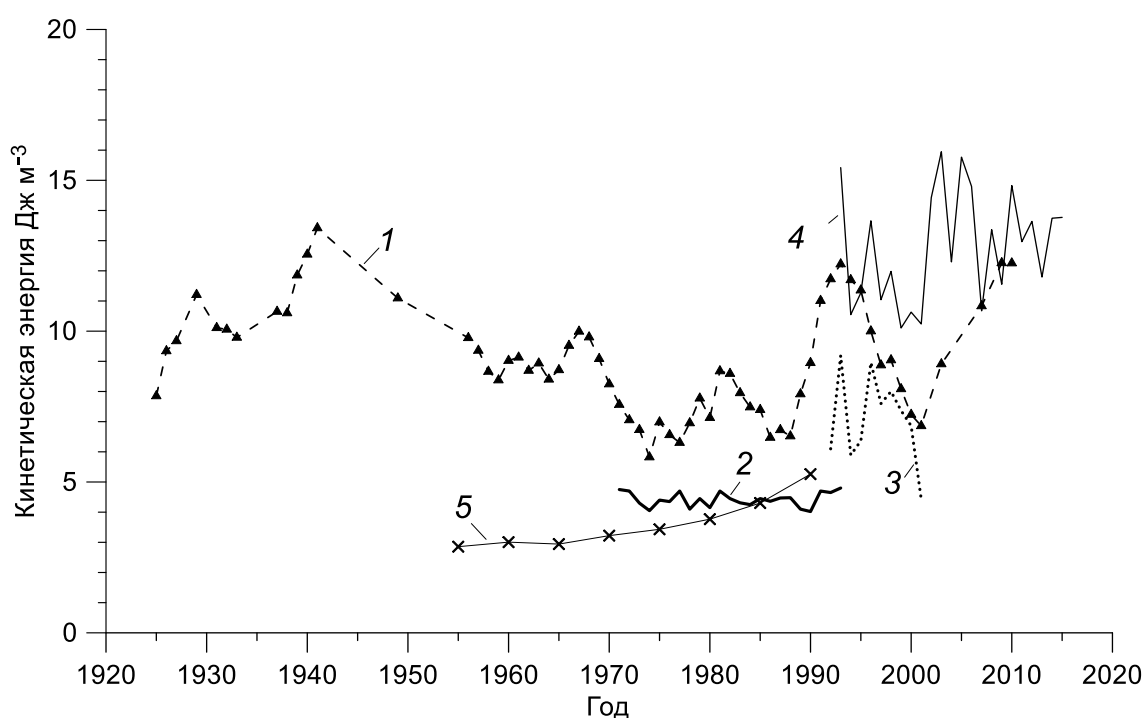
5.4.1 Общие тенденции

Существуют различные оценки колебаний интенсивности общей циркуляции моря. Она возрастала, согласно [223] в 1950–1990-х гг., по [247] — с 1971 по 1993 гг. По результатам [120] в 1992–2002 гг. происходило уменьшение кинетической энергии (КЭ), а в [156], в отличие от всех остальных работ, делается вывод о постоянном снижении интенсивности геострофических течений у берегов Крыма и Кавказа на протяжении всего периода 1959–1995 гг. В [218] представлена картина разнонаправленных тенденций — интенсификация циркуляции вод в области западного циклонического круговорота в 1960–1970-е годы и ее ослабление в восточном циклоническом круговороте с середины 1960-х до конца 1980-х гг. В последние 20 лет, согласно (371, 374), происходило усиление циркуляции.

Во временном ходе интенсивности циркуляции моря прослеживаются те же закономерности, что и для солезапаса, а также для плотностной стратификации. На Рисунке 5.42 представлены оценки средней по морю КЭ геострофических течений по различным источникам. Несмотря на значительные отличия в абсолютных значениях КЭ, вызванных различием методик, пространственным разрешением и степенью сглаженности исходных полей, общие тенденции в основном совпадают. Чередование периодов увеличения / уменьшения КЭ геострофических течений происходило следующим образом: ослабление интенсивности циркуляции моря в 1960–1970 гг., конце 1990-х – начало 2000-х гг. и увеличение интенсивности в 1930–1940 гг., середине 1990-х, после 2010 г. Наиболее значимый спектральный пик колебаний значений перепада динамических высот между периферией и центром моря находится в межгодовом диапазоне 2–5 лет, менее выраженный пик — в более низкочастотной области 20–25 лет.

Временной ход в первой половине XX века по результатам единственного источника — *TS*-реанализа, демонстрирует рост интенсивности циркуляции от 1920-х к 1940-м гг. и дальнейшее ее снижение вплоть до начала 1960-х гг.

Тенденции многолетних колебаний КЭ на различных горизонтах в целом сходны (Рисунок 5.43). Разнонаправленные тенденции в слое 0–150 м и более глубоких слоях в период 1960–1990 гг., отмеченные ранее в [223, 247], нами не выявлены, временной ход интенсивности геострофической циркуляции по данным *TS*-реанализа вертикально согласован вплоть до глубины 500 м.



Обозначения: 1 — по *TS*-реанализу; 2 — по реанализу [247] слой 0–50 м; 3 — по реанализу [120]; 4 — по альтиметрическим данным с коррекцией по методу [370]; 5 — по [223], февраль слой 0–50 м

Рисунок 5.42 — Среднегодовые значения кинетической энергии геострофических течений на поверхности Черного моря

Наиболее значимый спектральный пик колебаний значений перепада динамических высот между периферией и центром моря находится в межгодовом диапазоне 2–5 лет, менее выраженный пик — в более низкочастотной области 20–25 лет.

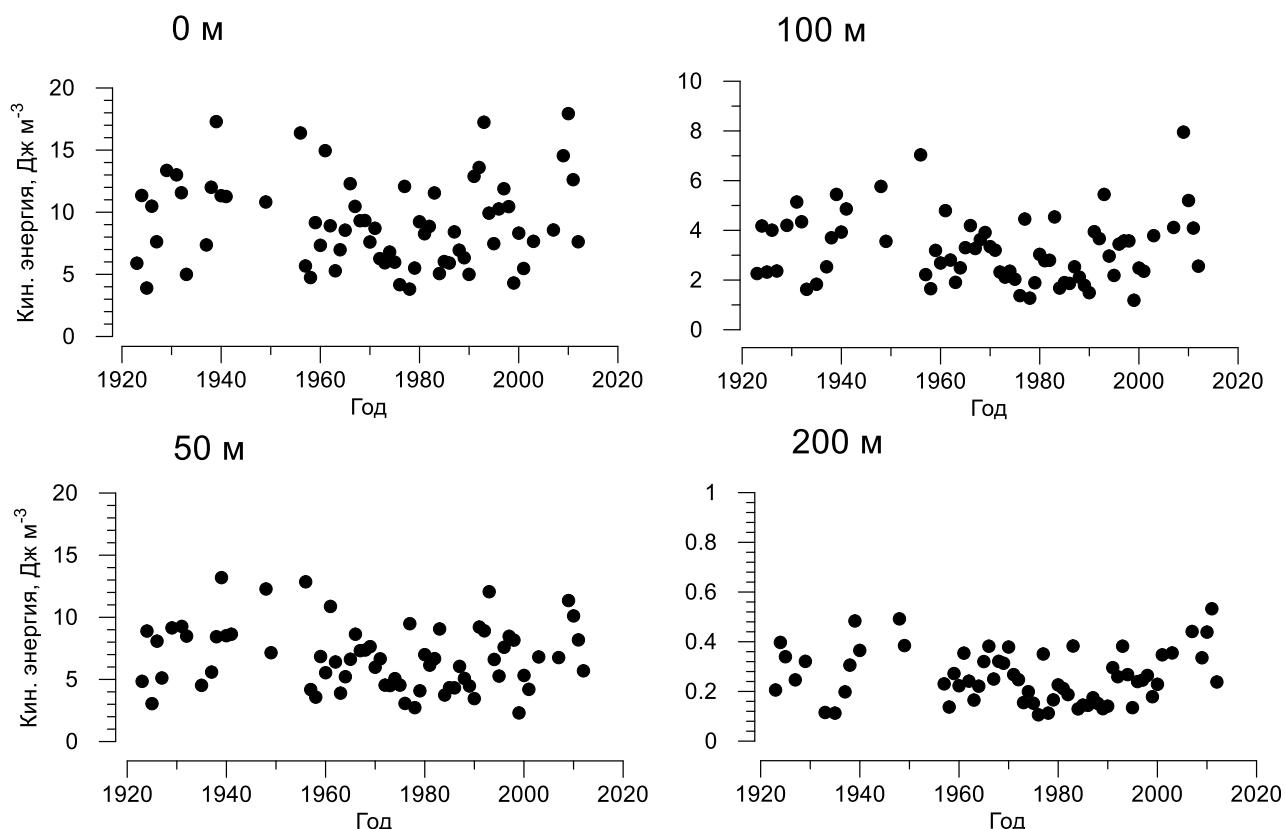


Рисунок 5.43 — Среднегодовые значения кинетической энергии геострофических течений в Черном море на различных горизонтах по данным *TS*-реанализа

Многолетние колебания интенсивности циркуляции вод (Рисунок 5.42) достаточно тесно связаны с колебаниями завихренности касательного напряжения ветра над морем (Рисунок 3.10). Неполное соответствие характера колебаний интенсивности циркуляции и вертикальной плотностной стратификации (подраздел 5.3) служит в качестве еще одного аргумента в пользу того, что ветровое воздействие является основным механизмом возбуждения циркуляции Черного моря и преобладает над термохалинным фактором.

Анализ колебаний интенсивности циркуляции по альтиметрическим данным за период с 1993 по 2015 гг. показывает высокую степень положительной корреляции КЭ и ВКЭ с завихренностью касательного напряжения ветра. При этом существует заметная отрицательная корреляционная связь с ВКЭ/КЭ, т.е. относительная доля вихревых движений в периоды ослабления общей циркуляции возрастает.

Согласованный ход аномалий интенсивности циркуляции и горизонтального градиента плотности (подраздел 5.3), в свою очередь, говорит о том, что горизонтальная структура плотности формируется в бóльшей степени перераспределением вод экмановскими потоками, чем тепловым и водным балансом. Те же закономерности проявляются и на временном масштабе сезонного цикла.

5.4.2 Изменения сезонного цикла циркуляции вод

Как показано в п. 4.5.1 существуют различные оценки сезонного цикла циркуляции вод Черного моря, как в количественном, так и в качественном плане. Существование такого рода различий объяснялось в работе [224] изменением сезонного хода в течение второй половины XX в., когда произошло исчезновение летнего максимума. Значительная межгодовая изменчивость сезонного цикла циркуляции моря отмечается также в [428] по альтиметрическим данным за 7-летний период. Одной из причин значительного разброса оценок сезонного цикла может служить синоптическая изменчивость циркуляции (п. 4.5.2). Пространственно-временная неоднородность данных в условиях «шумов» вихревых образований может привести к недостоверным средним оценкам.

Исходя из имеющихся массивов реанализа и альтиметрических данных (Рисунки 5.44–5.48), можно утверждать, что существенного перераспределения географической циркуляции моря в годовом цикле при общем изменении ее интенсивности не происходит. Зимний максимум сохраняется, превышая минимум в конце лета–начале осени в ~ 2 раза по КЭ и в $\sim 1,5$ раза по перепаду динамических высот. В периоды общего снижения интенсивности циркуляции осенне-зимний максимум КЭ ослабевает гораздо в большей степени, чем летний минимум. Возникновение летнего максимума в 1930-х гг. (Рисунок 5.44) скорее является следствием недостаточного количества данных в тот исторический период, чем реальной аномалией.

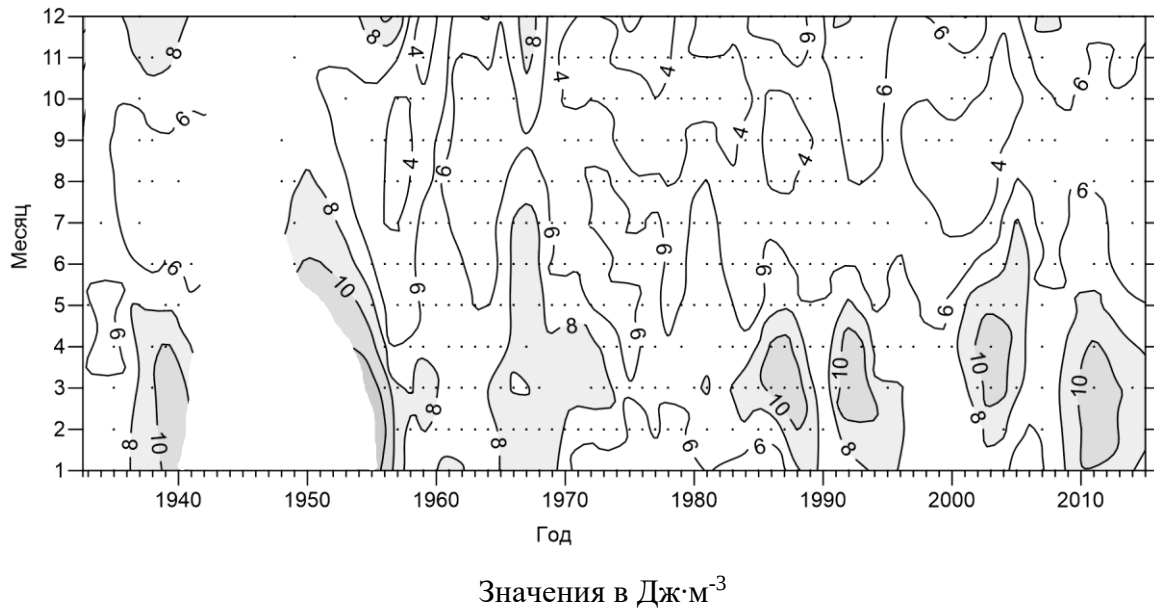


Рисунок 5.44 — Сезонный ход кинетической энергии геострофических течений в Черном море по *TS*-реанализу за период 1933–2015 гг.

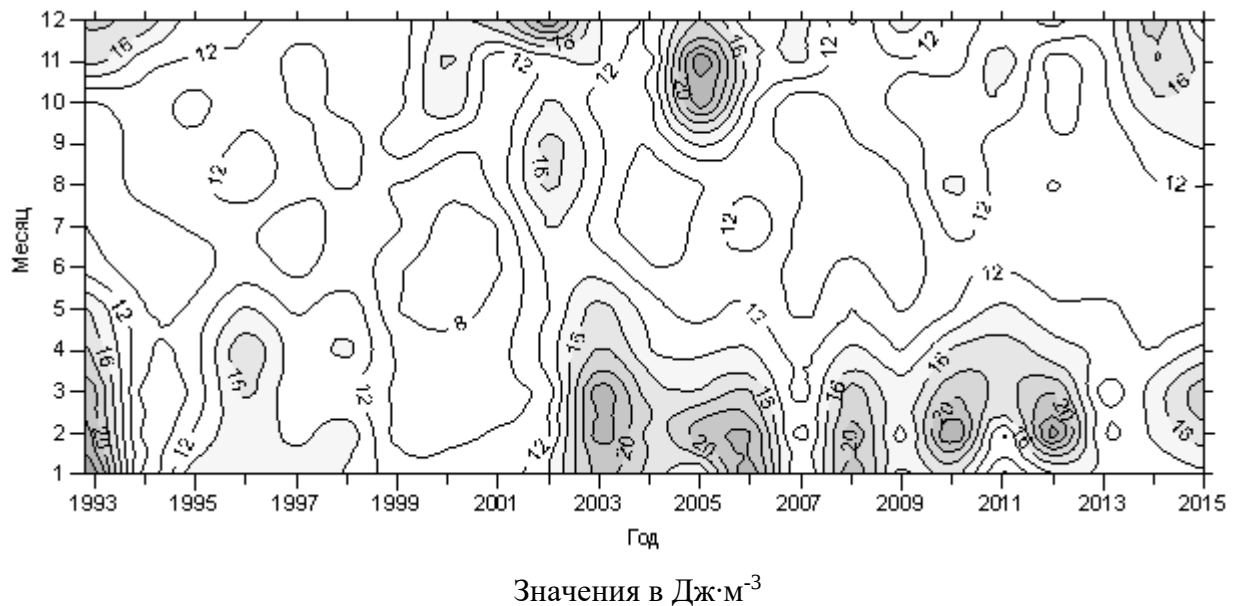


Рисунок 5.45 — Сезонный ход кинетической энергии геострофических течений в Черном море по альтиметрическим данным за период 1993–2015 гг.

Также сохраняется пространственная структура сезонного цикла течений в различные десятилетние периоды (Рисунки 5.49–5.50). Достаточно устойчив и сезонный полугодовой цикл пространственного перераспределения интенсивности циркуляции между западной и восточной половинами моря (Рисунки 5.51–5.52).

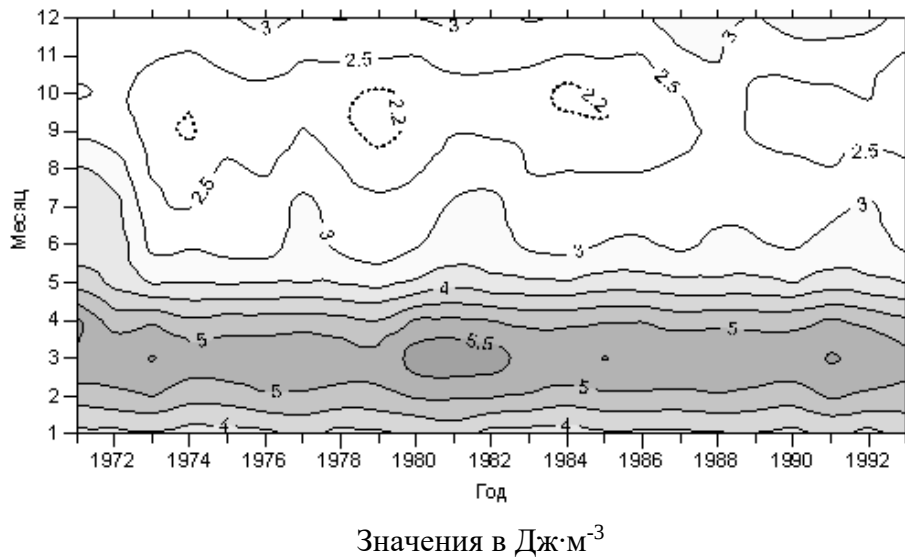


Рисунок 5.46 — Сезонный ход кинетической энергии геострофических течений в Черном море по реанализу [247] за период 1971–1993 гг.

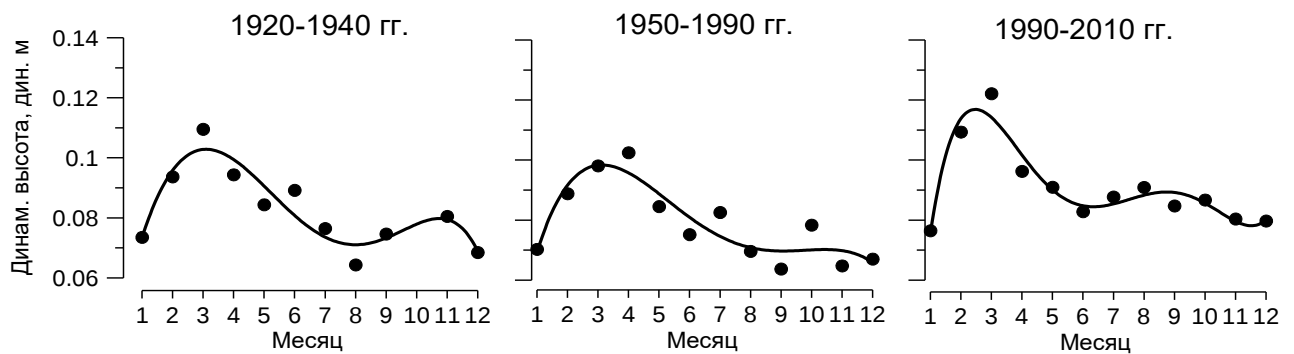


Рисунок 5.47 — Сезонный ход перепада динамических высот между центральной частью и периферией Черного моря по *TS*-реанализу за различные периоды

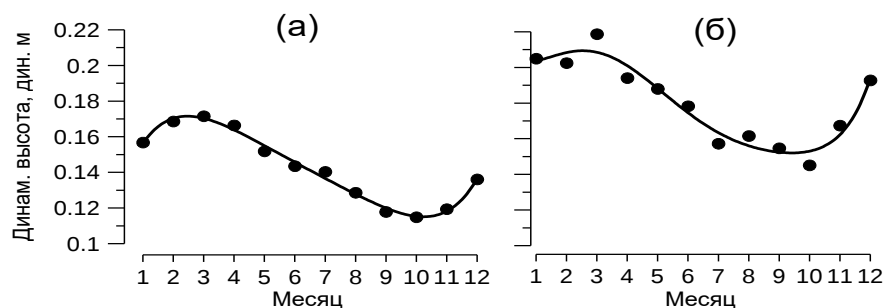
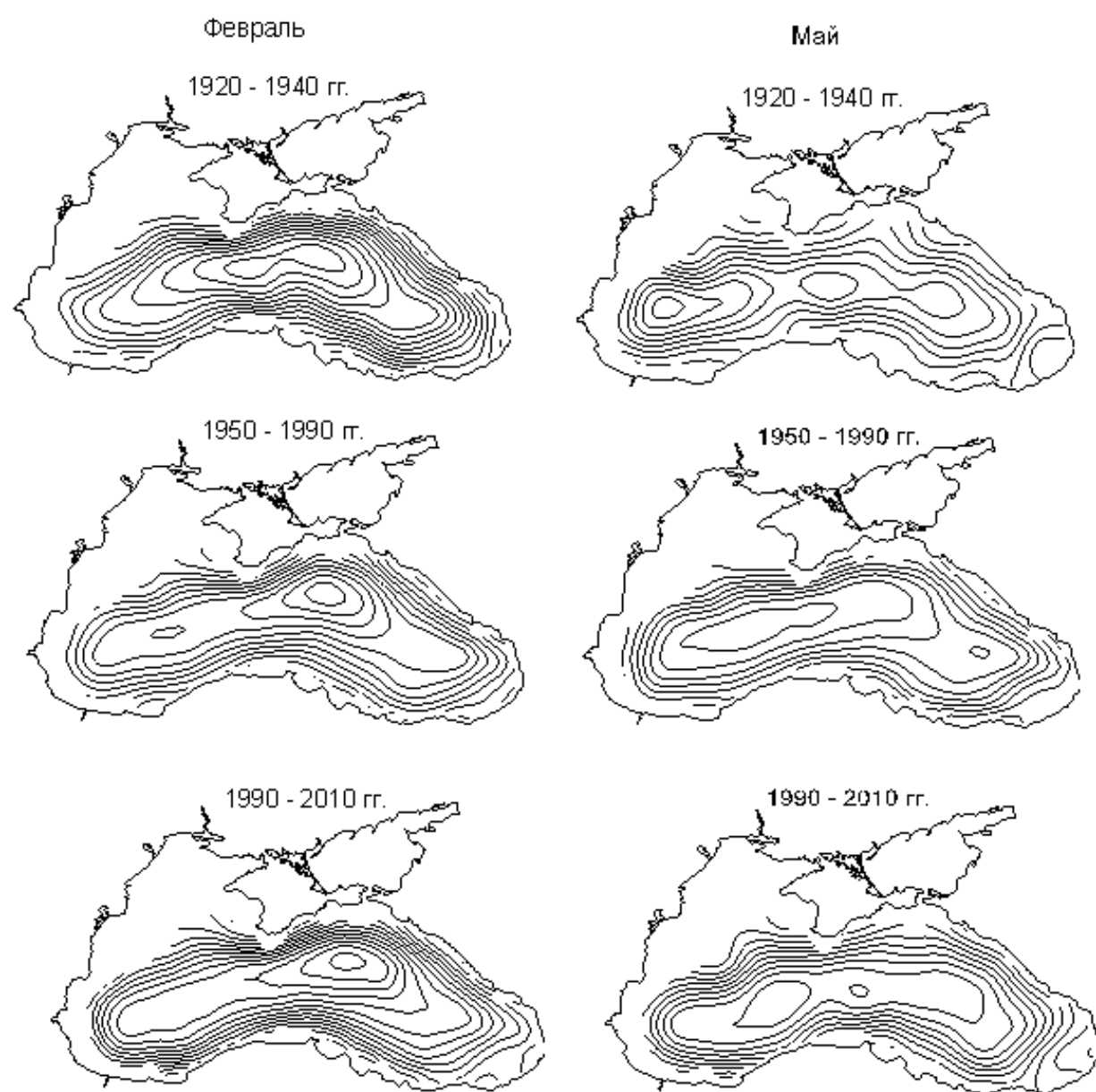
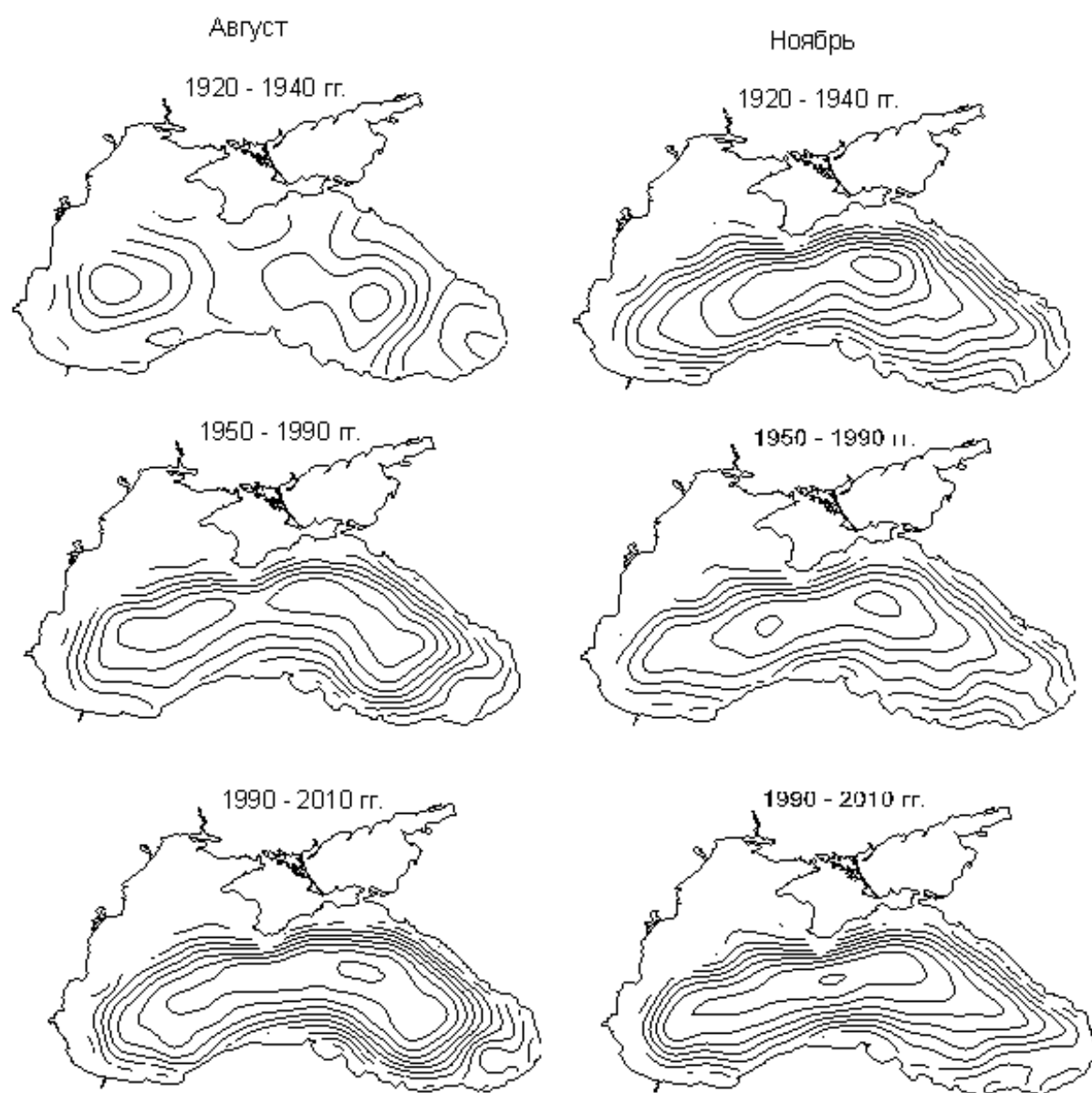


