ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ НАУКИ
ФЕДЕРАЛЬНЫЙ ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ЦЕНТР
«МОРСКОЙ ГИДРОФИЗИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ РАН»

На правах рукописи

Кубряков Арсений Александрович

ИЗМЕНЧИВОСТЬ ДИНАМИКИ ВОД ЧЕРНОГО МОРЯ НА СЕЗОННЫХ И МЕЖГОДОВЫХ МАСШТАБАХ И ЕЁ ВЛИЯНИЕ НА МОРСКУЮ ЭКОСИСТЕМУ

Специальность 1.6.17 – океанология

Диссертация на соискание ученой степени
доктора физико-математических наук

Севастополь – 2023

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ 5

РАЗДЕЛ 1. СЕЗОННАЯ И МЕЖГОДОВАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ КРУПНОМАСШТАБНОЙ И СИНОПТИЧЕСКОЙ ДИНАМИКИ ВОД ЧЕРНОГО МОРЯ 22
Введение к Разделу 1 22
1.1 Межгодовая изменчивость крупномасштабной динамики Черного моря и её связь с завихренностью поля ветра 30
1.1.1 Межгодовая изменчивость крупномасштабной динамики Черного моря по данным спутниковой альтиметрии. 30
1.1.2 Влияние завихренности ветра на межгодовые изменения уровня Черного моря. 40
1.1.3 Влияние крупномасштабной динамики вод на водообмен между Азовским и Черным морями 47
1.2 Вихревая динамика Черного моря по спутниковым альтиметрическим данным 54
1.2.1 Метод автоматической идентификации вихревых структур 54
1.2.2 Характеристики синоптических вихрей 61
1.2.3 Межгодовая и сезонная изменчивость характеристик вихрей и её связь с динамикой Основного черноморского течения 72
1.2.4 Динамика Батумского антициклона по спутниковым данным. 83
1.3 Трехмерные характеристики вихрей по данным численного моделирования по расчетам численной модели *NEMO* 91
1.3.1 Метод трехмерной идентификации синоптических вихрей. 92
1.3.2 Геометрические и динамические характеристики вихрей. 94
1.3.3 Сезонная и межгодовая изменчивость характеристик вихрей 105
1.4 Механизм сезонной интенсификации антициклонов в морях с преобладающей циклонической циркуляцией 113
1.4.1 Влияние кросс-шельфового обмена на интенсификацию синоптических антициклонов Черного моря 113
1.4.2 Оценка влияния вовлечения шельфовых вод на эволюцию антициклонов Черного моря 127
1.4.4. Интенсификация вихрей при ослаблении циклонической циркуляции по данным численного моделирования в круглом бассейне 140
1.4.5 Влияние пространственного распределения источников пресных вод на формирование антициклонов Черного моря 150
Выводы к Разделу 1 154
РАЗДЕЛ 2. ВЛИЯНИЕ ГОРИЗОНТАЛЬНОГО ОБМЕНА НА ИЗМЕНЧИВОСТЬ КОНЦЕНТРАЦИИ ХЛОРОФИЛЛА А В ЧЕРНОМ МОРЕ 158
Введение к Разделу 2 158
2.1 Параметризация поверхностных дрейфовых течений по дрифтерным измерениям 163
2.2 Лагранжева модель расчета переноса плавающих частиц и растекания нефтяных загрязнений по спутниковым данным 173
2.2.1. Определение полей полных поверхностных течений и траекторий плавающих частиц по спутниковым измерениям 173
2.2.2 Модель растекания нефтяных загрязнений *FOTS* 179

2.2.3 Сопоставление динамики нефтяных загрязнений по модели *FOTS* и радиолокационным изображениям 187
2.2.4 Комплекс расчета перемещения плавающих объектов *FOTS* 195
2.3 Межгодовая изменчивость распространения вод Дуная в Черном море 196
2.3.1 Метод расчета распространения плюма 196
2.3.2. Типы распространения плюма Дуная 200
2.3.3 Межгодовая изменчивость распространения плюма Дуная 214
2.3.4. Влияние динамики плюма Дуная на концентрацию хлорофилла А. 219
2.4 Влияние кросс-шельфового обмена на изменчивость концентрации хлорофилла А 223
2.4.1 Восстановление долговременной изменчивости концентрации хлорофилла А по измерениям *SeaWiFS* и *MODIS* 223
2.4.2 Влияние кросс-шельфового обмена на изменчивость концентрации хлорофилла А 226
2.4.3 Обсуждение. О влиянии кросс-шельфового обмена на трофическую структуру Черного моря 231
Выводы к разделу 2 233
РАЗДЕЛ 3. ВЛИЯНИЕ ДИНАМИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ НА ОСОБЕННОСТИ ИЗМЕНЧИВОСТИ ВЕРТИКАЛЬНОЙ СТРУКТУРЫ ВОД В ЧЕРНОМ МОРЕ 235
Введение к Разделу 3 235
3.1 Влияние интенсификации ветрового и динамического воздействия на изменчивость термохалинной структуры вод Черного моря 242
3.1.1 Используемые данные 242
3.1.2 Межгодовая изменчивость температуры и солености Черного моря 243
3.1.3 Охлаждение и опреснение промежуточных слоев под влиянием интенсивной зимней конвекции 247
3.1.4 Влияние сдвигового турбулентного перемешивания на осолонение и потепление Черного моря 251
3.1.5. Влияние вертикального обмена на сезонную и межгодовую изменчивость термохалинной структуры и стратификацию вод Черного моря 258
3.1.6 Обсуждение. Влияние внешних факторов на изменения температуры и солёности вод Черного моря 263
3.2 Термохалинная и динамическая структура вихрей по гидрологическим данным и измерениям альтиметров 266
3.2.1 Метод композитного анализа структуры вихрей 267
3.2.2 Термохалинная структура вихрей 268
3.2.3 Влияние вихрей на стратификацию вод 273
3.2.4 Динамическая структура вихрей 278
3.2.5 Сезонная изменчивость термохалинной структуры вихрей 281
3.2.6 Связь термохалинной структуры и интенсивности вихрей 285
3.2.7. Эволюция и вертикальная скорость вихрей 289
3.2.8 Влияние вихрей на термохалинную структуру бассейна 293
3.3 Изменчивость глубины верхнего квазиоднородного слоя под влиянием различных физических факторов 300
3.3.1 Сезонная и межгодовая изменчивость толщины верхнего квазиоднородного слоя .. 300

3.3.2 Зимнее распределение толщины верхнего квазиоднородного слоя и ее связь с динамикой вод 303
3.3.3 Толщина верхнего квазиоднородного слоя в теплый период года и её связь со скоростью ветра 309
Выводы к Разделу 3 312
РАЗДЕЛ 4. ВЛИЯНИЕ ВЕРТИКАЛЬНОГО ОБМЕНА И УСЛОВИЙ ОСВЕЩЕННОСТИ НА БИООПТИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ЧЕРНОГО МОРЯ 316
Введение к Разделу 4 316
4.1 Данные и методы 325
4.2 Влияние физических факторов на межгодовую изменчивость характеристик цветений кокколитофорид и связанные с ними изменения условий освещённости в Черном море 332
4.2.1 Межгодовая изменчивость летних цветений кокколитофорид 333
4.2.2 Вертикальная эволюция летних цветений кокколитофорид 337
4.2.3 Влияние летних цветений кокколитофорид на образование растворенного органического вещества 340
4.2.4 Влияние вертикального вовлечения в зимний период на летнее цветение кокколитофорид 344
4.2.5 Эволюция зимнего цветения кокколитофорид по данным буев Био-Арго и её связь с другими биооптическими параметрами 354
4.2.6 Обсуждение 357
4.3 Изменчивость характеристик освещенности в Черном море и её взаимосвязь с концентрацией хлорофилла А 366
4.3.1 Влияние абсолютных значений ФАР на положение подповерхностного максимума хлорофилла А 367
4.3.2 Влияние концентрации хлорофилла А на ослабление света в Черном море 373
4.4 Особенности сезонной изменчивости вертикального распределения хлорофилла А по данным буев Био-Арго 375
4.5 Влияние зимнего выхолаживания на положение и интенсивность подповерхностного максимума концентрации хлорофилла А в Черном море 386
4.6 Влияние штормовых ветров на возникновение аномальных цветений фитопланктона в теплый период года 395
Выводы к Разделу 4 413
ЗАКЛЮЧЕНИЕ 418
СПИСОК СОКРАЩЕНИЙ И УСЛОВНЫХ ОБОЗНАЧЕНИЙ 423
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ 425

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность темы исследования и степень ее разработанности

Динамические процессы в морской среде активно влияют на перенос по вертикали и по горизонтали живых организмов и необходимых для их жизнедеятельности питательных элементов, оказывая важнейшее влияние на функционирование морских экосистем. Динамика океана зависит от атмосферного воздействия, которое является первопричиной возникновения крупномасштабных течений и вертикальной циркуляции в верхнем слое вод, а также во многом определяет интенсивность турбулентного обмена, связанного с действием касательного напряжения трения ветра и конвективного выхолаживания. Неустойчивость течений, возникающая в результате их усиления/ослабления, взаимодействия с топографией и других процессов, приводит к образованию меандров и синоптических вихрей на естественных масштабах порядка радиуса Россби. Относительно крупномасштабная изменчивость атмосферных полей передает энергию на меньшие масштабы в океан, приводя к возникновению поверхностных дрейфовых течений, крупномасштабных геострофических течений, меандров, океанических вихрей различных масштабов, апвеллингов/даунвеллингов. Эти динамические процессы определяют горизонтальные и вертикальные потоки питательных веществ, необходимые для развития фитопланктона, и условия освещенности, вызывая его перенос в освещенные или темные слои вод под действием вертикальных движений. Такие физические факторы влияют не только на концентрацию фитопланктона, но и на его таксономический состав, что в конечном итоге определяет развитие высших трофических уровней и биопродуктивность океана в целом.

Горизонтальный обмен особо важен для окраинных и внутренних морейпоскольку перераспределяет питательные элементы между богатыми ими шельфовыми районами и более бедными водами центральной части акваторий. Замкнутость Черного моря и значительный речной сток во многом определяют его уникальную физическую и биохимическую структуру [Скопинцев, 1975; Сорокин, 1982; Иванов, Белокопытов, 2012]. Поступление большого количества пресных вод приводит к резкой халинной стратификации, значительно ослабляя вертикальное перемешивание в море и связанный с ними тепло-, соле– и газообмен, что является одной из причин существования безжизненной сероводородной зоны в нижних слоях бассейна. Речной сток является важнейшим источником биогенных элементов, которые попадают с его водами в шельфовые области, а оттуда под действием различных динамических процессов – в глубоководную часть моря.

Высокие градиенты солености способствуют увеличению потенциальной энергии вод Черного моря. Действие циклонической завихренности ветра приводит к наклону пикно-халоклина и переходу потенциальной энергии в кинетическую, что вызывает интенсификацию бароклинной динамики вод [Булгаков и др., 1996; Зацепин и др., 2010]. Основным динамическим элементом Черного моря является циклоническое ОЧТ, огибающее бассейн над его континентальным склоном, и два циклонических круговорота, расположенных в восточной и западной частях бассейна [Книпович, 1932; Блатов, 1984; Овчинников, Титов, 1990]. Важной особенностью динамики бассейна является обилие бароклинных вихрей, которые влияют на термохалинную и структуру бассейна, вертикальное перемешивание и играют значительную роль в горизонтальном обмене соли, тепла и питательных веществ в бассейне [Латун, 1990а; Oguz et al., 1993; Ginzburg et al., 2000, 2002; Korotaev et al., 2003; Zatsepin et al., 2003]. Основной движущей силой динамики Черного моря является ветер [Блатов, 1984; Stanev, 1990; Korotaev et al., 2001]. Скорость и завихренность ветра влияют на изменчивость крупно– и мезомасштабной циркуляции, динамику апвеллингов, дрейфовый перенос взвешенных веществ и загрязнений в прибрежной зоне, модулируют интенсивность вертикальной турбулентности в бассейне. Эти процессы определяют особенности кросс-шельфового обмена и связанного с ними снабжения питательными веществами различных районов моря.

Поступление большого количества органических и неорганических веществ вместе с речными водами значительно уменьшает прозрачность в бассейне и толщину его эвфотического слоя [Маньковский и др., 2003]. Низкая прозрачность и малые глубины перемешивания приводят к относительно неглубокому залеганию слоя максимума биогенных элементов – нутриклина – в Черном море. Малые толщины верхнего квазиоднородного слоя (ВКС) приводят, в отличие от умеренных широт открытого океана, к существованию зимних цветений фитопланктона в Черном море. Однако вертикальные смещения пикноклина способны значительно изменять толщину ВКС в зимний период. Вертикальный обмен, обусловленный вертикальной адвекцией, ветровым и конвективным перемешиванием, является важнейшим внутренним источником биогенных элементов в океане. Значительное влияние на интенсивность перемешивания и вовлечение глубинных вод в Черном море оказывает халинная стратификация, которая также характеризуется межгодовой изменчивостью. Из-за близкого положения нутриклина к поверхности влияние вертикальных движений вод, связанных с интенсивным штормовым воздействием, ветровыми апвеллингами, циклонической циркуляцией, вихревыми движениями различного знака на вертикальный поток биогенных элементов в эвфотический слой в Черном море имеет особо важное значение, что делает крайне актуальным исследование совместного влияния динамических процессов и освещенности на вертикальное распределение фитопланктона.

Несмотря на то, что существует большое количество работ, посвященных исследованию динамики и экосистемы Черного моря многие свойства их изменчивости и взаимодействия, особенно на длительных межгодовых масштабах, до сих пор недостаточно изучены. Слабо исследованы сезонная и межгодовая изменчивости характеристик вихревой динамики Черного моря; механизмы взаимодействия крупномасштабной и вихревой динамики; влияние горизонтального обмена на межгодовую изменчивость биооптических характеристик бассейна; изменчивость условий освещенности в бассейне и её связь с концентрацией хлорофилла А; влияние интенсивного атмосферного воздействия, вертикальной адвекции и перемешивания в различных динамических структурах на развитие цветений фитопланктона и связанные с ними вертикальное распределение биооптические характеристики вод в Черном море.

В настоящей работе на основе современных измерительных методов проводится исследование особенностей сезонной и межгодовой изменчивости крупномасштабной и вихревой динамики Черного моря, а также влияния этих процессов, дрейфовых течений, штормового воздействия, конвективного и механического перемешивания, изменений освещенности и стратификации на особенности функционирования экосистемы Черного моря на различных временных масштабах.

Определение взаимосвязи атмосферных, гидрофизических и гидробиологических процессов необходимо для понимания причин изменчивости состояния морских экосистем в условиях меняющегося климата. Описание этих связей позволит в конечном итоге развить качественные физико-биохимические модели, которые дадут возможность контролировать и прогнозировать изменения в морских экосистемах, эффективнее и безопаснее использовать морские ресурсы.

Объектом исследования диссертационной работы является Черное море.

Предметом исследования диссертации являются крупномасштабная динамика и синоптические вихри, горизонтальный и вертикальный обмен, влияние абиотических факторов на биологические характеристики морских экосистем.

Цель и задачи работы.

Цель работы – исследование изменчивости динамических процессов в Черном море, их влияния на горизонтальный и вертикальный обмен и особенности функционирования экосистемы бассейна на сезонных и межгодовых масштабах.

Задачи исследования:

- исследовать пространственное распределение, сезонную и межгодовую изменчивость характеристик вихрей Черного моря, их влияние на стратификацию, термохалинную структуру вод, транспорт тепла и соли в бассейне;

- исследовать механизмы изменчивости и взаимодействия крупномасштабной и вихревой динамики Черного моря на сезонных и межгодовых масштабах, их связь с ветровым воздействием;
- исследовать влияние горизонтального обмена, связанного с крупномасштабной, вихревой динамикой и дрейфовыми течениями, на распространение шельфовых вод и изменчивость распределения концентрации хлорофилла А в Черном море на межгодовых масштабах;
- исследовать сезонную и межгодовую изменчивость вертикального распределения основных биооптических характеристик Черного моря: концентрации хлорофилла А, показателя обратного рассеяния, фотосинтетически активной радиации (ФАР), коэффициента ослабления света
- исследовать влияние физических факторов – освещенности, динамического и атмосферного воздействия на вертикальную эволюцию цветений фитопланктона и особенности функционирования экосистемы Черного моря.

Теоретическая и практическая значимость работы. Результаты, полученные в работе, позволили существенно расширить фундаментальные представления о механизмах формирования и изменчивости характеристик синоптических вихрей, взаимодействия динамических процессов разных масштабов, влияния крупномасштабной и вихревой динамики на термохалинную структуру вод и обмен примесью в Черном море. Новые данные о взаимосвязи атмосферных, гидрофизических и гидробиологических процессов позволили расширить представление о динамике фитопланктонных сообществ и их изменчивости под влиянием различных процессов (штормового воздействия, зимнего выхолаживания, переноса шельфовых вод под влиянием дрейфовых и геострофических течений, изменений условий освещенности). Полученные результаты необходимы для понимания причин современных изменений гидрологии и экосистем Черного моря в условиях меняющегося климата, развития и валидации численных биохимических моделей, которые дают возможность контролировать и прогнозировать изменения в морских экосистемах, эффективнее и безопаснее использовать морские ресурсы.

В диссертационной работе развиты новые дистанционные методы определения скоростей поверхностных течений, характеристик вихрей, транспорта примеси и нефтяных загрязнений. Информация об этих процессах востребована широким кругом потребителей, деятельность которых связана с судоходством, рыболовством, добычей и транспортировкой сырья. К внедренным результатам относится модель расчета траектории дрейфа нефтяных загрязнений FOTS, позволяющая прогнозировать последствия нефтяных разливов, определять

источники загрязнений и суда-виновники аварий. Данная модель оперативно применяется на морском портале инженерно-технологического центра «Сканекс» и неоднократно была использована для прогноза распространения нефтяных загрязнений и поиска объектов в различных районах Мирового океана (Черном, Каспийском, Карском, Балтийском морях).

Связь с научными программами, планами, темами. Работа выполнялась в соответствии с планами научных исследований и прикладных тем Морского гидрофизического института РАН, а также сотрудничества в рамках научно-исследовательских проектов, государственных контрактов и хозяйственных договорах:

- грант РФФИ №20-35-70034 «Стабильность» «Идентификация, межгодовая изменчивость и особенности распространения интенсивных цветений фитопланктона в южных морях Россия по спутниковым измерениям», 2020-2021 гг., руководитель;
- грант РНФ №20-17-00167 «Роль короткопериодных и мезомасштабных физических процессов в формировании структуры планктона и биологической продуктивности на примере Черного моря», 2020-2022 гг., исполнитель;
- грант РФФИ №20-05-00068 «Глубинный максимум фитопланктона: таксономическая структура, временная динамика и определяющие факторы», 2020-2022 гг., исполнитель;
- грант РФФИ №19-05-00479 А «Генерация, эволюция и роль в переносе вещества субмезомасштабных вихрей в Черном море», 2019-2022 гг., руководитель;
- грант РНФ № 19-77-00029 «Изменчивость биооптических характеристик Черного моря по измерениям буев Био-Арго и спутниковым данным», 2019-2021 гг., руководитель;
- грант РФИИ №17-05-41102 А «Аномальные цветения фитопланктона в западных морях России – проявления в данных ДЗЗ, возможные причины возникновения и влияние на характеристики экосистемы», 2017-2020 гг., исполнитель;
- государственный контракт №47702388027160001890/(175-1011-2016)-1403/27-2017 между ФГУП ЦНИИмаш и ФГБУН МГИ «Разработка предложений в проект концепции развития перспективных космических средств и проектных обликов космических комплексов и систем НСЭН для решения задач океанографии», 2017-2018 гг., исполнитель;
- грант РФФИ №16-05-00714 А «Изучение особенностей распространения речных вод в западной части Черного моря в зимний период и их влияния на биотические характеристики», 2016-2019 гг., исполнитель;
- грант РФФИ №16-05-00714 РГО А «Исследование синоптической изменчивости динамики вод прибрежной зоны Черного моря на основе контактных и дистанционных данных измерений, и их усвоения в численных моделях с повышенным пространственным разрешением», 2017-2020 гг., исполнитель;

- грант РФФИ №16-35-60036 мол_а_дк «Влияние горизонтального и вертикального обмена на интенсивность цветения фитопланктона в Черном море по спутниковым измерениям», 2016-2019 гг., руководитель;
- грант РФФИ №16-05-00264 А «Динамическая и термохалинная структура вихрей Черного моря по данным спутниковой альтиметрии, численного моделирования и измерений буев-профилемеров Арго», 2016-2019 гг., руководитель;
- грант Президента Российской Федерации для государственной поддержки молодых российских ученых – кандидатов наук (МК-2015) МК-5787.2015.5. «Динамика синоптических вихрей в океане и её влияние на морскую экосистему по данным дистанционного зондирования», 2015-2016 гг., руководитель;
- грант РНФ №15-17-20020 «Динамика верхнего слоя океана по данным спутниковых радиолокационных и оптических измерений», 2015-2016 гг., исполнитель;
- Федеральная Целевая Программа 1.2 «Исследование технологии мониторинга и прогнозирования экологического состояния водной среды морского шельфа: Соглашение 14.604.21.0044 с МинОбрНауки РФ», 2014-2016 гг., исполнитель;
- международный научный проект европейской программы «Европейская оперативная система наблюдений и прогноза в прибрежной и шельфовой зонах моря» (шифр «ECOOP»), ДР № 0107U001755, 2007-2010 гг., исполнитель;
- международный научный проект европейской программы «Южные европейские программы: оценка и моделирование изменений в экосистемах» (шифр «SEASAM-МГИ»), ДР № 0107U004579, 2006-2010 гг., исполнитель;
- грант РФФИ №12-05-90913-мол_снг_нр «Анализ сезонной и межгодовой изменчивости циркуляции Черного моря на основе спутниковых альтиметрических и инструментальных измерений и определение её связи с изменчивостью характеристик приводного ветра над бассейном», 2012 г., исполнитель;
- договор № 20170821-Р-МП между ООО ИНЖЕНЕРНО-ТЕХНОЛОГИЧЕСКИЙ ЦЕНТР «СКАНЭКС» и ФГБУН МГИ по работам «АТЛАС», «МОНИТОРИНГ», «ТРАЕКТОРИЯ», «СРТ».

Методология и методы исследования. Основным методическим подходом диссертационного исследования являлся комплексный анализ разнородных океанографических и гидрометеорологических данных: спутниковых измерений альтиметров, оптических и ИК-радиометров, скаттерометров; гидрологических измерений по данным судовых съемок, дрейфующих буев Арго, заякоренных буев; биооптических измерений по данным буев Био-Арго, данных численного моделирования циркуляции океана и массивов реанализа атмосферных полей.

В процессе исследования использовались различные подходы, основанные на статистическом (корреляционном, композитном) анализе больших объемов данных, детальном анализе отдельных событий, создании моделей расчета и их верификации с независимыми наблюдениями, а также других традиционных методах океанографии. В диссертации был разработан ряд новых методов исследования: методы автоматической идентификации вихревых образований по спутниковым данным и результатам численного моделирования; лагранжевы методы расчета переноса примеси, в том числе нефтяных загрязнений, на основе спутниковой информации.

Положения, выносимые на защиту:

1. Количество и суммарная кинетическая энергия синоптических антициклонов в Черном море находится в противофазе с кинетической энергией средних течений на сезонных и межгодовых масштабах. Выраженная межгодовая изменчивость интенсивности течений Черного моря определяется влиянием завихренности ветра, ослабление которой приводит к переходу от “струйного” режима динамики с выраженным ОЧТ к “вихревому”, способствуя усилению горизонтального обмена в бассейне.
2. Вовлечение шельфовых вод является важным источником доступной потенциальной энергии для антициклонов Черного моря. Причиной усиления антициклонической вихревой динамики на сезонных и межгодовых масштабах при ослаблении завихренности ветра являются положительные потоки плавучести, вызванные оттоком опреснённых шельфовых вод в центральную часть моря при релаксации экмановского даунвеллинга.
3. Усиление горизонтального вихревого обмена в периоды ослабления завихренности ветра вызывает значительный рост концентрации хлорофилла А в Черном море на межгодовых масштабах. Этот эффект важен особенно в зонах резких биохимических градиентов – в районе континентального склона и центрального северо-западного шельфа.
4. Наблюдающаяся интенсификация ветрового и динамического воздействия вызывает ослабление халинной стратификации верхнего слоя Черного моря, способствует усилению вертикального обмена и возникновению аномально сильных цветений фитопланктона в теплый период года
5. Характеристики вертикального обмена модулируют изменения условий освещённости в Черном море, которые оказывают определяющее влияние на вертикальное распределение концентрации хлорофилла А в толще вод.

Научная новизна. Помимо защищаемых положений, новизной обладают следующие результаты диссертационной работы:

– методы двухмерной автоматической идентификации вихрей по спутниковым измерениям и методы трехмерной автоматической идентификации вихрей по данным численного моделирования, позволившие исследовать горизонтальное и вертикальное распределение их характеристик (радиуса, орбитальной скорости, завихренности, параметров формы, вертикальной термохалинной структуры), время жизни, скорость перемещения, повторяемость наблюдения; сезонную и межгодовую изменчивость вышеперечисленных параметров, особенности влияния синоптических вихрей на стратификацию, транспорт тепла и соли в бассейне;

– описание механизма влияния ослабления крупномасштабной циркуляции и ослабления экмановской дивергенции на сезонную интенсификацию антициклонов Черного моря;

– описание механизма влияния кросс-шельфовых потоков плавучести на интенсификацию синоптических антициклонов в Черном море;

– оценки влияния сезонной и межгодовой изменчивости крупномасштабной динамики на рост уровня моря в прибрежной части Черного моря и водообмен с Азовским морем;

– новый метод расчета поверхностных дрейфовых течений по данным дрифтерных и альтиметрических измерений;

– лагранжева модель и программные продукты расчета траекторий перемещения плавающих частиц, речных плюмов и растекания нефтяных загрязнений, основанная на спутниковых данных и данных атмосферных реанализов ;

– механизмы влияния крупномасштабной и вихревой динамики на пространственно-временную изменчивость концентрации хлорофилла А в Черном море на межгодовых масштабах;

– новые оценки межгодовой и пространственной изменчивости толщины ВКС, её связь с крупномасштабной и вихревой динамикой в Черном море;

– механизм влияния ветрового перемешивания на осолонение верхних слоев и ослабление халинной стратификации Черного моря;

– оценки сезонной и межгодовой изменчивости вертикального распределения основных биооптических характеристик Черного моря: концентрации хлорофилла А, показателя обратного рассеяния, фотосинтетически активной радиации (ФАР), коэффициента ослабления света на различных длинах волн в центральной части Черного моря;

– описание вертикального распределения интенсивности цветений кокколитофорид и механизмов их влияния на образование растворенного органического вещества в Черном море на основе оптических измерений;

– механизмы влияния вертикального вовлечения глубинных вод в верхние слои в зимний период и влияния изменчивости халинной структуры Черного моря на возникновение аномально сильных летних цветений кокколитофорид;

– механизм влияния штормового воздействия на развитие цветения фитопланктона в теплый период в Черном море;

– оценки сезонной изменчивости вертикального распределения ФАР и его взаимосвязь с вертикальным распределением концентрации хлорофилла А;

– механизмы влияния интенсивности конвекции и самозатенения на изменчивость концентрации хлорофилла А, положение её подповерхностного максимума и условия освещенности в Черном море.

Степень достоверности. Достоверность результатов диссертации обеспечивается использованием большого объема данных, проведенной в работе валидацией и сопоставлением данных различных источников информации (спутниковых, контактных измерений, данных численного моделирования), применением, наряду с новыми подходами, традиционных методов океанографического и гидрометеорологического анализа.

Достоверность использованных альтиметрических данных для исследования динамики Черного моря основывается на проведенной ранее их валидации путем сопоставления с измерениями уровня на прибрежных постах и дрифтерными измерениями скорости течений.

Корректность разработанного метода идентификации вихрей подтверждается сопоставлением его результатов с оптическими и инфракрасными спутниковыми данными о проявлениях вихрей в полях трассеров.

Полученная информация о характеристиках и структуре вихрей Черного моря хорошо согласуется с данными гидрологических и спутниковых исследований.

Выводы о причинах сезонной изменчивости вихрей согласуются с лабораторными исследованиями в круглом бассейне.

Достоверность результатов, полученных на основе разработанной лагранжевой модели, подтверждается сопоставлением с данными последовательных радиолокациооных измерений о смещении нефтяных пленок, а также с данными спутниковых оптических измерений.

Результаты о росте солености Черного моря подкрепляются независимыми оценками, полученными на полигоне в Южном отделении Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН.

Достоверность полученных результатов об изменчивости интенсивности цветения кокколитофорид подтверждается сопоставлением двух источников данных – спутниковых измерений яркости моря и измерений показателя обратного рассеяния буями Био-Арго.

Апробация результатов. Материалы исследований, представленных в диссертации, докладывались на семинарах МГИ РАН и ИО РАН, а также на следующих конференциях: «Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса» (Москва, 2012, 2013, 2014, 2015, 2016, 2017, 2018, 2019, 2020); «*CIESM, The Mediterranean Science Commission*» (Сочи, 2014; Киль, 2016); «*EGU General Assembly*» (Вена, 2014); «Южные моря как имитационная модель океана» (Севастополь, 2012); «Риски природных катастроф и методы минимизации их негативных последствий» (Севастополь, 2012); «Современное состояние и перспективы наращивания морского ресурсного потенциала Юга России» (Кацивели, 2014); «Спутниковые методы и системы исследования Земли» (Москва, 2014); «Фундаментальные и прикладные космические исследования» (Москва, 2015); «Пути решения проблемы сохранения и восстановления пляжей Крымского полуострова» (Севастополь, 2015); «Комплексные исследования морей России: оперативная океанография и экспедиционные исследования» (Севастополь, 2016); «Мировой океан: модели, данные, оперативная океанология» (Севастополь, 2016); «Итоги экспедиционных исследований на научных судах ФАНО России» (Москва, 2016); «Комплексные исследования Мирового океана» (Москва, 2017; Санкт-Петербург, 2018; Севастополь, 2019; Москва, 2021); «Современные методы и средства океанологических исследований» (Москва, 2017, 2019); «Моря России: методы, средства и результаты исследований» (Севастополь, 2018, 2019, 2020, 2021).

Публикации по теме диссертации. По теме диссертации опубликовано в соавторстве 125 научных работ, из них 60 статей в рецензируемых научных журналах и 65 статей в сборниках трудов и материалов конференций.

Требованиям ВАК при Минобрнауки России удовлетворяет 39 работ в рецензируемых научных изданиях [1–39]. В их числе 39 работ в рецензируемых научных изданиях, входящих в наукометрическую базу Web of Science [1–39], 35 работ в рецензируемых научных изданиях, входящих в наукометрическую базу SCOPUS [1–5, 7–13, 15–19, 22–39]. 12 работ автора [1, 11, 15, 16, 18, 19, 24, 26, 29, 33, 37, 38] опубликованы в изданиях первого квартиля (Q1).

1. **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 Science. – 2011. – Vol. 7, Iss. 6. – P. 745–753. – DOI: 10.5194/os-7-745-2011.

2. Kubryakov A.A. Estimating the quality of the retrieval of the surface geostrophic circulation of the Black Sea by satellite altimetry data based on validation with drifting buoy measurements /

A.A. Kubryakov, S.V. Stanichny // Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics. – 2013. – Vol. 49. – P. 930–938. – DOI: 10.1134/S0001433813090089. (**Кубряков А.А.** Оценка качества восстановления поверхностной геострофической циркуляции Черного моря по данным спутниковой альтиметрии на основе сопоставления с дрифтерными измерениями / А.А. Кубряков, С.В. Станичный // Исследование Земли из космоса. – 2013. – № 3. – С. 3–12. – DOI: 10.7868/S0205961413020061).

3. **Kubryakov A.A.** The Black Sea level trends from tide gages and satellite altimetry / A.A. Kubryakov, S.V. Stanichnyi // Russian Meteorology and Hydrology. – 2013. – Vol. 38. – P. 329–333. – DOI: 10.3103/S1068373913050051. (**Кубряков А.А.** Тренды уровня Черного моря по контактным и альтиметрическим наблюдениям / А.А. Кубряков, С.В. Станичный // Метеорология и гидрология. – 2013. – № 5. – С. 48–55.).

4. Zatsepin A.G. Subsatellite polygon for studying hydrophysical processes in the Black Sea shelf-slope zone / A.G. Zatsepin, A.G. Ostrovskii, V.V. Kremenetskiy, S.S. Nizov, V.B. Piotukh, V.A. Soloviev, D.A. Shvoev, A.L. Tsibul'sky, S.B. Kuklev, O.N. Kukleva, L.V. Moskalenko, O.I. Podymov, V.I. Baranov, A.A. Kondrashov, A.O. Korzh, A.A. Kubryakov, D.M. Soloviev, S.V. Stanichny // Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics. – 2014. – Vol. 50. – P. 13–25. – DOI: 10.1134/S0001433813060157. (Зацепин А.Г. Подспутниковый полигон для изучения гидрофизических процессов в шельфово-склоновой зоне Черного моря / А.Г. Зацепин, А.Г. Островский, В.В. Кременецкий, С.С. Низов, В.Б. Пиотух, В.А. Соловьев, Д.А. Швоев, А.Л. Цибульский, С.Б. Куклев, О.Н. Куклева, Л.В. Москаленко, О.И. Подымов, В.И. Баранов, А.А. Кондрашов, А.О. Корж, **А.А. Кубряков**, Д.М. Соловьев, С.В. Станичный // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. – 2014. – Т. 50, № 1. – С. 16–29. DOI: 10.7868/S0002351513060163).