Рисунок 5.48 — Сезонный ход перепада динамических высот между центральной частью и периферией Черного моря: а) по реанализу [247] за период 1971–1993 гг.; б) по альтиметрическим данным за период 1993–2011 гг.



Изолинии проведены через 2 дин. см.

Рисунок 5.49 — Динамическая топография в феврале и мае
для различных периодов



Изолинии проведены через 2 дин. см.

Рисунок 5.50 — Динамическая топография в августе и ноябре для различных периодов

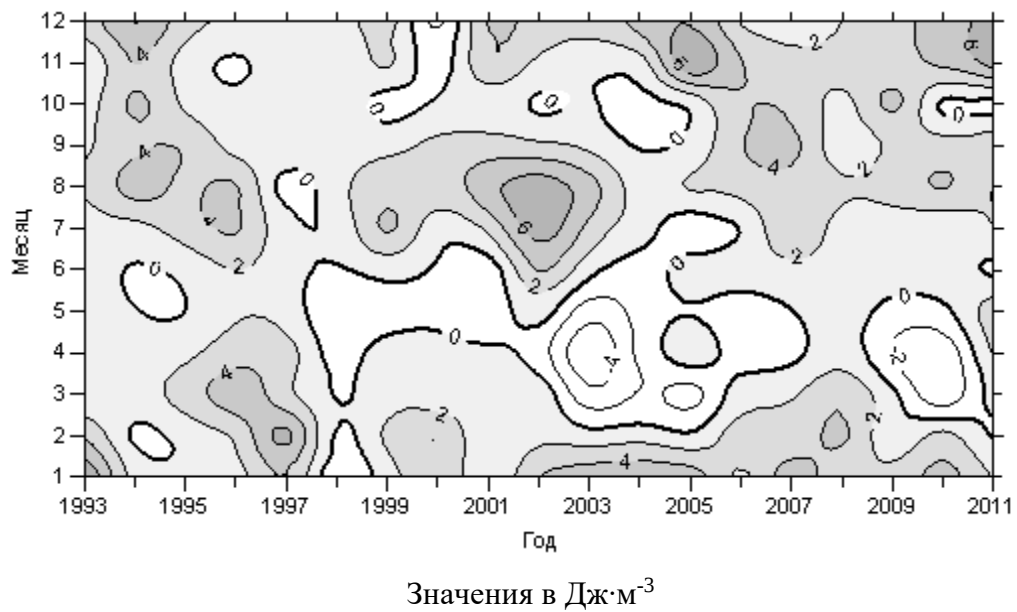


Рисунок 5.51 — Сезонный ход разности кинетической энергии геострофических течений между восточной и западной частями Черного моря по альтиметрическим данным за период 1993–2011 гг.

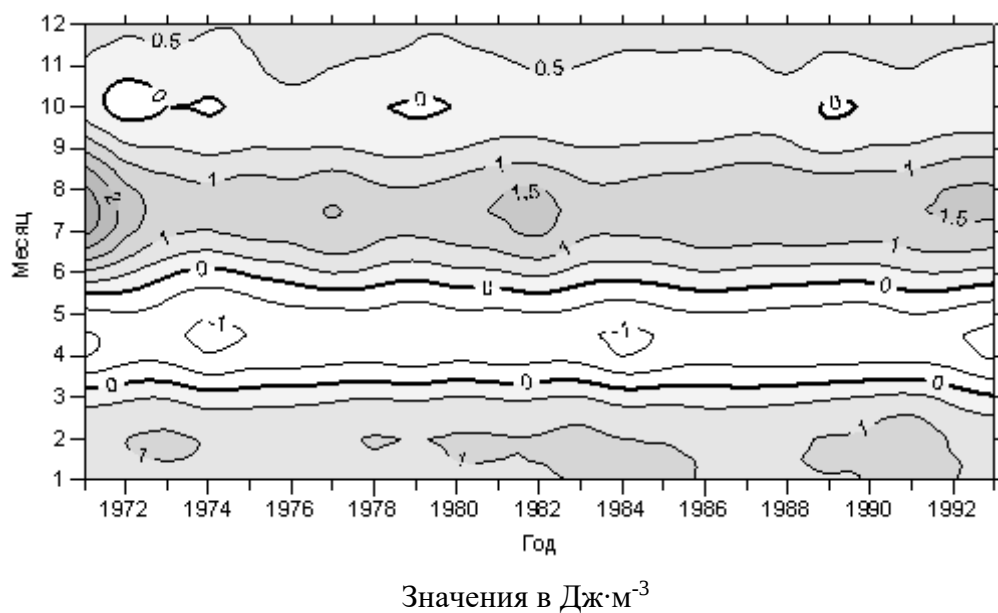


Рисунок 5.52 — Сезонный ход разности кинетической энергии геострофических течений между восточной и западной частями Черного моря по реанализу [247] за период 1971–1993 гг.

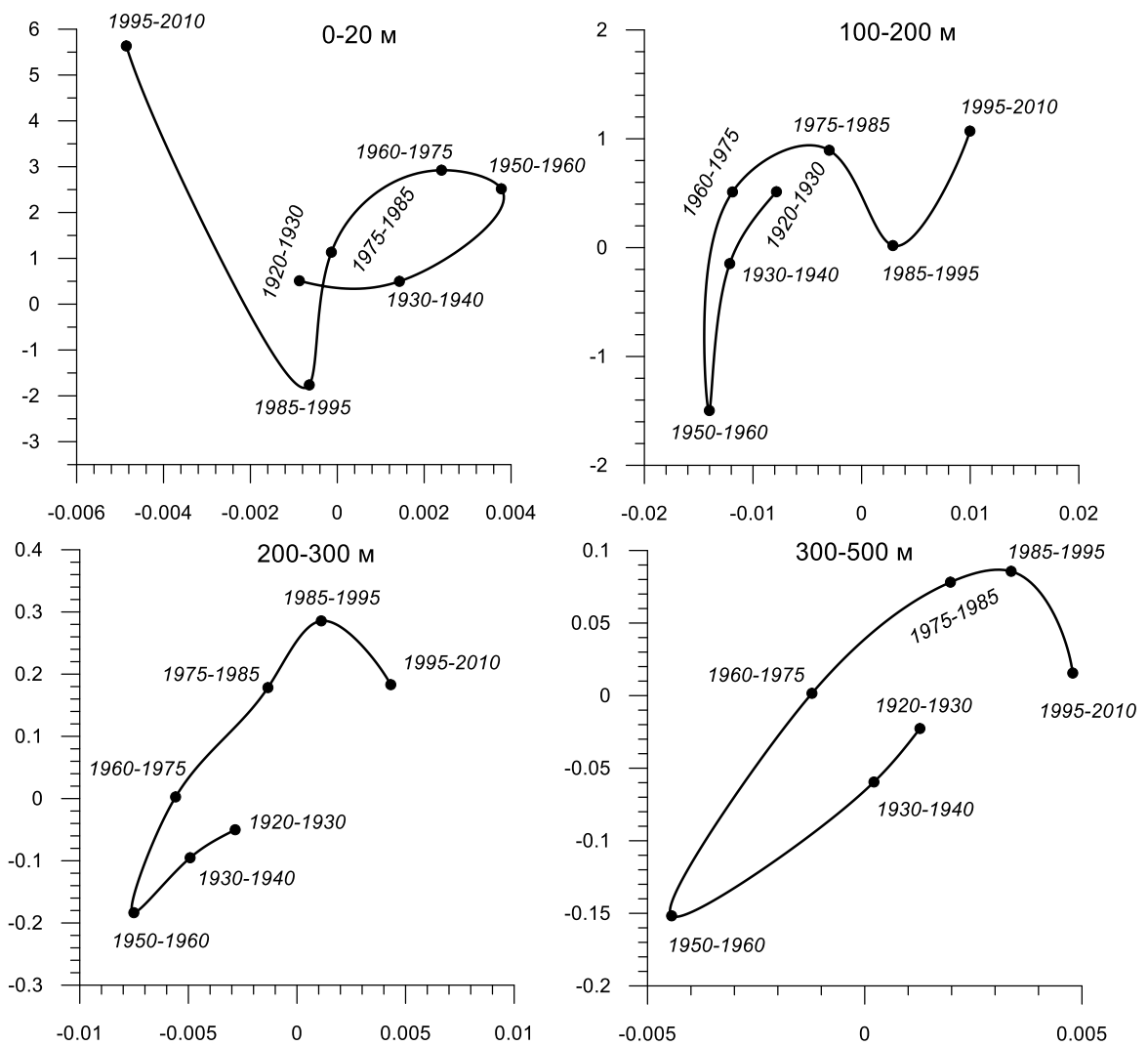
5.5 Фазы гидрологического режима

5.5.1 Деятельный слой

Понятие гидрологической режим может иметь различные толкования даже у одного автора, например, в трудах А.К. Леонова [179]. В диссертационной работе, следуя [199], под гидрологическим режимом понимается конкретное сочетание характеристик океанографических элементов, сохраняющееся в течение длительного периода (например, низкие температура и соленость поверхностных слоев) и совокупность гидрометеорологических процессов, формирующих эти поля (например, интенсивная зимняя конвекция).

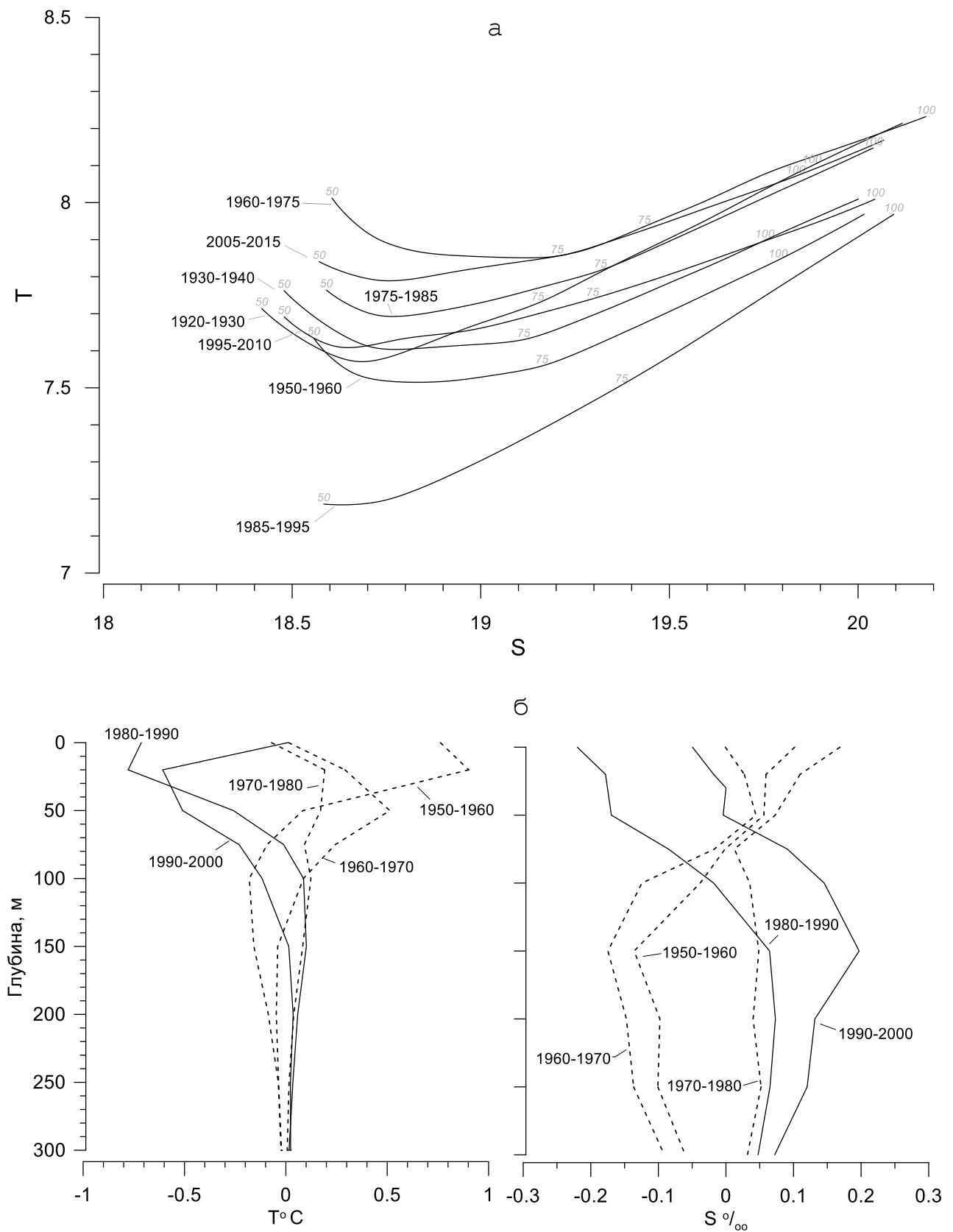
Для выделения различных состояний гидрологического режима нужно совместно рассматривать межгодовые и междесятилетние изменения термической и халинной структуры вод (подразделы 5.1, 5.2). Различные сочетания положительных и отрицательных фаз колебаний тепло- и солезапаса можно трактовать как различные фазы гидрологического режима моря [34, 38, 321], отражающие изменения характеристик водных масс моря и их количественного соотношения [319]. В некоторой степени это согласуется с идеей, возникшей в 1990-х гг., что глобальный климат существует в виде режимов (состояний), а его изменения происходят в виде резких переключений таких состояний.

Сглаженный многолетний ход T, S -характеристик Черного моря (Рисунки 5.53, 5.54) показывает, что в поверхностном, промежуточном и глубинном слоях междесятилетние изменения протекают различным образом. Начиная с горизонта 200 м, многолетние колебания синхронны во всей толще вод. Подповерхностный слой (ХПС) и верхняя часть постоянного пикноклина являются переходными зонами: на характер изменений температуры воды больше влияют процессы в поверхностном слое, а на многолетние колебания солености — в глубинных слоях.



Цифрами обозначены различные десятилетние периоды

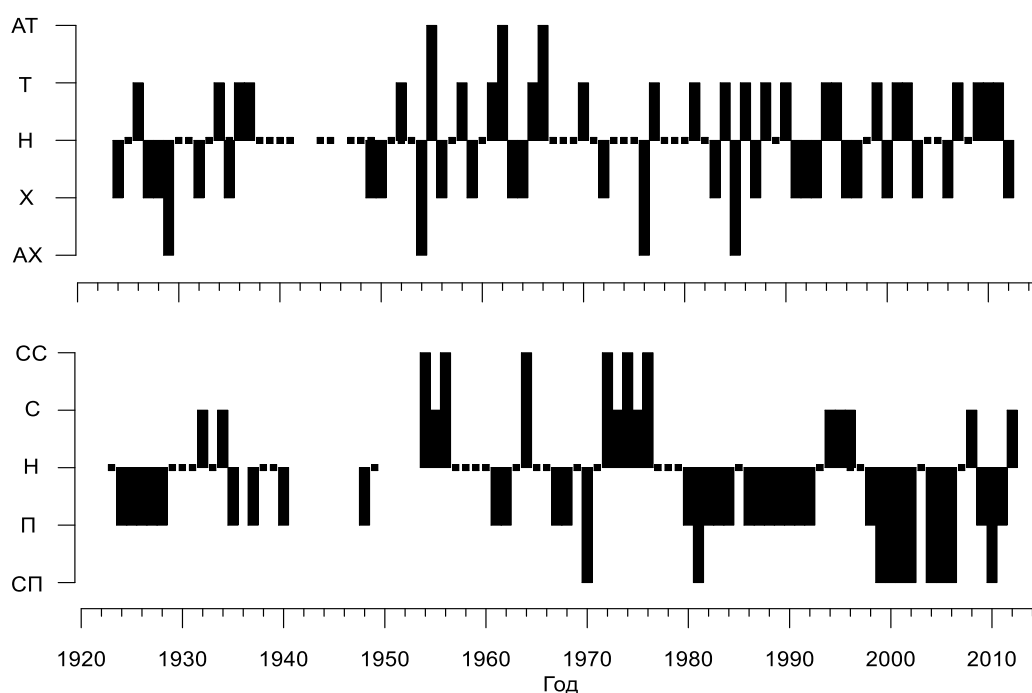
Рисунок 5.53 — Междесятилетние изменения нормированных аномалий тепло- и солезапаса в различных слоях Черного моря



Цифрами обозначены различные десятилетние периоды и горизонты на T,S -кривых

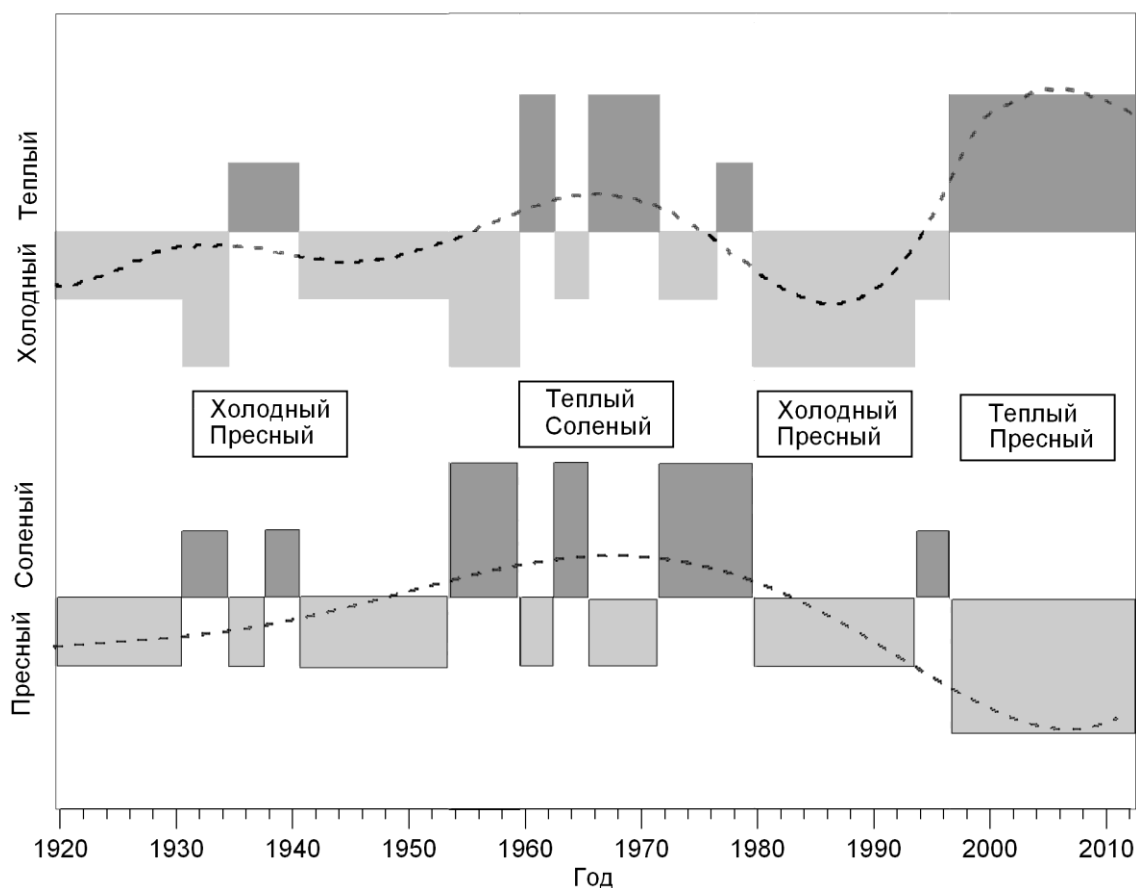
Рисунок 5.54 — Междесятилетние изменения а) средних T,S -кривых в слое 50–100 м; б) аномалий T и S в слое 0–300 м

В верхних слоях моря фазы гидрологического режима моря выглядят в виде чередования потеплений/похолоданий, осолонений/распреснений различной продолжительности (Рисунок 5.55). В частности, современный период характеризуется значительным опреснением и потеплением. При усилении межгодовых, более высокочастотных колебаний, что более характерно для температуры воды, чем для солености, продолжительность фаз гидрологического режима уменьшается до 1–2 лет. Последовательность гидрологических фаз во времени можно сгруппировать на более крупные периоды следующим образом (Рисунок 5.56): холодный и пресный период в 1920–1954 гг., холодный и соленый в 1954–1960 гг., теплый и соленый в 1960–1980 гг., холодный и пресный в 1980–1996 гг., теплый и пресный, начиная с 1996 г. Период 1960–1980 гг. был отнесен к теплому и соленому достаточно условно, т.к. в нем дважды произошла смена фаз с теплой-пресной на холодную-соленую, однако теплые и соленые аномалии по интенсивности преобладали над холодными и пресными.