5. **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 Part I: Oceanographic Research Papers. – 2015. – Vol. 97. – P. 80–91. – DOI: 10.1016/j.dsr.2014.12.002.

6. **Kubryakov A.A.** Dynamics of Batumi anticyclone from the satellite measurements / A.A. Kubryakov, S.V. Stanichny // Physical Oceanography. – 2015. – №. 2. – С. 59–68. – DOI: 10.22449/1573-160X-2015-2-59-68. (**Кубряков А.А.** Динамика Батумского антициклона по спутниковым данным / А.А. Кубряков, С.В. Станичный // Морской гидрофизический журнал. – 2015. – № 2. – С. 67–78. – DOI: 10.22449/0233-7584-2015-2-67-78).

7. **Kubryakov A.** Mesoscale eddies in the Black Sea from satellite altimetry data / A. Kubryakov, S. Stanichny // Oceanology. – 2015. – Vol. 55, №. 1. – P.56–67. – DOI: 10.1134/S0001437015010105. **(Кубряков А.А.** Синоптические вихри в Черном море по данным спутниковой альтиметрии / А.А. Кубряков, С.В. Станичный // Океанология. – 2015. – Т. 55, № 1. – С. 65–77. – DOI: 10.7868/S0030157415010104).

8. Zatsepin A.G. Propagation and transformation of waters of the surface desalinated layer in the Kara Sea / A.G. Zatsepin, V.V. Kremenetskiy, **A.A. Kubryakov**, S.V. Stanichny, D.M. Soloviev // Oceanology. – 2015. – Vol. 55, №4. – P. 450–460. – DOI: 10.1134/S0001437015040153. (Зацепин А.Г. Распространение и трансформация вод поверхностного опресненного слоя в Карском море / А.Г. Зацепин, В.В. Кременецкий, **А.А. Кубряков**, С.В. Станичный, Д.М. Соловьев // Океанология. – 2015. – Т. 55, № 4. – С. 502–513. – DOI: 10.7868/S0030157415040152).

9. Garmashov A.V. Comparing satellite and meteorological data on wind velocity over the Black Sea / A.V. Garmashov, **A.A. Kubryakov**, M.V. Shokurov, S.V. Stanichny, Y.N. Toloknov, A.I. Korovushkin // Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics. – 2016. – Vol. 52, No 3. – P. 309–316. – DOI: 10.1134/S000143381603004X. (Гармашов А.В. Сопоставление скорости ветра над Черным морем по спутниковым и метеорологическим данным / А.В. Гармашов, **А.А. Кубряков**, М.В. Шокуров, С.В. Станичный, Ю.Н. Толокнов, А.И. Коровушкин // Известия Российской академии наук. Физика атмосферы и океана. – 2016. – Т. 52, № 3. – С. 351–360. – DOI: 10.7868/S0002351516030044).

10. **Kubryakov A.A.** Long-term variations of the Black Sea dynamics and their impact on the marine ecosystem / A.A. Kubryakov, S.V. Stanichny, A.G. Zatsepin, V.V. Kremenetskiy // Journal of Marine Systems. – 2016. – Vol. 163. – P. 80–94. – DOI: 10.1016/j.jmarsys.2016.06.006.

11. **Kubryakov A.** River plume dynamics in the Kara Sea from altimetry-based lagrangian model, satellite salinity and chlorophyll data / A. Kubryakov, S. Stanichny, A. Zatsepin // Remote Sensing of Environment. – 2016. – Vol. 176. – P. 177–187. – DOI: 10.1016/j.rse.2016.01.020.

12. Stanichny S.V. Parameterization of surface wind-driven currents in the Black Sea using drifters, wind, and altimetry data / S.V. Stanichny, **A.A. Kubryakov**, D.M. Soloviev // Ocean Dynamics. – 2016. – Vol. 66, Iss. 1. – P. 1–10. – DOI: 10.1007/s10236-015-0901-3.

13. Matveev A.Y. Modeling of oil spreading in a problem of radar multiangle diagnostics of Sea surface pollutions / A.Y. Matveev, **A.A. Kubryakov,** A.G. Boev, D.M. Bychkov, V.K. Ivanov, S.V. Stanichny, V.N. Tsymbal // Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics. – 2016. – Vol. 52. – P. 940–950. – DOI: 10.1134/S0001433816090188 (Матвеев А.Я. Моделирование растекания нефти в задаче радиолокационной многоугловой диагностики загрязнений морской поверхности / А.Я. Матвеев, А.А. Кубряков, А.Г. Боев, Д.М. Бычков, В.К. Иванов, С.В. Станичный, В.Н. Цымбал // Исследование Земли из космоса. – 2016. – №. 1-2. – С. 213-213. – DOI: 10.7868/S0205961416010097).

14. Aleskerova A.A. Propagation of waters from the Kerch Strait in the Black Sea / A.A. Aleskerova, **A.A. Kubryakov,** Y.N. Goryachkin, S.V. Stanichny // Physical Oceanography. – 2017. – №. 6. – P. 47–57. – DOI: 10.22449/1573-160X-2017-6-47-57. (Алескерова А.А. Распространение вод из Керченского пролива в Черное море / А.А. Алескерова, **А.А. Кубряков**,

Ю.Н. Горячкин, С.В. Станичный // Морской гидрофизический журнал. – 2017. – № 6. – С. 53–64. – DOI: 10.22449/0233-7584-2017-6-53-64)

15. **Kubryakov A.A.** Quantifying the impact of basin dynamics on the regional sea level rise in the Black Sea / A.A. Kubryakov, S.V. Stanichny, D.L. Volkov // Ocean Science. – 2017. – Vol. 13, Iss. 3. – P. 443–452. – DOI: 10.5194/os-13-443-2017.

16. Mikaelyan A.S. Phenology and drivers of the winter-spring phytoplankton bloom in the open Black Sea: the application of Sverdrup's hypothesis and its refinements / A.S. Mikaelyan, V.K. Chasovnikov, **A.A. Kubryakov**, S.V. Stanichny // Progress in Oceanography. – 2017. – Vol. 151. – P. 163–176. – DOI: 10.1016/j.pocean.2016.12.006.

17. **Kubryakov A.A.** Interannual variability of Danube waters propagation in summer period of 1992–2015 and its influence on the Black Sea ecosystem / A.A. Kubryakov, S.V. Stanichny, A.G. Zatsepin // Journal of Marine Systems. – 2018. – Vol. 179. – P. 10–30. – DOI: 10.1016/j.jmarsys.2017.11.001.

18. **Kubryakov A.A.** Thermohaline structure, transport and evolution of the Black Sea eddies from hydrological and satellite data / A.A. Kubryakov, A.V. Bagaev, S.V. Stanichny, V.N. Belokopytov // Progress in Oceanography. – 2018. – Vol. 167. – P. 44–63. – DOI: 10.1016/j.pocean.2018.07.007.

19. **Kubryakov A.** Reconstructing large-and mesoscale dynamics in the Black Sea Region from satellite imagery and altimetry data – a comparison of two methods / A. Kubryakov, E. Plotnikov, S. Stanichny // Remote Sensing. – 2018. – Vol. 10, Iss. 2. – 239. – DOI: 10.3390/rs10020239.

20. **Kubryakov A.A.** Three-dimensional identification of the Black Sea mesoscale eddies according to Nemo numerical model calculations / A.A. Kubryakov, A.I. Mizyuk, O.S. Puzina, M.V. Senderov // Physical Oceanography. – 2018. – Vol. 25, №. 1. – P. 18–26. – DOI: 10.22449/1573-160X-2018-1-18-26. **(Кубряков А.А.** Трехмерная идентификация синоптических вихрей Черного моря по расчетам численной модели NEMO / А.А. Кубряков, А.И. Мизюк, О.С. Пузина, М.В. Сендеров // Морской гидрофизический журнал. – 2018. – № 1. – С. 20–28. – DOI: 10.22449/0233-7584-2018-1-20-28).

21. Kubryakova E.A. Impact of winter cooling on water vertical entrainment and intensity of phytoplankton bloom in the Black Sea / E.A. Kubryakova, **A.A. Kubryakov**, S.V. Stanichny // Physical oceanography. – 2018. – Vol. 25, №. 3. – С. 191–206. – DOI: 10.22449/1573-160X-2018-3-191-206. (Кубрякова Е.А. Влияние зимнего выхолаживания на вертикальное вовлечение вод и интенсивность цветения фитопланктона в Черном море / Е.А. Кубрякова, **А.А. Кубряков**, С.В. Станичный // Морской гидрофизический журнал. – 2018. – Т. 34, № 3. – С. 206–222. – DOI: 10.22449/0233-7584-2018-3-206-222).

22. Mikaelyan A.S. Regional climate and patterns of phytoplankton annual succession in the open waters of the Black Sea / A.S. Mikaelyan, **A.A. Kubryakov**, V.A. Silkina, L.A. Pautova,

V.K. Chasovnikov // Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers. – 2018. – Vol. 142. – P. 44–57. – DOI: 10.1016/j.dsr.2018.08.001.

23. **Kubryakov A.A.** Anomalous summer-autumn phytoplankton bloom in 2015 in the Black Sea caused by several strong wind events / A.A. Kubryakov, A.G. Zatsepin, S.V. Stanichny // Journal of Marine Systems. – 2019. – Vol. 194. – P. 11–24. – DOI: 10.1016/j.jmarsys.2019.02.004.

24. **Kubryakov A.A.** Propagation of the Azov Sea waters in the Black sea under impact of variable winds, geostrophic currents and exchange in the Kerch Strait / A.A. Kubryakov, A.A. Aleskerova, Y.N. Goryachkin, S.V. Stanichny, A.A. Latushkin, A.V. Fedirko // Progress in Oceanography. – 2019. – Vol. 176. – P. 102119. – DOI: 10.1016/j.pocean.2019.05.011.

25. **Kubryakov A.A.** Summer and winter coccolithophore blooms in the Black Sea and their impact on production of dissolved organic matter from Bio-Argo data / A.A. Kubryakov, A.S. Mikaelyan, S.V. Stanichny // Journal of Marine Systems. – 2019. – Vol. 199. – P. 103220. – DOI: 10.1016/j.jmarsys.2019.103220.

26. **Kubryakov A.** Wind velocity and wind curl variability over the Black Sea from QuikScat and ASCAT satellite measurements / A. Kubryakov, S. Stanichny, M. Shokurov, A. Garmashov // Remote sensing of environment. – 2019. – Vol. 224. – P. 236–258. – DOI: 10.1016/j.rse.2019.01.034.

27. Kubryakov A.A. The Black Sea mixed layer depth variability and its relation to the basin dynamics and atmospheric forcing / **A.A. Kubryakov,** V.N. Belokopytov, A.G. Zatsepin, S.V. Stanichny, V.B. Piotukh, // Physical oceanography. – 2019. – Vol. 26, №. 5. – P. 397–413. – DOI: 10.22449/1573-160X-2019-5-397-413. (**Кубряков А.А.** Изменчивость толщины перемешанного слоя в Черном море и ее связь с динамикой вод и атмосферным воздействием / А.А. Кубряков, В.Н. Белокопытов, А.Г. Зацепин, С.В. Станичный, В.Б. Пиотух, // Морской гидрофизический журнал. – 2019. – Т. 35, №. 5. – С. 449–468. – DOI: 10.22449/0233-7584-2019-5-449-468).

28. Zatsepin A.G. Physical mechanisms of submesoscale eddies generation: evidences from laboratory modeling and satellite data in the Black Sea / A. Zatsepin, **A. Kubryakov**, A. Aleskerova, D. Elkin, O. Kukleva // Ocean Dynamics. – 2019. – Vol. 69, Iss. 2. – P. 253–266. – DOI: 10.1007/s10236-018-1239-4.

29. **Kubryakov A.A.** Seasonal Stages of Chlorophyll-a Vertical Distribution and Its Relation to the Light Conditions in the Black Sea from Bio-Argo Measurements / A.A. Kubryakov, A.S. Mikaelyan, S.V. Stanichny, E.A. Kubryakova // Journal of Geophysical Research: Oceans. – 2020. – Vol. 125(12). – e2020JC016790. – DOI: 10.1029/2020JC016790.

30. Podymov O. Seasonal and interannual variability of vertical turbulent exchange coefficient in the Black Sea pycnocline in 2013–2016 and its relation to variability of mean kinetic energy of surface currents / O. Podymov, A. Zatsepin, **A. Kubryakov**, A. Ostrovskii // Ocean Dynamics. – 2020. – Vol. 70, №. 2. – P. 199–211. – DOI: 10.1007/s10236-019-01331-w.

31. Mikaelyan A.S. The impact of physical processes on taxonomic composition, distribution and growth of phytoplankton in the open Black Sea / A.S. Mikaelyan, S.A. Mosharov, **A.A. Kubryakov,** L.A. Pautova, A. Fedorov, V.K. Chasovnikov // Journal of Marine Systems. – 2020. – Vol. 208. – P. 103368. – DOI: 10.1016/j.jmarsys.2020.103368.

32. **Kubryakov A.A.** Extremely strong coccolithophore blooms in the Black Sea: The decisive role of winter vertical entrainment of deep water / A.A. Kubryakov, A.S. Mikaelyan, S.V. Stanichny // Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers. – 2021. – 173, 103554. – DOI: 10.1016/j.dsr.2021.103554.

33. **Kubryakov A.A.** Spatial distribution and interannual variability of cyanobacteria blooms on the North-Western shelf of the Black Sea in 1985–2019 from satellite data / A.A. Kubryakov, P.N. Lishaev, A.A. Aleskerova, S.V. Stanichny, A.A. Medvedeva // Harmful Algae. – 2021. – 110, 102128. – DOI: 10.1016/j.hal.2021.102128.

34. Kubryakova E.A. Winter coccolithophore blooms in the Black Sea: Interannual variability and driving factors / E.A. Kubryakova, **A.A. Kubryakov,** A.S. Mikaelyan // Journal of Marine Systems. – 2021. – Vol. 213. – DOI: 10.1016/j.jmarsys.2020.103461.

35. Mikaelyan A.S. Effect of Mesoscale Eddy Dynamics on Bioproductivity of the Marine Ecosystems (Review) / A.S. Mikaelyan, A.G. Zatsepin, **A.A. Kubryakov** // Physical Oceanography. – 2020. – Vol. 27, No 6. – P. 590-618 – DOI: 10.22449/1573-160X-2020-6-590-618. (Микаэлян А.С. Воздействие мезомасштабной вихревой динамики на биопродуктивность морских экосистем (обзор) / А.С. Микаэлян, А.Г. Зацепин, **А.А Кубряков** // Морской гидрофизический журнал. – 2021. – Т. 36, №. 6. – С. 646–675. – DOI: 10.22449/0233-7584-2020-6-646-675).

36. Stanichny S.V. Quasi-tropical cyclone caused anomalous autumn coccolithophore bloom in the Black Sea / S.V. Stanichny, E.A. Kubryakova, **A.A. Kubryakov** // Biogeosciences. – 2021. – Vol. 18, №. 10. – P. 3173–3188. – DOI: 10.5194/bg-18-3173-2021.

37. **Kubryakov A.A.** Cross-Slope Buoyancy Fluxes Cause Intense Asymmetric Generation of Submesoscale Eddies on the Periphery of the Black Sea Mesoscale Anticyclones / A.A. Kubryakov, O.S. Puzina, A.I. Mizyuk // Journal of Geophysical Research: Oceans. – 2022. – Vol. 127, №. 6. – P. e2021JC018189. – DOI: 10.1029/2021JC018189.

38. Yurovsky Y.Y Submesoscale Currents from UAV: An Experiment over Small-Scale Eddies in the Coastal Black Sea / Y.Y. Yurovsky, **A.A. Kubryakov**, E.V. Plotnikov, P.N. Lishaev // Remote Sensing. – 2022. – Vol. 14, №. 14. – P. 3364. – DOI: 10.3390/rs14143364.

39. **Kubryakov A.A.** Sinking velocity of small particles in the Black Sea: Vertical distribution and seasonal variability from continuous Bio-Argo measurements of backscattering / A.A.Kubryakov, S.V. Stanichny // Journal of Marine Systems. – 2022. – Vol. 227. – P. 103695. – DOI: 10.1016/j.jmarsys.2021.103695.

Личный вклад автора. Диссертантом проводилась постановка целей и задач работы, выбор и разработка методов исследования и анализа, разработка программного обеспечения,

выполнение расчетов и анализ полученных результатов, формулировка основных научных положений и выводов, которые вошли в диссертацию.

В отдельных работах, опубликованных с соавторами, вклад диссертанта заключался в следующем:

1. Разработка методов определения скоростей течений Черного моря по спутниковым данным и их валидация [1, 2, 10, 19].

2. Исследование межгодовой изменчивости динамики Черного моря и ее связи с атмосферным воздействием и ростом уровня в бассейне [3-5, 10, 15], водообменом с Азовским морем [14, 24].

3. Разработка методов автоматической идентификации синоптических вихрей, исследование их характеристик, сезонной и межгодовой изменчивости, термохалинной структуры по спутниковым, гидрологическим измерениям и данным численного моделирования [5-7, 10, 18, 20, 28, 35, 37, 38].

4. Подготовка и валидация данных о скорости ветра, исследование пространственно-временной изменчивости ветровых характеристик, их связи с крупномасштабной атмосферной циркуляцией [9, 26].

5. Участие в параметризации поверхностных дрейфовых течений, разработка методов оценки поверхностных течений и создание модели переноса нефтяных загрязнений [12, 13].

6. Разработка методов расчета распространения речных плюмов в морской среде на основе спутниковых данных. Исследование основных механизмов, определяющие межгодовую изменчивость переноса речного плюма реки Дунай в Черном море [8, 11, 14].

7. Определение пространственно-временной изменчивости толщины верхнего квазиоднородного слоя [27], исследование связи характеристик перемешивания с крупномасштабной динамикой Черного моря [30].

8. Исследование сезонной и межгодовой изменчивости вертикального распределения характеристик фитопланктона в Черном море по данным буев Био-Арго и их связи с характеристиками освещенности [22, 25, 29, 39].

9. Исследование влияние крупномасштабной и синоптической динамики на межгодовую и сезонную изменчивость характеристик фитопланктона в Черном море [10, 17, 22, 23, 33, 35, 36].

10. Исследование механизмов влияния штормового воздействия на цветения фитопланктона по спутниковым данным и измерениям буев Арго [23, 34, 36]

11. Исследование влияния конвективного вовлечения и стратификации вод на цветение фитопланктона в Черном море [16, 21, 22, 31, 33, 34].

Структура и объем работы. Диссертация состоит из введения, 4 разделов, заключения, списка сокращений и условных обозначений, списка литературы из 701 наименований. Общий объем диссертации составляет 470 страниц, включая 209 рисунков и 4 таблицы.

Раздел 1 настоящей работы посвящен исследованию особенностей и физических причин сезонной и межгодовой изменчивости крупномасштабной и вихревой динамики вод Черного моря на основе спутниковых измерений и численного моделирования.

В Разделе 2 на основе спутниковых измерений и лагранжевого моделирования исследуются физические механизмы влияния горизонтальной адвекции, вызванной действием крупномасштабной, вихревой динамики и дрейфовых течений, на распространение шельфовых вод и изменчивость концентрации хлорофилла А в Черном море на различных временных масштабах.

В Разделе 3 на основе массива гидрологических и спутниковых измерений исследуется ряд физических механизмов влияния динамических процессов на изменчивость вертикальной термохалинной структуры, стратификации и глубины перемешанного слоя в Черном море.

В Разделе 4 на основе спутниковых измерений, данных буев Био-Арго и полученных в Разделе 3 представлениях, исследуется влияние освещенности, вертикального перемешивания и адвекции на изменчивость основных биооптических характеристик Черного моря – концентрации хлорофилла А, показателя обратного рассеяния света, коэффициента ослабления света на масштабах от месячных до межгодовых.

Благодарности. Автор выражает глубокую признательность своим многоуважаемым соавторам Станичному С.В., Зацепину А.Г., Микаэляну А.С., Шокурову М.В., Белокопытову В.Н., Белоненко Т.В., Горячкину Ю.Н., Сизову А.А., Матвееву А.Ю., Островскому А.Г., Волкову Д.Л., Кубряковой Е.А., Мизюку А.И., Гармашову А.В., Алескеровой А.А, Подымову О.И. за совместный плодотворный труд и содержательные научные дискуссии, а также Коротаеву Г.К. за поддержку начинаний автора.

Автор также выражает искреннюю признательность членам своей семьи за помощь на разных этапах подготовки – Наумовой Н.В. за переводы и редакцию текста; Кубрякову А.И. за чуткое руководство; Кубрякову В.А. за помощь при подготовке выступлений на конференциях; Кубряковой Е.А. за помощь на всех этапах работы.

РАЗДЕЛ 1. СЕЗОННАЯ И МЕЖГОДОВАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ КРУПНОМАСШТАБНОЙ И СИНОПТИЧЕСКОЙ ДИНАМИКИ ВОД ЧЕРНОГО МОРЯ

Введение к Разделу 1

Черное море характеризуется рядом специфических особенностей: бассейн практически замкнут; в его верхние слои впадает большое количество крупных рек, а в нижние – соленые средиземноморские воды из пролива Босфор [Блатов, 1984; Иванов, Белокопытов, 2011] (Рисунок 1.1). Поступление пресных речных вод играет важнейшую роль для солевого баланса, динамики и характеристик экосистемы Черного моря. Резкая халинная стратификация (соленость меняется на 2 psu в верхнем 100-метровом слое) подавляет вертикальное перемешивание в бассейне, и глубина ВКС в центре моря даже зимой обычно не превышает 50 м [Титов, 2004; Kara et al., 2009]. Наличие выраженного халоклина приводит к образованию холодного промежуточного слоя (ХПС) с минимальной температурой (T) менее 8°C, находящейся на глубине от 50 до 150 м. В период зимнего конвективного перемешивания холодные воды не проникают через халоклин, пикноклин и образуют ХПС с высоким содержанием кислорода, который после суровых зим существует в течение всего года. Сильная стратификация и отсутствие вертикальных потоков кислорода является одной из причин бескислородных и почти безжизненных условий в глубоких слоях Черного моря ниже 100-200 м [Скопинцев, 1975; Konovalov, Murray, 2001].

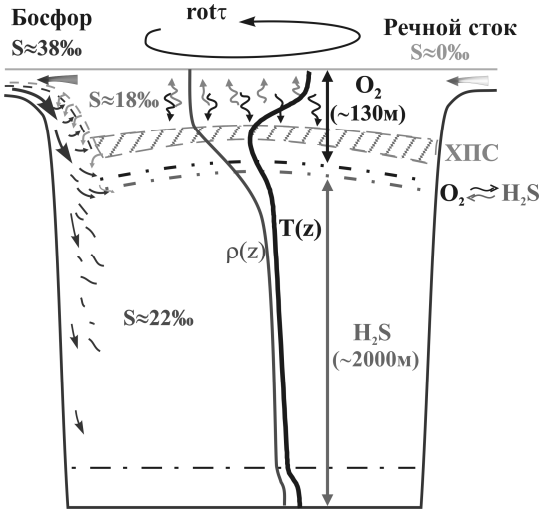

Рисунок 1.1 – Гидрологическая структура глубоководной части Черного моря [Зацепин и др., 2010]

Речные воды приносят большое количество питательных веществ на шельф Черного моря [Кондратьев, 2000, 2015, 2019; Cociasu, Popa, 2004; Kroiss et al., 2007; Ludwig et al., 2012], которые далее переносятся в центральную часть бассейна под действием различных динамических факторов [Блатов, 1984; Tolmazin, 1985; Иванов и др., 1996; Yankovsky et al., 2004; Shapiro et al., 2010; Karageorgis et al., 2014; Kubryakov et al., 2018]. Высокие градиенты солености увеличивают потенциальную энергию и обуславливают ярко выраженную крупномасштабную и синоптическую бароклинную динамику вод Черного моря [Зацепин и др., 2010].

Динамика Черного моря в первую очередь определяется ветровым воздействием. Скорость и завихренность ветра влияют на изменчивость крупно– и мезомасштабной циркуляции, динамику апвеллингов, дрейфовый перенос взвешенных веществ и загрязнений в прибрежной зоне, кросс-шельфовый обмен, модулируют интенсивность вертикальной турбулентности в бассейне. Основным динамическим элементом Черного моря является циклоническое Основное Черноморское Течение (ОЧТ), огибающее бассейн над его континентальным склоном, и два циклонических круговорота, расположенных в восточной и западной частях бассейна [Книпович, 1932, 1938; Блатов, 1984; Овчинников, Титов, 1990]. Энергия ОЧТ в первую очередь определяется наклоном пикно-халоклина, поэтому его скорость наиболее высока в слое от 0 до 150 м и быстро убывает в нижних слоях, как правило, не превышая 5 см/с на глубинах более 300 м [Богуславский и др.,1976; Титов, 1980; Korotaev et al., 2006; Иванов, Белокопытов, 2012]. Сезонная и межгодовая изменчивость крупномасштабной динамики Черного моря исследовалась в большом количестве работ на основе динамического метода по данным гидрологических зондирований [например, Книпович, 1932; Симонов, Альтман, 1991; Блатов и др., 1984; Oguz et al., 1993; Полонский, Шокурова, 2010], дрифтерных измерений [Мотыжев, 2000; Журбас и др., 2003; Poulain et al., 2005], численного гидродинамического моделирования [Stanev, 1990, 2000; Oguz, Malanotte-Rizzoli, 1996; Korotaev et al., 2001; Кныш и др., 2005, 2011; Graek et al., 2010; Capet et al., 2012; Лишаев и др., 2014 и др.].

Согласно наиболее распространенной концепции, завихренность ветра, а точнее экмановская накачка, определяет циклоническую направленность и интенсивность бассейновой циркуляции Черного моря [Блатов и др., 1984; Tolmazin, 1985; Stanev, 1990, 2000; Korotaev et al., 2001; Zatsepin et al., 2002; Graek et al., 2010]. В тоже время в некоторых работах выдвигается и обосновывается гипотеза об определяющем влиянии на циркуляцию разности потоков плавучести вод, поступающих из пролива Босфор и речного стока [Булгаков и др.., 1980, 1996; Коротаев, 1997]. Эти механизмы в Черном море связаны, поскольку потоки плавучести определяют стратификацию вод, увеличивая потенциальную энергию вод бассейна [Булгаков и

др., 1996]. Влияние завихренности ветра переводит часть потенциальной энергии в кинетическую, приводя к возникновению интенсивных бароклинных циклонических течений [Зацепин и др., 2002, 2010].

Появление данных высокоточных альтиметрических измерений дало возможность получать регулярную информацию о геострофической динамике бассейна [Коротаев и др., 1998; Stanev et al., 2000; Korotaev et al., 2001]. На основе альтиметрических измерений впервые было показано, что дивергенция вод, вызванная действием завихренности ветра, существенно влияет на перераспределение уровня моря и динамику Черного моря [Stanev et al., 2000; Korotaev et al., 2001]. Экмановская накачка вызывает отток вод из центра к периферии бассейна, который замыкается у берегов, образуя зону даунвеллинга над континентальным склоном [Korotaev et al., 2001; Stanev et al., 2001; Зацепин и др., 2010]. Формирующиеся горизонтальные градиенты уровня и положения пикноклина приводят к генерации циклонического ОЧТ над склоном бассейна.

Ряд авторов указывает на наличие значимого тренда интенсификации геострофических течений в Черном море [Полонский, Шокурова, 2010; Kubryakov et al., 2016]. Усиление циклонической циркуляции может являться одной из важных причин увеличения трендов уровня моря на периферии бассейна [Vigo et al. 2005; Кубряков, Станичный, 2013]. Динамические изменения уровня способны значительно влиять на водообмен Черного моря с Азовским и Мраморным морями. Так, в работе [Stanev et al., 2017] было продемонстрировано, что интенсивность циркуляции Черного моря может блокировать/интенсифицировать заток средиземноморских вод в проливе Босфор. Вместе с тем, исследования влияния крупномасштабной динамики на затоки азовоморских вод, значительно влияющих на баланс соли и питательных веществ в северо-восточной части моря, до настоящего времени не проводились.

Обилие интенсивных бароклинных вихрей является важной особенностью динамики Черного моря. Вихри играют значительную роль в горизонтальном обмене соли, тепла и питательных веществ в бассейне [Sur et al., 1994; Sur, Ilyin, 1997; Ginzburg et al., 2000, 2002a, b; Staneva et al., 2001; Oguz и др., 2002; Зацепин и др., 2002, 2003; Shapiro et al., 2010; Kubryakov et al, 2016, 2018a]. Конвергентные/дивергентные движения в вихрях влияют на термохалинную и распределение кислорода, вертикальное перемешивание и вовлечение питательных веществ в верхние слои [Латун, 1990a; Oguz et al., 1993; Кривошея, 2000; Zatsepin et al., 2003]. В большинстве случаев вихри Черного моря находятся в потоке ОЧТ и перемещаются вместе с ним в циклоническом направлении [Ginzburg et al., 2002a, b]. Обычно интенсивные антициклоны наблюдаются между берегом и струей ОЧТ [Кривошея и др., 1997, 1998], реже они могут проникать и в центральную часть бассейна, становясь вихрями «открытого моря»

[Zatsepin et al., 2003; Ginzburg et al., 2002a,b; Гинзбург и др., 2003, 2008; Коротенко, 2018]. Циклонические синоптические вихри в основном наблюдаются слева от ОЧТ [Латун, 1989; Кривошея и др., 1993; Zatsepin et al., 2003]. Они также часто образуются как присоединённые к более интенсивным антициклоническим вихрям [Ginzburg et al., 2002a]. По данным спутниковых и контактных наблюдений [Блатов, 1984; Латун, 1989; Голубев, Тужилкин, 1990; Овчинников, Титов, 1990; Oguz et al., 1993; Кривошея и др., 1997, 1998; Zatsepin et al., 2003; Sur, Ilyin, 1997; Ginzburg et al., 2002a, b; Гинзбург и др., 2008] радиус синоптических вихрей варьируется от 20 до 80 км, что составляет от одного R_d до $4R_d$, где R_d=20 км – бароклинный радиус деформации Россби. Отметим, что в Черном море наблюдается также большое количество субмезомасштабных вихрей, за которые условно принимаются вихри диаметром менее 10 км [Зацепин и др., 2011, Zatsepin et al., 2019; Lavrova et al., 2016]. Наиболее типичная скорость перемещения синоптических антициклонов вдоль побережья составляет от 2 до 6,5 см/с [Латун, 1989; Гинзбург и др., 2000], хотя на отдельных участках траектории она может достигать ~ 15 см/с [Ginzburg et al., 2002a; Кубряков, Станичный, 2015]. В некоторых регионах синоптические вихри приостанавливают свое движение и становятся квазистационарными. Среди квазистационарных вихрей наиболее интенсивными и изученными являются Батумский и Севастопольский вихри (Рисунок 1.2). Следует отметить, что даже эти вихри не являются стационарными в полном смысле слова и смещаются в процессе эволюции в циклоническом направлении [Гинзбург и др., 2001, 2002, 2008; Zatsepin et al., 2003]. Достаточно подробная схема синоптической циркуляции Черного моря была получена по данным масштабной бассейновой гидрологической съемки в рамках международного эксперимента в [Oguz et al., 1993]. Позже в [Korotaev et al., 2003] эта схема была уточнена на основе данных спутниковой альтиметрии.

Спутниковые исследования в оптическом и инфракрасном (ИК) диапазоне [Казьмин и Скляров, 1982; Oguz et al., 1992, 2002; Гинзбург, 1994; Sur et al., 1994, 1996; Sur, Ilyin, 1997; Гинзбург и др., 2001, 2002; Зацепин и Флинт, 2002; Ginzburg et al., 2002a, b; Zatsepin et al., 2003; Karimova, 2010, 2012, 2013] показали, что синоптическая динамика Черного моря имеет значительно более сложную структуру и большую изменчивость, по сравнению с известными схемами общей циркуляции Черного моря [Овчинников, Титов, 1990; Oguz et al., 1993; Korotaev et al., 2003]. На спутниковых изображениях практически во всех районах Черного моря можно отчетливо наблюдать обилие всевозможных вихрей, вихревых диполей, струй, филамент [Ginzburg et al., 2002; Karimova, 2010]. Эти данные предоставляют большое количество информации о распределении вихрей в Черном море, их характеристиках, траекториях и эволюции [Sur et al., 1996; Sur, Ilyin, 1997; Ginzburg et al., 2000, 2002a, b; Oguz et al., 2002; Zatsepin et al., 2003; Митягина и др., 2010; Shapiro et al., 2010; Каримова, 2011].

Исследователи называют различные механизмы образования вихрей в Черном море [Иванов, Белокопытов, 2012]: взаимодействие потока ОЧТ с топографическими особенностями [Кривошея и др., 2000; Staneva et al., 2001; Ginzburg et al., 2002a; Зацепин, Елкин, 2014], бароклинная неустойчивость ОЧТ [Блатов, 1984; Кривошея и др., 2000; Korotaev et al., 2003; Zatsepin et al., 2003], прямое действие ветра и экмановской накачки, особенно важной, например, для Дунайского вихря [Korotaev et al, 2003] или Батумского вихря [Zatsepin et al., 2003], генерация вихрей при образовании или разрушении волн Россби или топографических волн [Stanev, Rachev, 1999; Staneva et al., 2001], сдвиг скорости на периферии ОЧТ или более крупных вихрей [Ginzburg et al., 2000, 2001]. В ряде работ указывается на важную роль потоков плавучести вблизи устьев рек [Иванов, Кубряков, 1995; Oguz et al., 1995] и в зонах интенсивных осадков [Oguz, M-Rizzoli, 1997]. Определяющую роль сил плавучести при отсутствии ветрового воздействия в образовании вихрей продемонстрировал энергетический анализ данных численных моделей в работе [Демышева, Дымова, 2013].