Обозначения: CC — сильное осолонение, C — осолонение, H — норма, П — опреснение, СП — сильное опреснение, АТ — аномально теплый, Т — теплый, X — холодный, ОХ — очень холодный

Рисунок 5.55 — Межгодовые колебания тепло- и солезапаса в относительных градах для слоя 0–50 м

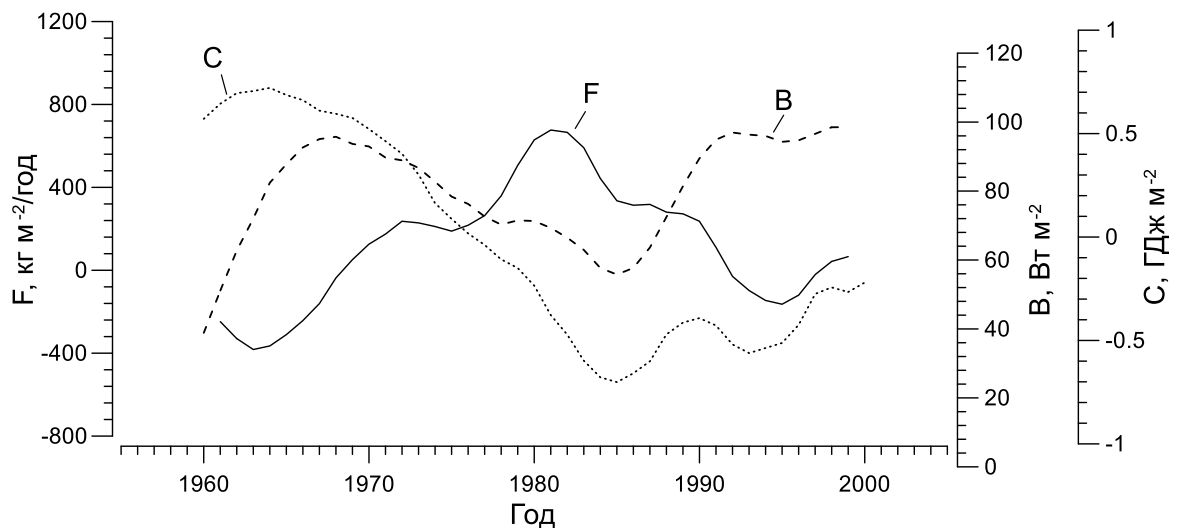


Обозначения: Т — теплый, Х — холодный, П — пресный, С — соленый; Высота столбцов отображает относительную интенсивность в 2-х градациях: умеренной и сильной

Рисунок 5.56 — Общая схема чередования фаз гидрологического режима Черного моря

Количественные характеристики многолетних колебаний теплозапаса моря определяются изменениями внешнего теплового баланса (подраздел 3.2), колебания солезапаса — балансом пресных вод (подраздел 3.3). Переход в теплую, холодную, пресную или соленую гидрологическую фазу определяется не столько текущими аномалиями соответствующего баланса, сколько преобладанием (накоплением) среднегодовых аномалий соответствующего знака в предшествующий период. На Рисунке 5.57 показаны интегральные разностные кривые внешнего теплового баланса Черного моря по реанализу ERA-40 и баланса пресных вод (ERA-40 плюс сток рек СО ГОИН). Такого рода кривые, представляющие со-

бой накопленные суммы аномалий, часто используются в гидрометеорологии, в частности для определения многоводных и маловодных периодов по модульным коэффициентам стока рек. По ним можно определить периоды суммарного преобладания гидрометеорологических аномалий того или иного знака. Исходя из данного распределения (Рисунок 5.57), теплый и соленый период 1960–1980 гг. был связан с преобладанием маловодных лет (отрицательные аномалии пресного баланса) и теплых зим (положительные аномалии теплового баланса), а холодный и пресный период 1980–1996 гг. — с преобладанием процессов с противоположным эффектом.



Обозначения: В — годовой внешний тепловой баланс, С — внешний тепловой баланс за период охлаждения, F — годовая аномалия баланса пресных вод

Рисунок 5.57 — Разностные интегральные кривые баланса пресных вод и внешнего теплового баланса Черного моря

Переход в разные фазы гидрологического режима сопровождается изменениями различных элементов гидрологической структуры. Прежде всего, это относится к плотностной стратификации (Подраздел 5.3), как вертикальной, так и горизонтальной, которая обостряется в периоды распреснения моря и ослабляется в периоды осолонения. Увеличение горизонтальных градиентов плотности, в свою очередь, приводит к дополнительному усилению интенсивности циркуляции вод.

Из характеристик сезонного цикла температуры и солености (п. 5.1.4, 5.2.3) наиболее заметную привязанность к фазе гидрологического режима имеет амплитуда сезонного хода в поверхностном слое. В периоды осолонения сезонные амплитуды температуры и солености уменьшаются, в периоды опреснения — увеличиваются, что отражает изменения интенсивности вертикального турбулентного обмена при изменениях вертикальной стратификации.

Основным внешним фактором, регулирующим смену гидрологических фаз, является смена преобладающего режима атмосферной циркуляции: зональной или меридиональной. На Рисунке 5.58 изображена общая схема процесса перехода в пресную и холодную фазы гидрологического режима Черного моря в условиях преобладания меридиональной циркуляции атмосферы.

При отрицательных фазах атмосферных индексов NAO, EA и EA/WR увеличивается общее количество циклонов, в особенности южных (средиземноморских). Это приводит к увеличению завихренности ветра над Черным морем и интенсивности циркуляции вод, а также к увеличению пресного баланса, как за счет увеличения разности осадки-испарение над морем, так и за счет увеличения стока рек. Если интенсивность циркуляции вод реагирует на колебания завихренности ветра достаточно быстро, то содержание солей обладает бóльшей «инерцией». Это связано с возникновением отрицательных обратных связей, препятствующих резкому опреснению поверхностного слоя — увеличением верхнебосфорского потока, интенсификацией вертикального солеобмена за счет усиления циркуляции вод и зимней конвекции при вторжениях холодного воздуха. После определенного периода накопления избытка пресных вод наступает пресная фаза гидрологического режима.

Отрицательные фазы атмосферных индексов NAO, EA и положительная фаза EA/WR являются индикаторами блокирующих процессов над Европой, при которых происходят частые вторжения на Черное море арктического и континентального воздуха (п. 5.1.2). Интенсивное обновление вод ХПС в течение нескольких зим подряд обеспечивает переход к холодной фазе гидрологического режима.

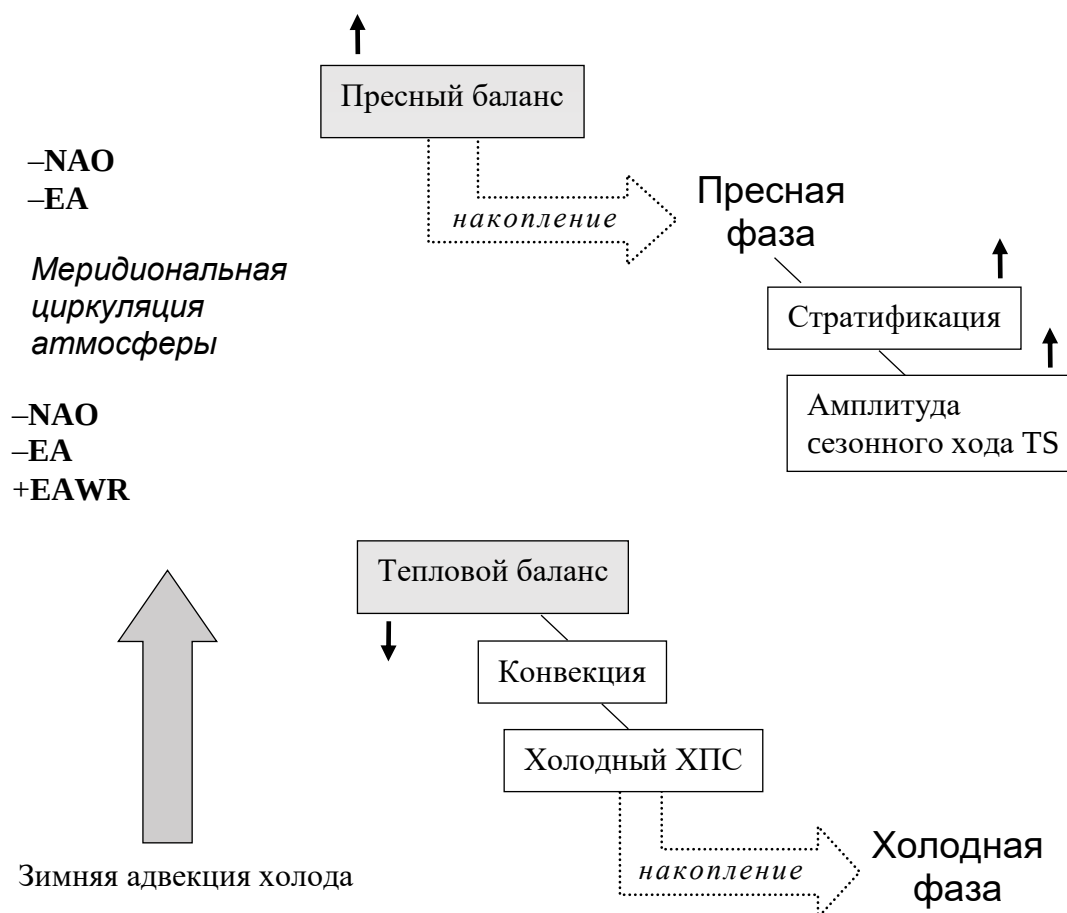


Рисунок 5.58 — Общая схема перехода в пресную и холодную фазы гидрологического режима Черного моря

Периоды преобладания зональной циркуляции атмосферы способствуют снижению пресного баланса и ведут к соленым фазам гидрологического режима моря, усиление южного меридионального переноса благоприятствует наступлению теплой фазы.

Ранее выводы подобного рода о связях показателей крупномасштабной атмосферной циркуляции с отдельными элементами термохалинной структуры Чёрного моря по различным наборам данных высказывались в работах [34, 249, 250, 251, 252, 253, 271, 273, 358, 364, 400, 401, 413, 448].

5.5.2 Глубинные слои

В пункте 5.2.1 были представлены оценки многолетних трендов солезапаса Черного моря. Общая тенденция для всего объема вод, на основе почти 100-летнего ряда наблюдений, характеризуется как устойчивое осолонение со скоростью $7,58 \pm 1,06 \text{ кг м}^{-2} / 10 \text{ лет}$ ($0,0038 \text{ ‰} / 10 \text{ лет}$), причем основные изменения солезапаса происходят в слое постоянного галоклина.

Увеличение температуры и солености в основном пикноклине было выявлено в 1980-х гг. [43, 85, 152], что с тех пор часто трактуется как подъем его верхней границы. Эта общая тенденция была подтверждена и в работах последних лет [28, 217, 219, 227, 228, 462]. Существующие представления о причинах долгопериодных изменений в слое пикноклина остаются достаточно неопределенными.

Одним из объяснений наблюдаемых тенденций в слое пикноклина могут служить колебания скорости вертикальных движений, связанных с интенсивностью общей циркуляции в море. Наиболее явным образом это проявляется в сезонном ходе циркуляции, когда при максимальной интенсивности зимой, купол соленых вод в центральной части моря поднимается выше к поверхности. Исходя из этого, увеличение температуры и солености в пикноклине может быть связано с усилением в последние десятилетия интенсивности циркуляции моря в верхнем слое моря (подраздел 5.4). Одним из сомнительных моментов гипотезы об определяющей роли интенсивности циркуляции моря является то, что увеличение интенсивности общей циркуляции должно вызвать подъем слоев в центральной части моря и опускание на периферии, но явных тенденций противоположного знака для термохалинных характеристик в зоне опускания вод обнаружено не было.

Еще одна гипотеза о причинах термохалинных изменений в пикноклине — зависимость интенсивности вертикального тепло- и солеобмена от степени распреснения /осолонения поверхностного слоя моря. Согласно результатам моделирования [55, 85] при уменьшении солености (плотности) верхнего слоя значительно уменьшается вертикальный турбулентный обмен, происходит осолонение слоя пикноклина, его верхняя граница поднимается. При осолонении поверхност-

ного слоя моря происходит обратный процесс. Основная неопределенность при данном подходе — сильная зависимость результатов от метода определения коэффициентов турбулентного обмена, значения которых могут сильно различаться, как в случае простых параметризаций в виде зависимости от частоты плавучести, так и для более сложных, к примеру, схем Покановского-Филандера или Меллора-Ямады (для Черного моря [106]).

Упомянутые выше гипотезы могут быть верными лишь при рассмотрении отдельных слоев моря, т.к. эти процессы перераспределяют содержание солей, но не изменяют общий солезапас бассейна. Если он изменяется устойчивым образом, то наиболее простым и очевидным объяснением его возрастания будет увеличение объема или солёности поступающих мраморноморских вод, как основного источника соли в Черном море. Попробуем оценить относительную достоверность оценки скорости осолонения, полученную в данной работе, затронув тему водообмена через проливы.

Из геологической и палеогеографической литературы [15, 81, 82, 97, 124, 125, 163, 255, 280, 281, 295] известно, что Черное море неоднократно теряло связь с Мировым океаном в периоды ледниковых регрессий (постузунарская, посткарангатская и др.). При восстановлении связи с океаном во время межледниковых трансгрессий (черноморская, карангатская и др.), Черное море могло существовать в виде бассейна с односторонним стоком в Средиземное море (чаудинские, эвксинские и новоэвксинский бассейны), либо с двусторонним водообменом через проливы (карадениз, узунларские, карангатский и черноморский бассейны). Кроме того, периодически возникал единый Черноморско-Каспийский бассейн с водообменом через Манычский пролив, по которому во время Каспийских трансгрессий в Черное море поступал большой объем каспийских вод (позднечаудинский, эвксинские бассейны). Смена геологических периодов сопровождалась процессами осолонения или опреснения моря, что оценивается с помощью палеонтологического анализа морской фауны в донных отложениях. На протяжении своей геологической истории черноморский бассейн проходил различные стадии халинного режима — опресненный или солоноватоводный: 5–13 ‰ (чаудинские,

эвксинские бассейны), морской: 15–20 ‰ (карадениз, узунларские, черноморский бассейны), океанический: до 30 ‰ (карангатский бассейн).

Последнее возобновление двустороннего водообмена Черного и Средиземного морей произошло по различным оценкам от 16 до 6 тыс. лет назад, после чего началось осолонение моря. Существует точка зрения, что это происходило катастрофическим образом в очень короткие сроки, но большинство специалистов считает процесс заполнения солеными водами постепенным, хотя и неравномерным. Положительный тренд солезапаса моря в современный период может свидетельствовать о том, что процесс осолонения бассейна после окончания последнего ледникового периода еще не завершился.

Приблизительную оценку достоверности конкретного значения скорости осолонения моря можно получить, рассчитав период времени, за который солезапас моря увеличится на заданную величину:

$$T_s = (S_n - S_0)/v_s, \quad (5.1)$$

где S_n — современный солезапас моря = 40,54 т·м⁻²;

S_0 — солезапас в начале осолонения;

v_s — скорость осолонения = 7,58 кг м⁻²/ 10 лет.

Для того чтобы задать S_0 , необходимо знать солезапас новоэксинского бассейна перед началом черноморской трансгрессии, что, конечно не представляется возможным. В большинстве специальных работ на эту тему принимается, что этот бассейн был солоноватоводным, т.е. поверхностная соленость должна быть приблизительно в 2 раза меньше современной. Приняв $S_0 = S_n / 2$, получим $T_s \approx 25$ тыс. лет, что не укладывается в принятый диапазон от 16 до 6 тыс. лет. Этого следовало ожидать, т.к. процесс заполнения бассейна средиземноморскими водами был неравномерным и скорость V_s с течением времени изменялась. Об этом свидетельствуют и долгопериодные колебания уровня моря с амплитудой 20–25 м в последние 10 тыс. лет, такие как новочерноморская и нимфейская трансгрессии, фангорийская регрессия.

Для учета изменений скорости повышения уровня моря в последние 18 тыс. лет [18, 148] можно разбить этот период на две части:

1) 8 тыс. лет назад—настоящее время, когда уровень моря повысился на 10 м;

2) 18 тыс. лет назад — 8 тыс. лет назад, когда он повысился на 70 м, т.е. скорость подъема уровня была в 5,6 раза выше. С учетом этого, формула (5.1) модифицируется к виду

$$T_s = T_1 + (S_1 - S_0)/(5,6v_s),$$

где $T_1 = 8000$ лет — период постоянства v_s ;

$S_1 = S - v_s T_1$, т.е. солезапас при достижении начала периода T_1 .

При таких, достаточно грубых допущениях, получим $T_s \approx 12$ тыс. лет, что уже будет соответствовать порядку существующих оценок времени начала формирования современного солевого состава Черного моря. Таким образом, оценка скорости осолонения $v_s = 7,58$ кг м⁻²/10 лет вполне укладывается в рамки представлений о геологической эволюции бассейна, в частности, о времени последнего открытия пролива Босфор. В отличие от модели осолонения Черного моря О.И. Мамаева [183], период современного осолонения T_s по оценкам данной работы примерно в 2 раза больше.

Теперь рассмотрим данную оценку v_s с точки зрения ее соответствия существующим оценкам водного и солевого баланса моря, в первую очередь, составляющих водообмена через пролив Босфор. В пересчете на прирост массы солей в море $v_s = 205 \pm 28$ млн. т/год, что соответствует дополнительному притоку мраморноморских вод $\Delta V_{пб} = 6 \pm 1$ км³/год (~ 3 % от среднего притока).

Количественные оценки солевого баланса Черного моря или его составляющих очень немногочисленны. В работе в [51] поступление с нижнебосфорским течением принимается равным 6,06 млрд. т/год, в [180] приход солей без учета пролива Босфор 123 млн. т/год, в [168] вынос солей через Босфор 6,88 млрд. т/год, поступление через Босфор 5,18 млрд. т/год, общий дефицит в $-1,7$ млрд. т/год.

Наиболее детальные исследования солевого баланса выполнены Э.Н. Альтманом [5, 6, 88]. Средние значения по его расчетам за период с 1923 по 1985 гг. составили: вынос солей через Босфор 6,484 млрд т/год, поступление 6,326 млрд т/год, разность –158 млн. т/год, с учетом речного стока и Азовского моря общий дефицит –40 млн. т/год, что по абсолютной величине в 5 раз меньше, чем в настоящей работе, причем баланс с противоположным знаком. Средняя годовая аномалия солезапаса в 50-летнем временном ряде — около 1,6 млрд. т/год.

Выше упомянутые оценки солевого баланса были сделаны на основе оценок составляющих водного баланса и соответствующих средних значений солености, попыток рассчитать изменения полного солезапаса моря по данным наблюдений не предпринималось.

Если осреднить все имеющиеся оценки верхне- и нижнебосфорского потоков воды по литературным источникам и оценить потоки соли традиционным способом:

$$Q_s = V\rho S, \quad (5.2)$$

где V — поток воды;

ρ — плотность воды;

S — соленость воды;

то получим следующие результаты: вынос солей через Босфор 7,165 млрд. т/год, поступление 7,292 млрд. т/год, баланс $v_s = 127$ млн. т/год, а с учетом речного стока и Азовского моря (из [88]) общий прирост 245 млн. т/год, что гораздо ближе к величине 205 млн. т/год, полученной в настоящей работе.

Несмотря на соответствие знака общей тенденции и порядков величин скорости осолонения сравниваемых характеристик, стоит отметить, что оценки по соотношениям типа (5.2) дают очень большой разброс в зависимости от значений V и S . Так, приведенная выше величина баланса $v_s = 127$ млн. т/год получена при значениях: верхнебосфорские $V_{сб} = -400$ км³/год и $S=17,7$ ‰, нижнебосфорские $V_{пб} = 200$ км³/год и $S=35,5$ ‰ (средние солености по имеющимся данным на входе

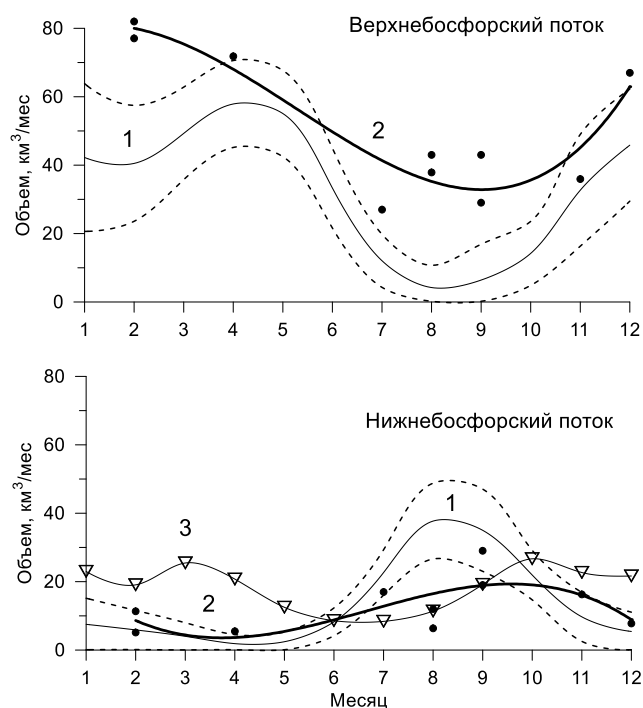
в Босфор). Если учесть, что СКО оценок V из литературных источников составляет $120 \text{ км}^3/\text{год}$ для верхнебосфорского потока и $40 \text{ км}^3/\text{год}$ для нижнебосфорского, а колебания солености входящих мраморноморских вод находятся в пределах 34–37 ‰, то общий баланс соли в море может находиться в диапазоне ± 4 млрд. т/год, что делает такой подход малоперспективным. К примеру, если в оценках Э.Н. Альтмана [88] вместо принятой солености мраморноморских вод 34,9 ‰ из [72] взять 35,5 ‰ (из современных данных), то вместо дефицита -40 млн. т/год, получим приток 70 млн. т/год. То же самое относится и к солености верхнебосфорского потока 17,13 ‰, принятой в [88] на основе балансовой оценки, а не по данным наблюдений.

Если воспользоваться реанализом гидрофизических полей Черного моря [247], то средний ежегодный прирост массы солей за период 1971–1993 гг. составляет 490 млн. т, средняя годовая аномалия около 3,5 млрд. т/год. Здесь также есть соответствие знака общей тенденции и порядков величин скорости осолонения, но уже в сторону увеличения абсолютных значений, что, скорее всего, связано с тем, что период расчета соответствует максимальному росту солезапаса.

Одним из возражений против возможного увеличения поступления солей через Босфор может состоять в том, что в последние 50 лет происходило увеличение пресного баланса моря. Это привело к поверхностному распреснению вод (п. 5.2.1), дополнительному повышению уровня моря, и, согласно имеющимся представлениям [50, 72, 88], объем притока средиземноморских вод должен уменьшиться. Следует отметить, что такой вывод основан на упоминаемом ранее методе расчета водообмена через Босфор: результирующий сток принимался как суммарный баланс пресных вод моря с обратным знаком, с учетом изменения уровня моря, и далее пересчитывался в две составляющие по достаточно простым соотношениям. При этом не учитываются локальные условия в проливе Босфор, такие как ветер, наличие порогов на дне, перепад уровня моря вдоль пролива и т.д., что увеличивает неопределенность метода. Последний фактор очень 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 [350].

В последние 20 лет производились инструментальные измерения расхода воды в проливе путем измерения течений во всей толще с помощью технологии ADCP, как в научных целях, так и в интересах муниципального хозяйства Стамбула [336, 350, 354, 454, 467]. Наиболее существенное отличие от оценок [50, 72, 88] в качественном плане состоит в том, что по инструментальным измерениям, при сохранении общих закономерностей, сезонный ход расходов воды более стабилен и амплитуда его меньше (Рисунок 5.59), что может свидетельствовать о его меньшей зависимости от пресного баланса моря. 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 в Босфоре, очевидно, дело будущего.



1 – из [88], штриховая линия отображает диапазон межгодовых колебаний $\pm$ СКО; 2 – ADCP измерения из [336, 350, 354, 454, 467]; 3 – сезонный ход нижнебосфорского потока по [50]

Рисунок 5.59 — Сезонный ход водообмена через пролив Босфор по различным источникам

Увеличение солезапаса моря может быть вызвано и увеличением солёности поступающих мраморноморских вод. В работах [88, 238] затрагивался этот вопрос и был сделан вывод о незначительной по сравнению с Черным морем межгодовой изменчивости солёности вод Эгейского моря.