Вместе с тем, вихревая динамика Черного моря характеризуется выраженной сезонной изменчивостью, что говорит об определяющей роли сезонных изменений возбуждающей силы в их генерации. Сезонный ход характеристик вихрей Черного моря анализировался с использованием гидрологических данных [Титов, 1992,Иванов, Белокопытов, 2012], данных альтиметрии [Korotaev et al., 2003], численного моделирования [Staneva et al., 2001], лабораторных экспериментов [Blohina, Afanasiev, 2003; Зацепин и др., 2005, 2013] и спутниковых измерений в оптическом и инфракрасном диапазонах [Ginzburg et al., 2002a,b; Karimova, 2011]. Самым ясным моментом, который подтверждают спутниковые и гидрологические наблюдения, является усиление антициклонической активности в теплый период года [Титов и др., 1992; Zatsepin et al., 2003; Karimova, 2011; Иванов, Белокопытов, 2011]. Одной из возможных причин усиления мезомасштабной активности летом является бароклинная неустойчивость ОЧТ во время фазы его ослабления, вызванного сезонным уменьшением завихренности ветра [Зацепин и др., 2005, 2010]. В то же время существуют и расхождения в оценках сезонного хода характеристик вихрей Черного моря. Например, численные расчеты [Staneva et al., 2001] показывают, что интенсификация Севастопольского антициклона происходит зимой, в то время как [Korotaev et al.,2003], анализируя данные спутниковой альтиметрии, указывают на усиление вихрей и в зимний, и в летний период. Батумский вихрь усиливается в конце зимы – начале весны по данным [Staneva et al., 2001; Korotaev et al., 2003] и летом по данным [Sokolova et al., 2001].

Мало что известно об изменчивости синоптической динамики на межгодовых временных масштабах. В частности, по результатам анализа долговременных рядов гидрологических измерений [Титов и др.,1992] пришли к выводу, что наиболее долгоживущие

вихри наблюдаются в годы после суровых зим. [Zatsepin et al.,2003, Гинзбург и др., 2003] показали, что в 1998, 1999 и 2001 гг. в отсутствие интенсивной циклонической циркуляции в восточной части моря наблюдалось большое количество вихрей, тогда как в аналогичный период в 2000 г. при интенсивном ОЧТ вихри практически отсутствовали. Схожие результаты были получены по результатам анализа данных альтиметрии [Korotaev et al., 2003] за 1992-1999 гг., которые показали, что в 1993, 1994 и 1997 гг. динамика Черного моря характеризовалась повышенным уровнем вихревой активности по сравнению с более упорядоченной циркуляцией, но более слабой вихревой динамикой в 1995, 1996 гг.

Различный взгляд на изменчивость синоптической динамики бассейна может быть связан с разными периодами используемых данных, наличием временных и пространственных пробелов в гидрологических, спутниковых инфракрасных или видимых измерениях (эти данные относятся в основном к теплому периоду года [Ginzburg et al., 2002a]). Судовые наблюдения способны в лучшем случае дать информацию об эволюции 2-3 вихрей за незначительный промежуток времени за один эксперимент. Облачность препятствует получению регулярной информации о вихревых образованиях по измерениям в ИК– и оптических диапазонах, особенно в холодный период времени, когда почти вся акватория Черного моря закрыта облаками. Кроме того, не все вихри обнаруживаются в поле температурных или оптических контрастов. Значительная межгодовая изменчивость циркуляции Черного моря также может оказывать существенное влияние на результаты исследований по ограниченным гидрологическим измерениям или кратковременным численным расчетам. Сезонная изменчивость характеристик циклонических вихрей в Черном море до настоящего времени была практически не изучена, так как большинство исследований было сосредоточено на изучении крупных антициклонических вихрей.

В этих условиях для систематического исследования вихрей значительное преимущество имеют спутниковые альтиметрические измерения. Спутниковые альтиметры с 1992 г. проводят высокоточные (с точностью до 2 см) измерения топографии уровневой поверхности Мирового океана [Fu, 2001]. Спутниковая альтиметрия дает возможность определять геострофическую циркуляцию Черного моря из космоса с беспрецедентным временным разрешением [Stanev et al., 2000; Korotaev et al., 2001]. Эти данные доступны регулярно, т.к. для сигнала в микроволновом диапазоне облака являются прозрачными. Кроме того, альтиметрические измерения позволяют непосредственно определить динамическую структуру вихрей в поле возвышений уровня в отличие от измерений в оптических и ИК-каналах, которые позволяют получить лишь изображение вихря в поле трассеров. Исследование синоптических вихрей в Черном море с применением данных спутниковой альтиметрии проводились в ряде работ [Соколова и др., 2001; Korotaev et al., 2001, 2003; Zatsepin et al., 2003]. Эти данные позволили

уточнить схемы циркуляции Черного моря, получить более точную информацию об их интенсивности и изменчивости в различных районах бассейна. Однако в этих работах авторы проводили анализ, определяя вихри визуально, таким образом были получены преимущественно качественные результаты.

После появления массива картированных альтиметрических измерений начинается бурное развитие методов автоматической идентификации вихрей по данным о поле уровня [Chaigneau et al., 2011; Chelton et al., 2011]. Эти методы позволяют автоматически идентифицировать каждый вихрь, проявляющийся в альтиметрических данных за длительный период (более, чем 20 лет). Полученный большой объем статистической информации позволяет исследовать как особенности эволюции индивидуальных вихрей, так и статистические свойства всего ансамбля вихрей в регионе. Подобные методы широко используются для изучения характеристик вихрей в различных районах Мирового океана и позволили получить ряд пионерских результатов об их динамике [Chaigneau et al., 2011; Chelton et al., 2011]. Однако, для акватории Черного моря такие методы ранее не были разработаны и не использовались.

Альтиметрические измерения позволяют определить лишь интегральные динамические характеристики вихревых образований – структуру поля уровня и поверхностных геострофических скоростей, но не позволяют исследовать особенности вертикального распределения характеристик вихрей. Для детального исследования эволюции конкретных вихрей, получения наиболее полной информации об изменчивости трехмерных динамических характеристик синоптических вихрей необходимо использовать современные численные модели динамики океана. Данные численного моделирования были использованы в [Демышев, Коротаев, 1994; Staneva et al., 2001; Enriquez et al., 2005; Shapiro et al., 2010; Демышев, Дымова, 2013; Лишаев и др., 2014; Коротенко, 2015; Залесный и др., 2016 и др.] для изучения формирования, взаимодействия, энергетики вихрей Черного моря и их влияния на кросс-шельфовый обмен в бассейне. Однако в этих работах выделение вихрей по данным численных моделей проводилось визуально, что ограничивает возможность получения количественной статистической информации и затрудняет анализ вихревой динамики Черного моря.

В настоящее время появились первые работы, в которых методы автоматической идентификации вихрей применяются к трехмерным полям скорости, полученным по результатам численного моделирования [Peterson et al., 2013; Lin et al., 2015]. В работе [Peterson et al., 2013] на основе глобального модельного расчета впервые были получены данные о трехмерном пространственном распределении вихрей: приводятся результаты о глубинах возникновения и существования вихрей, о трехмерной форме вихрей, исследуются глубинные (подповерхностные) вихри в океане. Показано, что наиболее протяженные и большие вихри наблюдаются в Южном океане, где они занимают всю толщу вод – от поверхности до дна. В

работе [Lin et al., 2015] впервые аналогичные исследования были проведены в Южном Китайском море на основе данных регионального моделирования.

Цель этого раздела – исследование физических причин и особенностей сезонной и межгодовой изменчивости крупномасштабной и вихревой динамики Черного моря по данным спутниковых и гидрологических измерений. В подразделе 1.1 настоящей работы на основе альтиметрических данных проводится анализ межгодовой и внутригодовой изменчивости крупномасштабной динамики Черного моря и её связи с завихренностью ветра, её влияния на изменчивость уровня Черного моря и водообмен с Азовским морем. В подразделе 1.2 на основе развитых методов автоматической идентификации вихрей по данным альтиметров за более чем 20-летний период проводится статистический анализ кинематических и геометрических характеристик вихревых структур в Черном море; их пространственного распределения; межгодовой и сезонной изменчивости, их связи с кинетической энергией крупномасштабных течений и завихренностью ветра. В подразделе 1.3 развиты трехмерные методы автоматической идентификации вихрей по данным численного моделирования, которые впервые используются для исследования изменчивости вертикального распределения характеристик вихрей Черного моря. На основе анализа, выполненного в подразделах 1.2 – –1.3, в подразделе 1.4 исследуются механизмы, вызывающие сезонную и межгодовую интенсификацию синоптических антициклонов в Черном море.

1.1 Межгодовая изменчивость крупномасштабной динамики Черного моря и её связь с завихренностью поля ветра

1.1.1 Межгодовая изменчивость крупномасштабной динамики Черного моря по данным спутниковой альтиметрии.

Для исследования динамики Черного моря в работе использовался региональный массив картированных аномалий уровня AVISO (Archivage Validation Interprétation des données des Satellites Océanographiques) (http://www.aviso.oceanobs.com/) с 1992 по 2019 гг. Региональный массив был создан в агентстве CLS (Collection and Location by Satellite). Пространственное разрешение карт составляет 1/8° (~ 11,5 км), что в два раза выше, чем для глобального массива данных (1/4°). Временное разрешение использованных данных составляло 1 и 7 дней (в различных разделах настоящей работы). Картированные данные были получены по комбинированным измерениям вдольтрековых аномалий уровня с нескольких спутников с помощью методов, предложенных в [Le Traon et al., 1998; Pascual et al., 2005]. При создании массивов в исходные альтиметрические данные были введены традиционные для таких измерений коррекции [Fu, Cazenave, 2001]. Поля аномалий геострофической скорости были рассчитаны по картам аномалий уровня из уравнений геострофического баланса:

$$V_x' = -\frac{g}{f}\frac{\partial h'}{\partial y};\ V_y' = \frac{g}{f}\frac{\partial h'}{\partial x} \qquad (1.1)$$

где V_x', V_y' – зональная и меридиональная составляющая геострофической скорости, м/с;

g – ускорение свободного падения, м/с^2;

f – параметр Кориолиса, 1/с;

h’ – аномалия уровня моря, м.

Абсолютная динамическая топография h определялась как сумма аномалии уровня h’ и средней динамической топографии H:

$$h=H+h' \qquad (1.2)$$

В работе использовалась средняя динамическая топография, восстановленная «синтетическим» методом на основе сопоставления данных *SVP* (*Surface Velocity Program*) – дрифтеров, судовых гидрологических съемок и альтиметрических измерений [Kubryakov,

Stanichny, 2011 г.]. Средняя кинетическая энергия (*MKE*) полных геострофических течений была рассчитана как:

$$MKE = \frac{1}{2}(V_x{}^2 + V_y{}^2) \quad (1.3)$$

где *H* – средняя динамическая топография, м;

Vx, *Vy* – компоненты поверхностной геострофической скорости, м/с.

Примеры полей аномалии уровня, рассчитанных карт абсолютных динамических и поверхностных геострофических скоростей за 16 апреля 2008 г., изображены на рисунке 1.2. На этих картах можно наблюдать главные динамические особенности Черного моря: ОЧТ со скоростями 0,15-0,4 м/с, западный и восточный циклонические круговороты, Севастопольский и Батумский антициклоны с орбитальными скоростями 0,2-0,4 м/с.

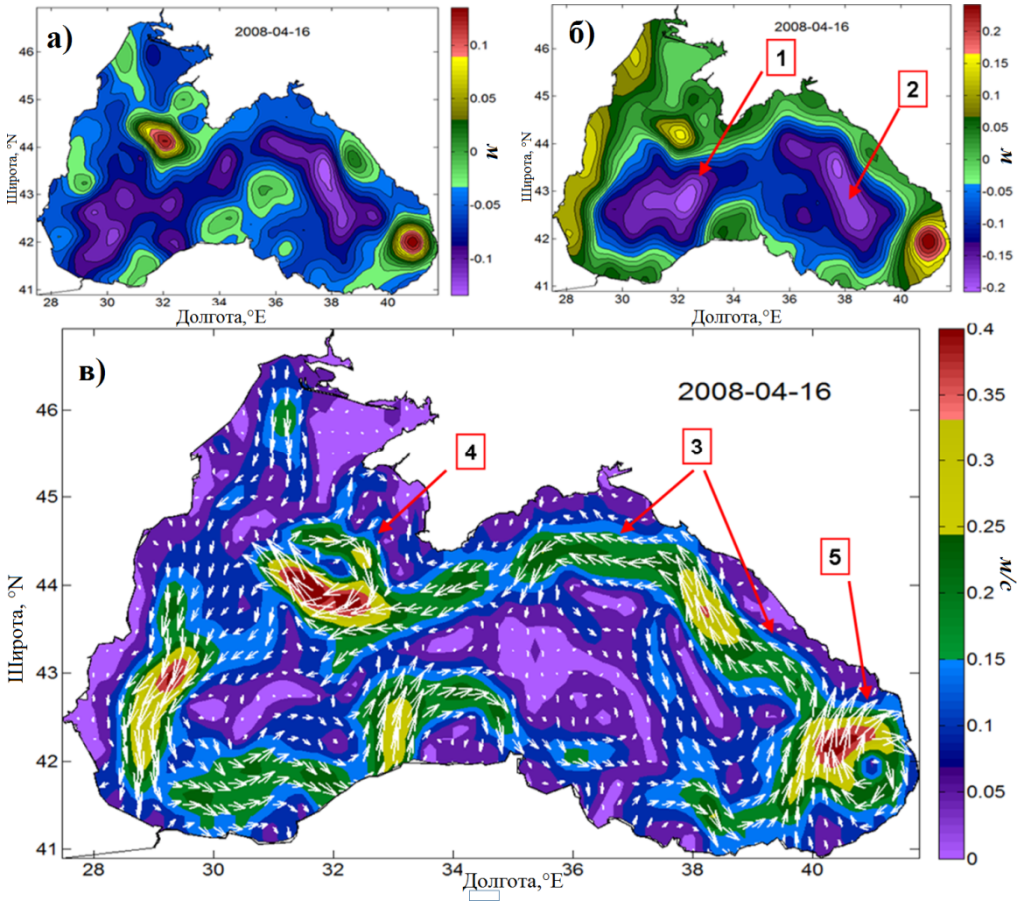

Рисунок 1.2 – Аномалия уровня моря, м (*а*); абсолютная динамическая топография, м (*б*); поверхностные геострофические течения за 16 апреля 2008 г. (*в*) (1) и (2) – западный и восточный циклонический круговороты, соответственно (3) – ОЧТ; (4) – Севастопольский антициклон; (5) – Батумский антициклон

Отметим, что альтиметрические измерения менее точны вблизи берега, где часть пятна измерений может попадать на сушу и, кроме того, отсутствует возможность корректировать поправку на влажность по микроволновым измерениям [Kubryakov et al., 2018]. Несмотря на это, ряд исследований продемонстрировал достаточно хорошее совпадение контактных

измерений уровня в Черном море и альтиметров в ближайшей точке трека [Коротаев и др., 1998; Stanev et al., 2000; Горячкин и др., 2003; Кубряков и др., 2013; Avsar et al., 2015; Volkov, Landerer, 2015].

Полученный массив данных геострофических скоростей был сопоставлен в ряде работ с независимыми измерениями дрифтеров гидрологических данных и спутниковых оптических измерений [Кубряков, Станичный, 2013; Kubryakov et al., 2011, 2016, 2018]. Сопоставление показало, что альтиметрические данные позволяют достаточно точно воспроизводить как величины скоростей течений (среднеквадратическое отклонение (СКО) с дрифтерными данными составило 7 см/с [Кубряков, Станичный, 2013]), так и их пространственную структуру течений в бассейне [Kubryakov et al., 2016, 2018].

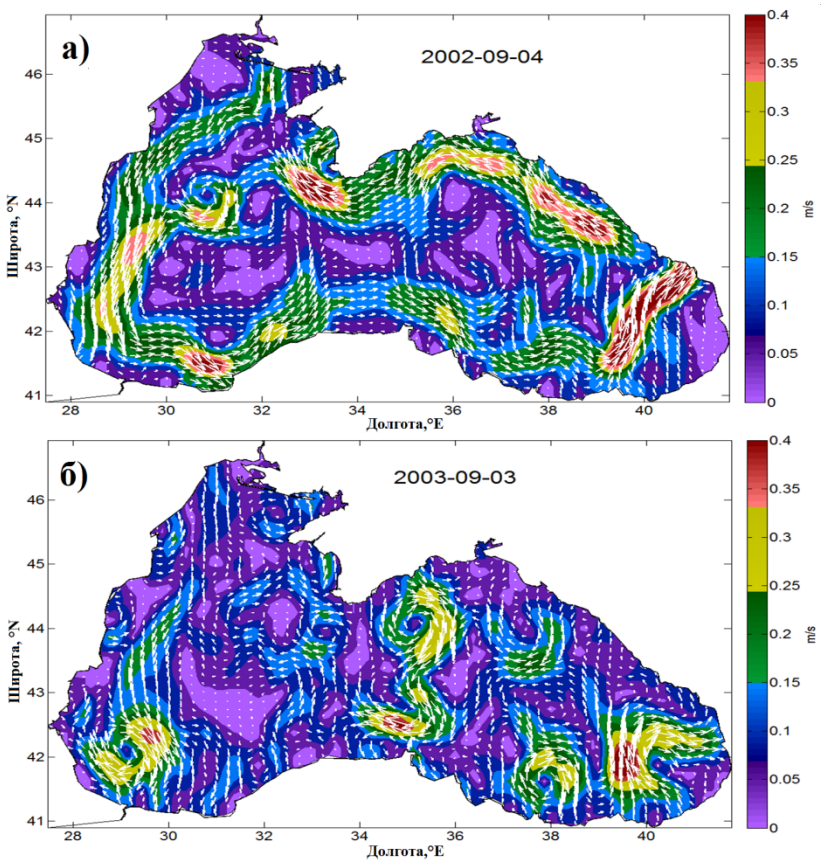

Рисунок 1.3 – Примеры поверхностных геострофических течений: за 4 сентября 2002 г. (*а*), 3 сентября 2003 г. (*б*)

Полученный массив скоростей геострофических течений позволяет изучить как внутригодовую, так и межгодовую изменчивость динамических характеристик поверхностного слоя, а также проанализировать факторы, влияющие на их формирование. Примеры построенных карт скоростей для одной и той же календарной даты для разных лет (4 сентября 2002 г. и 3 сентября 2003 г.) приведены на рисунке 1.3. Хорошо видно, что поля течений Черного моря характеризуются значительной межгодовой изменчивостью. В первом случае в

структуре циркуляции хорошо выражено ОЧТ вдоль периферии бассейна с характерными скоростями 0,2-0,4 м/с. Во втором случае ОЧТ практически не наблюдается, и вся площадь моря занята вихревыми структурами разного знака. Исследованию причин таких значительных отличий и будет посвящен данный раздел диссертации.

На рисунках 1.4, *а*, *б* изображен график межгодовой изменчивости осредненной по бассейну *МКЕ* за 1993-2013 гг., сглаженной скользящим средним с шириной окна 90 дней и 1 год, соответственно. Кинетическая энергия геострофических течений Черного моря характеризуется значительной межгодовой и межсезонной изменчивостью. Условно на рисунке 1.4 можно выделить три периода с различными характерными величинами *МКЕ*: умеренные значения кинетической энергии наблюдались в 1994-1997 гг., низкие в 1998-2001 гг., высокие в 2002-2013 гг.

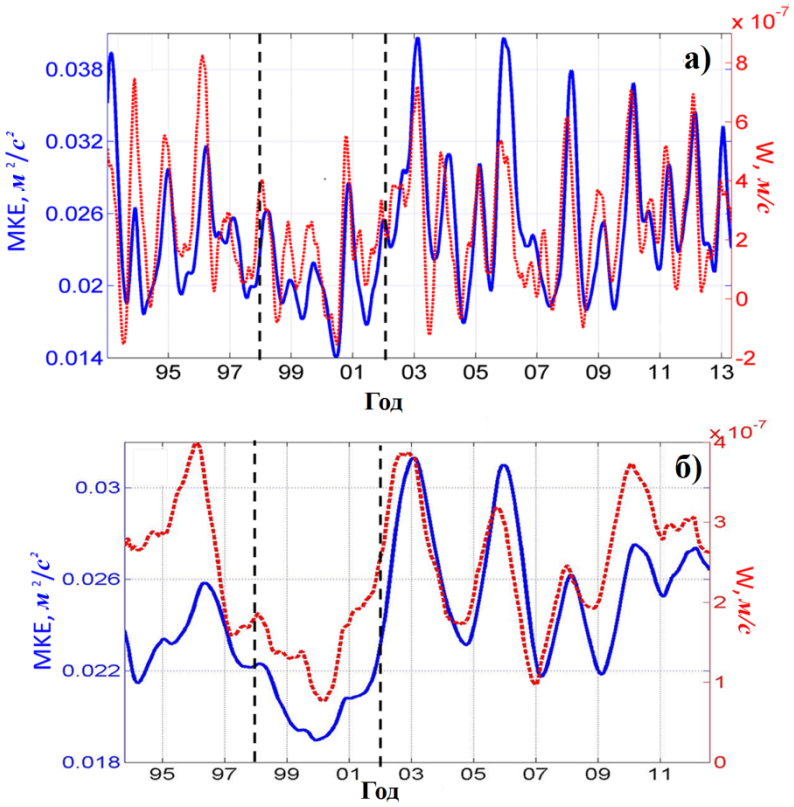

Рисунок 1.4 – Временная изменчивость осредненной по площади моря кинетической энергии течений, *МКЕ* (синяя линяя) и экмановской накачки, W_{ek} (красная линяя), сглаженная скользящим средним с шириной окна фильтрации: *а* – 90 дней, *б* – 1 год. Ряды МКЕ сдвинуты относительно W на 2 недели, соответствующему времени отклика черноморской динамики на изменение ветровых характеристик. Вертикальные пунктирные полосы выделяют период наиболее слабой интенсивности течений в 1998-2001 гг.

Первый период характеризуется регулярным сезонным ходом с практически одинаковыми амплитудами колебаний. В 1998-2001 гг. сезонная изменчивость практически не выражена и носит нерегулярный характер. Самые низкие значения *МКЕ* (~0,018 $м^2с^{-2}$) отмечаются в 2000 г. В 2002 г. происходит резкий рост интенсивности течений: *МКЕ*

увеличивается практически в два раза и достигает максимальных среднегодовых значений (Рисунок 1.4, *б*) за исследуемый период (~0,032 $м^2с^{-2}$). В последний выделенный период (2002-2013 гг.) характерной чертой изменчивости кинетической энергии является колебания с квазидвухлетним периодом. Кинетическая энергия в 2003, 2006, 2008, 2010 и 2012 гг. значительно выше, чем в 2002, 2004, 2005, 2007, 2009 и 2011 гг., особенно в зимний период интенсификации течений (Рисунок 1.4, *а*).

Красными линиями на рисунке 1.4 показана изменчивость экмановской накачки W_{ek}, осредненной по глубоководной части моря (глубины более 500 м):

$$W_{ek} = \frac{1}{\rho} rot(\frac{\vec{\tau}}{f}), \tag{1.4}$$

где τ – напряжение трения ветра по данным реанализа *Era-Interim*.

В настоящем разделе для анализа бралась W_{ek} в глубоководной части моря (глубины более 500 м), поскольку предполагалось, что действие завихренности ветра именно в этой части моря вносит определяющий вклад в скорость ОЧТ, расположенном на континентальном склоне, и среднюю энергию течений. Отметим, однако, что результаты, представленные ниже, существенно не менялись при анализе средней W_{ek} над всей акваторией бассейна.

Межгодовая изменчивость завихренности ветра по данным *Era-Interim* представлена на рисунке 1.5. В среднем над бассейном в 1979-2018 гг. наблюдается долговременный рост завихренности ветра со скоростью $0{,}8 \cdot 10^{-8}$ 1/с в год, или 0,5% в год. Рост завихренности ветра по данным реанализа согласуется с данными скаттерометрических измерений [Kubryakov et al., 2019] и связан с её увеличением в восточной части моря, где она растет со скоростью $2 \cdot 10^{-8}$ 1/с в год. Отметим наличие колебаний с периодом 7-10 лет, с которым наблюдаются ярко выраженные минимумы завихренности ветра (Рисунок 1.5). Такие минимумы завихренности ветра наблюдаются в 1983, 1990, 2000, 2007 и 2013 гг. Наиболее широкий из этих минимумов приходится на 1998-2001 гг. соответствующий временному промежутку с минимальными значениями МКЕ в Черном море (Рисунок 1.4). Между этими минимумами обыкновенно наблюдаются 2 локальных пика, разделенные периодом в 4 года, например, в 1984 и 1988 гг., в 1992 и 1996 гг., в 2002 и 2006 гг.

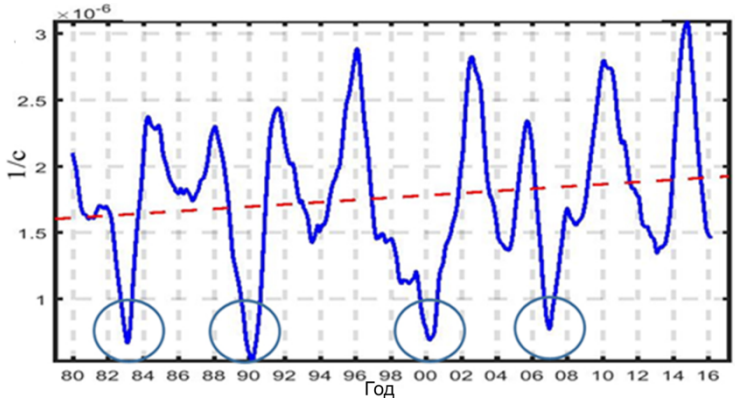

Рисунок 1.5 – Изменчивость завихренности ветра над Черным морем в 1979-2017 гг. по данным *Era –Interim*

Изменчивость W_{ek} характеризуется теми же особенностями сезонного и межгодового хода, что и *MKE* (Рисунок 1.4): минимальными значениями в 1998-2001 гг. с абсолютным минимумом в 2000 г., квазидвухлетними колебаниями с пиком в 2002-2003 гг. Сезонная изменчивость W_{ek} хорошо выражена в 1993-1997 гг., имеет нерегулярный ход в 1998-2001 гг. и характеризуется квазидвухлетними колебаниями в 2002-2012 гг.

При этом ход интенсивности течений сдвинут относительно хода завихренности ветра: максимальных значений коэффициенты корреляции достигают при временном лаге Δt= 2-4 недели в зависимости от окна фильтрации. Например, для 60-дневного сглаживания они достигают 0.82 при лаге 1 месяц (Рисунок 1.6). Максимальный коэффициент корреляции между W_{ek} и средней по бассейну *MKE* составляет 0,84 для рядов, сглаженных 90-дневной фильтрацией, и 0,72 для однолетнего сглаживания (рисунок 1.4). Таким образом, время отклика черноморской циркуляции на изменение завихренности ветра составляет примерно Δt=14 дней, что близко к оценкам из работы (Stanev et al., 2000) – 7 дней.

Время необходимое для передачи ветрового сигнала из центральной части моря к берегу и развития нагона (Jeffreys, 1923) можно оценить как

$$\Delta t = Rd/Ve\ ,$$
$$V_{ek} = \tau/(\rho_w f H_e) \qquad (1.5)$$

Здесь V_{ek} – скорость экмановского переноса;

Rd – бароклинный радиус деформации Россби;

τ – напряжение трения ветра для зимнего периода (τ ~0.04 кг/(м*с^2);

He=40м глубина экмановского слоя.

Тогда, *Vek* =~0.02 м/с, а время отклика составляет $3*10^4/0.02$с ≈23 дней, что примерно соответствует наблюдаемому по данным альтиметров временному сдвигу между изменениями W_{ek} и МКЕ.

Другие оценки получаются при оценке времени приспособления (спин-апа) на основе данных о скорости первой бароклинной моды планетарных волн Россби из работы (Гилл, 1986)

$$c = \beta * Rd^2;$$
$$\Delta t = \frac{R}{c} = \frac{R}{\beta R d^2}$$

Здесь R=100 км – радиус бассейна.

Это выражение дает оценку ~ 60 дней, что значительно превышает наблюдаемые значения. Такие различия связаны с наличием берегов, которые существенно изменяют отклик океана, придавая особую роль нисходящим движениям на склоне Черного моря.

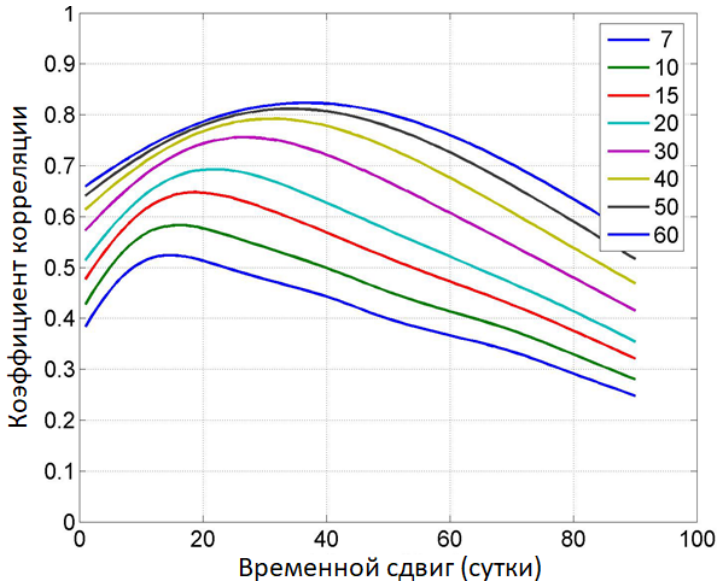

Рис. 1.6 Коэффициент корреляции между W_{ek} и МКЕ для различного сдвига по времени (ось X) и окна фильтрации скользящим средним в сутках (цвет кривых)

Межгодовая изменчивость завихренности ветра определяет существенные отличия в сезонном ходе динамических характеристик Черного моря, которые отмечаются от года к году (Рисунок 1.7). Например, в 1996 г. интенсивность течений характеризуется двумя выраженными максимумами: первый пик интенсивности приходится на апрель, второй пик меньшей интенсивности приходится на август. В 1999 г. летние значения *МКЕ* значительно превосходят зимние и весенние, наиболее интенсивная циркуляция отмечается в сентябре. В 2009 г.

сезонная изменчивость соответствовала «типичному» среднеклиматическому сезонному ходу (Рисунок 1.7) с максимальными значениями зимой и минимальными летом. В 2011 г. наиболее интенсивная циркуляция наблюдалась в апреле и ноябре.

Сезонный ход W_{ek} характеризуется аналогичной изменчивостью, однако пик W_{ek} примерно на один месяц опережает пик интенсивности поверхностных течений. W_{ek} может достигать максимальных годовых значений как в летний период (например, в 1999 г.), так и в зимний в 2009 г., иметь как один сезонный пик в 2009 г., так и два ярко выраженных пика в 1996, 2002 гг. Сходство сезонного хода *MKE* и W_{ek} свидетельствует о том, что ветровые условия, в первую очередь, определяют внутригодовой ход интенсивности поверхностных геострофических течений в Черном море.

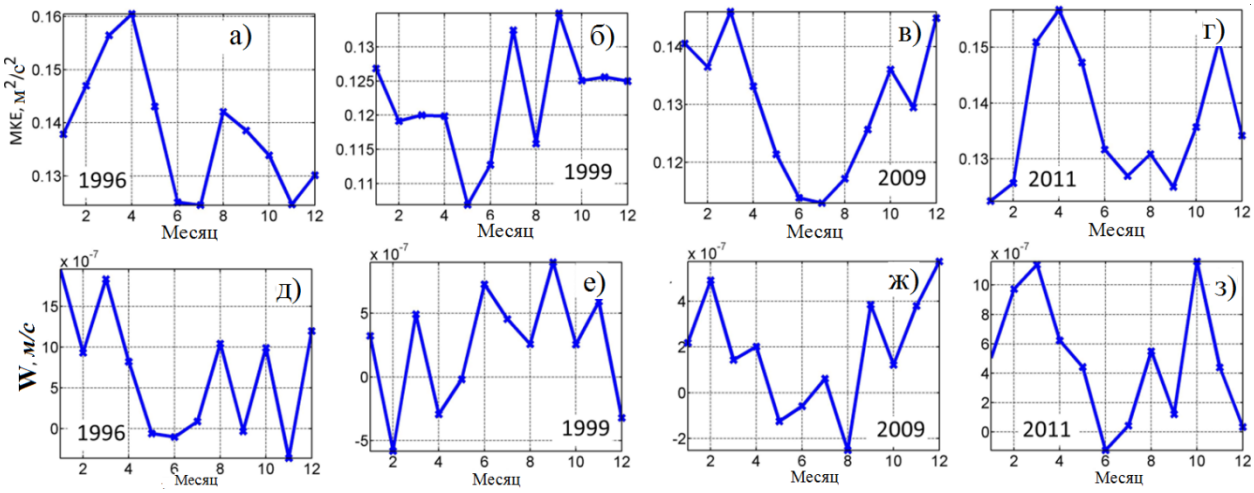

Рисунок 1.7 – Сезонная изменчивость в 1996, 1999, 2009 и 2011 гг.:
а, *б*, *в*, *г* – *MKE* (верхняя панель); *д*, *е*, *ж*, *з* – W_{ek} (нижняя панель)

Сезонный ход W_{ek} и *MKE*, осредненный за период слабой (1998-2001 гг.) и сильной (2002-2013 гг.) интенсивности течений, показан на рисунке 1.8, *а*, *б*. В среднем для двух периодов *MKE* максимальна в зимний период (январь-февраль) и минимальна в летний период (июнь). Однако в 2002-2013 гг. интенсивность течений в зимний период выросла приблизительно на 75% по сравнению с 1998-2001 гг. от значений 0,020 $м^2с^{-2}$ до 0,035 $м^2с^{-2}$. При этом в летнее время *MKE* для обоих периодов примерно одинакова. Такой рост интенсивности течений связан с резким увеличением циклонической завихренности ветра в зимний период, произошедшим в 2002-2003 гг. после аномально низких значений в 1998-2001 гг., и прежде всего связан с её ростом в зимний период в восточной части моря (Рисунок 1.4).

Наибольшие изменения *MKE* и завихренности ветра отмечены в феврале. Средние поля скорости геострофических течений в феврале 1998-2001 гг. и 2002-2013 гг. и их разницы

представлены на рисунках 1.8, *в*, *г*, *д*. Хорошо видно, что скорость ОЧТ значительно выросла после 2002 г. от значений 0,1-0,15 м/с в 1998-2001 гг. до 0,2-0,3 м/с в 2002-2013 гг. Интенсификация ОЧТ в зимний период, вызванная усилением экмановской накачки, также привела к значительному росту амплитуды сезонного хода интенсивности поверхностных течений, которая после 2002 г. выросла практически в два раза (Рисунок 1.8, *а*).

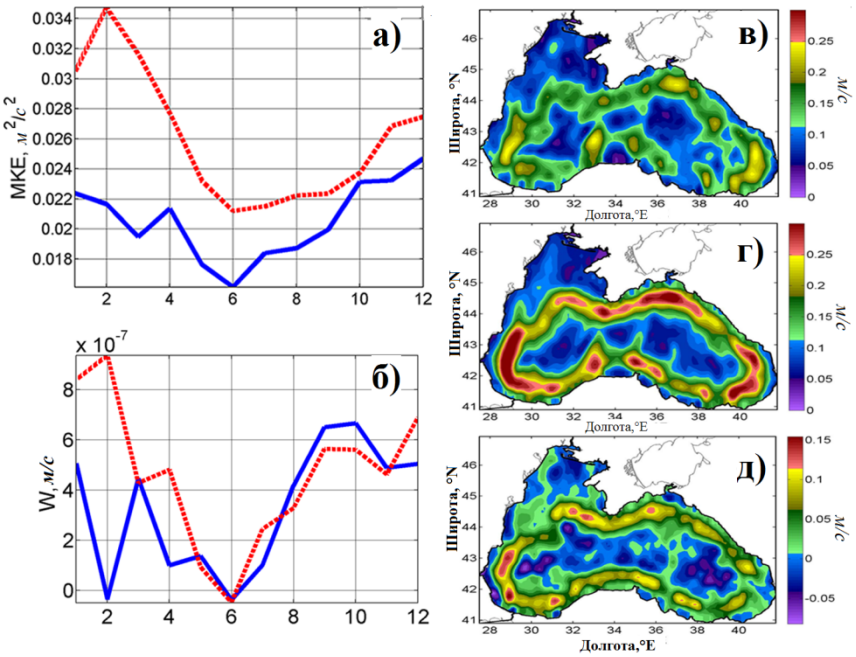

Рисунок 1.8 – *а, б)* Сезонная изменчивость *а – MKE*; *б – W_{ek}*: в 1998-2001 гг. (синяя линяя) и 2002-2013 гг. (красная линяя): *в, г* – средняя скорость геострофических течений в феврале 1998-2001 гг. *(в)* и феврале 2002-2013 гг. *(г)*; *д* – разница между средними скоростями течений в феврале 1998-2001 гг. и феврале 2002-2013 гг.

Карты корреляции между средней по бассейну завихренностью ветра (*W*) и динамическим уровнем моря (*DSL*) демонстрируют влияние завихренности ветра на перераспределение уровня моря в бассейне (Рисунок 1.9, *а*). Для расчета динамического уровня моря изменения среднего по площади бассейна уровня моря, связанные с водным балансом бассейна [Korotaev et al., 2001], были вычтены из полного сигнала. Коэффициенты корреляции имеют наибольшее значения при сдвиге равном ~ 2 недели. Они положительны и высоки (более 0,6) в прибрежных районах с глубиной менее 1000 м и отрицательны в центральной глубоководной части моря (менее 0,6). Увеличение *W* вызывает рост динамического уровня над континентальным склоном и шельфом бассейна, включая весь северо-западный шельф (СЗШ), и снижение уровня в глубоководной центральной части моря в согласии с работами [Stanev et al., 2000; Korotaev et al, 2001].

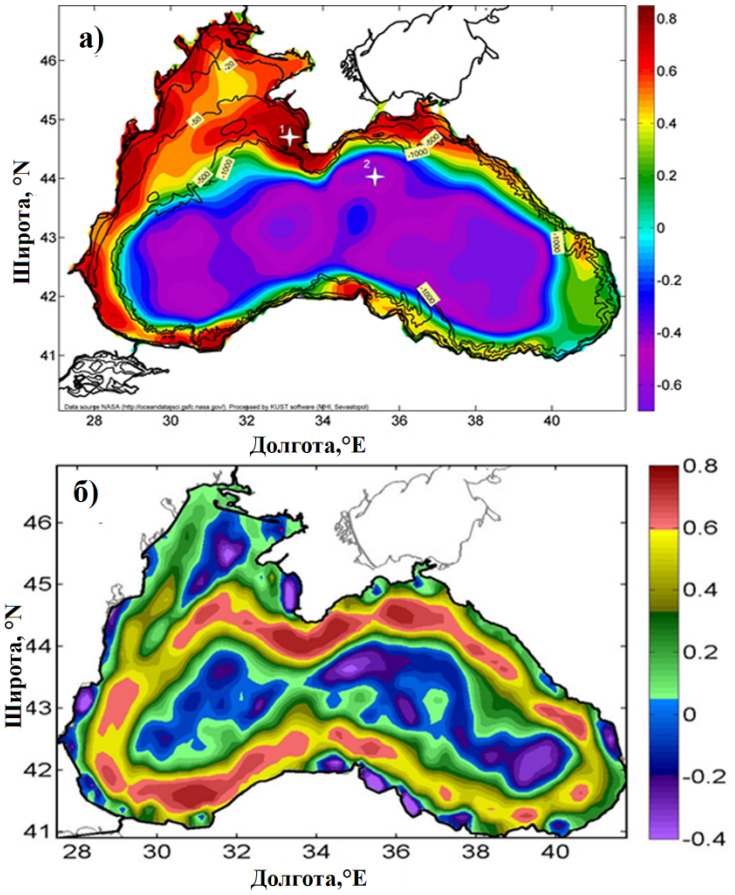

Рисунок 1.9 – Карты корреляции между осредненной по площади бассейна завихренностью ветра (W) и изменчивостью динамического альтиметрического уровня *DSL*, м (*а*), кинетической энергией течений *MKE* в каждой точке сетки по данным спутниковой альтиметрии, $м^2/с^2$ (*б*). Корреляция построена для рядов MKE сдвинутых относительно W на 2 недели. Черные линии на рисунке 1.8, *а* показывают положение изобат 20, 50, 500, 1000 м

Аналогичная карта была построена для коэффициентов корреляции между *W* и кинетической энергией течений (Рисунок 1.9, *б*). Поскольку скорость течений пропорциональна градиенту уровня, то максимальная корреляция наблюдается в переходной зоне между глубоководной и мелководной частями моря, т.е., в основном, в районе континентального склона. Зоны высоких значений корреляции на рисунке 1.9, б достоверно отображают среднее положение ОЧТ, поскольку корреляция зависит только от изменчивости сигнала и не зависит, например, от точности средней динамической топографии. На межгодовых масштабах корреляции завихренности ветра и скорости течений в зоне ОЧТ превышают значения 0,7-0,8. Таким образом интегральная завихренность ветра вносит определяющий вклад в изменчивость скорости ОЧТ в бассейне.

Положительные значения корреляции также отмечаются на СЗШ вдоль западного берега Черного моря. В периоды циклонической завихренности ветра здесь возникает достаточно интенсивное течение, направленное на юг, которое было отмечено также и по контактным данным в [Tolmazin, 1985]. Согласно альтиметрическим данным скорость течения в среднем

возрастает зимой, достигая значений 0,1-0,15 м/с. Это течение может оказывать существенное влияние на вынос речных вод из района СЗШ (см. подраздел 2.3).

Представленные на рисунке 1.9 карты корреляции дают схематическое представление о механизме влияния завихренности ветра на структуру течений Черного моря на основе спутниковых альтиметрических измерений [Korotaev et al., 2001; Zatsepin et al., 2002]. Интенсификация циклонической завихренности ветра вызывает экмановский поток, направленный от центра моря к берегу. Воды из центра оттекают к периферии моря, уровень моря в центре падает и увеличивается на периферии. На континентальном склоне горизонтальные движения переходят в вертикальные и возникает зона интенсивного даунвеллинга. В этом районе возникает зона резкого наклона пикно-халоклина. Дивергенция вод в центре моря вызывает ~~появление~~ относительно слабый подъем пикноклина. Таким образом, потенциальная энергия переходит в кинетическую энергию течений – градиенты уровня и изопикнических поверхностей вызывают возникновение циклонического ОЧТ. Подобная схема ветровой циркуляции была описана еще в классических работах [Munk, 1950]. Однако, вышеперечисленные факты, основанные на спутниковых измерениях, свидетельствуют, что изменчивость завихренности ветра вносит определяющий вклад в изменчивость динамики верхнего слоя Черного моря на масштабах от синоптических до декадных.

1.1.2 Влияние завихренности ветра на межгодовые изменения уровня Черного моря.

Колебания уровня Чёрного моря могут быть представлены как сумма двух составляющих: h(x,y,t) = MSL(t) + DSL(x,y,t). Здесь MSL=<h> – колебания среднего по пространству уровня моря, определяемые изменением водного баланса и осредненным по пространству стерическим эффектом (нагревом, опреснением вод). DSL – колебания пространственных аномалий уровня моря для конкретного момента времени. Эти колебания в первую очередь связаны с перераспределением водных масс в бассейне под действием динамических факторов, а также с неоднородностью потоков массы, прогрева и опреснения вод. Как будет показано ниже, динамические эффекты вносят основной вклад в изменение этого члена, поэтому для простоты в дальнейшем эту компоненту будем назвать “динамический уровень” в согласии с известной работой [Korotaev et al., 2001].

Изменчивость *MSL* по альтиметрическим измерениям представлена на рисунке 1.10, *а*. В 1993-2014 гг. *MSL* повышался со скоростью 3,15±0,13 мм в год, в соответствии с [Avsar et al. 2015], чтонесколько выше оценок роста уровня моря за XX век – 2,7 мм/год [Горячкин, Иванов,

2006]. Это значение хорошо совпадает с оценками глобального роста уровня моря в Мировом океане по альтиметрическим измерениям в 1992-2007 гг. со скоростью 3,3±0,4 мм/год [Cazenave et al., 2010]. Колебания *MSL* характеризуются значительной межгодовой изменчивостью, связанной в первую очередь с изменениями водного баланса [Горячкин, Иванов, 2006]: уровень моря повышался в 1992-1999 гг. с очень высокой скоростью 26,2 ± 0,07 мм/год; затем он падал на 3,0 ± 0,15 мм/год в 2000-2007 гг.; и в 2007-2014 гг. снова рос со скоростью 10,0 ± 0,15 мм/год (Рисунок 1.10, *а*).

Пространственное распределение трендов уровня моря в бассейне значительно неоднородно по пространству (Рисунок 1.10, *б*). Уровень моря в прибрежных и шельфовых районах повышался со скоростью от 3,2±0,2 до 4±0,2 мм/год, что примерно в 1,5-2 раза выше, чем в центре бассейна (от 1,5±0,25 до 2,5±0,25 мм/год). Наблюдаемые пространственные различия в подъеме уровня моря связаны с перераспределением массы воды в бассейне – колебаниями динамического уровня *DSL* под влиянием межгодовой изменчивости ветровых характеристик.

Сезонная изменчивость *DSL* обусловлена преимущественно сезонным ходом завихренности ветра [Stanev et al., 2000; Korotaev et al., 2001]. Зимой рост завихренности ветра вызывает экмановскую дивергенцию и отток вод из центра на периферию моря. В результате *DSL* уменьшается в центре бассейна и растет на его периферии (Рисунок 1.11, *а*). Летом циклоническая завихренность ветра слабеет, и вода из периферии моря притекает обратно в центральную часть бассейна (Рисунок 1.11, *б*).

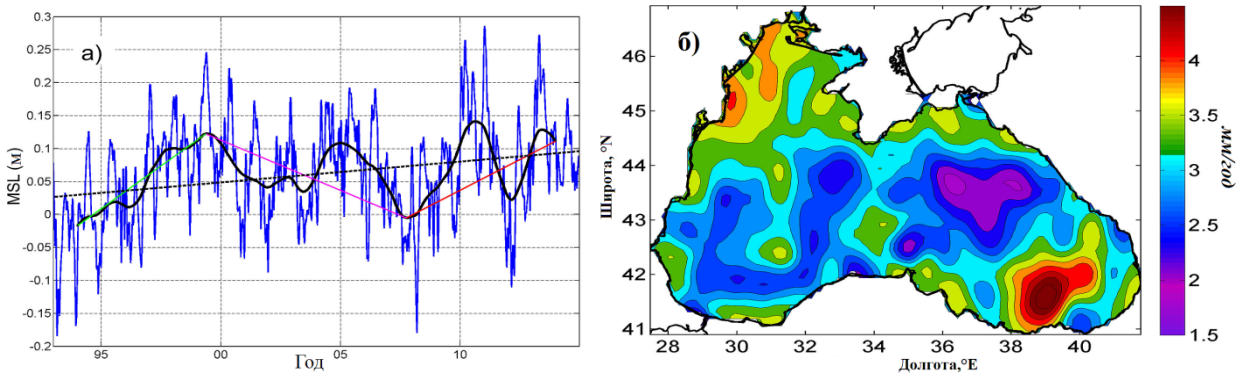

Рисунок 1.10 – Изменчивость среднего уровня Черного моря по альтиметрическим измерениям для несглаженных рядов (синяя линяя) и сглаженная скользящим средним с шириной окна 1 год (черная линия), черный пунктир – линейный тренд уровня моря (*а*); пространственное распределение линейных трендов уровня моря в 1993-2014 гг. (мм/год) (*б*)

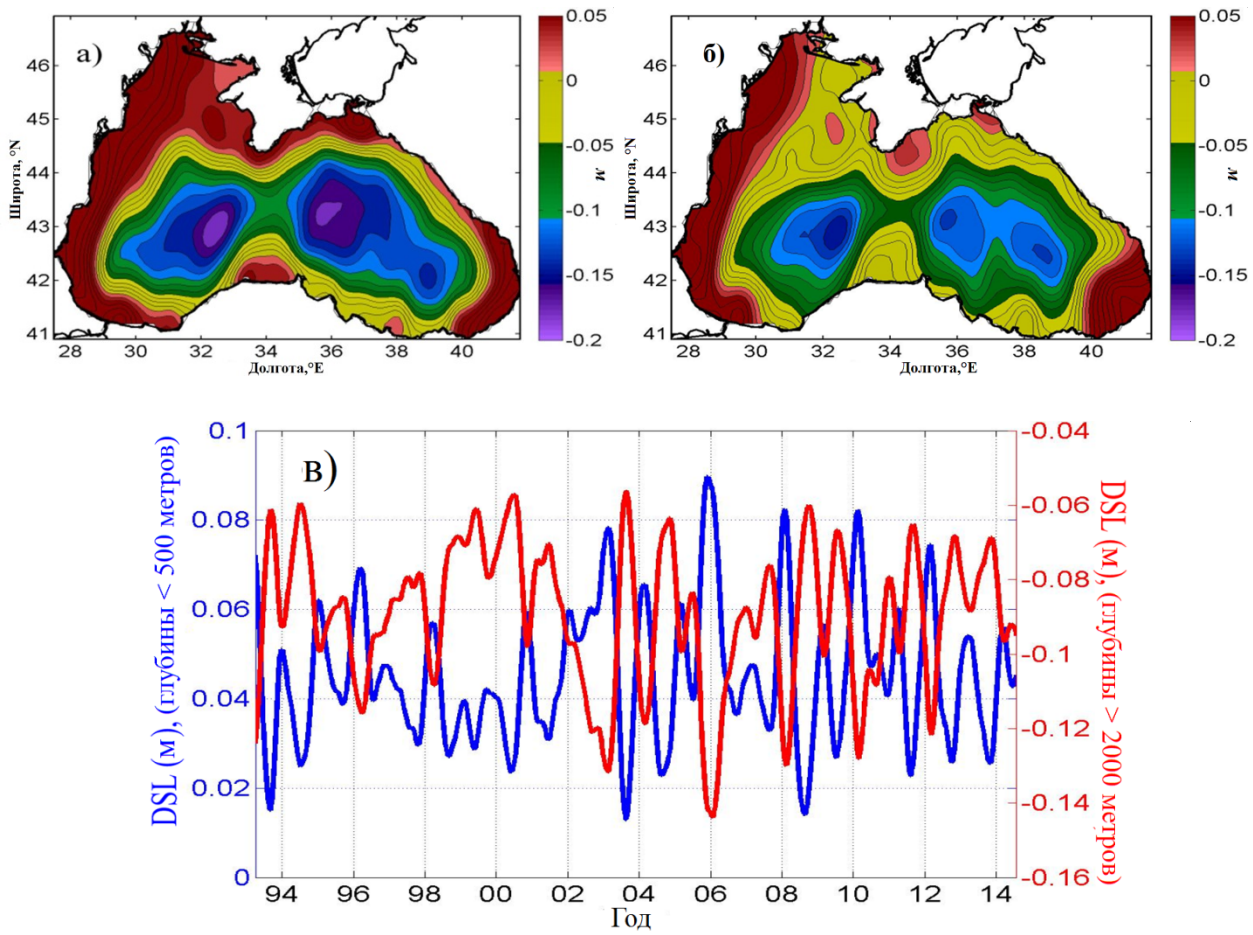

Рисунок 1.11 – Среднее распределение *DSL*: в феврале (*а*), июле (*б*); изменчивость *DSL*, усредненная по центральной части моря (глубины более 2000 м) и по периферии бассейна (глубины менее 500 м) (*в*). Временные ряды сглажены 90-дневным скользящим средним

Изменчивость завихренности ветра вызывает противоположные по направлению колебания *DSL* в центральной и прибрежной частях моря и на более длительных масштабах [Stanev et al., 2000; 2001; Korotaev et al., 2003]. Изменчивость *DSL* в глубоководной части моря (глубины более 2000 м) находится в четко выраженной противофазе с *DSL*, в мелководной части моря (глубины менее 500 м) с коэффициентом корреляции – 0,91 как на сезонных, так и на межгодовых масштабах (Рисунок 1.11, *в*).

Как было показано выше, завихренность ветра над Черным морем растет в течении 1979-2019 гг. (Рисунок 1.5). Значение линейного тренда составляет около $(1 \pm 0{,}4) \cdot 10^{-8}$ 1/с в год, т.е. около 0,5% от среднего значения в год. Этот рост вызывает интенсификацию циклонической циркуляции бассейна и рост средней скорости течений на 0,05 ± 0,003 см/с в год, то есть на 0,3% в год от среднего значения. Рост завихренности ветра усиливает экмановскую накачку и дивергенцию вод, которая приводит к падению уровня моря в центре бассейна и его росту на периферии. Для примера на рисунке 1.12 представлена изменчивость *DSL* в двух точках,

показанных крестиками на рисунке 1.8, *а*: на СЗШ (33,2° E; 44,7° N) и в центральной глубоководной части моря на северо-востоке бассейна (35,4° E, 44,0° N). Временные ряды *DSL* (красная кривая) и *W* (синяя кривая) значительно коррелируют между собой как на сезонных, так и на межгодовых масштабах. Коэффициент корреляции для временных рядов с лагом 14 дней для первой точки составляет 0,75 для сглаживания 90-суточным скользящим средним и 0,9 для сглаживания 1-летним скользящим средним. Для второй точки корреляция отрицательна и равна – 0,84 и – 0,66, соответственно.

Средний диапазон межгодовых колебаний *DSL* в первой точке составляет около 5 см (Рисунок 1.12, *б*, *г*), а сезонные колебания *DSL* в отдельные годы достигают 8-10 см, например, в 2003, 2006, 2008 гг. При этом оценки амплитуд сезонных колебаний абсолютного уровня, полученные по данным мареографов в работе [Горячкин, Иванов, 2006] в среднем составляют около 20 см. Таким образом, сезонная изменчивость колебаний динамического уровня, связанного с крупномасштабной динамикой Черного моря, может давать существенный вклад, до 25-50%, во внутрисезонные колебания уровня в согласии с [Stanev et al., 2000; Graek et al, 2010].

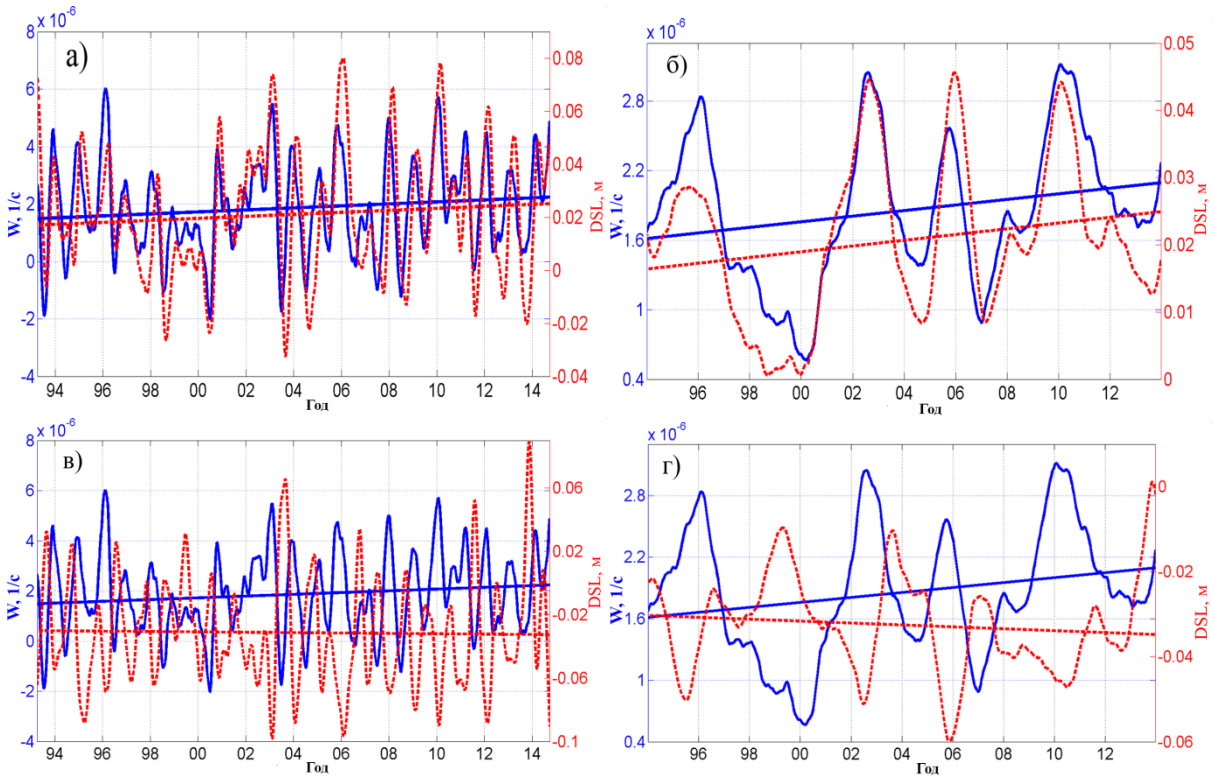

Рисунок 1.12 – Временная изменчивость *DSL* (красные кривые) и усредненной по бассейну завихренности ветра (синие кривые), сглаженные скользящим средним с шириной окна 90 дней (справа) и 365 дней (слева): *а*, *б* – для точки 33,2° E и 44,8° N (периферия бассейна); *в*, *г* – для точки 35,4° E и 44,0° N (центр бассейна). Сплошные линии показывают линейный тренд характеристик.

Пространственное распределение трендов уровня Черного моря, представленное на рисунке 1.11, *б*, может быть объяснено двумя факторами:

1 – повышением среднего уровня Черного моря на 3,15 мм/год, связанным с изменением водного баланса и средних термохалинных характеристик бассейна;

2 – ростом экмановской дивергенции в центре моря из-за наблюдаемого долговременного усиления циклонической завихренности ветра. Величина тренда уровня моря, связанная с усилением крупномасштабной циркуляции, показана на рисунке 1.13.

Тренд *DSL* равен примерно 0 – 0,5 мм/год на периферии бассейна и примерно от – 1 до – 1,5 мм/год в центральной части моря. Эти значения составляют от 15 до 50% от среднего по бассейну тренда уровня моря (3,15 мм/год) и, следовательно, играют важную роль в общих оценках повышения уровня в прибрежной части моря. Наибольшие величины трендов наблюдаются в юго-восточной части бассейна, что связано с долговременной интенсификацией Батумского антициклона в этот период [Kubryakov et al., 2017].

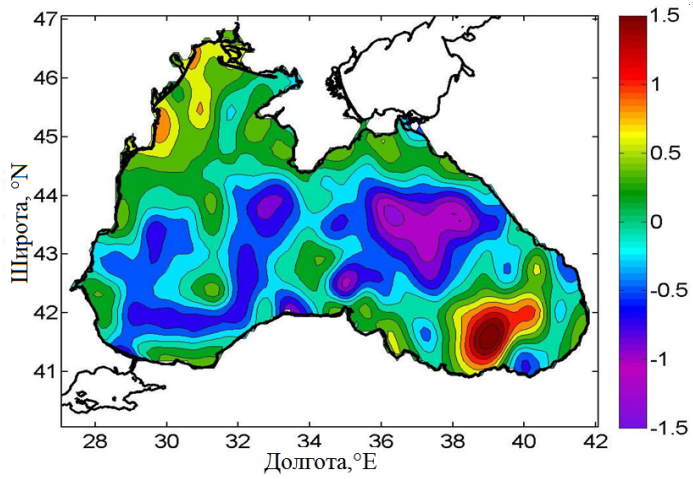

Рисунок 1.13 – Карты трендов динамического уровня *DSL* за 1993-2014 гг. (мм/год)

До появления данных спутниковой альтиметрии средний рост уровня Черного моря и оценки водного баланса определялись по данным береговых постов [Горячкин, Иванов, 2006], которые измеряли полную изменчивость уровня, т.е *MSL+DSL*. Учитывая, что динамические колебания уровня *DSL* могут вносить свой существенный вклад, полученные ранее по контактным данным оценки среднего роста уровня моря должны быть скорректированы. Как показано выше, основным фактором, определяющим изменчивость *DSL*, является завихренность ветра. На рисунке 1.14, *а* представлена карта линейных коэффициентов

регрессии (R_w) между завихренностью ветра W и DSL в каждой точке сетки с учетом сдвига 2 недели:

$$DSL = R_w \cdot W \tag{1.6}$$

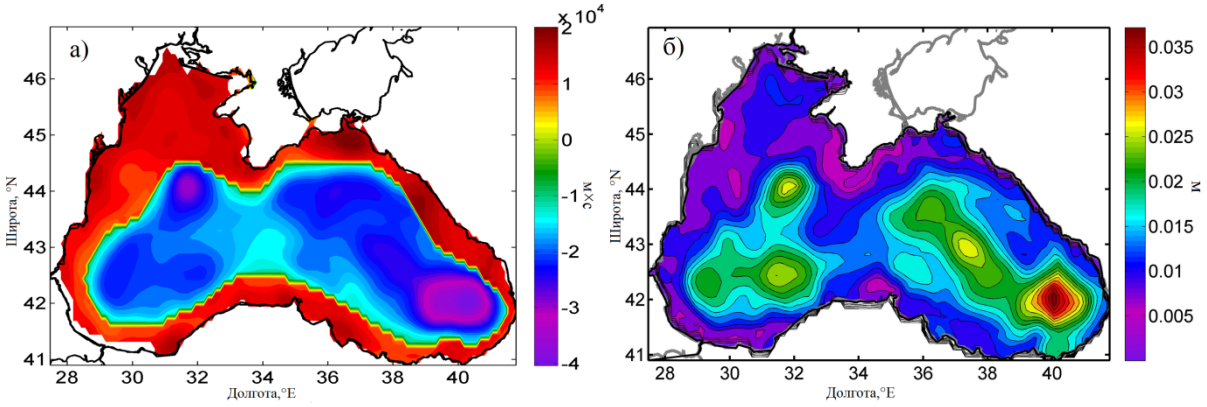

Рисунок 1.14 – Коэффициенты линейной регрессии (R_w) между усредненной по бассейну завихренностью ветра и динамическим уровнем моря (*а*); стандартное отклонение разности между динамическим уровнем моря, восстановленным по данным о завихренности ветра, и данным, полученным по альтиметрическим измерениям (*б*).
Временные ряды сглажены 1-летним скользящим средним

Коэффициенты R_w положительны на периферии моря и отрицательны в центре бассейна. Для оценок применимости такой регрессии на межгодовых масштабах динамический уровень, рассчитанный с помощью коэффициентов регрессии по формуле 1.6 по данным о W, сопоставлялся с альтиметрическим динамическим уровнем для рядов, сглаженных 1-летним скользящим средним. Карта рассчитанного СКО между двумя массивами представлена на рисунке 1.14, *б*. Как видно, в прибрежных частях моря величины СКО очень малы, как правило меньше, чем 0,5-1,0 см. Повышенные СКО отмечаются в центральной части моря (1,5 – 2,0 см), а наибольшие – в районе Батумского антициклона (3 см), что связано с влиянием интенсивной вихревой динамики в этом районе.

Величины R_w практически одинаковы в прибрежной части бассейна, где колебания динамического уровня могут быть с достаточно высокой точностью восстановлены по данным о завихренности ветра как:

$$DSL(t) = R_{w0} \cdot W(t-\Delta t), \tag{1.7}$$

где $R_{w0} = 1{,}5 \cdot 10^4$ с

Здесь Δt=14 дней. Для примера на рисунке 1.15 показана временная изменчивость *DSL*, полученная по данным альтиметрии и рассчитанная по данным о завихренности ветра в районе южного побережья Крыма (33,2° E; 44,7° N). По графикам на рисунке 1.15 видно, что полученная линейная регрессия позволяет восстановить изменчивость динамического уровня в прибрежной части Черного моря на основе атмосферных реанализов с высокой точностью и на сезонных, и на межгодовых масштабах. Коэффициенты корреляции между временными рядами составляют 0,85 и 0,88 для рядов, сглаженных 90-суточным и 1-летним скользящим средним, соответственно. Отметим, что в настоящем разделе для расчетов используются данные реанализа *Era-Interim*. Оценки R_w для других источников данных о завихренности ветра могут быть несколько иными.

Таким образом данные атмосферных реанализов могут быть успешно использованы для восстановления долговременной изменчивости динамического уровня. Полученные оценки *DSL* позволяют провести коррекцию измерений уровня моря на береговых постах. Например, тренд *DSL* в период 1979-1992 гг. для ряда на рисунке 1.15 составляет 0,3 мм/год. Это значение следует вычесть из измерений уровня моря на береговых постах за соответствующий период, для уточнения информации о росте среднего уровня бассейна до 1992 г., необходимых для понимания исторических тенденций в изменении водного баланса бассейна.

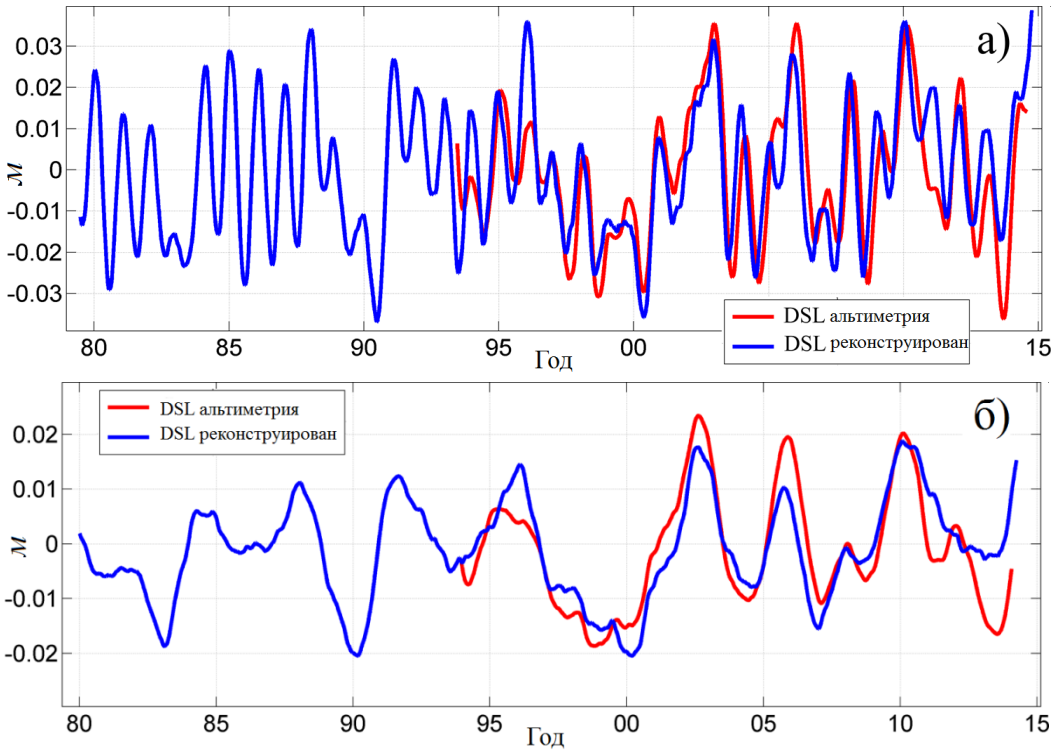

Рисунок 1.15 – Временная изменчивость *DSL* в точке 33,2° E, 44,7° N , полученная по данным альтиметров (красная кривая) и восстановленная по данным о завихренности ветра (синяя линяя). Временные ряды сглажены скользящим средним: *а* – 90-дневным, *б* – 1-летним

Результаты, полученные в данном подразделе, показывают, что динамические изменения уровня связанные с перераспределением водных масс в бассейне оказывают важное влияние на оценки роста уровня моря и амплитуду его сезонных колебаний в прибрежной части. При этом эти изменения линейно связаны с изменчивостью завихренности ветра и могут быть оценены на основе данных атмосферных реанализов.