Другая точка зрения изложена в работе [462], где выявлена положительная корреляционная связь между солёностью в слое 30–150 м в Черном море и солёностью поверхностных вод в Эгейском море, что, по мнению авторов, связано с увеличением солёности вод, нижнебосфорского течения. Их оценки изменений солёности в Эгейском море за период 1960–1990 гг. совпадают с тенденциями в пикноклине Черного моря и по знаку, и по величине ($\sim 0,2 \text{ ‰}$), что может выглядеть как убедительный аргумент. Однако следует отметить, что объём притока солёных вод через Босфор невелик и составляет не более $310 \text{ км}^3/\text{год}$ по самым максимальным оценкам. Это составляет лишь $\sim 0,1 \text{ ‰}$ от объёма слоя моря 0–500 м, что неизбежно должно снизить влияние увеличения солёности в основном галоклине на 2–3 порядка. Применив средние параметры в выражении (5.2), получим, что увеличение солёности вод нижнебосфорского течения на $0,2 \text{ ‰}$ за 30 лет даст дополнительное осолонение менее 2 млн. т/год, что очень малая величина. Более того, если воспользоваться банком данных Средиземноморского бассейна по проектам SESAME и PERSEUS [333, 385, 409, 422], то обнаружить устойчивое увеличение солёности непосредственно в предпроливном районе Дарданелл пока не представляется возможным. Это связано, как с недостаточным количеством данных, так и с большой изменчивостью солёности, связанной с интенсивным водообменом между Черным и Эгейским морями [387, 405].

Наконец, на изменение общего содержания солей в море должно оказывать влияние современное повышение уровня Мирового океана. В геологической истории во времена крупных трансгрессий Черное море всегда осолонялось, вплоть до океанической солёности. Единственная оценка прироста солезапаса Черного моря, связанного с этим фактором приведена в [168] и составляет 2 млн. т/год.

Выводы к разделу 5

– Общий характер изменений теплозапаса Черного моря представляет собой циклический процесс без явно выраженного тренда. Выделяются два холодных периода: первый — с середины 1920-х гг. до конца 1950-х гг., и второй — с начала 1980-х гг. до конца 1990-х гг. К теплым относится период 1960–1980 гг. и современный период, начавшийся в конце 1990-х гг.

– В отличие от Мирового океана, многолетняя изменчивость температуры воды в Черном море имеет различный характер в верхнем 50-метровом и в более глубоких слоях. В поверхностных и подповерхностных слоях моря хорошо выражены междесятилетние колебания температуры, в глубинных слоях выявлено слабое, но устойчивое нагревание.

– Интенсивность межгодовых и десятилетних колебаний температуры воды в поверхностном слое максимальна в северо-западной части моря и в восточном циклоническом круговороте, что обусловлено пространственным распределением межгодовой изменчивости потоков явного и скрытого тепла.

– В слое постоянного пикноклина, где многолетняя изменчивость температуры воды превосходит сезонную, интенсивность достигает минимума в центральной части моря и увеличивается в направлении шельфа, что связано с большим проявлением на периферии моря колебаний общей интенсивности циркуляции моря.

– Максимум амплитуды 1-й моды ЭОФ температуры воды (однонаправленные колебания) в поверхностном слое находится на северо-западном шельфе, а максимумы амплитуд 2-й моды (противофазные колебания) — в зоне вдоль Кавказского побережья и на северо-западном шельфе. В слое постоянного пикноклина максимум амплитуды 1-й моды находится в антициклонической области юго-восточной части моря, максимумы колебаний 2-й моды сосредоточены в юго-восточной части и на западном побережье моря, что также характерно и для солености.

– Ведущую роль в низкочастотной изменчивости теплозапаса моря играет интенсивность зимней конвекции. Наиболее выраженные минимумы теплозапаса, такие как в 1920–1930 гг. и в 1985–1995 гг. возникают после того, как несколько холодных зим следуют друг за другом. Интенсивность обновления вод ХПС в

современный период в целом ниже климатической нормы, за исключением 2006 г. и 2012 г.

– В среднем, многолетние колебания среднемесячных аномалий объема вод ХПС составляют ~20 % его среднего объема, что примерно в 2 раза меньше, чем для сезонных колебаний, но интенсивность межгодовой изменчивости температуры воды выше, чем в сезонном цикле. Для большинства зимних сезонов с высокой интенсивностью обновления ХПС наблюдается сочетание высоких потерь тепла в атмосферу с дополнительными благоприятными факторами: низким теплосодержанием поверхностного слоя перед началом осенне-зимнего охлаждения или слабой вертикальной стратификацией.

– Пространственное распределение амплитудно-фазовых характеристик сезонного цикла температуры воды сохраняет свои общие закономерности для различных десятилетних периодов, при увеличении амплитуды сезонного хода уменьшается фаза годовой гармоник. Сезонная амплитуда резко возросла после 1980-х гг. и к настоящему времени достигает максимальных значений (~9,2° С).

– Общие изменения солезапаса Черного моря характеризуются как устойчивое осолонение всего объема вод на протяжении 100-летнего периода, что интерпретируется как некомпенсированный пресным балансом приток мраморноморских вод. В отличие от температуры воды, где изменчивость в слое 0–50 м является определяющей, основные изменения солезапаса наблюдаются в постоянном галоклине.

– В верхнем слое моря хорошо выражены междесятилетние колебания солености: от относительно пресного состояния в период 1920–1954 гг. к состоянию повышенного солезапаса в 1954–1980 гг. и снова к пресному состоянию, начиная с 1980-х гг. В настоящее время, после 2010 г., есть признаки тенденции к завершению пресной фазы.

– Интенсивность многолетней изменчивости солености во всех слоях моря превышает интенсивность сезонного хода. Поверхностный максимум изменчивости связан с пресным балансом, промежуточный максимум в постоянном галоклине — с колебаниями интенсивности общей циркуляции моря.

– Пространственная картина интенсивности межгодовых и десятилетних колебаний солености в поверхностном слое отражает влияние основных источников распреснения: изменчивость максимальна в северо-западной, юго-восточной

частях моря, а также вблизи Керченского пролива и минимальна в центральной части моря, где баланс пресных вод отрицателен.

– Согласно результатам спектрального анализа среднегодовых значений солености моря, статистически значимые колебания наблюдаются в диапазоне 2–5 и 10–12 лет, а для шельфовых областей выделяется слабый пик 20–25 лет.

– Общая закономерность многолетних изменений амплитудно-фазовых характеристик солености в отличие от температуры воды — положительная корреляция фазы и амплитуды сезонного хода. Увеличение сезонной амплитуды происходит при опреснении моря, при этом возрастает повторяемость не зимнего, а осеннего максимума солености, что и приводит к увеличению фазы годовой гармоника.

– Пространственное распределение вклада годовой гармоника в общую дисперсию сезонного хода солености сохраняло свои основные черты на протяжении всего XX века: высокие значения — в северной половине моря (60–80 %), низкие — в южной половине (до 20 %). Исключение составляет современный период 2000–2015 гг., когда, при общем снижении доли годовой гармоника, пространственный контраст север–юг сменился контрастом восток–запад.

– Многолетняя изменчивость плотностной структуры в значительной степени определяется колебаниями вертикальной стратификации солености. Во времена более пресных периодов (до 1950-х гг. и после 1980-х гг.) перепад плотности в верхнем слое 0–50 м увеличивался в 1,5 раза. Для вертикальной стратификации в слое глубже 100 м прослеживается длительная отрицательная тенденция, что связано с общим потеплением и осолонением основного пикноклина.

– Чередование периодов увеличения / уменьшения кинетической энергии геострофических течений может быть представлено следующим образом: ослабление интенсивности циркуляции моря в 1960–1970 гг., конце 1990-х – начало 2000-х гг. и увеличение интенсивности в 1930–1940 гг., середине 1990-х, после 2010 г. Наиболее значимый спектральный пик колебаний значений перепада динамических высот между периферией и центром моря находится в межгодовом диапазоне 2–5 лет, менее выраженный пик — в более низкочастотной области 20–25 лет.

– Ряд опубликованных ранее в литературе оценок климатических изменений циркуляции вод в Черном море, такие как разнонаправленные тенденции в поверхностных и в более глубоких слоях, перераспределение интенсивности в годовом цикле, изменение пространственной структуры сезонного цикла течений, не были подтверждены.

– Анализ колебаний интенсивности циркуляции по альтиметрическим данным подтверждает высокую степень положительной корреляции общей (КЭ) и вихревой кинетической энергии (ВКЭ) с завихренностью касательного напряжения ветра. При этом существует заметная отрицательная корреляционная связь с ВКЭ/КЭ, т.е. относительная доля вихревых движений в периоды ослабления общей циркуляции возрастает.

– Различные сочетания положительных и отрицательных аномалий тепло- и солезапаса верхнего 100-метрового слоя трактуются как различные фазы гидрологического режима моря, которые группируются на крупные периоды следующим образом: холодный и пресный период в 1920–1954 гг., холодный и соленый в 1954–1960 гг., теплый и соленый в 1960–1980 гг., холодный и пресный в 1980–1996 гг., теплый и пресный, начиная с 1996 г. Переход из одной гидрологическую фазы в другую происходит после того как в течение определенного периода преобладают межгодовые аномалии теплового или водного баланса соответствующего знака.

– Основным внешним фактором, регулирующим смену гидрологических фаз, является изменение преобладающего режима атмосферной циркуляции: зональной или меридиональной. Периоды преобладания зональной циркуляции атмосферы способствуют снижению пресного баланса и ведут к соленым фазам гидрологического режима. При преобладании меридиональной циркуляции избыток поступления пресных вод формирует пресную фазу. Блокирующие процессы над Европой приводят к вторжениям на Черное море арктического и континентального воздуха, интенсивное обновление вод ХПС в течение нескольких зим обеспечивает переход к холодной фазе гидрологического режима. Усиление южного меридионального переноса в атмосфере благоприятствует наступлению теплой фазы.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В диссертационной работе на основе архивной океанографической информации, данных наблюдений на морской гидрометеорологической сети, спутниковых данных, массивов реанализа атмосферных и гидрофизических полей получены оценки крупномасштабных изменений гидрологического режима Черного моря за 100-летний период и выполнен анализ внешних факторов, влияющих на формирование термохалинной структуры и циркуляции вод.

Основные итоги выполненного исследования заключаются в следующем:

– Новые методы реконструкции термохалинных полей бассейна по ограниченному набору данных наблюдений, сочетающие в себе методы оптимальной интерполяции и методы разложения на ЭОФ-функции, позволили получить новые массивы реанализа термохалинной структуры Черного моря за период регулярных наблюдений 1923–2015 гг. и массивы климатических полей для отдельных климатических периодов;

– Основной причиной региональных отличий климатических изменений в Черном море от других районов Мирового океана является внутриматериковое положение моря, определяющее изолированность, слабый внешний водообмен, двухслойность гидрологической структуры вод и повышенную реакцию бассейна на атмосферные воздействия;

– Характер многолетней изменчивости термохалинных полей в верхнем 100-метровом слое моря с хорошо выраженными междесятилетними колебаниями резко отличается от тенденций в слое постоянного пикноклина и глубинных слоях, где поступление мраморноморских вод вызывает слабое, но устойчивое нагревание и осолонение. Ведущую роль в низкочастотной изменчивости теплозапаса моря играет интенсивность зимней конвекции. Наиболее выраженные минимумы теплозапаса в 1920–1930 гг. и в 1985–1995 гг. возникали как результат обновления вод ХПС в течение нескольких последовательных холодных зим;

– Различия характеристик сезонной и межгодовой изменчивости температуры и солености в Черном море связаны с изменением общей интенсивности и перераспределением относительной роли составляющих теплового и водного баланса. Уровни интенсивности межгодовой и сезонной изменчивости баланса пресных вод сопоставимы между собой, в то время как интенсивность межгодовых колебаний внешнего теплового баланса значительно уступает сезонной изменчивости;

– Различные сочетания положительных и отрицательных аномалий тепло- и солезапаса моря, трактуемые как различные фазы гидрологического режима, формируются слабо согласованными между собой аномалиями теплового и пресного баланса бассейна. Обобщенная последовательность гидрологических состояний Черного моря в XX в. выглядит следующим образом: холодный и пресный период в 1920–1954 гг., холодный и соленый в 1954–1960 гг., теплый и соленый в 1960–1980 гг., холодный и пресный в 1980–1996 гг., теплый и пресный начиная с 1996 г.;

– Слабая взаимосвязь межгодовых и междесятилетних колебаний составляющих теплового и пресного баланса обусловлена различной степенью зависимости гидрометеорологических характеристик Азово-Черноморского бассейна от характеристик атмосферной циркуляции. С индексом NAO наиболее тесно связано количество и траектории барических образований, атмосферное давление, речной сток; с индексом EA — интенсивность циклонов, количество атмосферных осадков, завихренность ветра, интенсивность зимнего охлаждения; с индексом EA/WR — траектории циклонов, речной сток, интенсивность зимнего охлаждения;

– Основным внешним фактором, регулирующим смену гидрологических фаз в Черном море на междесятилетнем масштабе, является изменение преобладающего переноса воздушных масс. Зональная циркуляция способствует снижению притока пресных вод и ведет к наступлению соленой фазы, при преобладании меридиональной циркуляции формируется пресная фаза. Установление теплой или холодной фазы определяются преобладающим направлением меридионального атмосферного переноса в зимний период.

В качестве рекомендаций по применению результатов диссертации предлагается использовать новые оценки пространственно-временной изменчивости океанографических характеристик Черного моря при проведении дальнейших океанологических и климатических исследований бассейна; в математическом моделировании природных процессов в Черном море; для контроля качества поступающих первичных данных в информационные океанографические системы; для учета влияния окружающей среды на хозяйственную деятельность и практическое применение морской техники в Азово-Черноморском бассейне.

Перспективы дальнейшей разработки темы состоят:

- В продолжении мониторинга изменений содержания солей в Черном море, выявлении текущих изменений в длительной тенденции осолонения глубинных слоев моря и усиления плотностной стратификации верхних слоев моря;
- В продолжении исследований составляющих водного баланса моря, в особенности водообмена через пролив Босфор, а также процессов перераспределения мраморноморских вод по бассейну;
- В более детальном исследовании современного состояния гидрологического режима моря Черного моря, как переходного периода от теплой и пресной фазы, длившейся с конца 1990-х гг., к более тепловому и более соленому состоянию моря;
- В изучении процессов обновления вод холодного промежуточного слоя в условиях текущего периода слабой интенсивности зимних конвективных процессов в Черном море;
- В продолжении исследований влияния глобальной циркуляции атмосферы на изменчивость гидрологической структуры и циркуляции вод моря на различных временных масштабах;

СПИСОК СОКРАЩЕНИЙ И УСЛОВНЫХ ОБОЗНАЧЕНИЙ

АБС	– автономная буйковая станция;
ВАО МГИ	– отдел взаимодействия океана и атмосферы Морского гидрофизического института;
ВКЭ	– вихревая кинетическая энергия;
ВЧВМ	– Верхняя черноморская водная масса;
ГОИН	– Государственный океанографический институт;
ГЧВМ	– Глубинная черноморская водная масса;
ДПЭ	– доступная потенциальная энергия;
ИМБИ	– Институт морских биологических исследований РАН;
ИО РАН	– Институт океанологии РАН;
КЭ	– кинетическая энергия;
МАГАТЭ	– Международное агентство по атомной энергии;
МГИ	– Морской гидрофизический институт РАН;
НИС	– научно-исследовательское судно;
ОИ	– оптимальная интерполяция;
ОЧТ	– Основное черноморское течение;
ПрЧВМ	– Прибрежная черноморская водная масса;
ПЧВМ	– Промежуточная черноморская водная масса;
РАН	– Российская академия наук;
СКО	– среднее квадратическое отклонение;
СО ГОИН	– Севастопольское отделение ГОИН;
ХПС	– холодный промежуточный слой;
ШПС-78	– шкала практической солености 1978 г.;
ЭОФ	– эмпирические ортогональные функции;
ЭО МГИ	– Экспериментальное отделение Морского гидрофизического института;
ЮБК	– Южный берег Крыма;

ЮО ИО РАН	– Южное отделение ИО РАН;
ADCP	– Acoustic Doppler Current Profiler (акустический доплеровский профилограф течений);
ARGO	– автономный CTD буй-профилемер;
AVISO	– спутниковая альтиметрическая информация;
BSEP	– Black Sea Ecological Program (Черноморская экологическая программа);
COADS	– Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set (массив морских метеорологических наблюдений NOAA)
GPCC	– Global Precipitation Climatology Centre (климатический центр атмосферных осадков, Германия)
EA	– East Atlantic Oscillation (Восточноатлантическое колебание);
EA/WR	– East Atlantic / Wester Russia Oscillation (колебание Восточная Атлантика / Запад России);
ERA	– European Reanalysis of Atmosphere (атмосферный реанализ Европейского центра среднесрочных прогнозов погоды)
JRA	– Japan Reanalysis of Atmosphere (атмосферный реанализ Японского метеорологического агентства)
MEDATLAS	– Mediterranean Atlas (проект Европейского Союза «Атлас Средиземного моря»);
MERRA	– Modern-era Retrospective Analysis for Research and Applications (реанализ атмосферных полей NASA);
NCEP/NCAR	– National Centers for Environmental Prediction/National Center for Atmospheric Research (Национальный центр экологического прогнозирования / Национальный центр атмосферных исследований США);
NAO	– North Atlantic Oscillation (Североатлантическое колебание);
NASA	– National Aeronautics and Space Administration (Национальная агентство по авиации и исследованию космического пространства, США);

NOGAPS	– Navy Operational Global Atmospheric Prediction System (Оперативная глобальная система прогноза ВМФ США);
OW	– Okubo-Weiss parameter (параметр соотношения составляющих завихренности потока);
PERSEUS	– Policy-oriented marine environmental research in the Southern European Seas (проект Европейского Союза «Морские экологические исследования в южных морях Европы»);
PSU	– Practical Salinity Unit (единица практической солености);
SVP	– Surface Velocity Program (Программа наблюдений поверхностных течений);
SESAME	– Southern European Seas: assessing and Modelling Ecosystem (проект Европейского Союза «Южные моря Европы: оценка и моделирование экосистемы»);
TEOS-10	– Thermodynamic Equation of State 2010 (уравнение состояния морской воды 2010 г.);
H	– турбулентный поток явного тепла на границе океан атмосфера;
LE	– турбулентный поток скрытого тепла на границе океан атмосфера.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Альтман, Э.Н. Оценка возможных изменений солености северо-западного района Черного моря при изъятии части речного стока на нужды народного хозяйства / Э.Н. Альтман // Гидробиологический журнал. – 1982. – Т.18, № 4.
2. Альтман, Э.Н. Многолетняя внутригодовая изменчивость баланса пресных вод Черного моря / Э.Н. Альтман, Н.И. Кумыш // Тр. ГОИН. – 1984. – Вып. 176. – С.3–18.
3. Альтман, Э.Н. Черноморская междуведомственная экспедиция 1984 г.: Организация и основные результаты / Э.Н. Альтман [и др.] // Морской гидрофизический журнал – 1986. – № 5. – С.58–62.
4. Альтман, Э.Н. Климатические поля солености и температуры воды Черного моря / Э.Н. Альтман, И.Ф. Гертман, З.А. Голубева. – Севастополь: СО ГОИН, 1987. – 107 с.
5. Альтман, Э.Н. Балансовая оценка водообмена через черноморские проливы / Э.Н. Альтман // Тр. ГОИН. – 1987. – Вып. 180. – С. 3–20.
6. Альтман, Э.Н. Многолетняя изменчивость солевого баланса Черного моря / Э.Н. Альтман, И.Ф. Гертман, Т.Г. Касич // Тр. ГОИН. – 1987. – Вып. 180. – С. 33 – 44.
7. Альтман, Э.Н. Многолетние тенденции температуры и солености вод Черного моря в связи с изменением стока рек (по данным натурных наблюдений) / Э.Н. Альтман, И.Ф. Гертман, З.А. Голубева // Тр. ГОИН. – 1988. – Вып. 189. – С.39–53.
8. Анализ расчета течений Черного моря / С.Г. Богуславский [и др.] // Изв. АН СССР. Сер. Физика атмосферы и океана. – 1976. – Т. 12, № 3. – С. 337–340.
9. Анисимов, А.Е. Численные оценки изменения осадков в Черноморском регионе в XXI столетии / А.Е. Анисимов, В.В. Ефимов // Морской гидрофи-

зический журнал. – 2012. – № 6. – С. 45–58.

10. Аномалии осадков в регионе Черного моря, формирующиеся в годы с экстремальными значениями индекса САК / Т.М. Баянкина [и др.] // Морской гидрофизический журнал. – 2008. – № 3. – С. 56–67.

11. Аномальная климатическая тенденция изменения температуры Черного моря / В.Н. Еремеев [и др.] // Доп. НАН України. – 2001. – № 11. – С. 91–96.

12. Антициклонические вихри в глубинной восточной части Черного моря летом-осенью 1999 г. (спутниковые и судовые наблюдения) / А.И. Гинзбург [и др.] // Иссл. Земли из космоса. – 2001. – № 5. – С. 3–11.

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

14. Артамонов, Ю.В. Сезонная динамика крупномасштабных циклонических круговоротов Черного моря / Ю.В. Артамонов, В.Н. Белокопытов, Е.А. Скрипалева // Системы контроля окружающей среды. – Севастополь: ЭКО-СИ-Гидрофизика, 2006. – С. 268–270.

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

16. Атлас температурного поля Черного моря / С.Г. Богуславский [и др.]. – Севастополь–Киев: МГИ АН УССР, 1984. – 87 с.

17. Атлас теплового баланса земного шара / под ред. М.И. Будыко. – М.: Изд. Междувед. геофиз. Комитета, 1963.

18. Бадюков, Д.Д. Изменения уровня на советских побережьях Белого, Балтийского и Черного морей за последние 15000 лет / Д.Д. Бадюков // Океанология. – 1979. – 19 (2). – С. 280–287.

19. Бардин, М.Ю. Северо-Атлантическое колебание и синоптическая изменчивость в Европейско-Атлантическом регионе в зимний период / М.Ю. Бар-

дин, А.Б. Полонский // Изв. РАН. Сер. Физика атмосферы и океана. – 2005. – Т.41. – №. 2. – С. 147–157.

20. Барышевская, Г.И. Распределение солёности в поверхностном слое Черного моря / Г.И. Барышевская // Гидрофизические и гидрохимические исследования Черного моря. – Киев: Наукова думка, 1967. – С. 68–71.

21. Баянкина, Т.М. Исследование межгодовой изменчивости поля облачности в Черноморско-Средиземноморском регионе по данным спутниковых наблюдений / Т.М. Баянкина, Е.Н. Воскресенская, Ю.Б. Ратнер // Системы контроля окружающей среды. – Севастополь: МГИ НАНУ, 2011. – Вып. 16. – С.226–235.

22. Белевич, Р.Р. Особенности межгодовой изменчивости гидролого-гидрохимических характеристик вод на северо-западном шельфе Черного моря в последние десятилетия (60–90-е годы) / Р.Р. Белевич, И.Г. Орлова // Морской гидрофизический журнал. – 1996. – № 2. – С. 52–73.

23. Белокопытов, В.Н. О пространственной статистической структуре термохалинных полей Черного моря / В.Н. Белокопытов, А.Б. Полонский // Морские технологии и приборостроение: науч.-техн. семинар (Севастополь, 1993 г.) : тез. докл. – Севастополь: МГИ АН Украины, 1993. – С. 25–26.

24. Белокопытов, В.Н., Компьютерный атлас гидролого-акустических характеристик Черного моря / В.Н. Белокопытов, Н.П. Булгаков // Диагноз состояния экосистемы Черного моря и зоны сопряжения суши и моря (Севастополь, 1997 г.) : сб. тр. конф. – Севастополь: МГИ НАН Украины, 1997. – С. 122.

25. Белокопытов, В.Н. Атмосферное давление и ветер над Черным морем (1961–1990 гг.) / В.Н. Белокопытов, Г.Ф. Кудрявцева, М.М. Липченко // Тр. УкрНИГМИ – 1998. – Вып. 246. – С. 174–181.

26. Белокопытов, В.Н. Применение геоинформационной системы «Гидрометеорология Черного и Азовского морей» для комплексного анализа океанографических съемок / В.Н. Белокопытов // Системы контроля окружающей среды. – Севастополь: МГИ НАНУ, 2002. – С. 200–204.

27. Белокопытов, В.Н. Сезонная изменчивость термохалинной и гидроло-

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

28. Белокопытов, В.Н. Оценки междесятилетней изменчивости температуры и солености в Черном море в период 1951–1995 гг. / В.Н. Белокопытов, И.Г. Шокурова // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа – Севастополь: МГИ НАН Украины, 2005. – Вып. 12. – С. 12–21.

29. Белокопытов, В.Н. Сезонная и межгодовая изменчивость завихренности поля ветра над Черным морем по данным архивных синоптических карт / В.Н. Белокопытов // Системы контроля окружающей среды. – Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2007. – С.176–178.

30. Белокопытов В.Н. Оценка субдукции вод на верхней границе основного пикноклина в Черном море по климатическим данным / В.Н. Белокопытов // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексные исследования ресурсов шельфа. – Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2007. – Вып. 15. – С. 21–27.

31. Белокопытов, В.Н. Климатические изменения гидрологического режима Черного моря / В.Н. Белокопытов // Изменения земных систем в Восточной Европе / под ред. П.Я. Гройсмана, В.И. Лялько – Киев, 2010. – С. 478–495.

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

33. Белокопытов, В.Н. О десятилетней изменчивости температуры и солености в слое постоянного пикноклина в Черном море / В.Н. Белокопытов, И.Г. Шокурова, А.Б. Полонский // Системы контроля окружающей среды. – Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2011. – С. 223–225.

34. Белокопытов, В.Н. Долгопериодные изменения гидрологического режима Черного моря: устойчивое состояние и климатические сдвиги / В.Н. Белокопытов // Устойчивость и эволюция океанологических характеристик экосисте-

мы Черного моря / под ред. В.Н. Еремеева, С.К. Коновалова. – Севастополь: НАН Украины, Морской гидрофизический институт, 2012. – С. 203–222.

35. Белокопытов, В.Н. О методе восстановления термохалинной структуры Черного моря на основе эмпирических ортогональных функций / В.Н. Белокопытов // Системы контроля окружающей среды. – Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2012. – Вып. 17. – С.94–99.

36. Белокопытов, В.Н. Статистический анализ термохалинных полей Черного моря по данным буев-профилемеров ARGO / В.Н. Белокопытов, А.В. Багаев // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексные исследования ресурсов шельфа. – Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2012. – Вып. 26 (2). – С. 128–142.

37. Белокопытов, В.Н. Термохалинная структура вод шельфа / В.Н. Белокопытов // Гидрометеорологические условия морей Украины. Том 2: Черное море / Ильин Ю.П. [и др.] – Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2012. – Гл. 7 – С.205–259.

38. Белокопытов, В.Н. О климатической изменчивости термохалинной структуры Черного моря / В.Н. Белокопытов // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексные исследования ресурсов шельфа. – Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2013. – Вып. 27. – С. 226–230.

39. Белокопытов, В.Н. Климатическая изменчивость плотностной структуры Черного моря / В.Н. Белокопытов // Украинский гидрометеорологический журнал – 2014. – № 14. – С. 227–235.

40. Белокопытов, В.Н. Устойчивые антициклонические вихри у южного и западного побережья Крыма / В.Н. Белокопытов, Н.В. Никольский // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон моря. – Севастополь: МГИ РАН, 2015. – Вып. 1. – С. 47–53.

41. Беренбейм, Д.Я. Влияние атмосферных процессов на термический режим деятельного слоя Черного моря / Д.Я. Беренбейм // Метеорология и гидрология. – 1957. – № 8.

42. Блатов, А.С. О вихреобразовании в Черном море / А.С. Блатов, В.А. Иванов // Комплексные исследования Черного моря. – Севастополь: МГИ АН УССР, 1979. – С. 43–51.
43. Блатов, А.С. Изменчивость гидрологической структуры вод Черного моря и ее связь с внешними факторами / А.С. Блатов, А.Н. Косарев, В.С. Тужилкин // Водные ресурсы. – 1980. – № 6. – С. 71–82.
44. Блатов, А.С. Гидрологическая структура и энергобаланс вихрей Основного черноморского течения / А.С. Блатов // Метеорология и гидрология. – 1981. – № 7. – С. 86–93.
45. Блатов, А.С. Гидрология и гидродинамика шельфовой зоны Черного моря (на примере Южного берега Крыма) / А.С. Блатов, В.А. Иванов. – Киев: Наукова думка, 1992. – 242 с.
46. Блинков, В.А. Грибовидные течения под свалом глубин северо-западной части Черного моря: дистанционные и контактные измерения / В.А.-Блинков, В.А. Дулов, С.В. Станичный // Системы контроля окружающей среды. – Севастополь, 2002. – С. 406–412.
47. Богданова, А.К. Сгонно-нагонные течения в прибрежной полосе у приглубого относительно прямолинейного берега / А.К. Богданова // Тр. Севастопольской биологической станции. – 1959. – Т. 12.
48. Богданова, А.К. Распределение средиземноморских вод в Черном море / А.К. Богданова // Океанология. – 1961. – Т. 1, Вып. 6.
49. Богданова, А.К. Гидрология Босфора и прибосфорского района Черного моря / А.К. Богданова // Водообмен через Босфор и его влияние на гидрологию и биологию Черного моря. – К.: Наукова думка, 1969 – С. 5–121.
50. Богданова, А.К. Сезонные и межгодовые колебания водообмена через Босфор / А.К. Богданова // Биология моря. – 1972. – Вып. 27. – С. 41–54.
51. Богуславский, С.Г. Водообмен через Босфор и соленость Черного моря / С.Г. Богуславский, С.И. Хлопушина // Морские гидрофиз. иссл. – 1973. – №3 (62). – С. 130–139.

52. Богуславский, С.Г. Особенности гидрологического режима Черного моря / С.Г. Богуславский, Ю.М. Беляков, В.А. Жоров // Основы биологической продуктивности Черного моря. – Киев: Наукова думка, 1979. – С.11–24.
53. Богуславский, С.Г. Поле солёности в зимний сезон / С.Г. Богуславский, В.И. Бербенев, Р.И. Иванов // Комплексные исследования Черного моря. – Севастополь: МГИ АН УССР, 1979. – С.17–29.
54. Богуславский, С.Г. Особенности поля скорости и вертикального обмена в Черном море / С.Г. Богуславский, А.Е. Букатов, С.И. Казаков // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. – Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2001. – Вып. 3. – С. 62–71.
55. Богуславский, С.Г. Влияние поля солёности на положение верхней границы зоны сероводорода в Черном море / С.Г. Богуславский, Е.Е. Совга, С.И. Казаков // Морской гидрофизический журнал. – 2006. – № 1. – С. 16–21.
56. Большаков, В.С. Трансформация речных вод в Черном море / В.С. Большаков. – Киев: Наук. думка, 1970 – 328 с.
57. Брянцев, В.А. Признаки трендовых изменений гидроструктуры Черного моря / В.А. Брянцев // Изменчивость экосистемы Черного моря: естественные и антропогенные факторы– М: Наука, 1991. – С.89–93.
58. Букатов, А.Е. Атлас температуры поверхности Черного моря по спутниковым данным 1986–2002 / А.Е. Букатов, М.В. Бабий, С.В. Станичный. – Севастополь: МГИ НАН Украины, 2005. – 265 с.
59. Булгаков, Н.П. Сезонная изменчивость гидролого-акустических характеристик на шельфе Черного моря у южного побережья Крыма / Н.П. Булгаков, В.Н. Белокопытов, П.Д. Ломакин // Морской гидрофизический журнал. – 1996. – № 3. – С. 41–47.
60. Булгаков, С.Н. Возможный механизм стационарной циркуляции вод Черного моря / С.Н. Булгаков, Г.К. Коротаев // Комплексные исследования Черного моря. – Севастополь: МГИ АН УССР, 1984. – С. 32–40.

61. Булгаков, С.Н. Роль халинных факторов в формировании циркуляции вод Черного моря / С.Н. Булгаков, Г.К. Коротаев // Моделирование гидрофизических процессов и полей в замкнутых водоемах и морях – М.: Наука, 1989. – С.71–78.
62. Булгаков, С.Н. Роль потоков плавучести в формировании крупномасштабной циркуляции и стратификации вод моря. Ч. 1, 2 / С.Н. Булгаков, Г.К. Коротаев, Дж. А. Уайтхед // Изв. АН СССР. Сер. Физика атмосферы и океана. – 1996. – Т. 32, № 4. – С. 548–564.
63. Булгаков, С.Н. Особенности поля течений в северо-западной части Черного моря / С.Н. Булгаков, В.М. Кушнир // Морской гидрофизический журнал. – 1996. – № 5. – С. 66–78.
64. Ветро-волновые условия Азово-Черноморского побережья Украины / В.А. Наумова [и др.] // Тр. УкрНИГМИ. – 2010. – Вып. 259. – С. 263–283.
65. Виноградов, К.А. Атлас гидрологических характеристик северо-западной части Черного моря (в рыбопромысловых целях) / К.А. Виноградов, М.Ш. Розенгурт, Д.М. Толмазин. – Киев: Наукова думка, 1966. – 94 с.
66. Владимирцев, Ю.А. Некоторые вопросы гидрологии северо-западной части Черного моря / Ю.А. Владимирцев, Ю.С. Георгиев // Вестн. Моск. ун-та. Сер. географ. – 1962. – № 2.
67. Владимирцев, Ю.А. О придонной конвекции в Черном море / Ю.А. Владимирцев // Изв. АН СССР. Сер. геофиз. – 1962. – № 7.
68. Владимирцев, Ю.А. Зимняя вертикальная циркуляция в Черном море / Ю.А. Владимирцев // Вопросы географии. – 1963. – Вып. 64.
69. Владимирцев, Ю.А. К вопросу о глубинной циркуляции в Черном море / Ю.А. Владимирцев // Океанология. – 1964. – Т. 4, № 6. – С. 1013–1019.
70. Влияние поля ветра на динамику вод Черного моря / А.Г. Зацепин [и др.] // Комплексные исследования северо-восточной части Черного моря / под ред. А.Г. Зацепина, М.В. Флинта. – М.: Наука, 2002. – С. 91–105.

71. Влияние циркуляции вод и вихревых образований на глубинное положение верхней границы сероводородной зоны Черного моря / В.Г. Кривошея [и др.] // Океанология. – 2000. – Т. 40, № 6. – С. 816–825.
72. Водообмен через Босфор и его влияние на гидрологию и биологию Черного моря: сб. ст. – К.: Наукова думка, 1969 – 295 с.
73. Водяницкий, В.А. Основной водообмен и история формирования солености Черного моря / В.А. Водяницкий // Тр. Севастопольской биологической станции. – 1948. – Т. 6. – С.386–432.
74. Водяницкий, В.А. Допустим ли сброс отходов атомного производства в Черное море? / В.А. Водяницкий // Природа. – 1958. – № 2. – С. 45–50.
75. Волновые процессы в изменчивости поверхностной температуры Черного моря / В.Н. Еремеев [и др.] // Докл. академии наук. – 2012. – Т. 443, № 1. – С. 112–115.
76. Вопросы гидрологии Черного моря / С.Г. Богуславский [и др.] // Комплексные океанографические исследования Черного моря. – Киев: Наукова думка, 1980. – С.136–162.
77. Восстановление климатической сезонной циркуляции Черного моря на основе модели в σ -координатах с использованием ассимиляции данных о температуре и солености / В.В. Кныш [и др.] // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. – Севастополь: «ЭКОСИ-Гидрофизика», 2008. – Вып. 16. – С. 243–265.
78. Вязилова, Н.А. Циклоническая активность и колебания циркуляции в Северной Атлантике / Н.А. Вязилова // Метеорология и гидрология. – 2012. – № 7. – С. 5–14.
79. Гамсахурдия, Г.Р. Диагностические расчеты скоростей течений на 11 горизонтах для Черного моря / Г.Р. Гамсахурдия, А.С. Саркисян // Океанология. – 1975. – Т. 15, № 2 – С. 239–244.
80. Гандин, Л.С. Объективный анализ метеорологических полей / Л.С. Гандин. – Л.: Гидрометеиздат, 1963. – 287 с.

81. Геология шельфа СССР. Среда. История и методика изучения / Е.Ф. Шнюков [и др.] – Киев: Наукова думка, 1982. – 176 с.
82. Геология Черного моря (По результатам геологических и геофизических исследований 5-го рейса НИС «Киев») / Е.Ф. Шнюков [и др.] – Киев: ОМГОР ННПМ Украины, 1997. – 188 с.
83. Георгиев, Ю.С. О динамике холодного промежуточного слоя в Черном море / Ю.С. Георгиев // Океанографические исследования Черного моря. – Киев: Наукова Думка, 1967. – С. 105–113.
84. Георгиев, Ю.С. Об адвекции холодных вод в Черном море в зимний период / Ю.С. Георгиев // Океанографические исследования Черного моря. – Киев: Наукова Думка, 1967. – С. 114–118.
85. Гертман, И.Ф. Термохалинная структура вод моря / И.Ф. Гертман // Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. Т. 4: Черное море, вып.1. Гидрометеорологические условия / под ред. А.И. Симонова, Э.Н. Альтмана – С.Пб: Гидрометеоиздат, 1991. – Ч. II.1. – С.146–195.
86. Гидрометеорологические условия морей Украины. Том 2: Черное море / Ю.П. Ильин [и др.]. – Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2012. – 421 с.
87. Гидрометеорологические условия шельфовой зоны морей СССР Т.4: Черное море / под ред. Ф.С. Терзиева. – Л: Гидрометеоиздат, 1986. — 100 с.
88. Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. Т. 4: Черное море, Вып.1. Гидрометеорологические условия / под ред. А.И. Симонова, Э.Н. Альтмана – С. Пб: Гидрометеоиздат, 1991. – 429 с.
89. Гинзбург, А.И. Сезонная и межгодовая изменчивость температуры поверхности Черного моря по спутниковым данным (1981–2000 гг.) / А.И. Гинзбург, А.Г. Костяной, Н.А. Шеремет // Комплексные исследования северо-восточной части Черного моря / под ред. А.Г. Зацепина, М.В. Флинта – М: Наука, 2002. – С.20–26.
90. Гинзбург, А.И. Долговременная изменчивость температуры поверхности Черного моря и ее отклик на глобальные атмосферные воздействия / А.И. Гинзбург, А.Г. Костяной, Н.А. Шеремет // Современные проблемы дистан-

ционного зондирования Земли из космоса. – М.: ООО Азбука 2000, 2008. – Вып. 5, Т. II. – С. 76–83.

91. Гирс, А.А. Многолетние колебания атмосферной циркуляции и долгосрочные гидрометеорологические прогнозы / А.А. Гирс – Л.: Гидрометеиздат, 1971. – 280 с.

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

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

94. Голубев, Ю.Н. Некоторые аспекты синоптической изменчивости гидрофизических полей Черного моря / Ю.Н. Голубев, В.С. Тужилкин – Севастополь, 1990. – 72 с. (Препринт / МГИ АН УССР).

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

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

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

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

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

100. Гришин, М.Г. Исследования физических свойств Черного моря в 1920-е – 1930-е гг.: краткий обзор / М.Г. Гришин // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. – Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2011. – Вып. 25, Т. 2 – С. 430–435.

101. Гришин, М.Г. Черноморская глубомерная экспедиция (1890 – 1891 гг.) / М.Г. Гришин, А.А. Сизов // Там же. – С. 436–444.
102. Дегтерев, А.Х. Оценка повышения температуры деятельного слоя Черного моря за 1985–1997 гг. / А.Х. Дегтерев // Метеорология и гидрология. – 2000. – № 6. – С. 72–76.
103. Демышев, С.Г. Численное моделирование сезонной изменчивости гидрофизических полей Черного моря / С.Г. Демышев, В.В. Кныш, Г.К. Коротаев // Морской гидрофизический журнал. – 2002. – № 3. – С. 12–27.
104. Демышев, С.Г. Сезонная изменчивость и трансформация с глубиной климатических горизонтальных течений Черного моря по результатам ассимиляции в модели новых климатических данных температуры и солености / С.Г. Демышев, В.В. Кныш, Н.В. Инюшина // Морской гидрофизический журнал. – 2005. – № 6. – С. 28–45.
105. Демышев, С.Г. Результаты расчета адаптированных полей Черного моря на основе ассимиляции в модели данных по климатической температуре и солености / С.Г. Демышев, В.В. Кныш, Г.К. Коротаев // Изв. РАН. Сер. Физика атмосферы и океана. – 2006. – Т. 42, № 4. – С. 604–617.
106. Демышев, С.Г. Исследование чувствительности параметризации Меллора-Ямады к выбору конечно-разностных аналогов в численной трехмерной модели оперативного прогноза течений в Черном море / С.Г. Демышев // Морской гидрофизический журнал. – 2010. – № 3. – С. 29–39.
107. Демышев, С.Г. Численный прогностический расчет течений в Черном море с высоким горизонтальным разрешением / С.Г. Демышев // Морской гидрофизический журнал. – 2011. – № 1. – С. 36–47.
108. Дерюгин, К.К. Советские океанографические экспедиции / под ред. В.В. Шулейкина. – Л.: Гидрометеиздат, 1968. – 235 с.
109. Джиганшин, Г.Ф. Кинематическая структура и мезомасштабная изменчивость Основного Черноморского течения вблизи побережья Крыма (по дан-

ным инструментальных измерений в сентябре 2008 г.) / Г.Ф. Джиганшин, А.Б. Полонский // Морской гидрофизический журнал. – 2011. – № 1. – С. 25–35.

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

111. Динамика вод и изменчивость температуры воды у Северо-Кавказского побережья Черного моря / В.Г. Кривошея [и др.] // Океанология. – 1996. – Т. 36, № 3. – С. 355–368.

112. Дмитриев, А.А. Космос, планетарная климатическая изменчивость и атмосфера полярных регионов / А.А. Дмитриев, В.А. Беязов. – С-Пб.: Гидрометеиздат, 2006. – 358 с.

113. Добровольский, А.Д. Экспедиционные океанографические исследования в Советском Союзе за 50 лет / А.Д. Добровольский // Океанология. – 1967. – Т. VII, Вып. 5. – С. 749–760.

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

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

116. Долговременные изменения термохалинных и динамических характеристик Черного моря по климатическим данным температуры и солености и их ассимиляции в модели / В.В. Кныш [и др.] // Морской гидрофизический журнал. – 2005. – № 3. – С. 11–30.

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

118. Дорофеев, В.Л. Баротропный отклик Черного моря на водообмен через боковые границы и поверхность / В.Л. Дорофеев, С.Г. Демьшев, Г.К. Коротаев // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. – Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2001. – Вып. 3. – С. 150–158.

119. Дорофеев, В.Л. Оценка долговременной изменчивости гидрофизических характеристик Черного моря на основе ассимиляции климатических гидрологических и альтиметрических полей / В.Л. Дорофеев, В.В. Кныш, Г.К. Коротаев // Морской гидрофизический журнал. – 2006. – № 4. – С.3–17.
120. Дорофеев, В.Л. Моделирование декадной изменчивости экосистемы Черного моря / В.Л. Дорофеев // Морской гидрофизический журнал. – 2009. – № 6. – С.71–81.
121. Дорофеев, В.Л. Исследование долговременной изменчивости полей Черного моря с использованием междисциплинарной физико- биогеохимической модели / В.Л. Дорофеев, Г.К. Коротаев, Л.И. Сухих // Изв. РАН. Сер. Физика атмосферы и океана. – 2013. – Т. 49, № 6. – С. 1–11.
122. Дорофеев, В.Л. Анализ изменчивости гидрофизических полей Черного моря в период 1993–2012 годов на основе результатов выполненного реанализа / В.Л. Дорофеев, Л.И. Сухих // Морской гидрофизический журнал. – 2016. – № 1. – С. 33–48.
123. Доценко, С.А. Сезонная изменчивость основных гидрологических параметров в Одесском регионе северо-западной части Черного моря / С.А. Доценко // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексные исследования ресурсов шельфа – Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2002. – Вып. 6. – С. 47–57.
124. Еремеев, В.Н. Особенности палеогидрологии Черного моря в различные геологические эпохи / В.Н. Еремеев, С.Г. Богуславский, В.А. Жоров // Морской гидрофизический журнал. – 1994. – № 4. – С. 28–36.
125. Еремеев, В.Н. Формирование Новозвксинского водоема в эпоху вюрмского обледенения / В.Н. Еремеев, С.Г. Богуславский, В.А. Жоров // Морской гидрофизический журнал. – 1996. – № 5. – С. 3–10.
126. Еремеев, В.Н. Взаимосвязь верхней границы сероводородной зоны и соответствующей ей изопикнической поверхности в Черном море с индексом атмосферной циркуляции / В.Н. Еремеев, А.Х. Халиулин, А.А. Сизов // Морской гидрофизический журнал. – 1996. – № 4. – С. 76–80.

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

128. Еремеев, В.Н. Термодинамические параметры глубоко-водного придонного слоя в Черном море / В.Н. Еремеев, В.М. Кушнир // Докл. НАН України. – 1994. – № 5. – С. 104–108.

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

130. Ефимов, В.В. Теплобалансовые исследования Черного и Азовского морей / В.В. Ефимов, Н.А. Тимофеев – Обнинск: ВНИИГМИ-МЦД, 1990. – 237 с.

131. Ефимов, В.В. Численное моделирование ветрового волнения при штормовых ситуациях в Черном море / В.В. Ефимов, В.Н. Белокопытов, О.М. Комаровская // Морской гидрофизический журнал. – 2000. – № 6 – С. 36–44.

132. Ефимов, В.В. Теплобалансовые оценки Черного и Средиземного морей / В.В. Ефимов, В.Л. Посошков // Морской гидрофизический журнал. – 2001. – № 4. – С. 32–41.

133. Ефимов, В.В. Пространственно-временная структура приводного поля ветра над Черным морем / В.В. Ефимов, М.В. Шокуров // Изв. РАН. Сер. Физика атмосферы и океана. – 2002. – Т. 38. № 4. – С. 476–485.

134. Ефимов, В.В. Климатические характеристики изменчивости поля ветра в Черноморском регионе – численный реанализ региональной атмосферной циркуляции / В.В. Ефимов, А.Е. Анисимов // Изв. РАН. Сер. Физика атмосферы и океана. – 2011. – Т. 47, № 3. – С. 1–13.

135. Ефимов, В.В. Оценка составляющих водного баланса Черного моря / В.В. Ефимов, В.Н. Белокопытов, А.Е. Анисимов // Метеорология и гидрология. – 2012. – № 12. – С. 69–76.

136. Жоров, В.А. Тенденция некоторых гидролого-гидрохимических процессов Черного моря / В.А. Жоров, С.Г. Богуславский // Метеорология и гидрология. – 1985. – № 11. – С. 63–69.

137. Журбас, В.М. Статистический анализ скорости течений в Черном море по дрейфтерным данным / В.М. Журбас, А.Г. Зацепин, П.-М. Пулейн // Комплексные исследования северо-восточной части Черного моря / под ред. А.Г. Зацепина, М.В. Флинта. – М.: Наука, 2002. – С. 105–118.

138. Журбас, В.М. Циркуляция вод и характеристики разномасштабных течений в верхнем слое Черного моря по дрейфтерным данным / В.М. Журбас, А.Г. Зацепин, Ю.В. Григорьева // Океанология. – 2003. – Т. 43, № 6. – С. 1–15.

139. Залогин, Б.С. Моря (Природа мира – справочное издание) / Б.С. Залогин, А.Н. Косарев – М.: Мысль, 1999. – 400 с.

140. Земляков, В.М. Атмосферное давление и ветер над Черным морем / В.М. Земляков // Тр. УкрНИГМИ – 1957. – Вып. 7.

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

142. Зубов, Н.Н. Морские воды и льды / Н.Н. Зубов – М: Гидрометеиздат, 1938.

143. Зубов, Н.Н. Отечественные мореплаватели – исследователи морей и океанов / Н.Н. Зубов – М.: Географгиз, 1954. – 474 с.

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

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

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

147. Иванов, В.А. Океанография Черного моря / В.А. Иванов, В.Н. Белокопытов. – Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2011. – 212 с.

148. Иванов, Г.И. Об особенностях колебаний уровня Черного моря в послеледниковое время / Г.И. Иванов, В.И. Шмуратко // Водные ресурсы. – 1982. – № 3. – С. 139–146.

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

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

151. Изменения скорости ветра на севере России во второй половине XX века по приземным и аэрологическим данным / А.В. Мещерская [и др.] // Метеорология и гидрология. – 2006. – № 9. – С. 46–58.

152. Изменчивость гидрофизических полей Черного моря / А.С. Блатов [и др.] – Л.: Гидрометеиздат, 1984. – 239 с.

153. Изменчивость пространственного распределения частоты плавучести и характеристик внутренних волн в Черном море / А.Е. Букатов [и др.] // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексные исследования ресурсов шельфа. – Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2009. – Вып. 18. – С. 130–140.

154. Ильин, Ю.П. Сезонная и межгодовая изменчивость параметров холодного промежуточного слоя в области Севастопольского антициклонического круговорота / Ю.П. Ильин, В.Н. Белокопытов // Экологическая безопасность при-

брежной и шельфовой зон и комплексные исследования ресурсов шельфа. – Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2005. – Вып. 12. – С. 28–41.

155. Ильин, Ю.П. Вековые изменения температуры воздуха в Черноморском регионе и их сезонные особенности / Ю.П. Ильин, Л.И. Репетин // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. – Севастополь: МГИ НАН Украины, 2006. – Вып. 14. – С. 433–448.

156. Ильин, Ю.П. Сезонные и межгодовые изменения динамических высот и их уклонов на стандартных разрезах через Основное Черноморское течение особенности / Ю.П. Ильин // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. – Севастополь: МГИ НАН Украины, 2008. – Вып. 14. – С. 244–257.