1.1.3 Влияние крупномасштабной динамики вод на водообмен между Азовским и Черным морями.

Скорость водообмена в Керченском проливе зависит от разности уровней моря (dh) между Азовским и Черным морем в окрестностях пролива [Альтман, 1975]. Разница уровня dh может быть представлена как сумма как минимум трех компонент :

1) dh_{msl} – разницы среднего уровня *MSL* Азовского и Черного морей, которые, в первую очередь, определяются их водным балансом;

2) dh_{dyn} – разницы динамических колебаний уровня *DSL*, вызванных перераспределением уровня под влиянием крупномасштабной циркуляции (пункт 1.3.2), сгонно-нагонных движений (особенно важных в мелком Азовском море);

3) dh_{hf} – вклада других баротропных высокочастотных колебаний (например, сейш, барических возмущений и т.п.). Будем считать, что на интересующих в этой работе периодах (более 30 дней) влияние этих процессов менее значимо.

Скорость баротропных течений через пролив на достаточно длительных временных масштабах (более 10 дней) может быть грубо оценена из уравнения геострофического баланса [Takikawa, Yoon, 2005] как:

$$v = \frac{g}{f} * \frac{dh}{dl} \tag{1.8}$$

Здесь *dl* = 40 км – длина Керченского пролива.

Вклад динамических колебаний можно оценить по данным о завихренности ветра *W*, используя формулу 1.7:

$$dh_{dyn}(t) \approx R_w \cdot W(t-\Delta t)\,;\; v_{dyn}(t) = \frac{g}{f} * \frac{R_w \cdot W(t-\Delta t)}{dl} \tag{1.9}$$

На сезонных масштабах завихренность ветра W меняется от 0 до $5*10^{-6}$ 1/с , что дает оценки сезонных изменений $dh_{dyn} \approx 0.08$м, а $dv_{dyn} \approx 0.17$ см/с с максимумом в январе и минимумом в мае. На эти величины уменьшится разница уровня моря и скорость затока Азовских вод в зимний период под влиянием экмановского нагона. Отметим также отсроченный отклик водообмена на изменения завихренности ветра, связанный с временем реакции геострофической циркуляции. Следует также учесть, что Керченский пролив довольно узок и геострофическое приближение 1.8 дает лишь грубую оценку водообмена.

Оценим вклад различных компонент в изменения разницы уровня вблизи Керченского пролива на основе вдольтрековых данных об аномалии уровня моря. Для этого были выбраны альтиметрические измерения к югу и северу от пролива на расстоянии 70 км от его центра (36,6° E, 45,25° N) за период 1993-2017 гг. Данные по обе стороны пролива усреднялись по пространству, после этого рассчитывались их среднемесячные значения. Затем определялась разница аномалий уровня между Азовским и Черным морями. Для расчета полного уровня моря к разнице аномалий уровня было прибавлено значение средней разницы между уровнем Азовского и Черного морей – 0,03 м, рассчитанной по данным уровнемеров на постах Опасное и Феодосия [Kubryakov et al., 2019]. Эти станции были выбраны поскольку они находятся ближе всего к Азовоморской и Черноморской части Керченского пролива, и должны наиболее корректно отражать динамику предпроливных зон. Отметим, что обработка альтиметрических данных включает фильтрацию высокочастотных баротропных колебаний уровня на масштабах менее 30 дней dh_{hf} во время процедуры динамической атмосферной коррекции [Carrere et al., 2016]. Тогда суммарный перепад уровня по альтиметрическим данным можно оценить как $h = dh_{msl} + dh_{dyn}$

Межгодовая изменчивость *MSL*, рассчитанная по усредненным по бассейнам альтиметрическим измерениям, представлена на рисунке 1.16, *а*. Средний уровень моря в Азовском и Черном море хорошо коррелирует с коэффициентом корреляции k=0,9 для сглаженного 1-летним фильтром ряда. Величины среднегодовой разницы dh_{msl} колеблются от 0 до максимума 0,1 м в 2007 г.

Однако сезонная изменчивость среднего уровня Азовского и Черного морей в 1992-2015 гг. имеет существенно различный ход (Рисунок 1.16, *б*). В Черном море резкий сезонный пик уровня моря наблюдается в мае-июне (Рисунок 1.16, *б* – синяя линия), что связано с сезонной интенсификацией речного стока, обусловленного половодьем, т.е. сезонным таянием снега [Горячкин, Иванов, 2006]. Вторая причина – уменьшение испарения в апреле-июне, что связано с ослаблением скорости ветра. В конце лета-осенью *MSL* Черного моря падает на 8 см

из-за увеличения испарения и уменьшения стока рек. В декабре-январе наблюдается второй пик *MSL*, связанный с увеличением количества осадков [Горячкин, Иванов, 2006, Ильин и др. 2012]. В феврале-марте количество осадков уменьшается, а *MSL* снова снижается до минимальных значений.

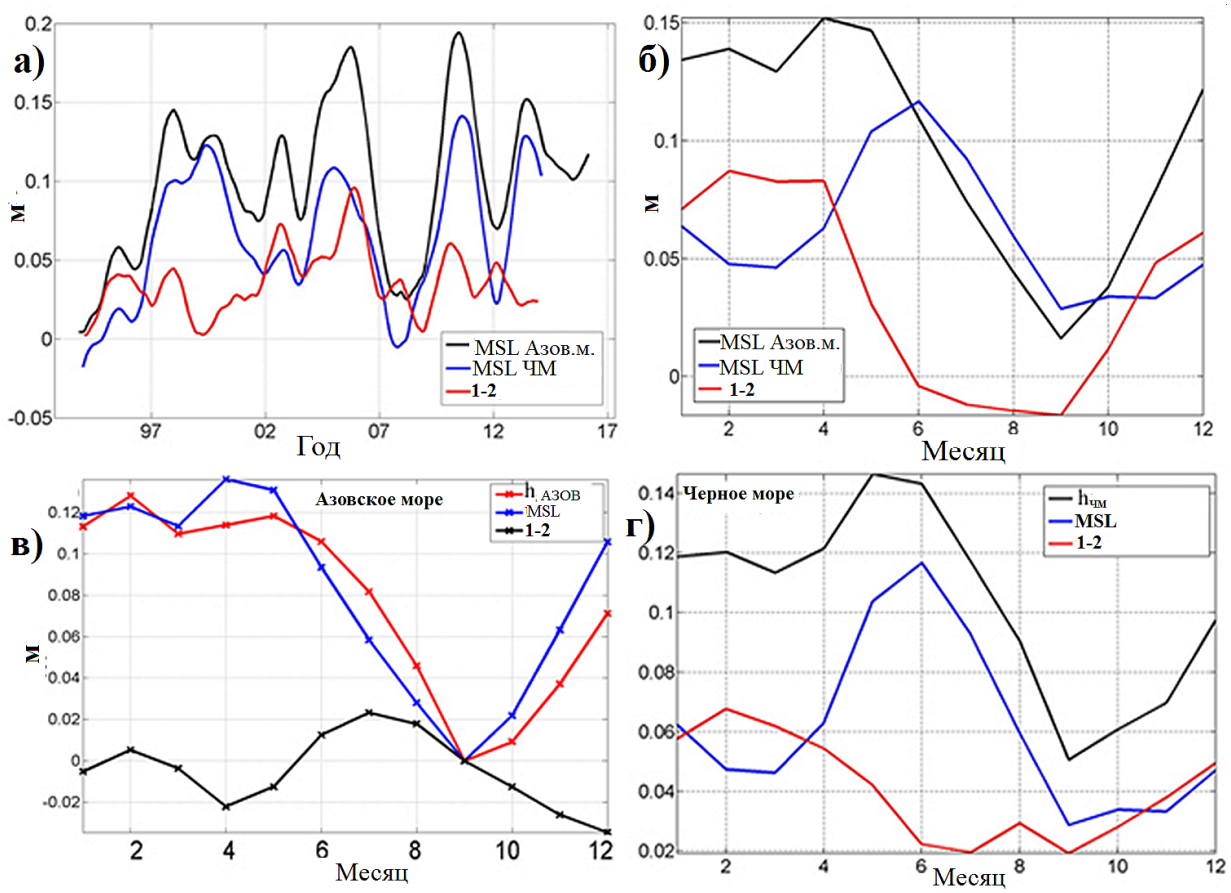

Рисунок 1.16 – Межгодовая (*а*), сезонная (*б*) изменчивость среднего уровня Азовского моря (черная линия), Черного моря (синяя линия) и их разности (красная линия) по данным спутниковой альтиметрии за 1993-2015 гг. Сезонная изменчивость уровня Азовского моря (*в*), Черного моря (*г*) вблизи Керченского пролива (красная линия), среднего уровня моря (синяя линия) и их разности (черная линия)

В Азовском море также имеет место весенний пик *MSL*, связанный с интенсификацией речного стока, в первую очередь рек Дона и Кубани в период половодья (Рисунок 1.16, *б*– черная линия). Однако максимум уровня Азовского моря наблюдается в апреле-мае, на месяц раньше, чем в Черном море (май-июнь). Более быстрая реакция Азовского моря на увеличение стока рек связана с его небольшой площадью и мелководьем, а также меньшей площадью водосбора его основных рек.

Однако основные различия в сезонных колебаниях *MSL* двух бассейнов наблюдаются зимой. Амплитуда средних сезонных колебаний уровня моря в Азовском море значительно

выше, чем в Черном море, что связано с меньшим объемом Азовского моря и более быстрой реакцией его уровня на изменение водного баланса. В Азовском море разница между максимальным и минимальным за сезон уровнем моря достигает 13 см, что в 1.5 раза больше, чем в Черном море (8 см). Зимние значения *MSL* в Азовском море велики, и уровень моря с декабря по май имеет стабильно выскоие значения. Увеличение *MSL* Азовского моря зимой наблюдалось после 1950-х годов, что в работе [Ильин и др., 2009] связывается с уменьшением речного стока и возрастающей ролью осадков в водном балансе этого бассейна.

Из-за разности фаз сезонных изменений водного баланса двух бассейнов сезонная амплитуда разности dh_{msl} достигает довольно высоких значений, примерно 10 см (Рисунок 1.16, *б* – красная линия). Положительная разница dh_{msl} наблюдается в холодное время года, с ноября по май. В эти месяцы сезонные изменения водного баланса приводят к увеличению переноса азовских вод через Керченский пролив. Слабые отрицательные значения наблюдаются с июня по октябрь, что приводит к уменьшению притока азовской воды летом в согласии с анализом контактных [Дьяков и др., 2016] и спутниковых оптических измерений [Kubryakov et al., 2019].

В то же время значения разницы локальных изменений уровня моря вблизи Керченского пролива $dh=(h_{azov}-h_{bs})$, которые непосредственно определяют интенсивность водообмена, существенно меньше, чем значения разницы среднего уровня двух морей. Амплитуды сезонных колебаний этой величины (Рисунок 1.17, *а*) составляют всего 3 см с максимумом в зимний период (5 см) и минимумом в осенне-летний период (2 см).

Такие различия двух оценок связаны с динамическими процессами перераспределения уровня. Сравнение изменчивости среднего по бассейну и локального уровня моря вблизи Керченского пролива показывает, что в Азовском море сезонные изменения этих характеристик почти совпадают (Рисунок 1.16, *в*). Разница между ними не превышает 2 см. Этого можно ожидать, так как в мелководном Азовском море баротропный сигнал достаточно быстро перераспределяется по всему бассейну.

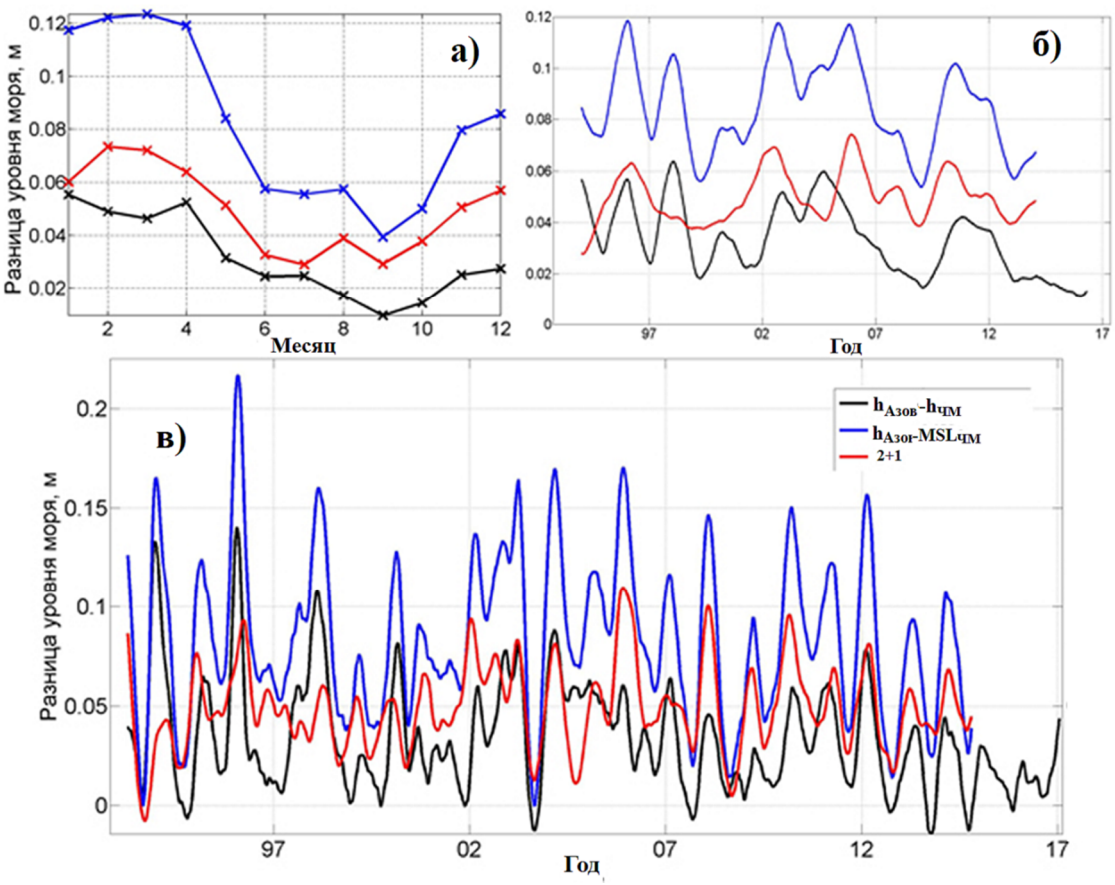

Рисунок 1.17 – Разница между уровнем Азовского моря у Керченского пролива и средним по бассейну уровнем Черного моря (синяя линяя), локальным уровнем Черного моря у Керченского пролива (черная линия), вклад локального измения уровня в разницу между Азовским и Черным морем у Керченского пролив
(разница первой кривой и второй – красная линия)
(*а* – скользящее среднее 90 дней, *б* – средний сезонный ход; *в* – скользящее среднее 365 дней)

В Черном море различия между средним и локальным уровнем моря вблизи Керченского пролива намного выше (Рисунок 1.16, *г*). Эти различия связаны с сезонной изменчивостью экмановской накачки, вызывающей приток вод к периферии бассейна, что подробно обсуждалось в Разделе 1.1.2. Наибольшая разница между средним и локальным уровнем наблюдается в зимне-весенний период максимальной интенсификации течений. В это время локальный уровень на периферии Черного моря на 7 см выше среднего. Этот дополнительный рост динамического уровня препятствует водообмену между Черным и Азовским морем в зимне-весенний период, когда он должен быть максимален. В результате разница локального уровня у пролива зимой (черная линия на рисунке 1.17, *а*) оказывается на 6-7 см ниже, чем разница среднего уровня (синяя линяя на рисунке 1.17, *а*). Эти значения хорошо согласуются с оценками, рассчитанными по данным о завихренности ветра по формуле (1.9).

Интенсивность и фаза максимума скорости течений Черного моря имеют выраженную межгодовую изменчивость (пункт 1.1.1). В отдельные годы пик интенсивности течений может

наблюдаться летом, а не зимой (Рисунок 1.7), а внутригодовые амплитуды динамического уровня моря могут достигать 20 см. Оценим влияние межгодовых колебаний динамического уровня Черного моря на перепад уровня между Азовским и Черным морем. Для этого сопоставим графики разницы между локальным уровнем моря вблизи пролива в Азовском море и (1) средним уровнем Черного моря (h_{azov}-MSL_{bs} – черная линия); (2) локальным уровнем Черного моря вблизи пролива (h_{azov}-h_{bs} – синяя линия) (Рисунок 1.17, *б*, *в*). Среднегодовая разница между двумя этими величинами (красная линия на рисунке 1.17, *б*) составляет около 5 см, а в годы с интенсивной циркуляцией достигает 8 см.

На внутригодовых масштабах эти величины еще выше (Рисунок 1.17, *в*). Без учета эффекта динамического перераспределения уровня под действием завихренности ветра разность величин уровня между Азовским морем у пролива и средним уровнем Черного моря в зимний период отдельных лет превосходит 15 см. Её максимальное значение наблюдается в 1996 г. (h_{azov}-MSL_{bs}=22 см/с). Однако из-за подъема уровня у берегов Черного моря разница локального уровня моря в 2 раза меньше(около 8 см) и лишь в зимний период отдельных лет (1994, 1996 гг.) достигает 13 см. В годы с интенсивной циркуляцией (2006, 2008, 2010 гг.) увеличение динамического уровня приводит к уменьшению разницы уровня моря более, чем в 3 раза от значений h_{azov}-MSL_{bs}=18 см до h_{azov}-h_{bs}=6 см. Согласно формуле (1.9) это соответствует уменьшению скорости течений на 15-40 см/с. В некоторые годы динамический эффект приводит к уменьшению разницы уровня до 0 м, т.е. фактически к полному прекращению водообмена в проливе. Такие случаи наблюдались в отдельные годы: в осенне-зимний период 1997, 1999, 2002 гг., летом 2007 г. В последние годы, после 2013 г., такие случаи регулярно наблюдаются в летний период. Одной из причин уменьшения водообмена является наблюдаемый долговременный рост динамического уровня, вызванный усилением циклонической завихренности над бассейном (пункт 1.1.2). Согласно оценкам, приведенным в пункте 1.1.2, тренд динамического уровня составляет 0,3 мм/год, что за 20-летний период 1993-2013 гг. приводит к уменьшению разницы уровня вблизи Керченского пролива на 6 см.

Отметим, что важнейшее влияние на водообмен Черного и Азовского морей оказывает действие ветровых нагонов [Альтман, 1975; Дьяков и др., 2016; Алескерова и др., 2017; Kubryakov et al., 2019]. Штормовые ветры вносят определяющий вклад в короткопериодную изменчивость затоков Азовских вод в Черное моря. Это короткопериодное воздействие накладывается на более медленные колебания, связанные с изменением водного баланса двух морей и динамическими колебаниями уровня Черного моря, определяемыми действием экмановской накачки.

В этом пункте подчеркивается важная роль циклонической циркуляции Черного моря в модуляции сезонного хода и межгодовой изменчивости водообмена с Азовским морем,

механизм которой иллюстрируется на рис.1.18. В среднем уровень Азовского моря, выше чем уровень Черного моря, чему способствуют также сильные северо-восточные ветры [Kubryakov et al., 2019]. Однако, эти же ветра способствуют росту завихренности ветра и усилению экмановской накачки над Черным морем. В результате экмановской дивергенции происходит рост прибрежного уровня Черного моря, который вызывает уменьшение dh. При сильной завихренности и интенсивности циклонической циркуляции экмановский нагон может вызывать резкое уменьшение водообмена, блокировать его или даже менять направление потока на противоположное, вызывая затоки Черноморских вод в Азовское море.

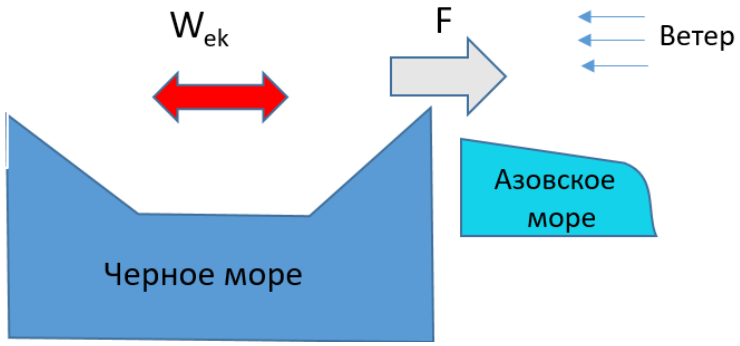

Рис.1.18 Схема влияния крупномасштабной циклонической циркуляции Черного моря на водообмен с Азовским морем

Особенно значительное уменьшение потока азовоморских вод будет наблюдаться в годы с интенсивной циркуляцией. В такие годы соленость Черного моря будет увеличиваться не только за счет вертикальной адвекции соленых вод из глубинных слоев, но и за счет уменьшения поступления пресных вод из Азовского моря. В то же время в годы с ослабленной циркуляцией, например, во время минимума в 2002 г. азовоморские воды в большем количестве поступали в Черное море. Это приводит к уменьшению солености Черного моря в верхних слоях и вызывает усиление халинной стратификации. Рост положительных потоков плавучести также способствует генерации синоптических антициклонов (подраздел 1.4). Кроме того, Азовское море эвтотрофно и характеризуется большими концентрациями биогенных веществ [Матишев и др., 2006], являясь важным внешним источником биогенов для северо-восточной части Черного моря. Наблюдаемый эффект запирания водообмена при усилении крупномасштабной циркуляции бассейна может значимо влиять на потоки питательных веществ в этой части бассейна. Рассмотренный эффект справедлив и для других районов Черного моря, в частности, районов устьев рек, где он приводит к блокировке речных вод на шельфе (подраздел 2.1).

1.2 Вихревая динамика Черного моря по спутниковым альтиметрическим данным

1.2.1 Метод автоматической идентификации вихревых структур

1.2.1.1 Метод автоматической идентификации вихрей. Подразделы 1.2-1.3 посвящены исследованию пространственно-временной изменчивости различных характеристик вихрей Черного моря на основе методов их автоматической идентификации. Эти методы дают возможность впервые получить большой объем статистической информации о вихрях Черного моря за более чем 20-летний период и исследовать различные закономерности изменчивости вихревой динамики в бассейне.

В основе алгоритма автоматической идентификации вихревых структур по альтиметрическим измерениям использован метод «угол намотки» («*winding angle*» – термин на английском языке). Этот метод, предложенный в работе [Sadarjoen, Post, 2000], основан на выделении областей, ограниченных замкнутыми линиями тока. Впервые он был успешно использован для автоматического выделения синоптических вихрей по данным спутниковой альтиметрии в работе [Chaigneau et al., 2008] и далее применялся в нескольких работах [Chen et al., 2011, Souza et al., 2011]. Отметим, что понятие вихрь в настоящий момент не имеет чёткого и однозначного определения в мировой литературе. В настоящей работе мы используем определение из классической работы [Robinson et al., 1991]: «Вихрь существует, когда мгновенные линии тока, отображаемые на плоскость, перпендикулярную ядру вихря, имеют круглую или спиральную форму».

Как показано в [Chaigneau et al., 2008, Souza et al., 2011], использование данного метода для идентификации вихрей предпочтительнее, чем использование критического параметра Окубо-Вяйса [Okubo, 1970, Weiss, 1992], широко применяемого в метеорологии для выделения атмосферных вихрей по полю давления, поскольку последний может приводить к появлению большого количества ложных вихрей.

Наиболее часто в Черном море (за редким исключением в работах [Гинзбург и др., 2008; Zatsepin et al., 2003]) крупные синоптические вихри наблюдаются в зоне ОЧТ. Такие вихри находятся в крупномасштабном потоке, поэтому не обязательно будут характеризоваться замкнутыми линиями тока, вследствие чего идентификация вихрей по полям полной скорости течений затруднена. Поэтому в настоящей работе используются поля аномалий скорости, восстановленные по альтиметрическим аномалиям уровня. Такой подход, стандартно применяемый и в других районах Мирового океана, приводит к тому, что меандры ОЧТ также идентифицируются как вихревые образования. Следует сказать, что в природе достаточно

сложно однозначно разделить меандры и вихри в зоне действия фоновых течений, поскольку они оказывают существенное влияние на динамическую струкутру вихрей.

Автоматическая идентификация вихревых структур с помощью метода «угол намотки» проходит в три этапа. Первый этап заключается в идентификации узлов сетки, которые находятся в зоне вихря. Для этого в каждом узле сетки запускается виртуальная частица, траектория которой рассчитывается по численной схеме Эйлера с шагом *dt*:

$$r_{n+1}(x,y,t) = r_n(x,y,t-1) + V_g'(x,y)\cdot dt,$$

где *r* – радиус-вектор частицы, м;

V_g' – стационарное во времени поле аномалии геострофической скорости за конкретную дату, м/с;

t – время расчета, с.

На каждом шаге работы алгоритма рассчитывается суммарный угол отклонения частицы, т.е. собственно «угол намотки» $WA = \sum_{j=2}^{N-1} \alpha_j$, где α_j – угол отклонения частицы на каждом шаге расчета траектории (Рисунок 1.19, *а*).

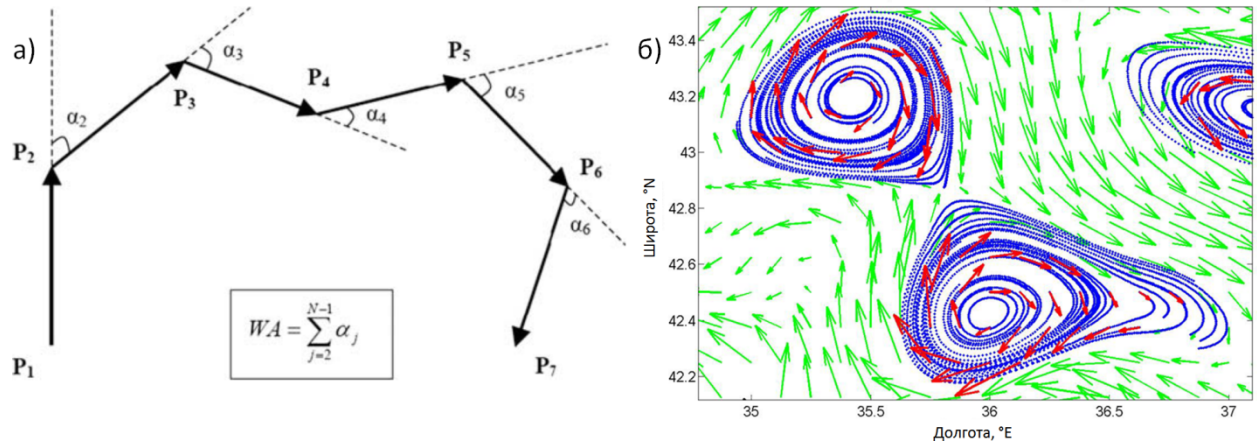

Рисунок 1.19 – Принцип работы метода идентификации вихревых образований «угол намотки» («*winding angle*») (*а*). Превышение суммарным углом *WA* величины 360° означает, что частица совершила круговой оборот и находится на замкнутой линии тока, т.е. соответствующий узел сетки находится в вихревом образовании. Пример рассчитанных траекторий (синие линии) и определенных районов синоптических вихрей (красные стрелки) методом «*winding angle*» (*б*)

При превышении суммарного угла 360° частица совершает круговой оборот, т. е. располагается на замкнутой линии тока. Это означает, что соответствующий узел сетки находится в вихревом образовании. Расчет проводится за период времени $T = 2\pi\, Rmax/vlim$, которое представляет собой верхнюю границу периода обращения частицы в вихре. Кроме того, ставится ограничение на максимальную длину траектории частицы $L = 2\pi Rmax$ (*Rmax* – максимальный радиус вихря), соответствующее максимально возможному радиусу вихря. Период обращения связан с минимальной завихренностью синоптического вихря, которая должна быть больше, чем завихренность в крупномасштабных круговоротах. Параметр *vlim* соответствует минимально допустимой орбитальной скорости на периферии крупных вихрей радиусом *Rmax*, для того чтобы они были идентифицированы как синоптический вихрь, а не как крупномасштабная ячейка замкнутой циркуляции. Параметры *Rmax=80* км и *vlim=0,1* м/с были выбраны на основе существующих данных о максимальных размерах вихрей и их скорости в Черном море по данным из различных источников [Гинзбург и др., 2008]. Пример рассчитанных траекторий и выделенных вихрей методом «winding angle» изображен на рисунке 1.19, *б*.

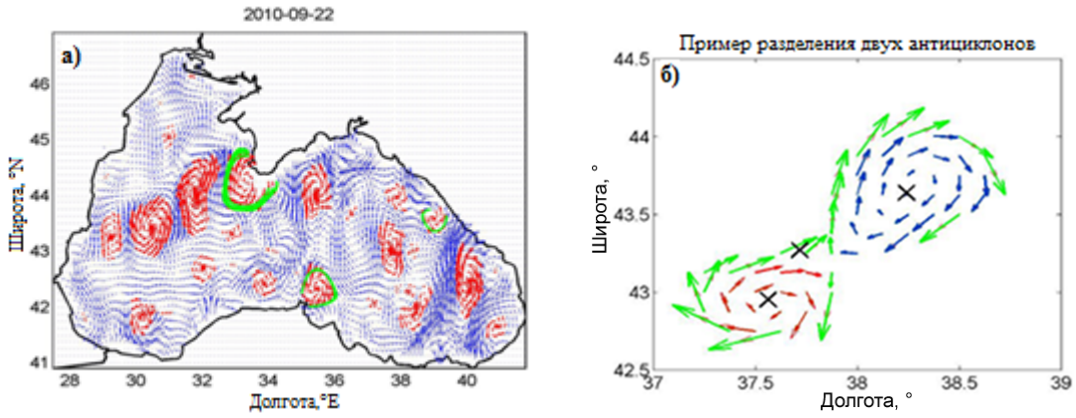

Рисунок 1.20 – Идентифицированные вихри за 22 сентября 2010 г. (*а*). Зеленой дугой показан прибрежный вихрь, идентифицированный по модифицированной методике; пример разделения двух антициклонов, окруженных общей ячейкой циркуляции (*б*): крестики – идентифицированные центры кластеров траекторий; нижний крестик – центр траекторий, начинавшихся из красных векторов, средний – из зеленых, верхний – из синих

Второй этап автоматической идентификации вихревых структур с помощью метода «угол намотки» состоит в разделении найденных областей на индивидуальные вихри. Идентифицированные узлы сетки в простейшем случае, как на рисунке 1.19, *б*, представляют собой отдельные кластеры, соответствующие индивидуальным вихрям. В более сложных ситуациях (Рисунок 1.20, *а*) один кластер частиц мог соответствовать нескольким вихрям различных знаков. Для отделения циклонов от антициклонов частицы с разными знаками

рассчитанной завихренности течений разделяются на отдельные кластеры. Для разделения нескольких вихрей одного знака используется следующий метод: для каждой частицы определяется центр траектории, примерно соответствующий центру вихря. Далее проводится процедура кластирования по центрам траекторий. Частицы, обращающиеся вокруг двух различных кластерных центров, соответствуют разным вихрям. Последние ситуации наблюдались нередко, так на примере (Рисунок 1.20, *б*) изображен антициклон с двумя ядрами, окруженный общей ячейкой циркуляции.

Поскольку качество данных альтиметрии ухудшается вблизи берега, где в Черном море находится большое количество вихрей, метод был модифицирован для береговой зоны. Считалось, что виртуальная частица располагается в вихре, если начало и конец траектории находятся в прибрежном узле сетки, а полный угол намотки превышает 270° (пример на рисунке 1.20, *а*). Тем не менее, можно ожидать, что мелкие прибрежные вихри, например, вихри Анатолийского побережья, не могут быть идентифицированы по альтиметрическим измерениям ([Kubryakov et al., 2018]). Разрешение альтиметрических данных не позволяет идентифицировать вихри с радиусом менее 20 км, поэтому при анализе будут учитываться только более крупные образования.

Третий этап. После того, как вихревые образования выделены на всех картах скорости, определяются траектории перемещения отдельных вихрей. Для этого рассчитывается расстояние между центрами вихрей на двух последовательных картах скорости и определяются пары вихрей одного знака, между которыми это расстояние минимально. При этом максимальное смещение вихря не должно превышать 100 км за 7 дней, что соответствует ограничению по скорости перемещения в 16 см/с в согласии с известными из литературы оценками [Латун, 1995; Гинзбург и др., 2008; Zatsepin et al., 2003].