157. Исследование знакопеременной структуры линейных трендов поверхностной температуры Черного моря / В.Н. Еремеев [и др.] // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. – Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2008. – Вып. 18. – С. 236–241.

158. Исследование и моделирование гидрофизических процессов в Черном море / под ред. С.П. Левикова. – М.: Гидрометеиздат, 1989. – 141 с.

159. Казьмин, А.С. Устойчивые термические фронты в Черном море: существование, изменчивость и связь с атмосферным воздействием / А.С. Казьмин // Океанология. – 2016. – Т. 56, № 3. – С. 364–369.

160. Книпович, Н.М. Гидрологические исследования в Черном море / Н.М. Книпович // Тр. Азово-Черноморской научно-промысловой экспедиции. – М.: ВНИИ Мор. Рыбного хоз-ва. – 1932. – Вып. 10. – 272 с.

161. Ковальчук, Л.А. Статистический анализ долгосрочных изменений солености поверхностного слоя Черного моря / Л.А. Ковальчук // Метеорология и гидрология. – 1985. – № 6. – С. 118–121.

162. Ковальчук, Л.А. Прогнозная оценка возможных изменений солености Черного моря в результате строительства и эксплуатации водохозяйственных систем / Л.А. Ковальчук // Автоматика. – 1985. – № 5. – С. 86–90.

163. Колебания уровня Черного моря и адаптационная стратегия древнего человека за последние 30 тысяч лет / В.В. Янко-Хомбах [и др.] // Геология и полезные ископаемые Мирового океана. – 2011. – № 2. – С. 61–94.

164. Колесников, А.Г. Годовой ход температуры, устойчивости и вертикального турбулентного обмена тепла в открытой части Черного моря / А.Г. Колесников // Тр. МГИ АН СССР. – 1953. – Вып. 3. – С. 3–13.

165. Конвективное перемешивание в море / под ред. А.Д. Добровольского – М.: МГУ, 1977. – 239 с.

166. Коротаев, Г.К. О причине сезонного хода циркуляции Черного моря / Г.К. Коротаев // Морской гидрофизический журнал. – 2001. – № 6. – С. 14–20.

167. Костюков, В.В. Объективный анализ и согласование метеорологических полей / В.В. Костюков. – М.: МО Гидрометеоздата, 1982. – 184 с.

168. Кравченко, В.Г. Косвенная оценка потока подземного газа с шельфа Черного моря / В.Г. Кравченко // Геология и полезные ископаемые Мирового океана. – 2011. – № 1. – С. 50–65.

169. Кривошея, В.Г. Межгодовая изменчивость обновления холодного промежуточного слоя Черного моря. / В.Г. Кривошея, И.М. Овчинников, А.Ю. Скирта // Комплексные исследования северо-восточной части Черного моря / под ред. А.Г. Зацепина, М.В. Флинта– М: Наука, 2002. – С. 27–39.

170. Кривошея, В.Г. Межгодовая изменчивость обновления холодного промежуточного слоя Черного моря / В.Г. Кривошея, И.М. Овчинников, А.Ю. Скирта // Комплексные исследования северо-восточной части Черного моря / под ред. А.Г. Зацепина, М.В. Флинта– М.: Наука, 2002. – С.27–39.

171. Кубряков, А.И. Применение технологии вложенных сеток при создании системы мониторинга гидрофизических полей в прибрежных районах Черного моря / А.И. Кубряков // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. – Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2004. – Вып. 11. – С. 31–50.

172. Кубрякова, Е.А. Сезонная изменчивость циркуляции и формирование солености поверхностных вод Черного моря / Е.А. Кубрякова, Г.К. Коротаев // Морской гидрофизический журнал. – 2013. – № 3. – С. 3–12.
173. Кушнир, В.М. Тепловые потоки и устойчивость верхней границы глубоководного придонного слоя в Черном море / В.М. Кушнир // Морской гидрофизический журнал. – 1996. – № 1. – С. 35–45.
174. Кушнир, В.М. Придонный погранслой в Черном море: измерение характеристик и параметризация турбулентных потоков / В.М. Кушнир, Т.П. Лебедева, Е.Б. Перепада // Доп. НАН України. – 1998. – № 12. – С. 129–134.
175. Кушнир, В.М. Слоистая структура придонного пограничного слоя в Черном море / В.М. Кушнир, Т.П. Лебедева, Е.Б. Линская // Морской гидрофизический журнал. – 2000. – № 6. – С. 45–55.
176. Латун, В.С. Антициклонические вихри в Черном море летом 1984 г. / В.С. Латун // Морской гидрофизический журнал. – 1989. – № 3. – С. 27–35.
177. Латун, В.С. Роль антициклонических круговоротов во внутрисезонной эволюции термохалинной структуры и геострофической циркуляции вод / В.С. Латун // Исследование и моделирование гидрофизических процессов в Черном море. – Л: Гидрометеиздат, 1989. – С. 40–49.
178. Латун, В.С. Энергоснабжение глубоководных антициклонических вихрей Черного моря / В.С. Латун // Комплексные океанографические исследования Черного моря: (Гидрология, гидрофизика, гидрохимия). – Севастополь: МГИ АН СССР, 1990. – С. 10–21.
179. Леонов, А.К. Региональная океанография. Часть 1. Берингово, Охотское, Японское, Каспийское и Черное моря / А.К. Леонов – Л: Гидрометеиздат, 1960. – 765 с.
180. Лукьянов, В.А. Приход солей в Черном море без учета влияния пролива Босфор / В.А. Лукьянов // Тр. ГОИН. – 1978. – Вып. 139. – С. 107–112.
181. Макаров, С.О. Об обмене вод Черного и Средиземного морей / С.О. Макаров // Океанографические работы. – М.: Гидрометеиздат, 1990. – С. 31–93.

182. Макеров, Ю.В. Тепловой баланс Черного моря / Ю.В. Макеров // Тр. ГОИН. – 1961. – Вып. 61. – С. 169–198.
183. Мамаев, О.И. Простая модель осолонения Черного моря / О.И. Мамаев // Океанология. – 1994. – Т. 34, № 6. – С. 829–832.
184. Мамаев, О.И. T,S-анализ вод Черного моря / О.И. Мамаев, В.С. Архипкин, В.С. Тужилкин // Океанология. – 1994. – Т. 34, № 2. – С. 178–192.
185. Марчук, Г.И. Расчет основных гидрологических полей Черного моря / Г.И. Марчук, А.А. Кордзадзе, Ю.Н. Скиба // Изв. АН СССР. Сер. Физика атмосферы и океана. – 1975. – Т. 11, № 4. – С. 379–393.
186. Меандрирование Основного Черноморского течения и формирование вихрей в северо-восточной части Черного моря летом 1994 г. моря / В.Г. Кривошея [и др.] // Океанология. – 1998. – Т. 38, № 4. – С. 546–553.
187. Междесятилетняя изменчивость ветрового режима в регионе Черного моря / Т.М. Баянкина [и др.] // Морской гидрофизический журнал. – 2015. – № 4. – С. 29–36.
188. Михайлова, Н.В. Восточноатлантическое колебание: механизм и влияние на климат Европы в зимний период / Н.В. Михайлова, А.В. Юровский // Морской гидрофизический журнал. – 2016. – № 4. – С. 27–37.
189. Михайлова, Э.Н. Моделирование распространения и трансформации речных вод на северо-западном шельфе и в глубоководной части Черного моря / Э.Н. Михайлова, Н.Б. Шапиро // Морской гидрофизический журнал. – 1996. – №3. – С. 30–40.
190. Михайлова, Э.Н. О связи интенсивности циркуляции в Черном море с завихренностью поля ветра / Э.Н. Михайлова, А.Б. Полонский, И.Г. Шокурова // Украинский гидрометеорологический журнал. – 2013. – № 12. – С. 193–203.
191. Модель среднегодового вертикального обмена в холодном промежуточном слое Черного моря / А.С. Самодуров [и др.] // Процессы в геосредах. – 2016. – № 2 (6). – С. 141–147.
192. Моисеенко, В.А. Оценка качества массива данных гидрологических измерений подготовленного для решения задачи реанализа состояния Черного

моря 1985–1994 гг. / В.А. Моисеенко, В.Н. Белокопытов // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексные исследования ресурсов шельфа. – Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2008. – Вып. 16. – С.184–189.

193. Морозов, П.В. Распределение гидрологических элементов и динамика вод в юго-восточной части Черного моря / П.В. Морозов // Тр. АзЧерНИРО. – 1960. – Вып. 18.

194. Морозов, А.Н. Использование Self Contained ADCP для проведения измерений с борта судна: методические вопросы и физические результаты / А.Н. Морозов, Е.М. Лемешко // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. – Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2005. – Вып. 13. – С. 425–432.

195. Москаленко, Л.В. Расчет стационарных ветровых течений в Черном море / Л.В. Москаленко // Океанология. – 1975. – Т. 15, № 2. – С. 245–250.

196. Москаленко, Л.В. Численный расчет стационарной циркуляции в Черном море по типовым полям ветра / Л.В. Москаленко // Метеорология и гидрология. – 1975. – № 1. – С. 58–64.

197. Мотыжев С.В. Исследование поверхностной циркуляции в Черном море с помощью дрейфующих буйев со спутниковой связью / С.В. Мотыжев // Морской гидрофизический журнал. – 1998. – № 6. – С. 65–71.

198. Наумова, В.А. Ветро-волновые аномалии в прибрежной зоне морей Украины и их связь с крупномасштабными атмосферными процессами: дис. ... канд. геогр. наук: 11.00.09 / Наумова Валентина Анатольевна. – Севастополь, 2011. – 169 с.

199. Никифоров, Е.Г. Закономерности формирования крупномасштабных колебаний гидрологического режима Северного Ледовитого океана / Е.Г. Никифоров, А.О. Шпайхер – Л: Гидрометеиздат, 1980. – 268 с.

200. Новицкий, В.П. Вертикальное строение водной толщи и общие черты циркуляции вод Черного моря / В.П. Новицкий // Тр. АзЧерНИРО. – 1964. – Вып. 23. – С. 3–22.

201. Овсянников, А.Н. Сезонная и многолетняя изменчивость морских гидрологических элементов по наблюдениям вековой сети / А.Н. Овсянников, Г.С. Иванов // Тр. ГОИН. – 1978. – Вып. 137. – С. 4–16.
202. Овчинников, И.М. Формирование холодного промежуточного слоя в Черном море / И.М. Овчинников, Ю.И. Попов // Океанология. – 1987. – Т. 27, № 5. – С. 739–746.
203. Овчинников, И.М. Особенности формирования холодного промежуточного слоя в Черном море при экстремальных зимних условиях / И.М. Овчинников, Ю.И. Попов // Тр. ГОИН. – 1990. – Вып. 190. – С. 132–151.
204. Овчинников, И.М. Антициклоническая завихренность течений в прибрежной зоне Черного моря / И.М. Овчинников, В.Б. Титов // Докл. АН СССР. – 1990. – Т. 314, № 5. – С. 1236–1239.
205. О гидрофизической и гидрохимической однородности глубинных вод Черного моря / И.И. Волков [и др.] // Комплексные исследования северо-восточной части Черного моря / под ред. А.Г. Зацепина, М.В. Флинта. – М: Наука, 2002. – С.161–169.
206. Океанографічний атлас Чорного та Азовського морів. – К., ДУ «Держгідрографія», 2009. – 365 с.
207. Основные гидрофизические процессы и их роль в экологии вод Черного моря / И.М. Овчинников [и др.] // Океанология. – 1993. – Т. 33, № 6. – С.801–807.
208. Особенности динамики вод и гидрологической структуры северо-восточной части Черного моря осенью 1993 г. / Кривошея В.Г. [и др.] // Океанология. – 1997. – Т. 37, № 3. – С. 352–358.
209. Особенности сезонной изменчивости температуры поверхности и циркуляции вод Черного моря / Ю.В. Артамонов [и др.] // Тр. ЮгНИРО. – 2008. – Т. 46. – С. 102–109.
210. Отделение прибрежных антициклонических вихрей от кавказского берега и их трансформация в вихри открытого моря / А.И. Гинзбург [и др.] //

Комплексные исследования северо-восточной части Черного моря / под ред. А.Г. Зацепина, М.В. Флинта. – М.: Наука, 2002. – С. 82–91.

211. Плахотник, А.Ф. Краткая история экспедиционных исследований по физической океанологии в СССР / А.Ф. Плахотник // Вопросы истории физической географии в СССР. – М.: Наука, 1970. – С. 72–155.

212. Поверхностные течения Черного моря / Богатко О.Н. [и др.] // Комплексные океанографические исследования Черного моря. – Севастополь: МГИ АН УССР, 1979. – С.25–33.

213. Подсистема обеспечения пользователей океанографической информацией геоинформационной системы Черного моря / В.Н. Еремеев [и др.] // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексные исследования ресурсов шельфа. – Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2009. – Вып. 18. – С. 75–86.

214. Поликарпов, Г.Г. Прогноз изменения солёности и биологических перестроек в Черном море на основе модели его водного баланса в связи с изъятием стока рек / Г.Г. Поликарпов, В.И. Тимошук, В.Н. Егоров // Вестн. АН УССР. – 1976. – Вып. 2. – С. 87–91.

215. Полонский, А.Б. О климатических характеристиках полей температуры и солёности в глубоководных слоях Черного моря / А.Б. Полонский, Е.А. Ловенкова // Морской гидрофизический журнал. – 2003. – № 4. – С. 47–57.

216. Полонский, А.Б. О причине понижения температуры поверхностного слоя Черного моря / А.Б. Полонский, Е.Н. Воскресенская // Доп. НАН України. – 2003. – № 12. – С. 108–111.

217. Полонский, А.Б. Тренд температуры и солёности деятельного слоя в Черном море во второй половине XX века и его возможные причины / А.Б. Полонский, Е.А. Ловенкова // Изв. РАН. Сер. Физика атмосферы и океана. – 2004. – Т. 40, № 6. – С. 832–841.

218. Полонский, А.Б. Долговременные тенденции в изменчивости глубоководных термохалинных характеристик Черного моря / А.Б. Полонский, Е.А. Ловенкова // Морской гидрофизический журнал. – 2006. – № 4. – С. 18–30.

219. Полонский, А.Б. Долговременные тенденции в изменчивости характеристик пикноклина Черного моря / А.Б. Полонский, Е.А. Ловенкова // Изв. РАН. Сер. Физика атмосферы и океана. – 2006. – Т. 42, № 3. – С. 419–430.
220. Полонский А.Б. Об особенностях циклогенеза в Черноморском регионе / А.Б. Полонский, Е.Н. Воскресенская, М.Ю. Бардин // Морской гидрофизический журнал. – 2007. – № 6. – С. 47–58.
221. Полонский А.Б. Глобальное потепление, крупномасштабные процессы в системе океан-атмосфера, термохалинная катастрофа и их влияние на климат Атлантико-европейского региона / А.Б. Полонский. – Севастополь: Морской гидрофизический институт НАН Украины, 2008. – 45 с.
222. Полонский, А.Б. Статистическая структура крупномасштабных полей температуры и солености в Черном море / А.Б. Полонский, И.Г. Шокурова // Морской гидрофизический журнал. – 2008. – № 1. – С. 16–31.
223. Полонский, А.Б. Десятилетняя изменчивость характеристик пикноклина и геострофической циркуляции вод Черного моря в зимний период / А.Б. Полонский, И.Г. Шокурова // Метеорология и гидрология. – 2009. – № 4. – С. 75–92.
224. Полонский, А.Б. Изменения сезонного хода геострофической циркуляции в Черном море / А.Б. Полонский, И.Г. Шокурова // Морской гидрофизический журнал. – 2010. – № 1. – С. 51–65.
225. Полонский, А.Б. Условия формирования вод холодного промежуточного слоя Черного моря / А.Б. Полонский, Ю.И. Попов. – Севастополь: МГИ НАН Украины, 2011. – 54 с.
226. Полонский, А.Б. Многолетняя изменчивость завихренности касательного напряжения трения ветра в Черном море / А.Б. Полонский, И.Г. Шокурова // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. – Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2011. – Вып. 24. – С. 182–189.

227. Полонский, А.Б. Долговременная изменчивость температуры и солености в Черном море и ее причины / А.Б. Полонский, И.Г. Шокурова // Доп. НАН України – 2013. – № 1. – С. 105–110.

228. Полонский, А.Б. Десятилетняя изменчивость температуры и солености в Черном море / А.Б. Полонский, И.Г. Шокурова, В.Н. Белокопытов // Морской гидрофизический журнал. – 2013. – № 6. – С. 27–41.

229. Программный пакет «Гидроэколог» для обработки экспедиционных данных / В.Н. Белокопытов [и др.] // Морской экологический журнал. – 2008. – Т.7, № 1. – С. 17–22.

230. Прокопов, О.И. Сезонная изменчивость термической структуры деятельного слоя северо-восточной части Черного моря / О.И. Прокопов // Метеорология и гидрология. – 1997. – № 10. – С. 68–77.

231. Прокопов, О.И. Формирование структуры холодного промежуточного слоя в Черном море / О.И. Прокопов // Метеорология и гидрология. – 2000. – № 5. – С. 76–85.

232. Реакция термохалинных характеристик деятельного слоя Черного моря на зимнее выхолаживание / В.Б. Пиотух [и др.] // Океанология. – 2011. – Т. 51. – № 2. – С. 232–241.

233. Пухтяр, Л.Д. Сезонная и пространственная изменчивость термохалинной структуры вод Каркинитского залива / Л.Д. Пухтяр, Ю.П. Ильин, В.Н. Белокопытов // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексные исследования ресурсов шельфа. – Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2003. – Вып. 8. – С. 48–63.

234. Репетин, Л.Н. Ветры и волнение в прибрежной зоне юго-западной части Крыма / Л.Н. Репетин, В.Н. Белокопытов, А.И. Липченко. // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. – Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2003. – Вып. 9. – С. 13–28.

235. Репетин, Л.Н. Пространственно-временная и климатическая изменчивость атмосферных осадков, выпадающих на поверхность Черного моря / Л.Н. Репетин, В.В. Долотов, М.М. Липченко // Экологическая безопасность при-

брежной и шельфовой зон и комплексные исследования ресурсов шельфа. – Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2006. – Вып. 14. – С. 462–476.

236. Репетин, Л.Н. Режим ветра северо-западной части Черного моря и его климатические изменения / Л.Н. Репетин, В.Н. Белокопытов // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. – Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2008. – Вып. 17. – С. 225–243.

237. Репетин, Л.Н. Режим ветра над побережьем и шельфом северо-восточной части Черного моря / Л.Н. Репетин, В.Н. Белокопытов // Тр. УкрНИГМИ. – 2009. – Вып. 257. – С. 84–105.

238. Рождественский А.В. Поступление мраморноморской воды в Черное море и черноморский водно-солевой баланс / А.В. Рождественский // Изв. института океанографии и рыбного хозяйства: Варна. – 1971. – Т. 11. – С. 5–32.

239. Розроблення та створення національної колекції морських навігаційних карт і океанографічного атласу Чорного та Азовського морів / С.В. Симоненко [и др.] // Вісн. НАН України. – 2012. – № 12. – С. 19–27.

240. Самодуров, А.С. Балансовая модель для расчета средних вертикальных потоков жидкости, тепла, соли и растворенных химических веществ в термохаликлин Черного моря / А.С. Самодуров, Л.И. Иванов // Морской гидрофизический журнал. – 2002. – № 1. – С. 7–24.

241. Самодуров, А.С. Стационарная модель вертикального обмена в Черном море для реальной геометрии бассейна / А.С. Самодуров, О.Е. Кульша, В.Н. Белокопытов // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. – Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2006. – Вып. 14. – С. 517–523.

242. Самодуров, А.С. Придонный пограничный слой в Черном море: формирование стационарного состояния / А.С. Самодуров // Морской гидрофизический журнал. – 2009. – № 1 – С. 16–25.

243. Самодуров, А.С. Вертикальный обмен термохалинными и химическими компонентами в деятельном слое Черного моря / А.С. Самодуров, В.Н. Белокопытов, Л.В. Глобина // Мониторинг прибрежной зоны на Черноморском экс-

периментальном подспутниковом полигоне / под ред. В.А. Иванова, В.А. Дулова. – Севастополь: НАН Украины, Морской гидрофизический институт, 2014. – С. 373–384.

244. Самойленко В.С. Климатический и гидрологический атлас Черного и Азовского морей / под ред. В.С. Самойленко. – М: Гидрометеиздат, 1956. – 106 с.

245. Саркисян, А.С. Численная модель и расчет течений в Черном море / А.С. Саркисян, Т.З. Джигоев // Метеорология и гидрология. – 1974. – № 3. – С.70–76.

246. Сезонная изменчивость и типы течений в верхнем слое Черного моря / В.Н. Еремеев [и др.] // Морской гидрофизический журнал. – 1991. – № 3. – С. 26–38.

247. Сезонная и межгодовая изменчивость гидрофизических полей Черного моря, восстановленных на основе реанализа за период 1971–1993 гг. / В.В. Кныш [и др.] // Изв. РАН. Сер. Физика атмосферы и океана. – 2011. – Т. 47, № 3. – С. 433–446.

248. Селин, П.Ю. Изменчивость гидрохимического режима вод северо-западного шельфа Черного моря / П.Ю. Селин, Н.Н. Михайлов, Н.В. Волков // Экология прибрежной зоны Черного моря. – М: ВНИРО, 1992. – С.59–100.

249. Сизов, А.А. О реакции атмосферы и верхнего слоя Черного моря на межгодовые вариации североатлантического колебания / А.А. Сизов, А.А. Новоселова, Л.Г. Порхунова // Комплексные экологические исследования Черного моря. – Севастополь: МГИ НАНУ, 1995. – С. 5–17.

250. Сизов, А.А. Оценка возможности использования индекса североатлантического колебания для типизации аномалий поля атмосферных осадков на юго-западном побережье Крыма / Сизов А.А. // Метеорология и гидрология. – 1998. – № 11. – С. 70–77.

251. Сизов, А.А. Изменчивость гидрометеорологических полей в районе Черного моря в разные фазы 11-летнего цикла солнечной активности / Сизов А.А. // Метеорология и гидрология. – 2000. – Т. 10. – С. 85–92.

252. Сизов, А.А. Особенности гидрометеорологических полей Черного моря в фазу спада 11-летнего цикла солнечной активности / А.А. Сизов, В.Н. Белокопытов // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексные исследования ресурсов шельфа. – Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2004. – Вып. 10. – С. 109–118.

253. Сизов А.А. Гидрометеорологические характеристики в регионе Черного моря в годы с экстремальными значениями саргассовоморско-черноморского индекса / А.А. Сизов, А.Е. Чехлан // Морской гидрофизический журнал. – 2010. – № 2. – С. 26–35.

254. Система синоптических вихрей над свалом глубин в северо-западной части Черного моря летом 1993 г. (спутниковая и судовая информация) / Гинзбург А.И. [и др.] // Океанология. – 1998. – Т. 38, № 1. – С. 56–63.

255. Сорокин, В.М. О характере подъема уровня Черного моря в голоцене / Сорокин В.М., Куприн П.Н. // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. – 2007. – № 5. – С. 40–46.

256. Справочник по климату Черного моря / под ред. А.И. Соркиной. – М: Гидрометиздат, 1974. – 405 с.

257. Суворов, А.М. О долгопериодных изменениях положения верхней границы сероводородной зоны Черного моря / А.М. Суворов, А.Х. Халиулин, Е.А. Годин // Морской гидрофизический журнал. – 1999. – № 2. – С. 62–70.

258. Суворов, А.М. Годовая и междесятилетняя изменчивость доступной потенциальной энергии в Черном море / А.М. Суворов, И.Г. Шокурова // Морской гидрофизический журнал. – 2004. – № 2. – С. 29–41.

259. Суховей, В.Ф. Моря мирового океана / В.Ф. Суховей – Л: Гидрометеиздат, 1986. – 288 с.

260. Тареев, Б.А. К теории конвекционной циркуляции в глубоководных впадинах океана / Тареев Б.А. // Изв. АН СССР. Сер. Геофизика. – 1960. – № 7. – С. 1022–1029.

261. Тенденции в изменчивости термохалинных и динамических характеристик Черного моря, выявленные по результатам реанализа за период 1985–

1994 гг. / В.В. Кныш [и др.] // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. – Севастополь: МГИ НАН Украины, 2008. – Вып. 16. – С. 277–290.

262. Термические волны Черного моря на межгодовых масштабах / В.Н. Еремеев [и др.] // Доп. НАН України. – 2010 – № 3. – С. 131–136.

263. Тимофеев, Н.А. Парниковый эффект атмосферы и его влияние на климат Земли (спутниковая информация) / Н.А. Тимофеев // Морской гидрофизический журнал. – 2006. – № 6. – С. 13–28.