В результате процедуры автоматической идентификации для каждого найденного вихря были определены следующие параметры: радиус $R=\sqrt{S/\pi}$, где S – площадь вихря, определенная как количество узлов в вихре, умноженное на их площадь; V_{mean} и V_{max} – средняя и максимальная орбитальная скорость в вихре, соответственно; кинетическая энергия $KE=<V^2>/2$, скорость перемещения центра вихря Vc, средняя завихренность $<W>$. Вихревые структуры были аппроксимированы эллипсами с помощью процедуры *regionprops*, описанной в среде *MatLab*. Процедура основана на определении главных моментов инерции и эллипса инерции данной области. Аппроксимирующие эллипсы для наглядности были нанесены на рисунок 1.21, *б*. Для каждого вихря определялся эксцентриситет – *ecc* и угол отклонения большой полуоси от оси абсцисс – α_{eddy}. Для каждой карты аномалий уровня были рассчитаны следующие параметры: общее количество вихрей – N; общая площадь вихрей –

$S_{tot} = \sum_N S_N$; суммарная вихревая кинетическая энергия – $KE_{tot} = \frac{1}{S_{BS}} \sum_N KE_N \cdot S_N$, где S_{BS} – площадь Черного моря; средний радиус вихрей – $< R >= \frac{1}{N} \sum_N R_N$; средняя вихревая орбитальная скорость – $< V >= \frac{1}{N} \sum_N V_{mean_N}$; средняя вихревая кинетическая энергия – $< KE >= \frac{1}{N} \sum_N KE_N$.

1.2.1.2 Верификация метода идентификации вихрей. Для апробации данного метода рассчитанные карты местоположения вихрей сопоставлялись с изображениями, полученными по данным ИК и оптических сканеров. Температура и взвешенное вещество на этих снимках выступают в роли трассеров, распределение которых дает возможность идентифицировать вихри. Ниже приведены три конкретных примера сравнения наблюдающейся вихревой динамики Черного моря по спутниковым оптическим данным, ИК-данным и результатам метода автоматической идентификации вихрей по данным альтиметрии.

На рисунке 1.21, *а* изображена карта отражательной способности на длине волны 555 нм $R_{rs}(555)$, полученная по данным *MODIS*, и карта идентифицированных по данным альтиметрии вихрей за 13 мая 2007 г. Сложная вихревая динамика на северо-западе бассейна хорошо наблюдается в поле трассеров. Наиболее четко заметен крупный антициклонический вихрь диаметром около 90 км, находящийся в районе Севастопольского антициклона (*A*1). С северо-востока и юго-запада его окружают еще 2 присоединённых циклонических вихря (*C*1, *C*2). Ниже по течению на западе бассейна на широтах 43-44°N располагается еще один антициклон (*A*2). Другая особенность вихревой динамики, заметная на карте $R_{rs}(555)$, находится в северо-восточной части моря, где расположена крупная грибовидная структура, состоящая из пары циклон-антициклон. Методы автоматической идентификации успешно выделяют эти вихри по данным спутниковой альтиметрии и дают возможность определить ряд других особенностей вихревой динамики, которые хуже видны по распределению поля трассеров (Рисунок 1.21, *в*). В частности, они позволяют обнаружить наличие трех, а не двух, присоединённых циклонов к антициклону *A*1. Также альтиметрические измерения фиксируют существование еще двух антициклонов на Северо-Западном Шельфе (СЗШ) бассейна и достаточно крупную грибовидную структуру на юге центральной части моря. Микроволновые альтиметрические измерения, в отличие от оптических измерений, позволяют обнаружить вихри в зоне, покрытой облаками, на юго-западе бассейна, где находится еще один небольшой циклонический вихрь.

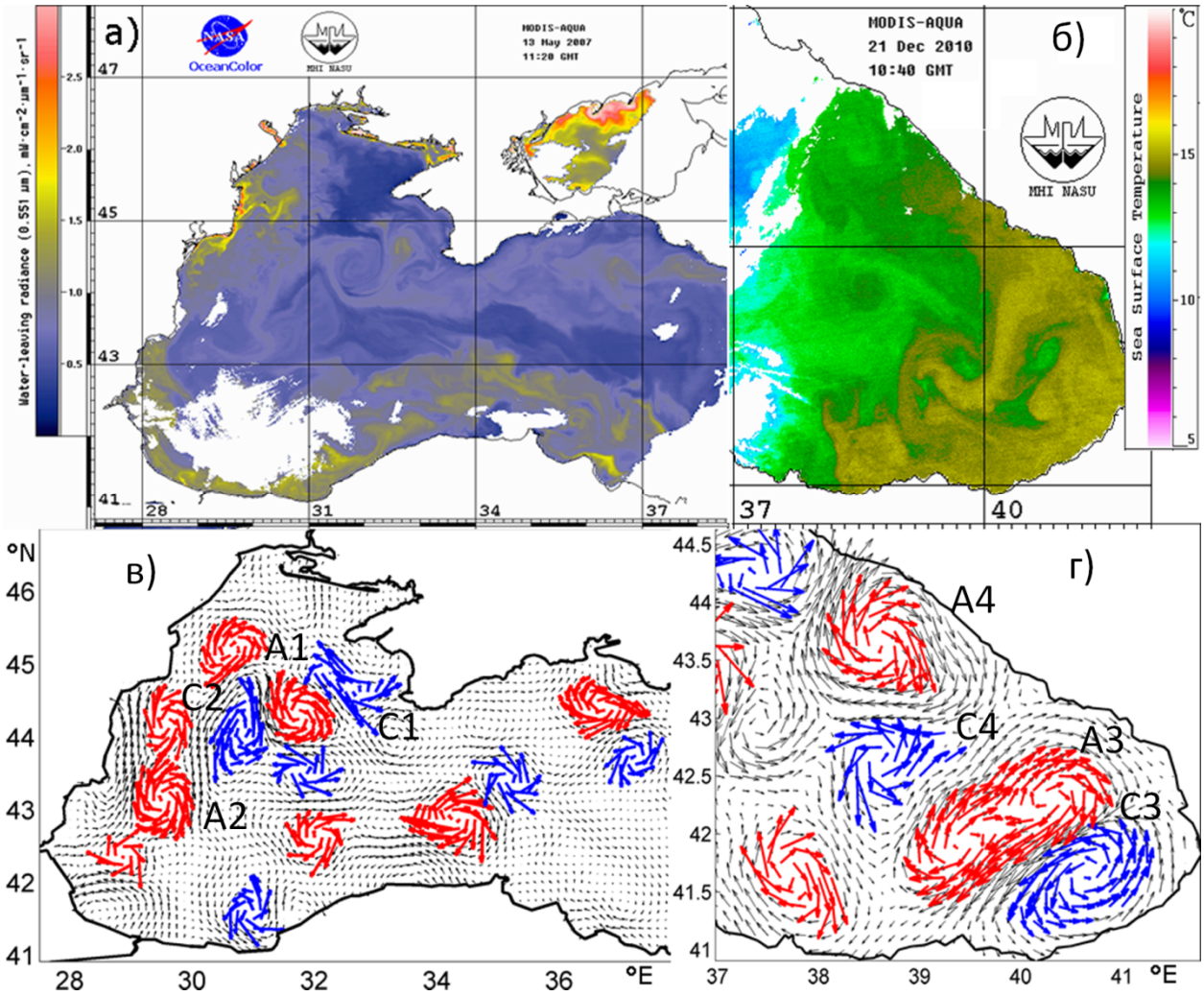

Рисунок 1.21-Восходящее излучение на длине волны 550 нм по данным *MODIS-Aqua* за 13 мая 2007 г. (*а*); температура поверхности моря по данным *MODIS-Aqua* за 21 декабря 2010 г. (*б*); вихри, идентифицированные по данным альтиметрии: *в* – за 13 мая 2007 г.; *г* – за 21 декабря 2010 г.

На втором примере (Рисунок 1.21, *б*) сложная вихревая динамика в юго-восточной части Черного моря наблюдается на карте температуры поверхности моря (ТПМ) за 21 декабря 2010 г., полученой по измерениям *AVHRR*. В зоне Батумского вихря наблюдаются два мощных циклона (*C*3, *C*4). Их ядра характеризуются пониженными значениями температуры по сравнению с окружающими водами, что связано с подъемом холодных вод в их центре и захватом теплых окружающих вод на их периферии. Между этими циклонами расположены два соединённых антициклонических вихря (*A*3). Еще один антициклон (*A*4) выделяется на картах ТПМ в северо-восточной части моря (так называемый Кавказский антициклон) и в южной части карты на рисунке 1.21, *в*. Все эти особенности вихревой динамики успешно идентифицируются по данным альтиметрии с помощью использованного метода.

Схожая картина комплексной вихревой динамики в юго-восточной части моря наблюдалась на карте ТПМ 10 октября 2006 г. (Рисунок 1.22, *а*). Мощная вихревая пара циклон-антициклон находилась в юго-восточной части бассейна, причем интенсивный циклон располагался на месте, где, согласно классическим представлениям, располагается так называемый Батумский антициклон [Oguz et al., 1992]. На месте центра восточного циклонического круговорота располагается антициклон, который ранее находился на месте Батумского антициклона и в процессе эволюции трансформировался, фактически, в вихрь открытого моря (пункт 1.2.4). Несколько присоединенных к этому вихрю циклонических образований видны на спутниковой карте ТПМ. Такая картина вихревой динамики, значительно отличающаяся от классической схемы циркуляции бассейна, успешно воспроизводится по альтиметрическим данным (Рисунок 1.22, *б*).

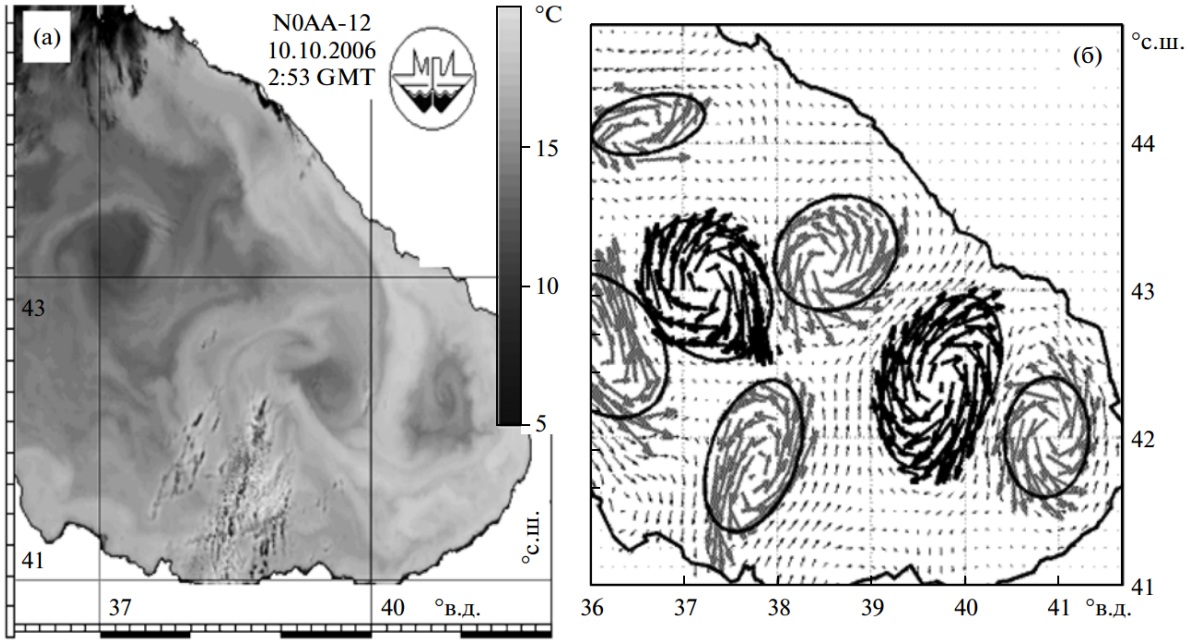

Рисунок 1.22 – Температура морской поверхности за 10 ноября 2006 г. по данным *AVHRR* (*а*); идентифицированные по данным спутниковой альтиметрии вихри за эту же дату (*б*) черный цвет – антициклоны; серый – циклоны; сплошными линиями нанесены аппроксимирующие эллипсы

Всего для такого сопоставления было использовано более 200 карт ТПМ, концентрации хлорофилла А и яркости восходящего излучения, которые показали адекватность используемого метода для идентификации достаточно крупных синоптических вихрей в бассейне и изучения синоптической динамики бассейна. Кроме того, метод имеет ряд преимуществ по сравнению с данными радиометров, а именно: дает возможность выделять

вихри при отсутствии трассеров и при наличии облачности, а также определять их динамические характеристики.

1.2.2 Характеристики синоптических вихрей

1.2.2.1 Статистические характеристики вихрей. Поскольку пространственное разрешение полей аномалий уровня составляет 1/8°, а из-за процедуры картирования могут появляться единичные ложные вихри, то для минимизации возможных ошибок по данным альтиметрии в данном подразделе исследовались только достаточно долгоживущие и крупные вихри с временем жизни более 4 недель и радиусом более 20 км.

За период с 1992 по 2011 гг. приблизительно на 990 еженедельных картах аномалий уровня моря было идентифицировано более 9000 вихревых структур, что соответствовало 847 индивидуальным вихрям (один и тот же вихрь идентифицировался в среднем порядка 10 раз).

Количество идентифицированных антициклонических вихрей (АВ) – 387 – оказалось меньшим, чем циклонических (ЦВ) – 460. Зафиксировано большее количество относительно короткоживущих ЦВ с временем жизни менее 24 недель (или полугода), чем АВ с такими характеристиками (448 циклонов и 349 антициклона). В то же время долгоживущих АВ оказалось больше – наблюдалось 12 циклонов и 38 антициклонов с временем жизни более полугода. Всего было идентифицировано достаточно большое количество долгоживущих вихрей: 50 обнаруженных вихрей просуществовали более полугода, из них 14 – наблюдались более чем 9 месяцев, а 4 антициклона – более одного года. Распределение количества вихрей в зависимости от продолжительности их жизни представлено на рисунке 1.23, *а*, *б*. При этом, чем больше время жизни вихря, тем реже он наблюдается. Эта зависимость имеет логарифмический характер (Рисунок 1.23, *а*), в согласии с работами [Chaigneau et al., 2008, Chelton et al., 2011, Chen et al., 2011] для других районов Мирового океана. На рисунке 1.23, *а*, *б* показано, что антициклоны в среднем живут дольше, чем циклоны, что подтверждает выводы, полученные в работах [Латун, 1989; Гинзбург и др., 2008].

Распределения значений радиусов R вихрей и максимальных орбитальных скоростей V_{max} относительно частоты их повторяемости изображены на рисунке 1.23, *в*, *г*. Средняя и максимальная скорости перемещения частиц в вихре коррелируют друг с другом с коэффициентом 0,95 (Рисунок 1.23, *д*), т.е. характер изменчивости обоих величин практически одинаков, и $<V>$ пропорциональна $Vmax$. Поэтому в настоящей работе для большей наглядности результатов анализ, в основном, будет проводится для максимальной орбитальной скорости частиц.

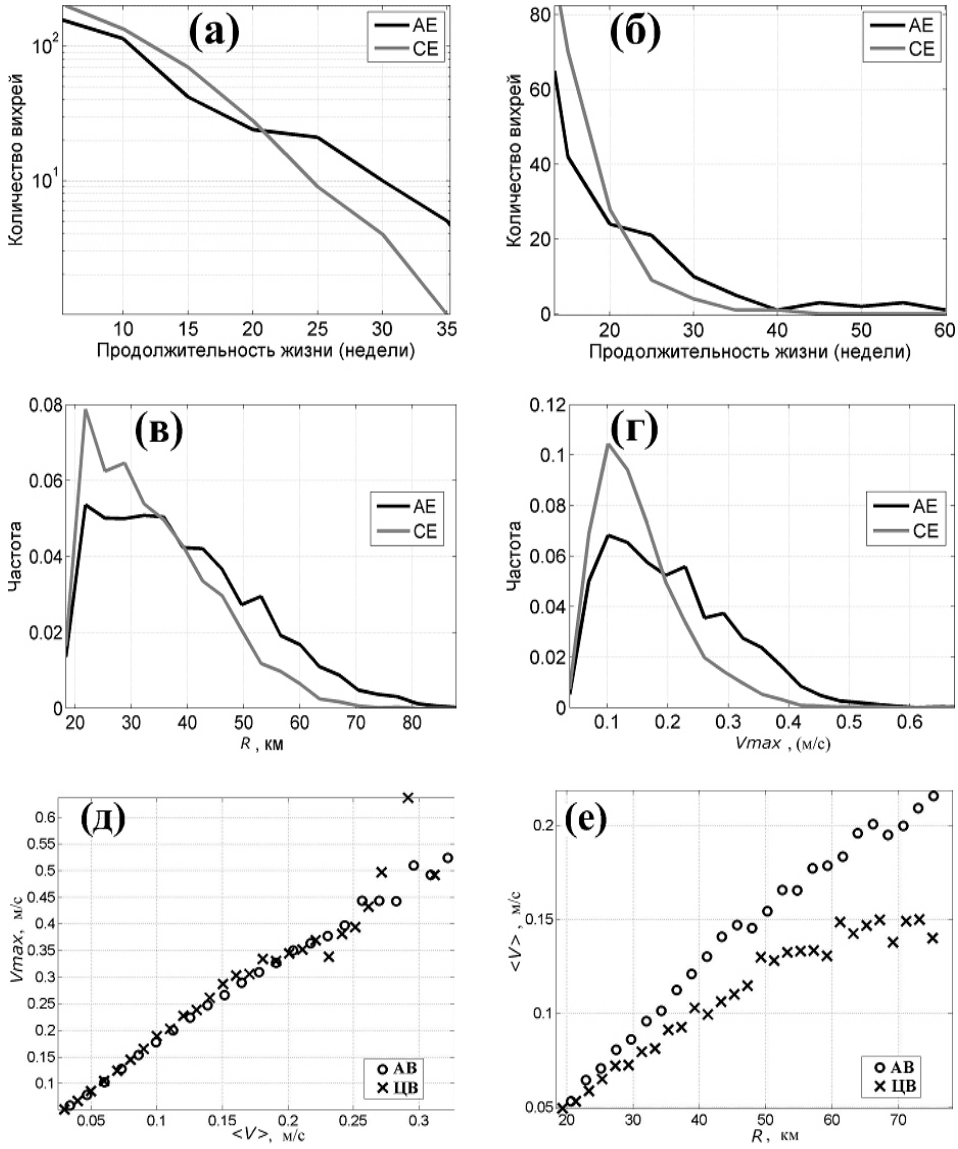

Рисунок 1.23 – Распределение количества циклонов (ЦВ) и антициклонов (АВ) в зависимости от продолжительности их жизни: *а* – логарифмический масштаб, *б* – линейный масштаб. Статистические распределения радиуса вихря (км); *г* – максимальной орбитальной скорости вихря (м/с), *д* – зависимости между V_{max} и $<V>$, *е* – между R и V_{max} в вихре

Вид функций плотности вероятности для радиуса и орбитальной скорости вихрей близок к логнормальному (Рисунок 1.23, *в*, *г*). Антициклонические вихри характеризуются как большим размером, так и большими орбитальными скоростями по сравнению с циклоническими, что объясняет их более частое обнаружение при проведении натурных исследований. Действительно, вероятность наблюдать антициклон с радиусом более 40 км и орбитальными скоростями более 25 см/с значительно выше, чем циклон с такими же характеристиками. Узкий пик максимальной вероятности для значений радиуса циклонов приходится примерно на значениях 25 км, для антициклонов этот пик шире и приходится на значения 25-40 км. Максимальные значения радиуса идентифицированных вихрей ограничены величинами 80-90 км. Наиболее часто наблюдаются циклоны с максимальными орбитальными

скоростями около 10 см/с, для антициклонов пик вероятности находится в интервале от 10 до 25 см/с. Заметно, что существует сходство между распределениями размера и орбитальной скорости вихря. Анализ показывает, что это сходство связано с тем, что орбитальная скорости в вихре прямо пропорциональна его радиусу с коэффициентом взаимной корреляции, равным 0,75 (Рисунок 1.23, *e*). Таким образом, синоптические вихри больших размеров в Черном море, в основном, характеризуются большими орбитальными скоростями.

Взаимосвязь между радиусом и скоростью вихря практически линейная и может быть представлена, как:

$$Vmax = < \omega > \cdot R \,, \tag{1.10}$$

где $< \omega >$ – средняя завихренность *которая составляет* $7 \cdot 10^{-6}$ с для АВ, что в два раза выше, чем для ЦВ $4 \cdot 10^{-6}$ с . Отсюда, для большинства идентифицированных по альтиметрии вихрей число Россби $RO = Vmax/R/f$ составляет 0,07 для АВ и 0,05 для ЦВ т.е. все они находятся в геострофическом балансе.

Следует отметить, что алгоритм картирования альтиметрических данных, который проводится с применением процедуры оптимальной интерполяции, приводит к определенному сглаживанию полей уровня и занижению орбитальных скоростей в синоптических вихрях. Можно ожидать, что коэффициент занижения будет максимальным (около 1,5) для небольших вихрей с радиусом около 20 км и близок к единице в крупных вихрях с радиусом более 50 км [Chelton et al., 2011].

Таким образом, в Черном море наблюдается большее количество ЦВ, но АВ характеризуются бóльшим временем жизни, радиусом и орбитальной скоростью. Наблюдаемые в Черном море циклоны часто присоединены к более крупному антициклону, причем число мелких ЦВ может меняться в процессе эволюции АВ [Zatsepin et al., 2003]. Относительно малое время жизни циклонов по сравнению с антициклонами было зафиксировано по данным альтиметрии и в других районах Мирового океана [Chelton et al., 2011, Chen et al., 2011]. Подобная асимметрия в работах [*D*'Hieres et al., 1989; Nezlin, Sutyrin, 1989] связывается с увеличением локального радиуса деформации Россби в АВ и его уменьшением в ЦВ по сравнению с типичными значениями радиуса Россби вне вихрей. Еще одно возможное объяснение этого эффекта (приведено в подразделе 3.2): в антициклонах затухание скорости, связанное с резкими градиентами плотности, происходит в более глубинных слоях, т.к. в них пикноклин заглублен [Kubryakov et al., 2018].

В большинстве случаев вихри имеют эллиптическую форму. Максимально вероятный эксцентриситет составляет 0,8, т.е. отношение малой к большой полуоси равно 0,6

(Рисунок 1.24, *а*). При этом наиболее интенсивные вихри со средней орбитальной скоростью <*V*> более 0,3 м/с, имеют минимальный эксцентриситет *ecc*=0,4 для ЦВ и *ecc*=0,55 для АВ, т.е. наиболее приближены к круговой форме (Рисунок 1.23, *б*). Средний *ecc* для вихрей со средней орбитальной скоростью в интервале от 0,05 до 0,2 м/с составляет 0,65 и максимален для наименее слабых вихрей. Существует определенная зависимость между величиной эксцентриситета и направлением «вытянутости» вихря (Рисунок 1.24, *в*). Наибольший эксцентриситет – 0,85, т.е. наименьшее отношение малой к большой полуоси ~0,5, наблюдается в вихрях, вытянутых в меридиональном направлении (большие углы наклона большой полуоси). Вихри, вытянутые в зональном направлении, имеют форму, близкую к круговой: *ecc*=0,62 (отношение малой к большой полуоси ~0,78). Минимальный эксцентриситет *ecc*=0,55 (отношение малой к большой полуоси ~0,83) наблюдаются при углах наклона от – 25° до – 15°, т. е. эллипсы вытянуты в северо-западном – юго-восточном направлениях.

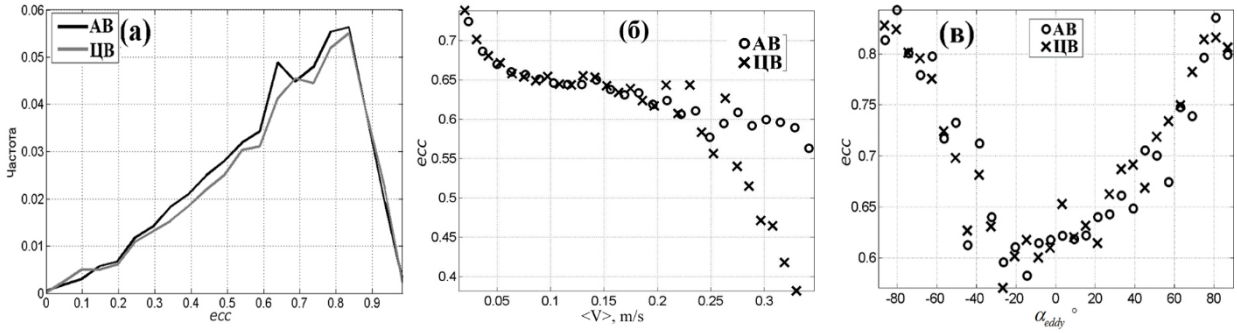

Рисунок 1.24 – Распределения плотности вероятности эксцентриситета в ЦВ и АВ (*а*); зависимость между *ecc* и средней орбитальной скоростью вихрей <*V*> (*б*); средние значения эксцентриситета вихрей *ecc* для различных углов наклона большой полуоси аппроксимирующего эллипса α_{eddy} (*в*)

Кроме того, существует зависимость между угловой скоростью большой полуоси эллипса и её наклоном: при положительных значениях угла скорость отрицательна, а при отрицательных – положительна. Это значит, что вихрь стремится к тому, чтобы уменьшить угол наклона большой полуоси относительно оси абсцисс и вытянуться в зональном направлении. Таким образом, результаты этого анализа показывают, что существует определенная асимметрия: вихри, вытянутые в меридиональном направлении, больше "сжаты" и имеют тенденцию к повороту большой полуоси эллипса до выравнивания в широтном направлении и приобретения круговой формы, для которой их средняя кинетическая энергия максимальна. Полученный результат требует дальнейшей проверки и подробного исследования, поскольку процедура картирования альтиметрических данных может приводить к некоторому искажению формы вихрей.

1.2.2.2 Пространственное распределение характеристик вихрей. С помощью использованного метода были определены траектории перемещения всех идентифицированных вихрей. Поскольку рисунок со всеми траекториями на одном графике будет нерепрезентативен, то на рисунке 1.25, *а* изображены пути перемещения центров только долгоживущих вихрей – с временем жизни более 30 недель. Кружками на графике отмечены места преимущественного образования вихрей, крестиками – места их исчезновения, сплошными линиями – траектории.

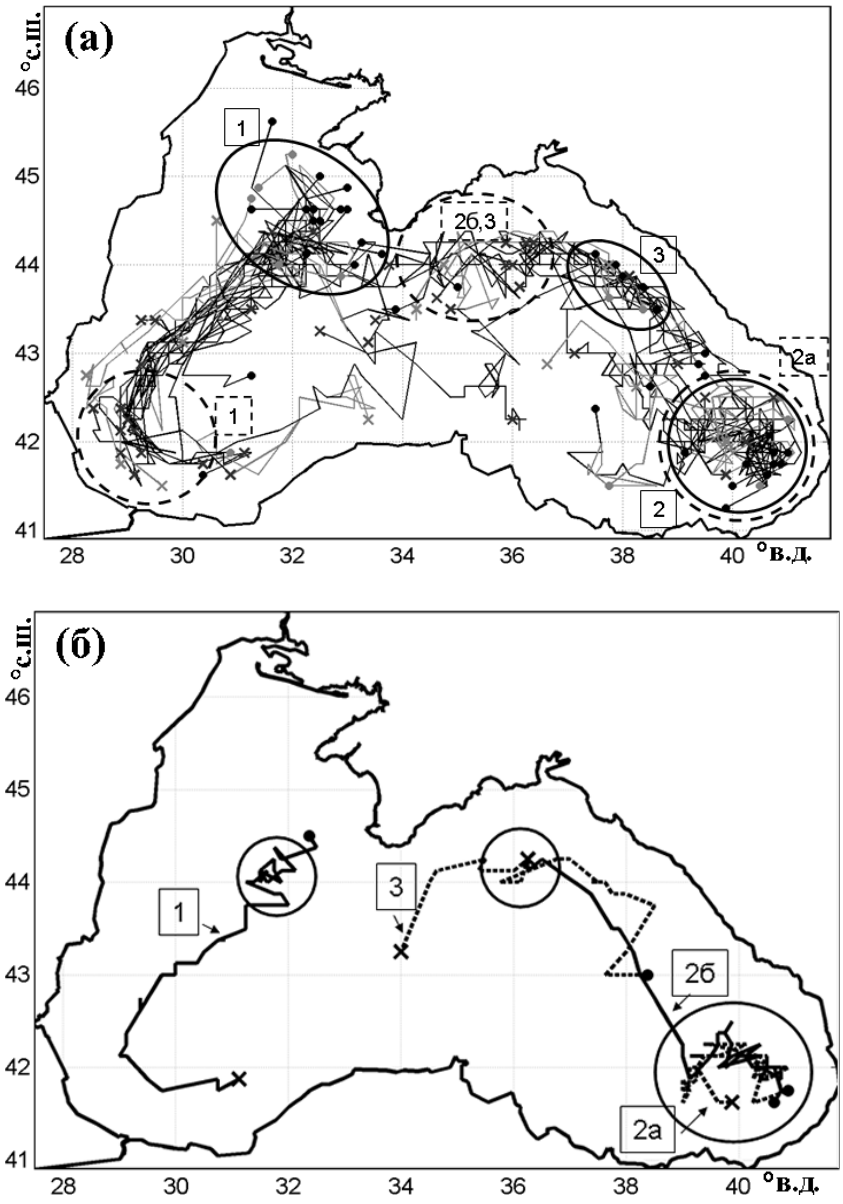

Рисунок 1.25 – Траектории вихрей с временем жизни более 30 недель (*а*). Сплошными кружками на графике отмечены места образования вихрей, крестиками – места их исчезновения, сплошными линиями – траектории (черные – антициклоны, серые – циклоны). Окружностями выделены места образования (сплошная линия) и исчезновения вихрей (пунктирная линия); примеры характерных траекторий индивидуальных вихрей (см. пояснения в тексте) (*б*). Окружностями выделены места стационирования вихрей

Используя эту карту, можно выделить несколько основных путей перемещения долгоживущих образований, рассмотренных подробно на примере отдельных вихрей на рисунке 1.25, *б*:

1) Вихри, образованные за Крымским полуостровом в западной части бассейна, (квадрат 1 на рисунке 1.25, *а* – Севастопольские вихри). Они движутся на юго-запад вдоль континентального склона и большинство из них разрушается в юго-западной части бассейна к северу от пролива Босфор. Их траектории преимущественно направлены параллельно изобатам, за исключением участка с центром с координатами (44°N, 32°E), выделенного кругом на рисунке 1.25, *а*. В этой области вихри временно приостанавливают свое движение по направлению струи ОЧТ. Их центр медленно вращается в циклоническом направлении внутри данной области. Эти результаты согласуются с результатами предыдущих исследований, полученных по инфракрасным и оптическим спутниковым изображениям [Гинзбург и др., 2000, 2008; Ginzburg et al., 2002b], в которых указывается на существование данного района замедления движения вихрей с характерной топографической особенностью (сужение материкового склона и следующий за ним подводный хребет) [Гинзбург и др., 2000].

2) Вихри, образованные в юго-восточной части бассейна, в районе Батумского антициклона (квадрат 2 на рисунке 1.25, *а*). Можно выделить два типа траекторий этих образований.

Первый тип (2а) (Рисунок 1.25, *б*) – вихрь является относительно стационарным, т.е. долгое время находится в юго-восточной зоне, незначительно смещаясь, часто по кругу в циклоническом направлении. Второй тип (2б) – вихри, долгое время находившиеся в данном районе, выходят из этой зоны и, двигаясь в северо-западном направлении, становятся вихрями открытого моря. Согласно проведенному анализу, именно такие образования являются наиболее долгоживущими в черноморском бассейне. Процесс «отрыва» Батумского антициклона и трансформации его в вихрь открытого моря подробно рассмотрен в подразделе 1.2.4 [Кубряков, Станичный, 2016].

3) Вихри, образующиеся в восточной части бассейна, в районе Геленджика, Туапсе или южнее в районе Сочи (квадрат 3 на рисунке 1.25, *б* – Кавказские вихри). Эти образования двигаются в северо-западном направлении вдоль континентального склона, исчезая в районе южного и юго-восточного побережья полуострова Крым, который является своего рода преградой для дальнейшего продвижения вихрей на запад. Отметим, что для этой группы вихрей также существует область стационирования к югу от Керченского пролива с координатами (44° N, 36° E) (Рисунок 1.24 *б*). Здесь они становятся так называемыми Керченскими вихрями [Korotaev et al., 2003]. Эти вихри подробно исследовались в работах [Ginzburg et al., 2002 и др.].

Необходимо также отметить отсутствие долгоживущих вихревых образований в южной части акватории бассейна. Вихри Анатолийского побережья обычно имеют меньшие размеры и прижаты к берегу, что не позволяет качественно идентифицировать их по данным альтиметров [Kubryakov et al., 2018]. Вышеотмеченные особенности траекторий являются характерными, но не обязательными, т.е. траектории отдельных, в том числе и долгоживущих, вихрей могут отклоняться от указанных путей перемещения, при этом вихри могут двигаться без стационирования или разрушения в указанных зонах [Гинзбург и др., 2008]. Вихри со временем жизни более 5 недель и менее 25 недель, согласно проведенному анализу, могут образовываться практически в любом месте акватории. Отметим также, что траектории передвижения циклонов обычно сложнее, чем антициклонов. Вероятно, это связано с тем, что присоединенные циклоны могут двигаться как под влиянием ОЧТ, так и под влиянием орбитальных движений крупных антициклонов.

Распределение количества дней в году, в которых в данной точке наблюдается циклон или антициклон, приведено на рисунках 1.26, *а*, *б*. На этих картах можно выделить четыре локальных максимума вероятности наблюдения вихрей. В северо-западной части моря, где находится область стационирования Севастопольских вихрей, относительно крупные антициклоны наблюдаются в среднем ~90 дней в году; циклоны ~100 дней в году. В юго-восточной части моря, зоне стационирования Батумского вихря, антициклоны детектируются по альтиметрическим данным примерно 90 дней в году, циклоны – 70 дней в году. Третий, менее интенсивный максимум, находится в северо-восточной части моря к югу от Керченского пролива. Здесь крупные циклоны отмечаются 40 дней в году, а антициклоны – 50 дней в году. Еще один максимум вихревой активности, где крупные вихри наблюдаются ~40 дней в году, характерен только для антициклонов. Он находится в южной части моря с координатами (42° N, 36° E) в районе так называемого Кизил-Ирмакского вихря [cKorotaev et al., 2003].

Существование этих локальных максимумов совпадает с местами стационирования синоптических вихрей. Таким образом, замедление движения вихревых образований приводит к возникновению областей максимальной синоптической активности.

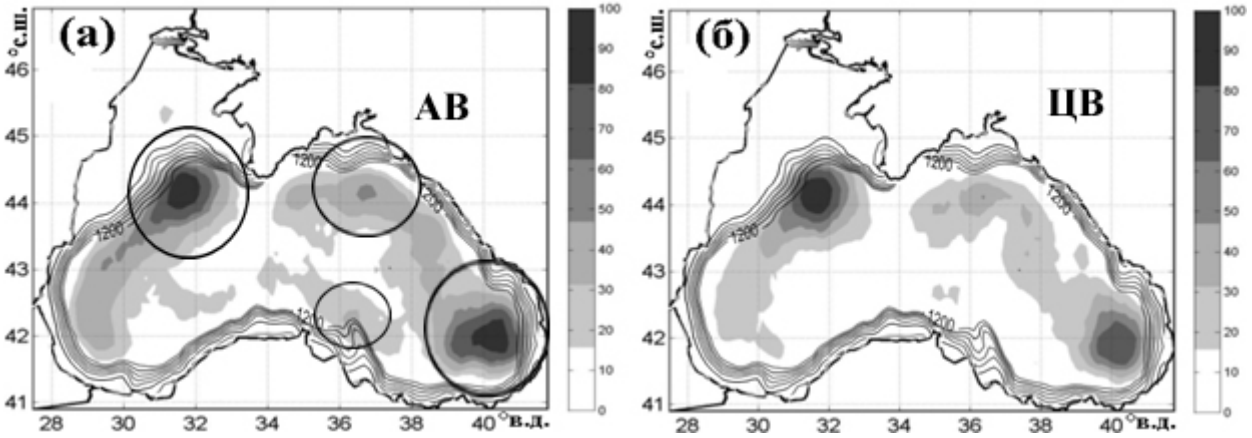

Рисунок 1.26– Распределение количества дней в году, в которых в данной точке наблюдается: антициклон (*а*), циклон (*б*) (сплошными линиями нанесены изобаты)

Одной из возможных причин замедления движения вихрей в этих районах связано с влиянием рельефа дна. Черные линии на рисунках 1.26, *а*, *б* соответствуют изобатам. В области, соответствующей и северо-западному и юго-восточному максимуму распределения, топография дна имеет выраженную особенность: сужение зоны шельфа и следующий за ним подводный хребет. Такая особенность рельефа дна может выступать в роли топографической «ловушки», сдерживающей перемещение вихря, пока он либо достаточно интенсивен и имеет большой размер, либо прижат к континентальному склону струей ОЧТ. Аналогичные соображения о роли рельефа дна приводятся в [Staneva et al., 2001; Ginzburg et al., 2002a]. В пользу этой гипотезы также свидетельствует существование аналогичных топографических особенностей в других районах максимумов синоптической активности. Действительно, максимумы в северо-восточной части возле Керченского пролива и южной части у Турецкого побережья также находятся перед аналогичными хребтами. Как будет показано в пункте 1.3.2, одной из причин такого стационирования может выступать увеличение протяженности вихрей вследствие их интенсификации при взаимодействии с водами шельфа. В результате этого увеличения нижняя часть вихря, по-видимому, не может пересечь хребет, который выступает в роли стенки для крупных вихрей.

Большое количество вихревых образований наблюдается вдоль континентального склона в западной и восточных частях моря (примерно 20-50 дней в году), что связано с прохождением вихрей в потоке ОЧТ в этих районах. Поскольку они имеют относительно небольшой размер и к тому же сильно прижаты к берегу, алгоритм идентификации с предложенными ограничениями (время жизни более 5 недель и радиус более 20 км) не приспособлен для их выделения [Kubryakov et al., 2018].

Отметим схожесть пространственного распределения для циклонических и антициклонических вихрей. В Черном море часто наблюдаются плотно упакованные вихревые структуры, состоящие из нескольких вихрей различного знака, например, мощного антициклона и присоединенных к нему менее интенсивных циклонов [Ginzburg et al., 2002a, Zatsepin et al., 2003]. Еще одной причиной схожего распределения ЦВ и АВ является сезонная изменчивость: летом преобладают антициклонические вихри, поздней осенью и ранней зимой – циклонические (подаздел 1.2.3) [Kubryakov, Stanichny, 2015].

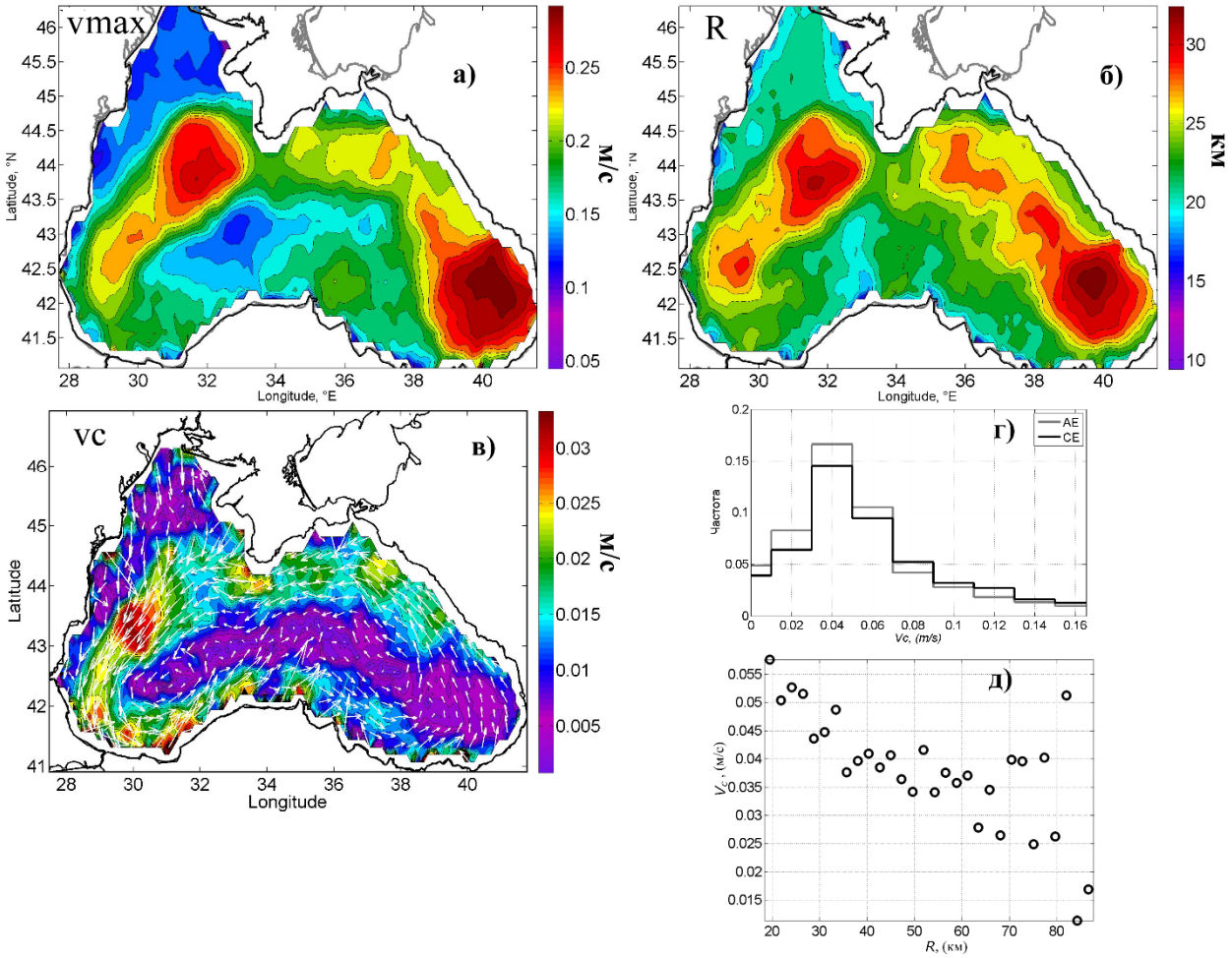

Рисунок 1.27 – Пространственное распределение: *а* – максимальной орбитальной скорости вихрей (*Vmax*, м/с), *б* – радиуса вихрей (км); *в* – карта средней скорости перемещения вихрей (*Vc*, м/с); *г* – вероятность наблюдения рассчитанной скорости перемещения центра вихря *Vc*; *д* – зависимость между *Vc* и *R*

Среднее пространственное распределение максимальной орбитальной скорости и радиуса вихрей обоих знаков представлено на рисунке 1.27, *а*, *б*. Вихри являются наиболее крупными и интенсивными в северной, восточной и западной частях бассейна, а в южной части их размер и орбитальная скорость значительно меньше [Кубряков, Станичный, 2015]. Эта

асимметрия может быть связана с их взаимодействием с крупномасштабной циркуляцией вод. Вихри в Черном море в основном движутся вместе с ОЧТ в циклоническом направлении (Рисунок 1.25, *в*). При этом вихри в северной части движутся на запад, что совпадает с направлением распространения волн Россби, связанного с градиентами планетарной завихренности – естественным направлением распространения синоптических вихрей в океане [Гилл, 1986; Chelton, 2011]. В то же самое время в южной части Черного моря направление ОЧТ и распространение волн Россби противоположно, что может приводить к росту неустойчивости, препятствуя формированию крупных синоптических вихрей ([Blohina, Afanasiev, 2003]).

Наиболее крупные и интенсивные образования наблюдаются в районе Севастопольского и Батумского вихрей. Здесь их средняя максимальная орбитальная скорость превышает 0,25 м/с, а радиус 30 км. На северо-востоке и юго-западе бассейна эти значения несколько меньше: 0,2 м/с и 25 км. Таким образом, Севастопольские вихри, удаляясь от своего места стационирования и двигаясь на юго-восток, в среднем ослабевают и уменьшаются в размерах. В районе Кизил-Ирмакского максимума отмечена также локальная область интенсификации вихрей до значения V_{max}=0,2 м/с. В центре и южной части моря интенсивность и размер вихрей по альтиметрическим данным минимальны и их скорости составляют от 0,1 до 0,15 м/с, а радиусы от 20 до 25 км.

Поле средних скоростей перемещения (Рисунок 1.27, *в*) показывает, что вихри в Черном море в циклоническом направлении вместе с ОЧТ. В области распространения ОЧТ диапазон средних скоростей составляет 0,015-0,025 м/с. Наибольшие скорости отмечаются в западной и юго-западной части континентального склона, где они превышают 0,03 м/с. В этих областях, в отличие от северо-западной, северо-восточной и юго-восточной частей моря, вихри не бывают стационарными и поэтому средняя скорость перемещения здесь выше. В центре моря средние скорости стремятся к нулю (от 0 до 0,01 м/с), поскольку здесь наблюдаются вихри с различными направлениями распространения. Малые скорости отмечаются также в юго-восточной части бассейна, где находится квазистационарный Батумский вихрь. На СЗШ бассейна средние скорости перемещения вихрей направлены на юг и в среднем составляют 0,01 м/с.

Статистическое распределение на рисунке 1.27, *г* показывает, что максимально часто наблюдаемая скорость перемещения сосредоточена в интервалах примерно от 0,03 до 0,05 м/с. Следующие по вероятности появления значения приходятся на интервалы скорости 0,05-0,07 м/с и 0,01-0,03 м/с, в 10% случаев Vc=0 м/с (вихри стационарны). Скорость перемещения центра обратно пропорциональна радиусу вихря (Рисунок 1.27, *д*). т.е. вихри большего размера передвигаются медленнее, маленькие же вихри перемещаются быстрее. Одним из возможных объяснений наблюдающейся связи является влияние фоновых течений, которые более

интенсивно действуют на малые вихри, чем на более крупные вихри, смещающиеся в большей степени со скоростью волн Россби (пункт 1.3.2). С этим могут быть связаны и более высокие скорости, наблюдающиеся у циклонических образований, по сравнению с антициклоническими вихрями (Рисунок 1.23, *г*), т.е. циклоны в среднем меньшего размера двигаются быстрее, чем крупные антициклоны. Крупные вихри, такие как Севастопольский и Батумский антициклоны, часто являются квазистационарными, что также влияет на наблюдающуюся зависимость.

1.2.2.3 Эволюция вихрей по данным спутниковых альтиметров. В этом пункте исследована эволюция различных характеристик вихря в зависимости от времени его существования. Для этого рассчитывались зависимости характеристик вихря (например, радиуса *R*) от текущего времени существования вихря, отнесенного к полному времени жизни вихря (Рисунок 1.28).

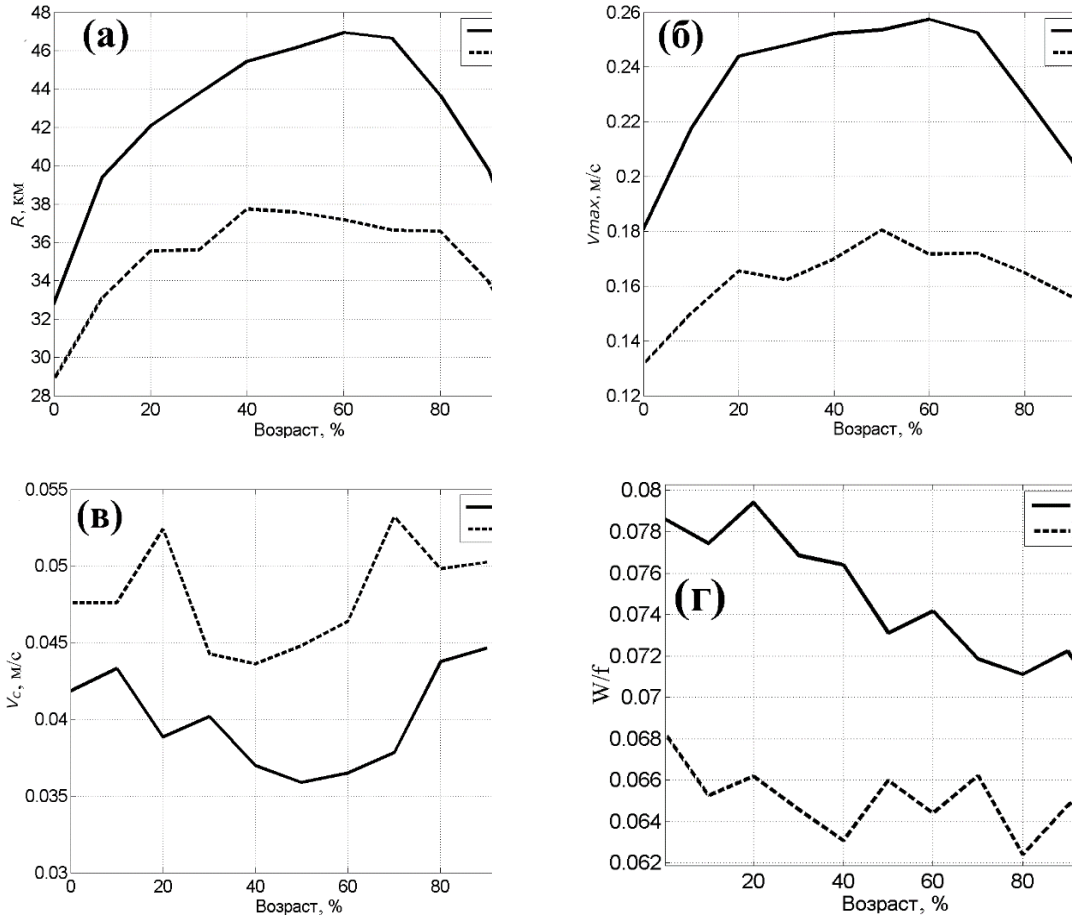

Рисунок 1.28 – Зависимость параметров вихря от процента времени существования вихря: радиуса *R* (*а*); максимальной орбитальной скорости V_{max} (*б*); скорости центра V_c (*в*); среднего числа Россби (*г*)

Размеры и орбитальные скорости вихрей интенсивно растут на протяжении первых 20% времени их существования (Рисунки 1.28, *а, б*). К середине жизни они достигают

максимальных значений: для антициклонов максимумы составляют в среднем R=47 км, V_{max}=0,26 м/с, для циклонов R=37 км, V_{max}=0,18 м/с. После достижения ~80% времени существования эти параметры начинают резко убывать. Поскольку радиус и орбитальная скорость частиц в вихре коррелируют между собой (Рисунок 1.24, *е*), их эволюция схожа.

Для скорости перемещения центра вихря характерна обратная зависимость (Рисунок 1.28, *в*). Минимальные значения V_c достигаются в середине жизни. Этот минимум может быть связан со стационированием вихрей, которое происходит через некоторое время после образования вихря, после его развития до вихря крупных размеров. Вторая возможная причина – увеличение протяженности вихревых образований к середине жизни, что может приводить к уменьшению скорости их перемещения основным потоком (пункт 1.3.2).

Интересно отметить, что несмотря на то, что средние орбитальные скорости частиц в антициклонах растут в первую половину времени их существования, их средняя плотность энергии, определенная как средняя кинетическая энергия, деленная на площадь вихря, убывает на протяжении всего времени. Аналогичным образом в антициклонах убывает и среднее число Россби (от 0,08 до 0,07, на рисунке 1.28, *г*), определенное как отношение средней завихренности к параметру Кориолиса, которое характеризирует степень агеострофичности вихря. Таким образом, во время своего образования и на первых этапах существования вихри более агеострофичны и вклад центробежных сил в их динамику более значим. По мере эволюции этот вклад уменьшается и движения в вихрях стремятся к геострофическому балансу.

1.2.3 Межгодовая и сезонная изменчивость характеристик вихрей и её связь с динамикой Основного черноморского течения

1.2.3.1 Сезонная изменчивость. Сезонная изменчивость количества идентифицированных крупных и долгоживущих вихрей (время жизни более 4 недель, диаметр более 40 км) и средней кинетической энергии течений (*МКЕ*) представлена на рисунке 1.29, *а*. Отметим, что определяющий вклад в общую кинетическую энергию вносит ОЧТ – основной элемент циркуляции Черного моря. Анализ показывает, что характеристики АВ и ЦВ в Черном море имеют противоположный сезонный ход. Максимальное количество АВ и минимальное количество ЦВ наблюдается летом во время сезонного минимума интенсивности циркуляции. В июне и июле в среднем наблюдается 7 крупных АВ и 4 ЦВ. Зимой наблюдается противоположная картина количество циклонов увеличивается с максимумом в декабре (в среднем около 6 ЦВ); количество антициклонов значительно снижается, минимум приходится на февраль (около 3 АВ).

Аналогичная сезонная изменчивость наблюдается для интегральной площади, занятой крупными вихрями (Рисунок 1.29, *а*). АВ занимают около 15% акватории Черного моря летом, и только 5% зимой. В отличие от этого ЦВ занимают около 10% моря зимой и вдвое меньшую площадь летом (около 5%) (Рисунок 1.29, *б*). Таким образом, слабая циклоническая завихренность ветра и слабая циркуляция приводят к образованию антициклонических вихрей, а интенсификация течений способствует генерации циклонов. Сезонный пик генерации антициклонов в летний период также фиксировался ранее рядом авторов по результатам гидрологических съемок и спутниковых данных [Титов и др., 1992; Zatsepin et al., 2003; Каримова, 2011; Иванов, Белокопытов, 2012]. По результатам серии лабораторных опытов в лотке [Зацепин и др., 2005] был сделан вывод о том, что причиной этой генерации является бароклинная неустойчивость ослабевающих циклонических течений. Во время уменьшения циклонической завихренности ветра экмановская дивергенция в центре моря ослабевает, в результате чего ОЧТ смещается ближе к центру бассейна и разваливается на ряд крупных антициклонов [Зацепин и др., 2005].

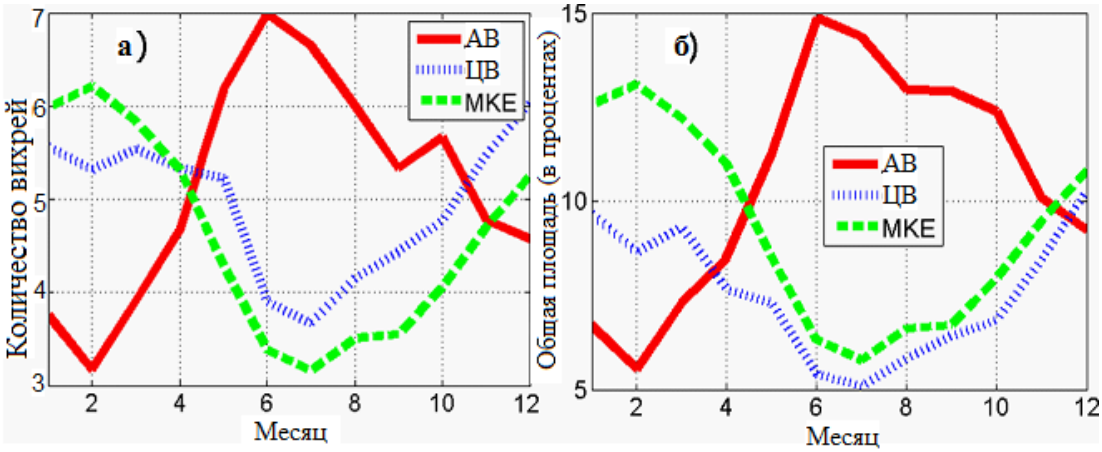

Рисунок 1.29 – Сезонный ход: наблюдаемого количества циклонов и антициклонов (*а*), общей площади наблюдаемых антициклонов (красный цвет) и циклонов (синий цвет) (*б*). Зеленая линия показывает сезонный ход *MKE*

Пример на рисунке 1.30, *а* демонстрирует пространственное распределение антициклонов 17 сентября 2008 г. в теплый период года, во время ослабления завихренности ветра. Серым цветом выделено положение зон с высокими значениями *MKE*, которое может быть интерпретировано как положение «среднего потока». По сравнению с зимней картой (Рисунок 1.30, *б*) видно, что четко выраженного ОЧТ не наблюдается, поток разбит на несколько частей и смещен в сторону центра бассейна (Рисунок 1.30, *а*, серый цвет). Между средним потоком и берегом образуется ряд мощных антициклонов, что соответствует данным гидрологических наблюдений [Кривошея и др., 1994; 2000]. Подробно механизм сезонной

генерации антициклонов в замкнутых морях с циклонической циркуляцией рассмотрен в подразделе 1.4 данной диссертационной работы.

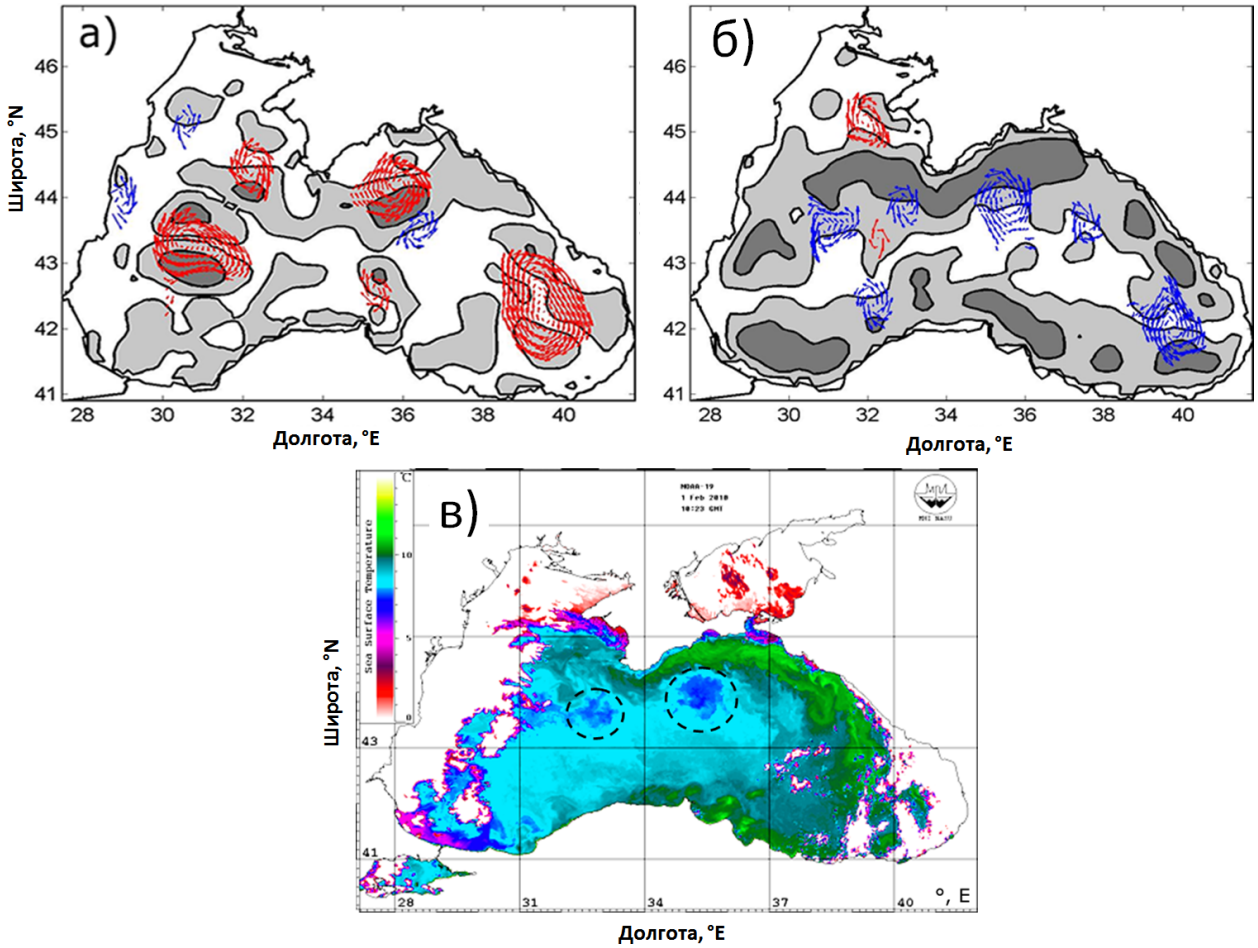

Рисунок 1.30 – Пример пространственного распределения вихрей (затенение серым цветом определяет зоны с *MKE*>0,01 м^2/с^2) для: *а* – 17 сентября 2008 г., *б* – 3 февраля 2010 г.; *в* – температура поверхности моря (°С) по данным *AVHRR* за 1 февраля 2010 г. Черным пунктиром на рисунке 1.29, *в* обозначены зоны выхолаживания, связанные с зимними циклонами

Наиболее интенсивная генерация АВ отмечается сразу после начала уменьшения *MKE*, следующего за пиком интенсивности течений в феврале. Сезонный ход изменчивости количества образующихся антициклонов в месяц (Рисунок 1.31, *а*) противоположен изменчивости производной по времени от *MKE* ($\partial MKE/\partial t$, где t – время). Когда течения начинают замедляться ($\partial MKE/\partial t$<0), количество образующихся в Черном море антициклонов растет в среднем от 1 шт./мес. в феврале, до 2,5 шт./мес. в апреле. Интенсивное образование АВ наблюдается с марта по июнь пока $\partial MKE/\partial t$ имеет отрицательный знак, т.е. в период ослабления течений. В июле значения *MKE* начинают расти и количество образующихся АВ резко падает до минимальных значений в среднем около 1,5 шт./мес. В это время также

усиливается диссипация антициклонов, которая выражается в уменьшении их общего количества (Рисунок 1.29, *а*).

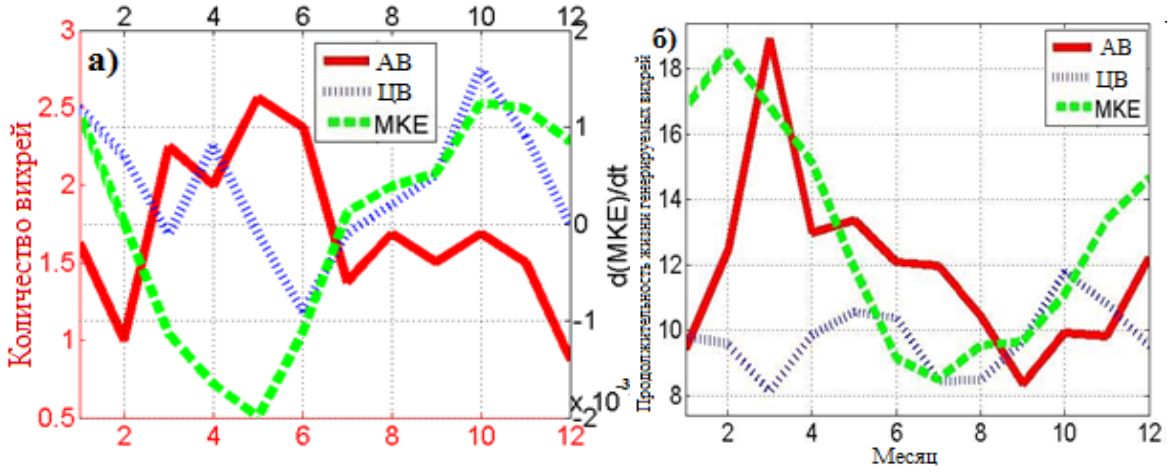

Рисунок 1.31 – *а* – Сезонная изменчивость количества генерируемых вихрей в каждом месяце и временной производной *MKE* ($\partial MKE/\partial t$); *б* – средняя продолжительность жизни (недели) АВ и ЦВ, образованных в различные месяцы года. Зеленая линия показывает сезонный ход *MKE*. (АВ – красный; ЦВ – синий; *MKE* – зеленый)

Количество образующихся циклонов имеет более сложную и в целом противоположную к АВ изменчивость (Рисунок 1.31, *а*). Максимальное количество генерируемых ЦВ в октябре (в среднем около 2,6 шт./мес.), ноябре (в среднем около 2,4 шт./мес.), январе (в среднем около 2,5 шт./мес.) наблюдается в месяцы с максимальным положительным значениям $\partial MKE / \partial t$, т.е. периоду ускорения ОЧТ. Еще один локальный пик образования циклонов наблюдается в апреле (в среднем около 2,2 шт./мес.) в период начала интенсивной генерации антициклонов. В то же время минимальное количество образующихся ЦВ отмечается в июне (в среднем около 1 шт./мес.).

Максимальная активность ЦВ наблюдается после усиления *MKE* в октябре, но до того, как *MKE* достигает своего максимума в феврале. Наиболее значительный рост циклонических вихрей происходит в период ускорения ОЧТ (Рисунок 1.31, *а*). Как видно на рисунке 1.30, *б* (февраль 2010 г.), зимние циклоны обычно располагаются между ОЧТ и центральной частью моря, где скорость течений близка к нулю, в согласии с [Кривошея и др., 1994; 2000; Zatsepin et al., 2003]. Одним из возможных механизмов развития ЦВ в таких условиях является резкое увеличения циклонического горизонтального сдвига течений на внутренней периферии ОЧТ. В ряде случаев такие зимние синоптические циклоны хорошо заметны в поле температуры. На спутниковых снимках они характеризуются пониженными значениями температуры, что связано с подъемом глубинных холодных вод в их ядрах. Пример такого снимка *MODIS* за 1 февраля 2010 г. представлен на рисунке 1.30, *в*. На этом снимке хорошо видны два циклона в

северной части моря с температурой на 2°С ниже, чем в окружающих водах. Эти вихри также выделяются по данным альтиметрии на рисунке 1.30, *в*. В таких синоптических циклонах пикноклин находиться ближе всего к поверхности, что будет способствовать образованию ХПС, вовлечению кислорода в наиболее плотные слои, а также подпитке поверхностных слоев биогенными элементами.

Кроме того, в ноябре-декабре в Черном моря увеличивается количество интенсивных штормов. Прямое воздействие неоднородности ветрового воздействия и связанный с ним горизонтальный сдвиг течений также может являться одним из факторов образования синоптических циклонов [Kubryakov et al., 2019] (см подраздел 4.4). Еще одна возможная причина – пространственная неоднородность зимней конвекции, возникающая в период охлаждения Черного моря. Ряд авторов свидетельствует, что такая неоднородность может быть основной причиной генерации мелких субмезомасштабных циклонов в океане [McWillams et al., 2016] и в Черном море [Пузина и др., 2020].

Отметим также, что сезонная изменчивость характеристик ЦВ менее выражена, чем АВ (Рисунок 1.29, *а*). Количество ЦВ меняется от 4 в июне до 6 в декабре, в то время, как количество АВ от 3 в феврале до 7 в июне. Одним из механизмов образования ЦВ является резкий циклонический сдвиг скорости на периферии крупных АВ [Zatsepin et al., 2003, 2019]. Этот механизм усиливается в теплый период года – в период максимального развития АВ, т.е. имеет противоположный сезонный ход по сравнению с обсуждаемыми выше механизмами.