264. Тимофеев, Н.А. Климатический мониторинг атмосферных осадков и радиации на Черном море по спутниковым наблюдениям / Н.А. Тимофеев, А.В. Юровский // Морской гидрофизический журнал. – 2009. – № 1. – С. 68–84.

265. Тимощук, В.И. Зарегулирование речного стока как фактор экологического равновесия Черного моря / В.И. Тимощук // Биология моря. – 1977. – Вып. 41. – С. 36–39.

266. Типовые поля ветра и волнения Черного моря / под ред. Э.Н. Альтмана, Г.В. Матушевского. – Севастополь: СО ГОИН, 1987. – 115 с.

267. Титов, В.Б. О характере циркуляции и вертикальной структуре течений в восточной части Черного моря / В.Б. Титов // Океанология. – 1980. – Т. 20, № 3. – С. 425–431.

268. Титов, В.Б. Статистические характеристики и изменчивость течений на западном шельфе Черного моря / В.Б. Титов // Морской гидрофизический журнал. – 1991. – № 2. – С. 41–47.

269. Титов, В.Б. О роли вихрей в формировании режима течений на шельфе Черного моря и в экологии прибрежной зоны / В.Б. Титов // Океанология. – 1992. – № 1. – С. 39–48.

270. Титов, В.Б. Экспериментальные данные о меандрировании Основного Черноморского течения / В.Б. Титов // Океанология. – 1993. – № 4. – С. 521–526.

271. Титов, В.Б. Влияние многолетней изменчивости климатических условий на гидрологическую структуру и межгодовое обновление холодного проме-

жуточного слоя в Черном море / В.Б. Титов // Океанология. – 2003. – Т. 43, № 2. – С. 176–184.

272. Титов, В.Б. Межгодовое обновление холодного промежуточного слоя в Черном море за последние 130 лет / В.Б. Титов // Метеорология и гидрология. – 2003. – № 10. – С. 68–75.

273. Титов, В.Б. Интегральный эффект воздействия термических и динамических факторов атмосферы на гидрологическую структуру и экологию вод Черного моря / В.Б. Титов // Океанология. – 2004. – Т. 44. – № 6. – С. 837–842.

274. Толмазин, Д.М. Расчеты интегральной циркуляции и течений северо-западной части Черного моря / Д.М. Толмазин, В.А. Шнайдман // Изв. АН СССР. Сер. Физика атмосферы и океана. – 1968. – Т. 4, № 6. – С. 634–645.

275. Толмазин, Д.М. Проблемы динамики вод северо-западной части вод Черного моря / В.А. Шнайдман, Ж.М. Ациховская – К.: Наукова думка, 1969. – 130 с.

276. Трухчев, Д.И. Гидродинамический диагноз климатических полей температуры, солености и течений в Черном море / Д.И. Трухчев, А.С. Саркисян // Изв. РАН. Сер. Физика атмосферы и океана. – 1995. – Т. 31, № 6. – С. 809–819.

277. Тужилкин, В.С. Сезонная и многолетняя изменчивость термохалинной структуры вод Черного и Каспийского морей и процессы ее формирования: дис. ... д-ра. геогр. наук: 11.00.08 / Тужилкин Валентин Сергеевич. – М., 2008. – 313 с.

278. Уменьшение испарения поверхности Черного моря во второй половине XX столетия / А.Е. Липченко [и др.] // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. – Севастополь: МГИ НАН Украины, 2006. – Вып. 14. – С. 449–461.

279. Фащук, Д.Я. Гидрологические предпосылки заморных явлений в Тендровском заливе (Черное море) / Д.Я. Фащук // Эколого-физиологические основы аквакультуры на Черном море. – М: ВНИРО, 1981. – С. 120–125.

280. Федоров, П.В. Средиземноморские трансгрессии в геологической истории Черного моря / П.В. Федоров // Бюл. Моск. об-ва испытателей природы. Отд. геол. – 1983 – Т. 58, Вып. 6. – С. 120–126.

281. Федоров, П.В. Отражение климатических событий плейстоцена в геологической истории Черного моря / П.В. Федоров // Стратиграфия. Геологическая корреляция. – 2000. – Т.8, № 5. – С. 74–81.

282. Филиппов, Д.М. Циркуляция и структура вод Черного моря / Д.М. Филиппов. – М.: Наука, 1968. – 136 с.

283. Фоновые характеристика и сезонная изменчивость вертикальной стратификации термохалинного поля у побережья Севастополя / В.Н. Белокопытов [и др.] // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексные исследования ресурсов шельфа. – Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2002. – Вып. 1 (6). – С. 22–28.

284. Формирование и эволюция вихревых образований, обусловленных стоком рек на северо-западном шельфе Черного моря / В.А. Иванов [и др.] // Исследования шельфовой зоны Азово-Черноморского бассейна. – Севастополь, 1995. – С.147–167.

285. Цифровой атлас «Физическая океанография Черного моря» / А.М. Суворов [и др.] // Системы контроля окружающей среды. – Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2004. – С.125–129.

286. Чигирин, Н.И. К вопросу о происхождении и строении водной массы Черного моря / Н.И. Чигирин // Метеорологический вестн. – 1938. – № 9 (12). – С. 21–29.

287. Чередилов, Б.Ф. Сезонные динамические карты поверхности Черного моря / Б.Ф. Чередилов // Океанографические исследования Черного моря. – К.: Наук. Думка, 1967. – С. 118–128.

288. Черное море / под ред. А. Вылканова: пер. с болгар. – Л: Гидрометеоздат, 1983. – 407 с.

289. Сравнительный анализ изменчивости гидрологических характеристик вод северо-западного шельфа и центральной части моря / И.Г. Шокурова [и др.] //

Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа – Севастополь: МГИ НАН Украины, 2004. – Вып. 10. – С. 17–26.

290. Шокурова, И.Г. Изменчивость температуры и солености в Черном море в период 1951-1995 гг. / И.Г. Шокурова, В.Н. Белокопытов // Международная конференция «Современное состояние экосистемы Черного и Азовского морей» (Крым, Донузлав, 13–16 сентября 2005 г.) : тез. докл. – Севастополь, 2005. – С. 157.

291. Шокурова, И.Г. Долгопериодная изменчивость гидрологических полей и геострофической циркуляции в Черном море: автореф. дис. ... канд. географ. наук: 11.00.08 / Шокурова Ирина Геннадьевна. – Севастополь, 2010. – 23 с.

292. Шпиндлер, И.Б. Материалы по гидрологии Черного и Азовского морей, собранные в экспедициях 1890 и 1891 гг. / И.Б. Шпиндлер, Ф.Ф. Врангель // Зап. по гидрографии. – 1899. – Вып. XX.

293. Шпиндлер, И.Б. Гидрология моря (океанография) / И.Б. Шпиндлер – Петроград: Государственная Типография, 1915. – 318 с.

294. Эволюция антициклонических вихрей в северо-западной части Черного моря / А.И. Гинзбург [и др.] // Иссл. Земли из космоса. – 1996. – № 4. – С. 67–76.

295. Янина, Т.А. Палеогеография бассейнов Понто-Каспия в плейстоцене по результатам малакофаунистического анализа: автореф. дис. ... д-ра. геогр. наук: 25.00.25 / Т.А. Янина – М., 2009. – 42 с.

296. A comparison of modelled and measured Chernobyl ^{90}Sr Distributions in the Black Sea / E.V. Stanev [et al.] // J. Environ. Radioactivity. – 1999. – Vol. 43. – P. 187–203.

297. Advantages of fine resolution SSTs for small ocean basins: Evaluation in the Black Sea / A.B. Kara [et al.] // J. Geophys. Res. – 2008. – Vol. 113. – C08013.

298. Air-sea fluxes and river discharges in the Black Sea with a focus on the Danube and Bosphorus / A.B. Kara [et al.] // J. Mar. Syst. – 2008. – Vol. 74. – P. 74–95.

299. An improved in situ and satellite SST analysis for climate / R.W. Reynolds [et al.] // *J. Climate*. – 2002. – Vol. 15. – P. 1609–1625.
300. Analyses of global sea surface temperature 1856–1991 / A. Kaplan [et al.] // *J. Geophys. Res.* – 1998. – Vol. 103. – P. 18567–18589.
301. Analysis of velocity field in the Eastern Black Sea from satellite data during the “Black Sea-99” Experiment / Ya. D. Afanasyev [et al.] // *J. Geophys. Res.* – 2002. – Vol. 107, C8. – P. X1–X8.
302. Anticyclonic eddies in the northwestern Black Sea / A.I. Ginzburg [et al.] // *J. Mar. Syst.* – 2002. – Vol. 32. – P. 91–106.
303. A ventilation of the Black Sea pycnocline on seasonal and interannual time scales / L. Ivanov [et al.] // *Mediterr. Mar. Sci.* – 2000. – Vol. 1/2. – P. 61–74.
304. Artüz, M.L. A chronological review of the oceanographic investigations of the Turkish straits / M.L. Artüz – *Oceanata*. – 2005.
305. Beckers, J.-M. EOF calculations and data filling from incomplete oceanographic data sets / J.-M. Beckers, M. Rixen // *J. Atmosph. and Oceanic Technology*. – 2003. – Vol. 20. – P. 1839–1856.
306. Belokopytov, V.N. Decadal changes of the Black Sea hydrographic fields / V.N. Belokopytov, A.B. Polonsky, B.A. Yurchuk // *Annales Geophysicae*. – 1997. – Vol. 15, Suppl II. – P. C489.
307. Belokopytov, V.N. "Oceanographer": applied software for oceanographic surveys / V.N. Belokopytov // *International Symposium on Information Technology in Oceanography (ITO-98) (Goa, India, 1998) : abstr.* – Goa, 1998. – P. 79.
308. Belokopytov, V.N. GIS "Hydrometeorology of the Black Sea and Sea of Azov" / V.N. Belokopytov // *International Symposium on Information Technology in Oceanography (ITO-98) (Goa, India, 1998) : abstr.* – Goa, India, 1998. – P.30.
309. Belokopytov, V. Long–Term Variability of Cold Intermediate Layer Renewal Conditions in the Black Sea. / V. Belokopytov // *Ecosystem Modelling as a Management Tool for the Black Sea* / edit. L. Ivanov, T. Oguz. – Dordrecht: Kluwer Academic Publishers, 1998. – NATO Sci. ser. 2. Environment security – Vol. 1/47 – P. 47–52.

310. Belokopytov, V. Sea level changes in the Black sea (1923-1997) / V. Belokopytov, Yu. Goryachkin // IOC workshop report: Ocean circulation science derived from the Atlantic, Indian and Arctic sea level networks. – UNESCO, 2000. – No 171 – P. 88–92

311. Belokopytov, V.N. Marine information system in oceanography and meteorology of the Black Sea / V.N. Belokopytov // International conference Oceanography of the Eastern Mediterranean and Black Sea. Similarities and differences of two interconnected basins (Athens, Greece, 23–26 February 1999) : abstr. – Brussels: European Commission report, 2000 – P. 419.

312. Belokopytov, V.N. The water balances of the Black Sea as a basin for study of the derived pollutants budget in surrounding basins and its influence onto the marine environment / V.N. Belokopytov, V.G. Simov, M.M. Lipchenko // там же. P. 135.

313. Belokopytov, V.N. Regional GIS "Hydrometeorology of the Black Sea" / V.N. Belokopytov // EGS 2000, XXV General Assembly European Geophysical Society (Nice, France, 2000) : abstr.. – Nice, 2000.

314. Belokopytov, V. Black Sea as a hydrographic opposite to Mediterranean Sea " / V. Belokopytov // 2001: An Ocean Odyssey, Joint Assemblies IAPSO-IABO (Mar del Plata, Argentina, 2001) : abstr. – Mar del Plata, 2001.

315. Belokopytov, V. Seasonal and interannual variability of strong winds and storms in the Black Sea / V. Belokopytov // Second international conference Oceanography of the Eastern Mediterranean and Black Sea. Similarities and differences of two interconnected basins (Ankara, Turkey, 2002) : abstr. – Ankara, 2002. – P. 450.

316. Belokopytov, V.N. Decadal variability of the Black Sea pycnocline / V. Belokopytov // Scientific and policy challenges towards an effective management of the marine environment. Emphasis on the Black Sea and the Mediterranean regions (Varna, Bulgaria, 2003) : abstr. – Varna, 2003. – P. 277.

317. Belokopytov, V. Ocean Station Tool: Software package for processing and analysis of oceanographic data / V. Belokopytov // Conference International Marine Da-

ta and Information – IMDIS (Brest, France, May 31–June 3 2005) : abstr. – Brest, 2005. – P. 67.

318. Belokopytov, V. GIS “Hydrometeorology of the Black and Azov Seas” / V. Belokopytov // там же. – P. 82.

319. Belokopytov, V.N. Interannual variability of the Black Sea water masses volume / V.N. Belokopytov // Black Sea ecosystem 2005 and beyond (Istanbul, Turkey, 8–10 May 2006) : abstr. – Istanbul, Turkey, 2006. – P. 6.

320. Belokopytov, V.N. Information products to study environmental threats and dangerous phenomena in the Black and Caspian Seas / V.N. Belokopytov // NATO Advanced Research Workshop Integrated Information for Security (Istanbul, Turkey, 26–29 September 2006) : abstr. – Istanbul, Turkey, 2006. – P. 23.

321. Belokopytov, V.N. Climatic changes of the Black Sea thermohaline structure / V.N. Belokopytov, A.B. Polonsky // International conference Marine Research Horizon 2020 (Varna, Bulgaria, 17–20 September 2013) : abstr. – Varna, 2013. – P. 138.

322. Bennett, A.F. Inverse Methods in Physical Oceanography / A.F. Bennett. – Cambridge: Cambridge University Press, 1992.

323. Black Sea mixed layer sensitivity to various wind and thermal forcing products on climatological time scales / A.B. Kara [et al.] // J. Climate. – 2005. – Vol.18. – P. 5266–5293.

324. Bottom Boundary Layer in the Black Sea. A simple model of formation / V.N. Eremeev [et al.] // Sensivity to Change: Black Sea, Baltic Sea and North Sea / edit. E. Ozsoy, A. Mikaelyan. – Dordrecht: Kluwer Academic Publishers, 1997. – P. 275–284.

325. Bretherton, F.P. A technique for objective analysis and design of oceanographic experiments applied to MODE-73 / F.P. Bretherton, R.E. Davis, C.B. Fandry // Deep-Sea Res. – 1976. – Vol. 23. – P. 559–582.

326. Buesseler, K.O. Mixing between oxic and anoxic waters of the Black Sea as traced by Chernobyl Cesium isotopes / K.O. Buesseler, H.D. Livingston, S. Casso // Deep-Sea Res. – 1991. – Vol. 38. – P. S725–S745.

327. Buesseler, K.O. Time-series profiles of ^{134}Cs , ^{137}Cs and ^{90}Sr in the Black Sea / K.O. Buesseler, H.D. Livingston // *Sensitivity to Change: Black Sea, Baltic Sea and North Sea* / edit. E. Özsoy, A. Mikaelyan. – Dordrecht, Kluwer Academic Publishers, 1997. – P. 239–251.

328. Climate Change 2007. The Physical Science Basis. WMO, UNEP. – New York: Cambridge University Press, 2007.

329. Climate Change 2013. The Physical Science Basis: Working Group I Contribution to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change – New York: Cambridge University Press, 2013.

330. Contribution of the Black Sea observing system to ECOOP / G.K. Korotaev [et al.] // *Ocean Sci. Discuss.* – 2011. – Vol. 8. – P. 1695–1722.

331. Creation the new database in the framework of “Rescue of Black Sea hydrological data for regional classification and studies of seasonal and interannual variability” project / A.M. Suvorov [et al.] // *Scientific and policy challenges towards an effective management of the marine environment. Emphasis on the Black Sea and the Mediterranean regions (Varna, Bulgaria, 2003)* : abstr. – Varna, Bulgaria, 2003. – P. 381.

332. Climatic warming and accompanying changes in the ecological regime of the Black Sea during 1990s / T. Oguz [et al.] // *G. Biogeochemical Cycles.* – 2003. – Vol. 17. – P. 1088.

333. Data management dedicated for assessing and modeling of the Mediterranean and Black Seas ecosystem changes (SESAME integrated projects) / I.Gertman, [et al.] // *International Marine Data and Information Systems Conference IMDIS-2008 (Athens, 2008)* : abstr. – Athens, 2008. – P. 71–72.

334. Denman, K.L. Correlation scales, objective mapping and a statistical test of geostrophy over the continental shelf / K.L. Denman, H.J. Freeland // *J. Mar. Res.* – 1985. – Vol. 43. – P. 517–539.

335. Development of quality control procedure for the Black Sea data in the Marine Hydrophysical Institute / A. Khaliulin [et al.] // *Climate Change in the Black Sea,*

Hypothesis, Observations, Trends, Scenarios and Mitigation Strategy For Ecosystem / edit. S. Moncheva. – Sofia, 2008 – P. 231–236.

336. Di Iorio, D. Observations of Mediterranean flow into the Black Sea / D. Di Iorio, H. Yüce // J. Geophys. Res. – 1999. – Vol. 104 (C2). – P. 3091–3108.

337. Effect of variations in meteorological forcing on circulation in the Black Sea / G. Shapiro [et al.] // 14th Biennial Challenger Conference for Marine Science (Southampton, 6–9 September 2010) : abstr. – Southampton: National Oceanography Centre. – P. 103.

338. Drifter monitoring of Black Sea in 2001/2002. / V.N. Eremeev [et al.]. – WMO-IOC Data Bouy Cooperation Panel Report, 2003.

339. Enhancing temporal correlations in EOF expansions for the reconstruction of missing data using DINEOF / Alvera-Azcárate [et al.] // Ocean Sci. – 2009. – Vol.5. – P. 475–485.

340. Evaporation-precipitation variability over the Mediterranean and the Black Seas from satellite and reanalysis estimates / A. Romanou [et al.] // J. Climate. – 2010. – Vol. 23. – P. 5268–5287.

341. Exchanges with Mediterranean, fluxes in boundary mixing processes in the Black Sea / E. Özsoy [et al.] // Bull. Inst. Oceanogr. Monaco. Spec. CIESM Sci. Ser. 2. – Monaco, 1995. – No. 17: Mediterranean Tributary Seas.

342. Fluctuations of pelagic species of the open Black Sea during 1980–1995 and possible teleconnections / U. Niermann [et al.] // Environmental Degradation of the Black Sea: Challenges and Remedies / edit. S. Besiktepe [et al.]. – Dordrecht: Kluwer Academic Publishers, 1999. – NATO Sci. ser. 2. Environment security – Vol. 56 – P. 147–173.

343. Franzke, C. The continuum and dynamics of Northern hemisphere teleconnection patterns / C. Franzke, S.B. Feldstein // J. Atmos. Sci. – 2005. – Vol. 62, № 9. – P. 3250–3267.

344. Fukumori, I. Efficient representation of the North Atlantic hydrographic and chemical distributions / I. Fukumori, C. Wunsch // Prog. Oceanogr. – 1997. – 27. – P. 2146–2157.

345. Gertman, I. Desktop version of database management system for MEDACC / I. Gertman, V. Belokopytov // International Marine Data and Information Systems Conference IMDIS-2008 (Athens, 2008) : abstr. – Athens, 2008. – P. 228.

346. Ginzburg, A.I. Seasonal and interannual variability of the Black Sea surface temperature as revealed from satellite data (1982–2000) / A.I. Ginzburg, A.G. Kostianoy, N.A. Sheremet // J. Mar. Syst. – 2004. – Vol. 52. – P. 33–50.

347. Ginzburg, A.I. Sea Surface Temperature Variability / A.I. Ginzburg, A.G. Kostianoy, N.A. Sheremet // The Black sea Environment. The Handbook of Environmental Chemistry. Vol. 5, Part Q. – Berlin Heidelberg: Springer-Verlag, 2008. – P. 255–275.

348. Global analyses of SST, sea ice and night marine air temperature since the late nineteenth century / N.A. Rayner [et al.] // J. Geophys. Res. – 2003. – Vol. 108. – P. 4407.

349. Global surface temperature change / Hansen, J., [et al.] // Rev. Geophys. – 2010. – Vol. 48. – P. RG4004.

350. Gregg, M.C. Mixing on the Black Sea shelf north of the Bosphorus / M.C. Gregg, E. Özsoy // Geophysical Research Letters. – 1999. – Vol. 26. – P. 1869–1872.

351. Gregg, M.C. Flow, water mass changes, and hydraulics in the Bosphorus / M.C. Gregg, E. Özsoy // J. Geophys. Res. – 2002. – Vol. 107 (C3). – P. 3016.

352. Heat and salt intrusions in the pycnocline from sinking plumes: test case for the entrainment in the Black Sea / J.A. Simeonov [et al.] // Sensitivity to Change: Black Sea, Baltic Sea and North Sea / edit. E. Ozsoy, A. Mikaelyan. – Dordrecht: Kluwer Academic Publishers, 1997. – P. 417–438.

353. Helium isotopes, neon and tritium in the Black Sea: A comparison with the 1975 observation / Z. Top [et al.] // Deep-Sea Research. – 1991. – Vol. 38 (Suppl. 2). – P. S747–S759.

354. Hydrography of the Bosphorus Strait, and the Effects to Submarine Constructions / Y. Yukcel [et al.] // The Thirteenth (2003) International Offshore and Polar

Engineering Conference (Honolulu, Hawaii, USA, May 25–30, 2003) : procs. – Honolulu, 2003. – P. 303–309.

355. Ibrayev, R.A. Model study of seasonal variability of the Black Sea circulation / Ibrayev R.A. Trukhchev D.I. // Ecosystem modeling as a management tool for the Black Sea / edit. L.I. Ivanov, T. Oguz. – Dordrecht: Kluwer Academic Publishers, 1998. – P. 179–196.

356. Improved Analyses of Changes and Uncertainties in Sea Surface Temperature Measured In Situ since the Mid-Nineteenth Century: The HadSST2 Dataset / N.A. Rayner [et al.] // J. Climate. – 2006. – Vol. 19. – P. 446–469.

357. Information products to study environmental threats and dangerous phenomena in the Black, Azov and Caspian Seas / V.N. Belokopytov [et al.] // Integration of Information for Environmental Security / edit. H. Gonca Coskun. – Dordrecht: Springer, 2008. – P. 91–104.

358. Interannual variability of Black Sea's hydrodynamics and connection to Atmospheric patterns / A. Capet et al. // Deep-Sea Res. II. – 2012. – Vol. 77–80. – P.128–142.

359. Isemer, H.J. The Bunker Climate Atlas of the North Atlantic Ocean: Air-Sea Interactions / H.J. Isemer, L. Hasse – Springer Science & Business Media, 2012.

360. Ivanov L.I., Besiktepe S., Özsoy E. The Black Sea cold intermediate layer // Sensivity to Change: Black Sea, Baltic Sea and North Sea / edit. E. Özsoy, A. Mikaelyan. – Dordrecht: Kluwer Academic Publishers, 1997. – P. 253–264.

361. Ivanov, L.I. Winter mixing events in the Black Sea / L.I. Ivanov, V. Belokopytov // IUGG-99 conference (Birmingham, U.K., 1999) : abstr. – Birmingham, 1999. – P11/E/23-B5 1420, P. B234.

362. Ivanov, L.I. The role of lateral fluxes in ventilation of the Black Sea / L.I. Ivanov, A.S. Samodurov // J. Mar. Syst. – 2001. – Vol. 31/1–3. – P. 159–174.

363. Kaplan, A. Reduced space optimal interpolation of historical marine sea level pressure: 1854-1992 / A. Kaplan, Y. Kushnir, M.A. Cane // J. Climate. – 2000. – Vol. 13. – P. 2987–3002.

364. Kazmin, A.S. Long-term variability of surface temperature in the Black Sea, and its connection with the large-scale atmospheric forcing / A.S. Kazmin, A.G. Zatsepin // *J. Mar. Syst.* – 2007. – Vol. 68 (1). – P. 293–301.

365. Konovalov, S.K. Modelling the distribution of nitrogen species and isotopes in the water column of the Black Sea / S.K. Konovalov, C.A. Fuchsman, V. Belokopitov, J.W. Murray // *Marine Chemistry.* – 2008. – Vol. 111, Iss. 1–2. – P. 106–124.

366. Korotaev, G.K. Circulation in semi-enclosed seas induced by buoyancy flux through strait / G.K. Korotaev // *Sensitivity to change: Black Sea, Baltic Sea and Northern Sea* / edit. E. Ozsoy, A. Mikaelyan. – Dordrecht: Kluwer Academic Publishers, 1997. – P.197–210.

367. Korotaev, G.K. Satellite altimetry observations of the Black Sea level / G.K. Korotaev, O.A. Saenko, C.J. Koblinsky // *J. Geophys. Res.* – 2001. – Vol. 106. – P. 917–933.

368. Korotaev, G.K. Intermediate and deep currents of the Black Sea obtained from autonomous profiling floats / G.K. Korotaev, T. Oguz, S. Riser // *Deep-Sea Res. II.* – 2006. – Vol. 53. – P. 1901–1910.

369. Kourafrou, V. Numerical studies on the dynamics of the Northwestern Black Sea shelf / V. Kourafrou, K. Tsiaras, J. Staneva // *Mediterranean Marine Science.* – 2004. – Vol. 5/1. – P. 133–142.

370. Kubryakov, A.A. Mean Dynamic Topography of the Black Sea, computed from altimetry, drifter measurements and hydrology data / A.A. Kubryakov, S.V. Stanichny // *Ocean Sci.* – 2011. – Vol. 7. – P. 745–753.

371. Kubryakov, A.A. Seasonal and interannual variability of the Black Sea eddies and its dependence on characteristics of the large-scale circulation / A.A. Kubryakov, S.V. Stanichny // *Deep-Sea Research I.* – 2015. – Vol. 97. – P. 80–91.

372. Le Traon, P.Y. A Method for Optimal Analysis of Fields With Spatially Variable Mean / P.Y. Le Traon // *J. Geophys. Res.* – 1990. – Vol. 95 (C8). – P. 13543–13547.

373. Levitus, S. Warming of the World Ocean, 1955-2003 / S. Levitus, J.I. Antonov, T.P. Boyer // *Geophys. Res. Lett.* – 2005. – Vol. 32. – P. L02604.

374. Long-term variations of the Black Sea dynamics and their impact on the marine ecosystem / A.A. Kubryakov [et al.] // *J. Mar. Syst.* – 2016. – Vol. 163. – P. 80–94.
375. Lorenz, E. Empirical orthogonal functions and statistical weather prediction. – Cambridge, Mass.: Air Force Cambridge Research Center, Air Research and Development Command, 1956.
376. Luyten, J.R. The ventilated thermocline / J.R. Luyten, J. Pedlosky, H. Stommel // *J. Phys. Oceanogr.* – 1983. – Vol. 13. – P. 292–309.
377. Marsilqi, L.F. *Histoire Physique de la Mer* / L.F. Marsilqi. – Amsterdam, 1724. – 173 pp.
378. Marshall, J.C. Inferring the subduction rate and period over the North Atlantic / J.C. Marshall, R.G. Williams // *J. Phys. Oceanogr.* – 1993. – Vol. 23. – P. 1315–1329.
379. Merz, A. *Hydrographische Untersuchungen in Bosporus und Dardanellen* / A. Merz. – Berlin: Inst. Meereskunde, 1928.
380. Mesoscale circulation and thermohaline structure of the Black Sea observed during Hydroblack 1991 / T. Oguz [et al.] // *Deep-Sea Res.* – 1994. – Vol. 1 (41). – P. 603–628.
381. Mesoscale eddies and related processes in the northeastern Black Sea / A.I. Ginzburg [et al.] // *J. Mar. Syst.* – 2002. – Vol. 32. – P. 71–90.
382. Ginzburg, A.I. Mesoscale water dynamics / A.I. Ginzburg [et al.] // *The Handbook of Environmental Chemistry. Vol. 5, Part Q* / edit. A. Kostianoy, A. Kosarev. – Berlin Heidelberg: Springer-Verlag, 2008. – P. 196–215.
383. Mixing in the Bosphorus Strait and the Black Sea Continental Shelf: Observations and a Model of the Dense Water Outflow / E. Özsoy [et al.] // *J. Mar. Syst.* – 2001. – Vol. 31 – P. 99–135.
384. Modelling the Danube-influenced North-western Continental Shelf of the Black Sea. I: Hydrodynamical Processes Simulated by 3-D and Box Models / J.M. Beckers [et al.] // *Estuarine, Coastal and Shelf Science.* – 2002. – Vol. 54. – P. 453–472.

385. Multidisciplinary marine cast data management system for SESAME EU project / I. Gertman, [et al.] // International Marine Data and Information Systems Conference IMDIS 2010 (Paris, France, 2010) : abstr. – Paris, 2010. – P. 73–74.

386. Multivariate Reconstruction of Missing Data in Sea Surface Temperature, Chlorophyll and Wind Satellite Fields / A. Alvera-Azcárate [et al.] // J. Geophys. Res. – 2007. – Vol. 112. – P. C03008.

387. Maderich, V. Modelling of the Dardanelles outflow to the Aegean Sea / V. Maderich, V. Belokopytov, V. Zervakis // EGS 2000, XXV General Assembly European Geophysical Society (Nice, France, 25-29 April 2000) : abstr. – Nice, 2000.

388. Murray, J.W. Hydrographic properties and ventilation of the Black Sea / J.W. Murray // Deep Sea Res. – 1991. – Vol. 38 (2). – P. 683–689.

389. Murray, J.W. (1991), Black Sea oceanography: Results from the 1988 Black Sea Expedition / J.W. Murray // Deep Sea Res. – 1991. – Vol. 38, Suppl. 2A. – 1266 pp.

390. Murray, J.W. Hydrographic properties and ventilation of the Black sea / J.W. Murray, Z. Top, E. Özsoy // Deep-Sea Res. – 1991. – Vol. 38, Suppl. 2A. – P. S663–S689.

391. Neumann G. Über den Aufbau und die Frage der Tiefenzirkulation des Schwarzen Meeres / G. Neumann // Ann. Hydrogr. und marit. Meteorol. – 1943. – Bd.71 (1), № 4/6. – P. 1–20.

392. New phase of drifter experiment in the Black Sea / S.V. Motyzhev [et al.] // DBCP Technical Document Series. – World Meteorological Organization, Geneva, 2000. – No. 17. – P. 116–128.

393. Observations of the Mediterranean inflow into the Black Sea / M.A. Latif [et al.] // Deep Sea Res. – 1991. – Vol. 38, Suppl. 2. – P. S711–S723.

394. Observation of Black Sea mesoscale eddies and associated horizontal mixing / A.G. Zatsepin [et al.] // J. Geophys. Res. – 2003. – Vol. 108 (C8, 3246). – P.1–27.

395. Oguz, T. Characteristics of the Mediterranean underflow in the southwestern Black Sea continental shelf/slope region / T. Oguz, L. Rozman // Oceanology Acta. – 1991. – Vol. 14(5). – P. 433–444.

396. Oguz, T. Wind and thermohaline circulation of the Black Sea driven by yearly mean climatological forcing / T. Oguz, P. Malanotte-Rizzoli, D. Aubrey // *J. Geophys. Res.* – 1995. – Vol. 100. – P. 6845–6863.
397. Oguz, T. Seasonal variability of wind and thermohaline driven circulation in the Black Sea: Modeling studies / T. Oguz, P. Malanotte-Rizzoli // *J. Geophys. Res.* – 1996. – Vol. 101. – P. 16551–16569.
398. Oguz, T. Observations on the Rim Current structure, CIW formation and transport in the western Black Sea / T. Oguz, S. Besiktepe // *Deep-Sea Res.* – 1999. – Vol. 46 (10). – P. 1733–1753.
399. Oguz, T. On the role of mesoscale processes controlling biological Sur variability in the Black Sea: Inferences from SeaWiFS-derived surface chlorophyll field / T. Oguz, D. Ashwini, P. Malanotte-Rizzoli // *Cont. Shelf. Res.* – 2002. – Vol. 22. – P. 1477–1492.
400. Oguz, T. Black Sea ecosystem response to climatic teleconnections / T. Oguz // *Oceanography.* – 2005. – Vol.18 (2). – P. 122–133.
401. Oguz, T. Climatic regulation of the Black Sea hydro-meteorological and ecological properties at interannual-to-decadal time scales / T. Oguz, J.W. Dippner, Z. Kaymaz // *J. Mar. Syst.* – 2006. – Vol. 60. – P. 235–254.
402. Östlund, H.G. Expedition “Odysseus 65”: radiocarbon age of Black Sea deep water / H.G. Östlund // *The Black Sea geology, chemistry, and biology* // edit. E.T. Degens, D.A. Ross. – Tulsa, Oklahoma, 1974. – P. 127–132.
403. Özsoy, E. The evolution of Mediterranean water in the Black Sea: interior mixing and material transport by double diffusive intrusions / E. Özsoy, Ü. Ünlüata, Z. Top // *Progress In Oceanography.* – 1993. – Vol. 31 (3). – P. 275–320.
404. Özsoy, E. Oceanography of the Black Sea: A review of some recent results / E. Özsoy, Ü. Ünlüata // *Earth-Science Reviews.* – 1997. – Vol. 42 (4). –P. 231–272.
405. Özsoy, E. Atmosphere-ocean fluxes, climatic variability and exchanges between the Eastern Mediterranean and the Black Sea / E. Özsoy, L.I. Ivanov, V.N. Belokopytov // *International conference "Oceanography of the Eastern Mediterranean and*

Black Sea. Similarities and differences of two interconnected basins" : abstr. – Brussels: European Commission report, 2000. – P. 193.

406. Özsoy, E. Pycnocline and deep mixing in the Black Sea: stable isotope and transient tracer measurements / E. Özsoy, D. Rank, I. Salihoglu // *Estuarine, Coastal and Shelf Science*. – 2002. – Vol. 54. – P. 621–629.

407. Pedlosky, J. *Geophysical Fluid Dynamics* / J. Pedlosky. – Springer, 1979. – 624 pp.

408. Pektas, H. The influence of the Mediterranean water on the hydrography of the Black Sea / H. Pektas // *Documentes techniques du CGPM*. – 1956. – № 12.

409. PERSEUS oriented system for storage and operative exploration of Mediterranean and Black Sea cast data / I. Gertman [et al.] // *PERSEUS Scientific Abstract* : abstr. – Athens, 2014. – P. 14.

410. Physical, Chemical and Biological Data Sets of the TU Black Sea Data Base: Description and Evaluation / L. Ivanov [et al.] // *NATO TU-Black Sea Project Ecosystem Modelling as a Management Tool* / edit. L. Ivanov, T. Oguz – Dordrecht: Kluwer Academic Publishers, 1998. – NATO Sci. ser. 2. Environment security – Vol. 1/47 – P. 11–38.

411. Physical oceanography studies / Y.P. Ilyin [et al.] // *Marine Environmental Assessment of the Black Sea*. – Vienna: IAEA, 2004. – P. 43–72.

412. Polonsky, A. Low-frequency variability of hydrological fields in the North West Black Sea / A. Polonsky, V. Belokopytov, G. Dzhiganshin // *Proceedings of the NATO Advanced Research Workshop on Sensitivity of North Sea, Baltic Sea and Black Sea to Anthropogenic and Climatic Changes (Varna, Bulgaria, 14-18 November 1995)* : proc. – Varna, 1995.

413. Polonsky, A. Variability of northwestern Black Sea hydrography and river discharges as a part of global ocean-atmosphere fluctuations / A. Polonsky, E. Voskresenskaya, V. Belokopytov // *Sensitivity to Change: Black Sea, Baltic Sea and North Sea* / edits. E. Özsoy, A. Mikaelyan. – Dordrecht: Kluwer Academic Publishers, 1997. – NATO ASI ser. 2. Environment – Vol. 2/27 – P. 11–24.

414. Preisendorfer, R.W. Principal Component Analysis in Meteorology and Oceanography / R.W. Preisendorfer // *Developments in Atmospheric Science*. – Amsterdam: Elsevier, 1988. – Vol. 17.
415. Rachev, N.H. The Black Sea climatological wind stress / N.H. Rachev, V.M. Roussenov, E.V. Stanev // *Bulg. J. Meteor. Hydrol.* – 1991. – Vol. 2. – P. 72–79 (in Bulgarian).
416. Rachev, N.H. Eddy processes in semi-enclosed seas. A case study for the Black Sea / N.H. Rachev, E.V. Stanev // *J. Phys. Oceanogr.* – 1997. – Vol. 27. – P.1581–1601.
417. Wind field over the Black Sea / Yu.B. Ratner [et al.] // Second international conference Oceanography of the Eastern Mediterranean and Black Sea. Similarities and differences of two interconnected basins (Ankara, Turkey, 14–18 October 2002) : abstr. – Ankara, 2002. – P. 46.
418. Reconstruction of incomplete oceanographic data sets using Empirical Orthogonal Functions. Application to the Adriatic Sea surface temperature / A. Alvera-Azcárate [et al.] // *Ocean Modelling*. – 2005. – Vol. 9. – P. 325–346.
419. Reconstruction of oceanic flow characteristics from quasi Lagrangian data: Characteristics of the large-scale circulation in the Black Sea / V.N. Eremeev [et al.] // *J. Geophys. Res.* – 1992. – Vol. 97 (C6). – P. 9743–9753.
420. Regional Peculiarities of Physical and Chemical Responses to Changes in External Conditions within the Black Sea Pycnocline: Cooling Phase / L.I. Ivanov [et al.] // *Ecosystem Modelling as a Management Tool for the Black Sea* / edit. L. Ivanov, T. Oguz. – Dordrecht: Kluwer Academic Publishers, 1998. – NATO Sci. ser. 2. Environment security – Vol. 1/47 – P. 53–68.
421. Reduced space optimal analysis for historical datasets: 136 years of Atlantic sea surface temperatures / A. Kaplan [et al.] // *J. Geophys. Res.* – 1997. – Vol. 102. – P. 27835–27860.
422. Regional project (PERSEUS) oriented system for storage and operative exploration of Mediterranean and Black Sea cast data / I. Gertman [et al.] // International Conference on Marine Data and Information Systems (Lucca, Italy, 23–25 September

2013). – An International Journal of Earth Sciences. – Vol. 54 suppl.: IMDIS 2013. – P. 136–137.

423. Rixen, M. A numerically efficient data analysis method with error map generation / M. Rixen, J.-M. Beckers, J.-M. Brankart // *Ocean Modelling*. – 2001. – Vol. 2 (1–2). – P. 45–60.

424. Reiniger, R.F. A method of interpolation with applications to oceanographic data / R.F. Reiniger, C.K. Ross // *Deep-Sea Res.* – 1968. – № 2. – P.185–193.

425. Reynolds, R.W. Improved global sea surface temperature analysis using optimum interpolation / R.W. Reynolds, T.M. Smith // *J. Climate*. – 1994. – Vol. 7. – P.929–948.

426. Rim Current and coastal eddy mechanisms in an eddy-resolving Black Sea general circulation model / J.V. Staneva [et al.] // *J. Mar. Syst.* – 2001. – Vol. 31. – P.137–157.

427. Air-sea Exchange in the Black Sea Estimated from Atmospheric Analysis for the Period 1979 – 1993 / C. Schrum [et al.] // *J. Mar. Syst.* – 2001. – Vol. 31. – P. 3–19.

428. Seasonal, interannual, and mesoscale variability of the Black Sea upper layer circulation derived from altimeter data / G. Korotaev [et al.] // *J. Geophys. Res.* – 2003. – Vol. 108 (C4). – P. 3122.

429. Shokurova, I.G. Interdecadal variability of temperature and salinity the Black Sea / I.G. Shokurova, V.N. Belokopytov // *Black Sea ecosystem 2005 and beyond (Istanbul, Turkey, 8–10 May 2006,)* : abstr. – Istanbul, 2006. – P. 18.

430. Shapiro, G. I. Long term trends in the sea surface temperature of the Black Sea / G.I. Shapiro, D.L. Aleynik, L.D. Mee // *Ocean Sci.* – 2010. – Vol. 6. – P. 491–501.

431. Shapiro, G.I. Seasonal and inter-annual temperature variability in the bottom waters over the western Black Sea shelf / G.I. Shapiro, F. Wobus, D.L. Aleynik // *Ocean Sci.* – 2011. – Vol. 7. – P. 585–596.

432. Shokurova, I.G. Space-time variability of the wind stress curl and wind direction over the Black Sea / I.G. Shokurova, A.B. Polonsky // *The 4-th Bi-annual Black*

Sea Scientific Conference Black Sea – Challenges Towards Good Environmental Status (Constanta, Romania, 28–31 October 2013) : abstr. – Constanta, 2013. – P. 186.

433. Smith, T.M. A high-resolution global sea surface temperature climatology for the 1961–90 base period / T.M. Smith, R.W. Reynolds // *J. Climate*. – 1998. – Vol. 11. – P. 3320–3323.

434. Smith, T.M. Extended reconstruction of global sea surface temperatures based on COADS data (1854–1997) / T.M. Smith, R.W. Reynolds // *J. Climate*. – 2003. – Vol. 16. – P. 1495–1510.

435. Smith, T.M. Improved extended reconstruction of SST (1854–1997) / T.M. Smith, R.W. Reynolds // *J. Climate*. – 2004. – Vol. 17. – P. 2466–2477.

436. Soffientino, B. The Bosphorus Strait. A Special Place in the History of Oceanography / B. Soffientino, M. Pilson // *Oceanography*. – 2005. – Vol. 18 (2). – P. 16–23.

437. Sparnocchia, S. Multivariate Empirical Orthogonal Function analysis of the upper thermocline structure of the Mediterranean Sea from observations and model simulations / S. Sparnocchia, N. Pinardi, E. Demirov // *Annales Geophysicae*. – 2003. – № 1 (II). – P. 167–188.

438. Staneva, J.V. Heat balance estimates using atmospheric analysis data. A case study for the Black Sea / J.V. Staneva, E.V. Stanev, N.H. Rachev // *J. Geophys. Res.* – 1995. – Vol. 100 (C9). – P. 18581–18596.

439. Staneva, J.V. Water mass formation in the Black Sea during 1991–1995 / J.V. Staneva, E.V. Stanev // *J. Mar. Syst.* – 2002. – Vol. 32. – P. 199–218.

440. Stanev, E.V. On the mechanisms of the Black Sea circulation / E.V. Stanev // *Earth-Sci. Rev.* – 1990. – Vol. 27. – P. 285–319.

441. Stanev, E.V. Barotropic and baroclinic oscillations in strongly stratified ocean basins: Numerical study of the Black Sea / E.V. Stanev, J.-M. Beckers // *J. Mar. Syst.* – 1999. – Vol. 19. – P. 65–112.

442. Stanev, E.V. Numerical simulations of season-al and interannual variability of the Black Sea thermohaline circulation / E.V. Stanev, J.-M. Beckers // *J. Mar. Syst.* – 1999. – Vol. 22. – P. 241–267.

443. Stanev, E.V. Numerical study on the planetary Rossby modes in the Black Sea / E.V. Stanev, N.H. Rachev // *J. Mar. Syst.* – 1999. – Vol. 21. – P. 283–306.
444. Stanev, E.V. The impact of the baroclinic eddies and basin oscillations on the transitions between different quasi-stable states of the Black Sea circulation / E.V. Stanev, J.V. Staneva // *J. Mar. Syst.* – 2000. – Vol. 24 (1). – P. 3–26.
445. Stanev, E.V. The sensitivity of the heat exchange at sea surface to meso and sub-basin scale eddies: Model study for the Black Sea / E.V. Stanev, J.V. Staneva // *Dyn. Atmos. Oceans.* – 2001. – Vol. 33. – P. 163–189.
446. Stanev, E.V. Ventilation of Black Sea pycnocline by the Mediterranean plume / E.V. Stanev, J.A. Simeonov, E.L. Peneva // *J. Mar. Syst.* – 2001. – Vol. 31. – P. 77–97.
447. Stanev, E.V. Understanding Black Sea dynamics / E.V. Stanev // *Oceanography.* – 2005. – Vol. 18. – P. 56–75.
448. State of the Environment of the Black Sea (2001–2006/7) / edit. T. Oguz. – Publications of the Commission on the Protection of the Black Sea Against Pollution (BSC) 2008-3. – Istanbul, Turkey, 2008. – 448 pp.
449. Statistical description of the Black Sea near-surface circulation using drifters in 1999–2003 / P.-M. Poulain [et al.] // *Deep-Sea Res. I.* – 2005. – Vol. 52. – P. 2250–2274.
450. Steric sea level changes estimated from historical ocean subsurface temperature and salinity analyses / M. Ishii [et al.] // *J. Oceanogr.* – 2006. – Vol. 62 (2). – P. 155–170.
451. Sur, H.I. Evolution of satellite derived mesoscale thermal patterns in the Black Sea / H.I. Sur, Y.P. Ilyin // *Prog. Oceanogr.* – 1997. – Vol. 39. – P. 109–151.
452. Sverdrup, H.U. The Oceans. Their physics, chemistry and general biology / H.U. Sverdrup, M.W. Johnson, R.H. Fleming. – Englewood Cliffs, Prentice-Hall, 1942.
453. Synoptic variability in the Black Sea: Analysis of hydrographic survey and altimeter data / E. Sokolova [et al.] // *J. Mar. Syst.* – 2001. – Vol. 31. – P. 45–63.
454. The Bosphorus Strait: Exchange Fluxes, Currents and Sea-Level Changes / E. Özsoy [et al.] // *Ecosystem Modeling as a Management Tool for the Black Sea* / edit.

L. Ivanov, T. Oğuz. – Dordrecht: Kluwer Academic Publishers, 1998. – NATO Sci. ser. 2. Environment security – Vol. 1/47 – P.1–28.

455. The ERA-40 re-analysis / S.M. Uppala [et al.] // Quart. Journ. Royal. – Meteorol. Soc. – 2005. – Vol. 131, 612. – P. 2961–3012.

456. The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project / E. Kalnay [et al.] // Bull. Amer. Meteor. Soc. – 1996. – Vol. 77. – P. 437–471.

457. Tolmazin, D. Changing coastal oceanography of the Black Sea, I, Northwestern Shelf / D. Tolmazin // Prog. Oceanogr. – 1985. – Vol. 15. – P. 217–276.

458. Tolmazin, D. Changing coastal oceanography of the Black Sea, II, Mediterranean effluent / D. Tolmazin // Prog. Oceanogr. – 1985. – Vol. 15. – P. 277–316.

459. Trukhchev, D.I. Seasonal variability of the Black Sea climatic circulation / D.I. Trukhchev, R.A. Ibrayev // Sensitivity to change: Black Sea, Baltic Sea and Northern Sea / edit. E. Ozsoy, A. Mikaelyan. – Dordrecht: Kluwer Academic Publishers, 1997. – P. 365–374.

460. Tuzhilkin, V.S. Thermohaline structure of the Sea / V.S. Tuzhilkin // The Black Sea Environment. The Handbook of Environmental Chemistry. Vol. 5, Part Q / edit. A. Kostianoy, A. Kosarev. – Berlin Heidelberg: Springer-Verlag, 2008. – P. 217–254.

461. Tuzhilkin V.S. General Circulation / V.S. Tuzhilkin // The Black Sea Environment. The Handbook of Environmental Chemistry. Vol. 5, Part Q / edit. A. Kostianoy, A. Kosarev. – Berlin Heidelberg: Springer-Verlag, 2008. – P. 159–194.

462. Tsimplis M.N. On forcing of sea level in the Black sea / M.N. Tsimplis, S.A. Josey, M. Rixen // J. Geophys. Res. – 2004. – Vol. 109. – P. C08015.

463. Untangling spatial and temporal trends in the variability of the Black Sea Cold Intermediate Layer and mixed Layer Depth using the DIVA detrending procedure / A. Capet [et al.] // Ocean Dynamics. – 2014. – Vol. 64. – № 3. – P. 315–324.

464. Use of the ARGO float thermohaline data in numerical model validation and statistical analysis in the Black Sea / V.A. Ivanov [et al.] // International conference Marine Research Horizon 2020 (Varna, Bulgaria, 17–20 September 2013) : abstr. – Varna, 2013. – P. 86.

465. Ventilation of the Black Sea pycnocline on seasonal and interannual time scales / L. Ivanov [et al.] // *Mediterranean Marine Science*. – 2000. – Vol. 1/2. – P. 61–74.
466. Water transport in the Bosphorus Straits estimated from hydro-meteorological and altimeter data: Seasonal to decadal variability / E. Peneva [et al.] // *J. Mar. Sys.* – 2001. – Vol. 31. – P. 21–33.
467. Water Quality Monitoring / E. Dogan [et al.] // *ISKI Third Progress Report*. – Istanbul, 2001.
468. Willis, J.K. Interannual variability in upper-ocean heat content, temperature and thermosteric expansion on global scales / J.K. Willis, D. Roemmich, B. Cornuelle // *J. Geophys. Res.* – 2004. – Vol. 109. – P. C12036.
469. World ocean heat content and thermosteric sea level change (0–2000 m), 1955–2010 / S. Levitus [et al.] // *Geophys. Res. Lett.* – 2012. – Vol. 39. – P. L10603.
470. Yüce, H. Investigation of the Mediterranean water in the Strait of Istanbul (Bosphorus) and the Black Sea / H. Yüce // *Oceanol. Acta*. – 1990. – Vol. 13. – P. 177–186.