Большинство долгоживущих антициклонов возникают сразу после начала ослабления ОЧТ в марте. Продолжительность жизни АВ, образованных в марте, составляет в среднем около 18 недель (4,5 месяца), что в 1,5-2 раза выше, чем у вихрей, образованных в другие месяцы (Рисунок 1.31, *б*). Наименьшая продолжительность жизни характерна для АВ, образующихся непосредственно перед началом максимального ускорения ОЧТ в августе-ноябре (около 9 недель). Во время интенсификации циклонической завихренности ветра экмановский поток вызывает конвергенцию вод и прижимает струю ОЧТ к берегу [Korotaev et al., 2003; Zatsepin et al., 2003]. Этот процесс, обыкновенно наблюдающийся поздней осенью, приводит к сжатию и разрушению синоптических антициклонов (подраздел 4.6), находящихся между берегом и ОЧТ [Зацепин и др., 2005]. Таким образом, вихри, образованные поздним летом и осенью, существуют не более нескольких месяцев, а вихри, образованные в начале весны, могут существовать более полугода.

Продолжительность жизни циклонических вихрей характеризуется более слабой сезонной изменчивостью (Рисунок 1.31, *б*). Несколько более долгоживущие ЦВ генерируются в октябре, когда $\partial MKE/\partial t$ достигает своего сезонного максимума (Рисунок 1.31, *а*), то есть, когда ОЧТ резко ускоряется. Эти ЦВ живут в среднем ~3 месяца и исчезают, в основном, в

январе-феврале, когда ОЧТ становится наиболее интенсивным. Наименее долгоживущие ЦВ (~8 недель) образуются сразу после ослабления ОЧТ в марте.

Количество синоптических циклонов уменьшается в пиковые периоды циркуляции (январь-февраль) (Рисунок 1.31, *а*). Усиление экмановской дивергенции и расширение крупномасштабных циклонических круговоротов подавляет более мелкие синоптические ЦВ, что приводит к уменьшению их количества. Этот эффект приводит к исчезновению локальных зон повышенной завихренности, вместо которых формируется две полосы завихрености, связанные со сдвигом скорости – антициклоническая слево от ОЧТ и циклоническая – справа.

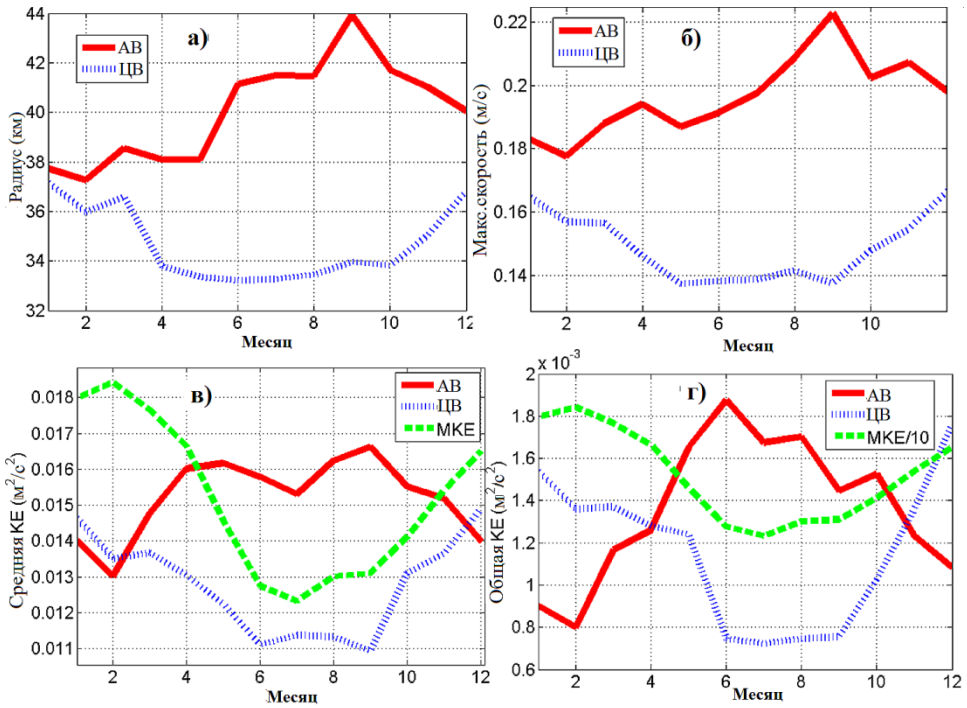

Рисунок 1.32 – Сезонная изменчивость АВ (красная линия), ЦВ (синяя линия): *а* – среднее значение радиусов <*R*>; *б* – средняя максимальная орбитальная скорость <V_{max}>; *в* – средняя кинетическая энергия в вихре <*KE*>; *г* – общая кинетическая энергия вихрей KE_{tot} и МКЕ (зеленая линия), МКЕ модифицировано

На рисунках 1.32, *а*, *б* показана сезонная изменчивость среднего радиуса *R* и максимальной орбитальной скорости V_{max} вихря. АВ обычно крупнее и имеют более высокие орбитальные скорости, чем ЦВ. Средние радиусы АВ и ЦВ составляют 40 км и 35 км, соответственно. Максимальные орбитальные скорости составляют 0,2 м/с для АВ и 0,15 м/с для ЦВ. Сезонная изменчивость обоих параметров для каждого типа вихрей аналогична. Для всего массива (847 уникальных вихрей, 9160 вихревых структур) коэффициент корреляции между радиусом и орбитальной скоростью в вихре является значительным (около 0,7), т.е. более крупные вихри более интенсивны в Черном море (Рисунок 1.23, *е*). Однако это соотношение верно только на сезонных масштабах и не выполняется на межгодовых (пункт 1.2.3). Антициклоны

достигают максимальных значений радиуса и орбитальной скорости в сентябре, а минимальных – в феврале. Самые крупные ЦВ отмечаются с декабря по январь, а самые мелкие в мае-июне (Рисунок 1.32, *а*, *б*).

Средняя кинетическая энергия в вихре, определенная как $< KE >= \frac{1}{N}\sum_{N} KE_N$ также максимальна летом и минимальна зимой для АВ, и имеет противоположный ход для ЦВ (Рисунок 1.32, *в*). Средняя энергия в антициклонах в среднем выше средней энергии в бассейне в большую часть года с мая по декабрь, т.е. антициклоны являются одним из самых интенсивных динамических образований в бассейне в это время года. Средняя энергия циклонов меньше, чем средняя энергия бассейна в течение года.

Сезонный цикл суммарной вихревой кинетической энергии KE_{tot} зависит от количества вихрей и средней энергии вихрей (Рисунок 1.32, *г*). Общая кинетическая энергия ЦВ минимальна летом и максимальна в декабре-январе, что согласуется с сезонными циклами как энергии вихря, так и числа вихрей. Интегральная кинетическая энергия АВ достигает максимума в июле, когда наблюдается максимальное количество антициклонов. По альтиметрическим данным интегральная кинетическая энергия бассейна больше суммарной кинетической энергии крупных циклонов в 20 раз и суммарных крупных антициклонов в 10 раз. Кинетическая энергия крупных циклонов составляет около 4-5% от общей кинетической энергии черноморских течений летом и 7-8% зимой. Кинетическая энергия крупных АВ составляет около 5% от общей кинетической энергии зимой и возрастает до 15-20% летом-ранней осенью. Отметим, что эти оценки приблизительны, т.к. здесь учитываются только крупные и долгоживущие вихри.

1.2.3.2 Межгодовая изменчивость. Межгодовая изменчивость *MKE*, количества образованных крупных антициклонов в год и занимаемой ими площади представлены на рисунках 1.33, *а*, *б*. Обе характеристики АВ находятся в противофазе с ходом *MKE*. Годы с интенсивными течениями характеризуются меньшим количеством наблюдаемых антициклонов, которые занимают меньшую площадь. Максимальное количество обнаруженных крупных антициклонов возникает в годы со слабой циркуляцией: 23 в 1994 г.; 28 в 2000 г.; 24 в 2004 г.; 25 в 2007 г.; 28 в 2009 г. Это в среднем в 1,4 раза больше, чем в годы с интенсивными течениями: 14 в 1993 г.; 13 в 1996 г.;17 в 1998 г.; 16 в 2002 г.; 17 в 2005 г.; 17 в 2006 г.; 16 в 2008 г. Отношение общей площади АВ для лет с сильной и слабой активностью антициклонов также составляет около 1,4. Площадь бассейна, покрытого крупными АВ, варьируется от 6% до 8% в годы с интенсивной циркуляцией и до 12-13% в годы со слабыми течениями. Таким образом можно утверждать, что изменчивость занимаемой площади связана главным образом с изменением количества АВ.

Временная изменчивость общей кинетической энергии антициклонов KE_{tot} показана на рисунке 1.33 *в*. Антициклоническая активность находится в ярко выраженной противофазе со средней интенсивностью течений Черного моря как на сезонных, так и на межгодовых временных масштабах с коэффициентом корреляции – 0,71.

Поскольку экмановская накачка определяет межгодовую изменчивость *MKE*, периоды слабой накачки соответствуют периодам интенсификации вихревой динамики, а периоды сильной накачки – ослаблению (Рисунок 1.33, *г*). Наибольшее количество антициклонов было отмечено в 1998-2001 гг., когда *MKE* и *Wek* были минимальны. В этот период в Черном море образовывалось 20-28 крупных антициклонов в год, а в среднем в месяц можно было наблюдать около 6 крупных антициклонов. При этом абсолютный максимум количества вихрей за исследуемый период был отмечен в 2000 г. (Рисунок 1.33, *г*), что соответствует абсолютному минимуму *MKE*, периоду сильного и продолжительного падения завихренности ветра (подраздел 1.1.1). После резкого увеличения завихренности ветра в 2002 г. количество крупных вихрей снизились в среднем до 4,6-5 шт./мес. Их кинетическая энергия также уменьшилась на 25%.

Наиболее значительное снижение антициклонической активности (Рисунки 1.33, *а*, *б*, *в*) происходит в самые холодные зимы с наиболее интенсивной циркуляцией (2006, 2008 и 2010 гг.). Количество антициклонов (как летом, так и в среднем за год) значительно уменьшается после таких суровых зим (Рисунок 1.33, *а*). Напротив, летние периоды после мягких зим (с более слабыми течениями) характеризуются наибольшим количеством и большей общей кинетической энергией АВ по сравнению с летними периодами после суровых зим, в соответствии с [Zatsepin et. al., 2003]. Таким образом, зимние условия могут играть важную роль в определении интенсивности АВ в течение всего года. Одной из возможных причин этого является запирание поступления пресных вод при усилении циклонической циркуляции (пункт 1.1.3), которое приводит к уменьшению положительных потоков плавучести в центральную часть бассейна (более подробно пункт 1.4). Отметим также наличие квазидвухлетних колебаний в обоих сигналах в период 2005-2011 гг.: годы с интенсивной зимней циркуляцией и слабой вихревой динамикой (2006, 2008, 2010 гг.) чередуются с годами со слабой циркуляцией и повышенной активностью антициклонов (2005, 2007, 2009, 2011 гг.). Эти колебания связаны с аналогичными колебаниями в поле завихренности ветра (пункт 1.1.1).

Напротив, изменчивость кинетической энергии $<KE>$ и орбитальной скорости $<V_{max}>$ отдельных антициклонов находятся в фазе с *MKE* (Рисунок 1.34, *а*, *б*). Коэффициент корреляции между *MKE* и кинетической энергией индивидуальных АВ равен 0,7, а коэффициент корреляции между *MKE* и средней максимальной орбитальной скоростью в АВ составляет 0,64. Аналогичная прямая зависимость наблюдается между временем жизни АВ и

MKE (Рисунок 1.34, *г*). Средняя продолжительность жизни АВ в годы с интенсивной циркуляцией составляет около 15 недель, по сравнению с 10 неделями для лет со слабой циркуляцией (Рисунок 1.34, *г*). В то же время значимой связи между размерами вихря и *MKE* (Рисунок 1.34, *в*) не обнаружено.

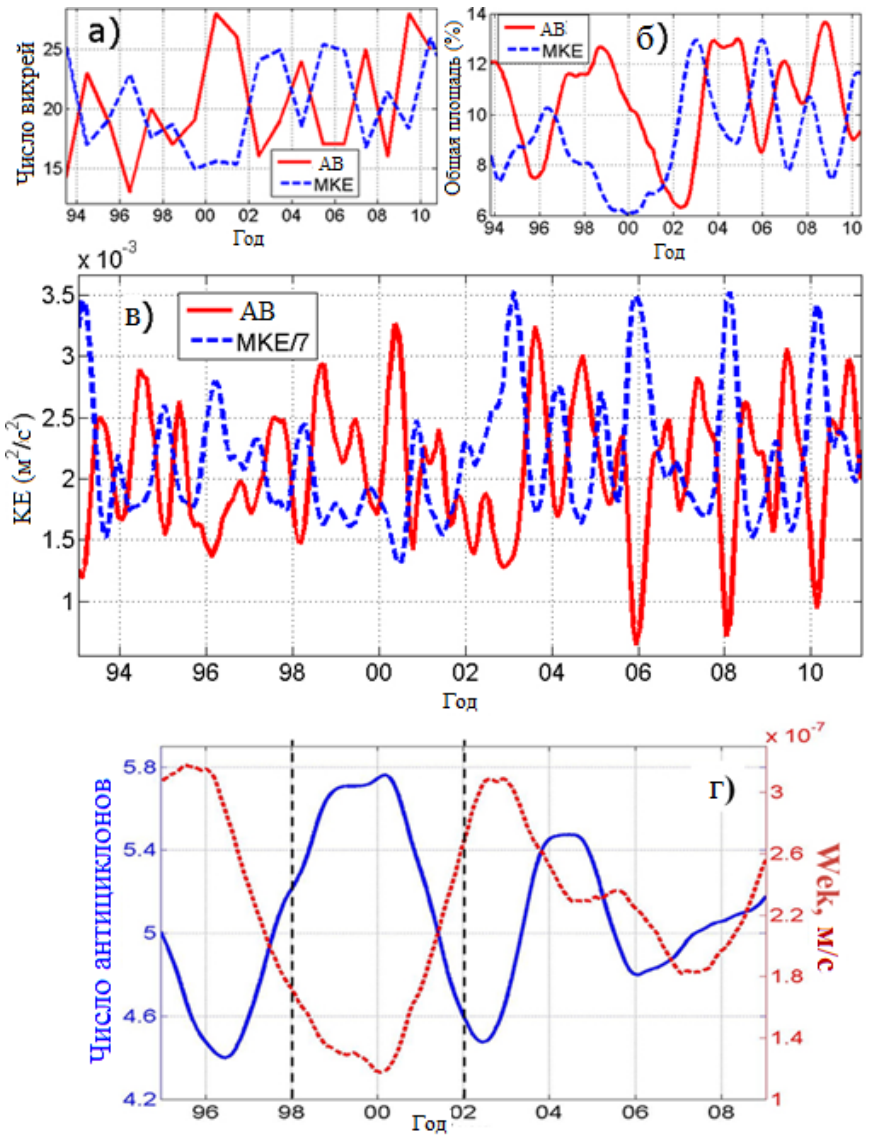

Рисунок 1.33 – Изменчивость среднегодовых значений *MKE* (синяя линия) и количества АВ, образованных в каждом году (красная линия) (*а*); *MKE* (синяя линия) и площадь, занимаемая АВ, S_{tot} (красная линия) (*б*). Ряды сглажены скользящим средним с шириной окна 365 дней. *MKE* (синяя линия) и суммарная энергия АВ KE_{tot} (красная линия) (3-месячное сглаживание) (*в*); межгодовая изменчивость количества синоптических антициклонов в Черном море (синяя линяя) и экмановской накачки W_{ek} (красная линяя) (*г*). Ряды сглажены 2-летним скользящим средним

Таким образом, АВ, образующиеся в годы с большей скоростью течений, имеют большие орбитальные скорости. Вихри в Черном море, как правило, не являются свободными, а находятся в струе ОЧТ и образуются в результате его меандрирования либо развала. При этом процессе энергия крупномасштабных течений будет переходить в энергию вихрей. Поэтому

вихри, возникающие при сильных средних течениях, более интенсивны на начальной стадии своей эволюции. Скорость образованного вихря должна быть сопоставима со скоростью потока, а наиболее мощные циклоны и антициклоны будут наблюдаться в годы с интенсивной циркуляцией. В частности, в лабораторных экспериментах [Елкин, Зацепин, 2013] было показано, что орбитальная скорость вихрей, образующихся при отрыве течения за мысом составляет 40-80% от скорости набегающего потока. По крайней мере, долгоживущие АВ, образующиеся к западу от Крымского полуострова («Севастопольский вихрь»), в ранневесенний период должны обладать аналогичными свойствами. Интенсивные вихри медленнее диссипируют и характеризуются большим временем жизни.

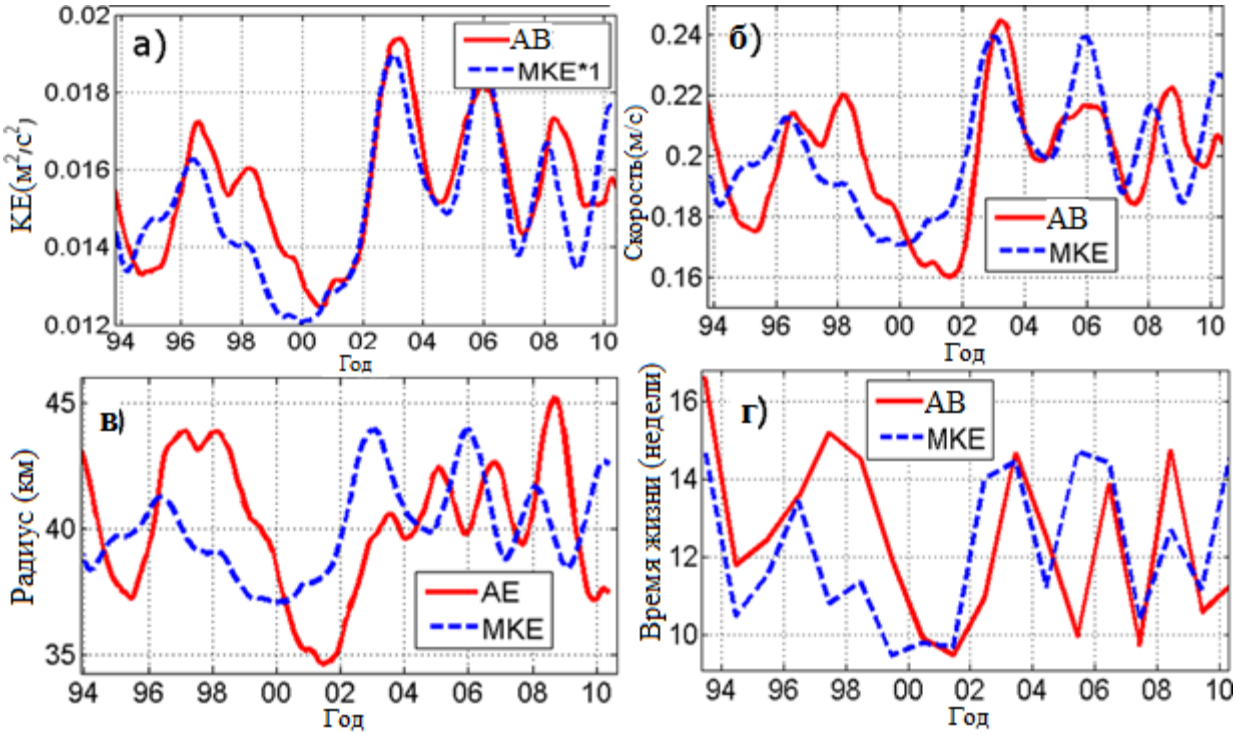

Рисунок 1.34 – Изменчивость *MKE* в относительных единицах (синяя линия) и характеристик антициклонов (красная линия): кинетической энергии <*KE*> индивидуальных АВ (*а*); максимальной орбитальной скорости V_{max} (*б*); радиуса *R* (*в*); изменчивость среднегодовых значений МКЕ (синяя линия) и времени жизни АВ, образованных в этот год (красная линия) (*г*). Ряды сглажены скользящим средним с шириной окна 365 дней

Количество циклонов и занимаемой ими площади (Рисунок 1.35, *а*, *б*) имеет более сложную межгодовую изменчивость, при этом значимой корреляции её с *MKE* не наблюдается. Количество образованных циклонов находится в фазе с *MKE* с 1994 по 2002 гг. и в 2009-2010 гг., не в фазе в период интенсификации течений в 2003-2009 гг. Количество циклонов изменяется с 30 в 1996, 2002 и 2010 гг. до 20-22 в 1997, 2003-2007 гг. и минимального значения

15 в 2008 г. Изменчивость занимаемой ими площади аналогична. Она варьирует от ~9% в 1995 г. до 5% в 2009 г. и не обнаруживает значимой связи с изменчивостью *MKE*.

В целом, амплитуды сезонной и межгодовой изменчивости характеристик циклонических вихрей значительно ниже, чем у АВ (Рисунки 1.35, 1.36). На образование циклонов влияют два процесса, которые по-разному связаны с интенсивностью ОЧТ: (1) образование циклонов из-за горизонтального сдвига скорости во время интенсификации течений осенью-зимой и (2) образование циклонов, присоединённых к интенсивным АВ во время снижения *MKE* летом. Противоположный характер этих процессов в результате приводит к наблюдаемому отсутствию четких связей характеристик ЦВ и *MKE* (Рисунки 1.19-1.20).

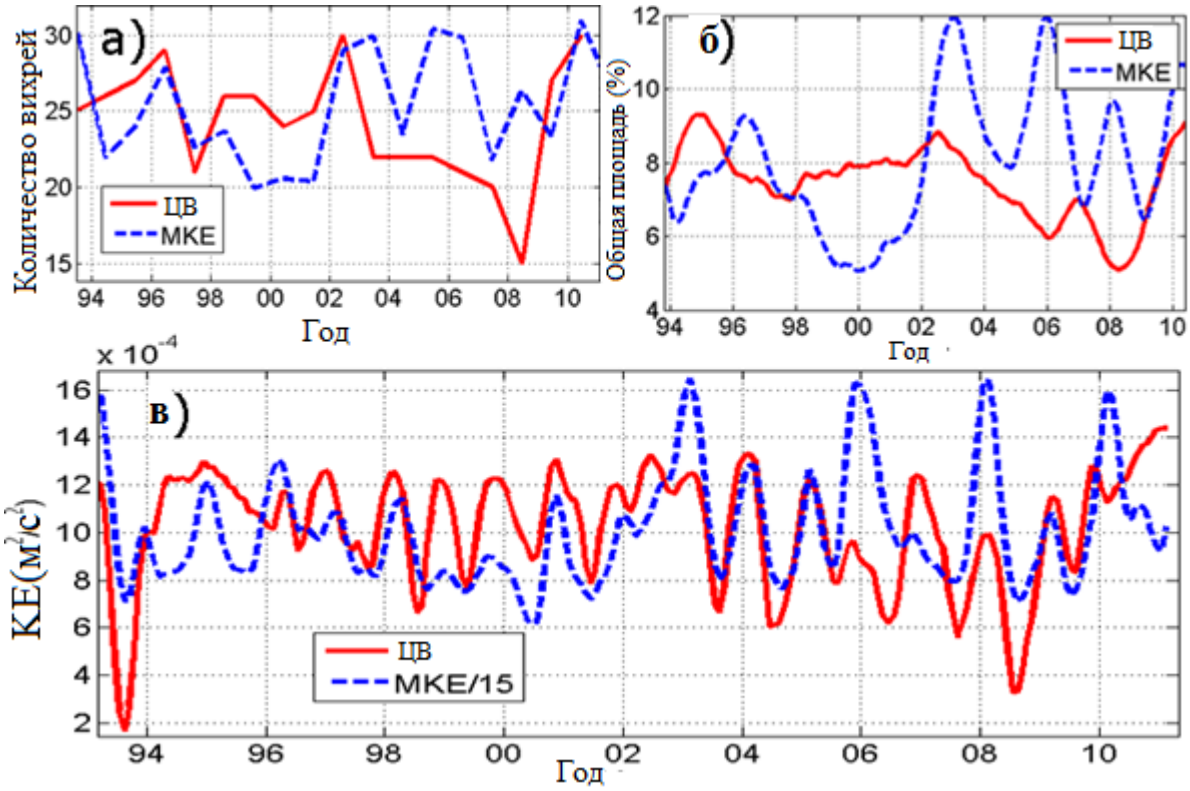

Рисунок 1.35 – Изменчивость среднегодовых значений *MKE* (синяя линия) и количества ЦВ, образованных в каждом году (красный) (*а*); изменчивость *MKE* (синий цвет) и площади, занимаемой ЦВ S_{tot} (красный) (*б*). Ряды сглажены скользящим средним с шириной окна 365 дней. Изменчивость *MKE* (синий) и суммарная энергия АВ KE_{tot} (красный) (3-ех месячное сглаживание) (*в*)

Суммарная кинетическая энергия синоптических циклонов в отличие от антициклонов коррелирует с *MKE* только на сезонных временных масштабах (Рисунок 1.35, *в*). Все максимумы суммарной энергии ЦВ наблюдаются в зимние месяцы, исключение – аномальный 2002 г., в котором и энергия средних течений, и энергия ЦВ была максимальна летом (пункт 1.1.1).

В то же время в годы с очень интенсивной зимней циркуляцией (2006 и 2008 гг.) активность циклонов снижается по сравнению с годами с относительно слабыми течениями (2004, 2005, 2005 и 2009 гг.). Таким образом, интенсивные развитые течения при достижение некоторого критического значения препятствуют развитию как антициклонов, так и циклонов.

Межгодовая изменчивость средней кинетической энергии <*KE*>, радиуса <*R*>, средней орбитальной скорости <V_{max}> и времени жизни ЦВ представлена на рисунке 1.36. Амплитуды межгодовых колебаний характеристик ЦВ значительно меньше, чем у АВ. И средний размер, и кинематические свойства ЦВ, в основном, находятся в противофазе с изменчивостью *MKE*. Единственным исключением является аномальный период 2002-2003 гг. Вероятная причина уменьшения среднего радиуса ЦВ и энергии при интенсивной циркуляции связана с расширением циклонических круговоротов, которые занимают практически весь бассейн, не оставляя места для развития крупных синоптических циклонов.

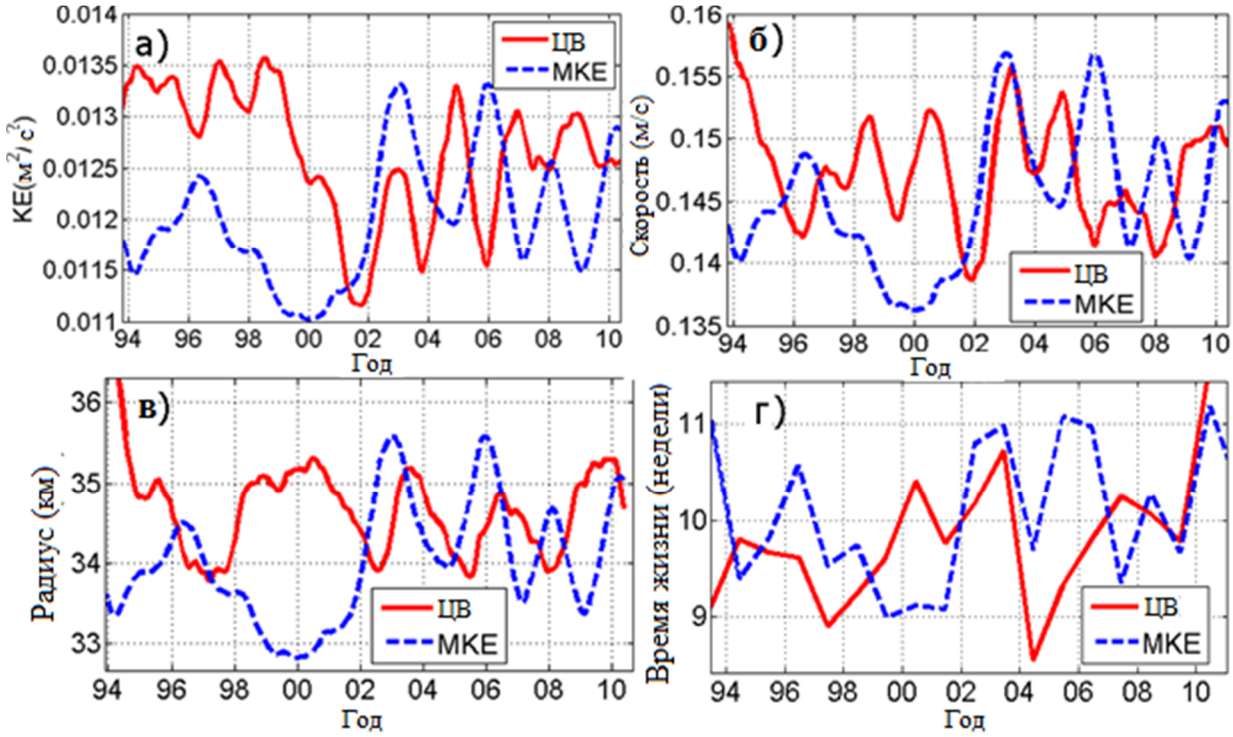

Рисунок 1.36 – Изменчивость *MKE* в относительных единицах (синяя линия) и характеристик циклонов (красная линия): кинетической энергии <*KE*> индивидуальных ЦВ (*а*); максимальной орбитальной скорости V_{max} (*б*); радиуса <R> ЦВ (*в*); изменчивость среднегодовых значений *MKE* (синяя линия) и времени жизни ЦВ, образованных в этот год (красная линия) (*г*). Ряды сглажены скользящим средним с шириной окна 365 дней

1.2.4 Динамика Батумского антициклона по спутниковым данным.

Рассмотрим особенности эволюции вихревой динамики и её влияния на оптические свойства вод на примере юго-восточной части моря, где расположен квазистационарный Батумский –

одно из наиболее интенсивных вихревых образований, наблюдающихся в Черном море. Исследования последних десятилетий показали, что Батумский антициклон имеет ярко выраженную сезонную изменчивость. Его образование и развитие происходит весной после ослабления ОЧТ; интенсификация – летом; разрушение – осенью [Korotaev et al., 2003; Иванов, Белокопытов, 2012: Kubryakov, Stanichny, 2015]. Тем не менее Батумский антициклон считается наиболее стационарным крупным синоптическим образованием в бассейне. Исследования показывают, что в большинстве случаев он образуется и разрушается на юго-востоке Черного моря, не перемещаясь по бассейну, в отличие от вихрей, образованных в других районах моря, которые, в основном, движутся в циклоническом направлении вдоль берега со скоростью приблизительно от 1 до 15 см/с (пункт 1.2.2) и удаляются на значительное расстояние от места своего формирования [Гинзбург и др., 1998; 2008; Кубряков, Станичный, 2015].

Работы, посвященные исследованию динамики Батумского антициклона, базируются, в основном, на данных гидрологических съемок [Голубев, Тужилкин, 1990; Zatsepin et al., 2003; Иванов, Белокопытов, 2012] и спутниковых измерений в оптическом и инфракрасном диапазонах [Гинзбург и др., 1998; 2008]. Обладая рядом преимуществ, эти методы, однако, не позволяют получать длительные непрерывные наблюдения за вихревой динамикой, поскольку возможность осуществлять длительные судовые экспедиции ограничена, а наличие облачности часто препятствует получению спутниковой информации.

Для исследования особенностей динамики Батумского антициклона по данным спутниковой альтиметрии в настоящем пункте детально рассмотрена вихревая динамика юго-восточной части Черного моря, ограниченная координатами 37°-42° E, 40°-43,5° N. Синоптическая динамика на юго-востоке Черного моря в течение всего года может иметь сложный характер: здесь часто наблюдается большое количество достаточно интенсивных вихрей различного знака [Гинзбург и др., 1998; 2008; Ginzburg et al., 2000; Zatsepin et al., 2003]. Для примера на рисунке 1.37 приведена карта ТПМ за 31 декабря 2012 г., на которой видны один крупный антициклон и два крупных циклона с радиусами 100 км. Эллипсами аппроксимированы вихри, идентифицированные по данным спутниковой альтиметрии. Видно, что положение вихрей в поле трассеров хорошо соответствует положению вихрей, выделенных с помощью метода автоматической идентификации по известному полю скорости. Еще несколько примеров также приведено на рисунках 1.20-1.21.

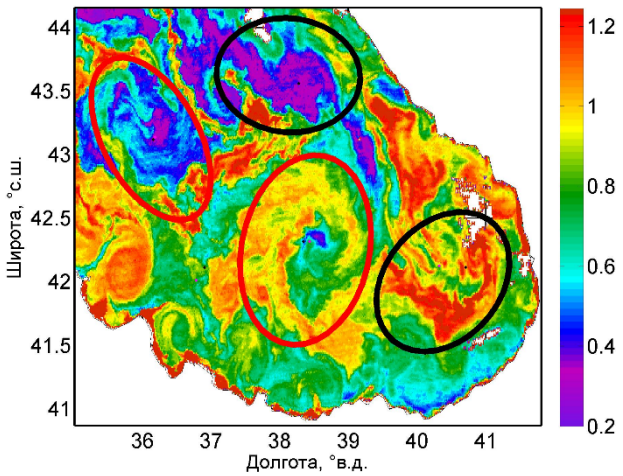

Рисунок 1.37 – Карта восходящей яркости излучения (ср$^{-1}$) на длине волны 555 нм за 31 декабря 2011 г. Эллипсами оконтурены вихри, идентифицированные по данным спутниковой альтиметрии (циклоны – черные, антициклоны – красные)

Метод автоматической идентификации вихрей позволяет определить временную изменчивость количества вихрей и их различных характеристик. На рисунке 1.38, *а* показана сезонная изменчивость количества долгоживущих (с временем жизни более 3 месяцев) циклонов и антициклонов в исследуемой области. Как видно, летом здесь наблюдается преобладание антициклонических вихрей, зимой – циклонических .

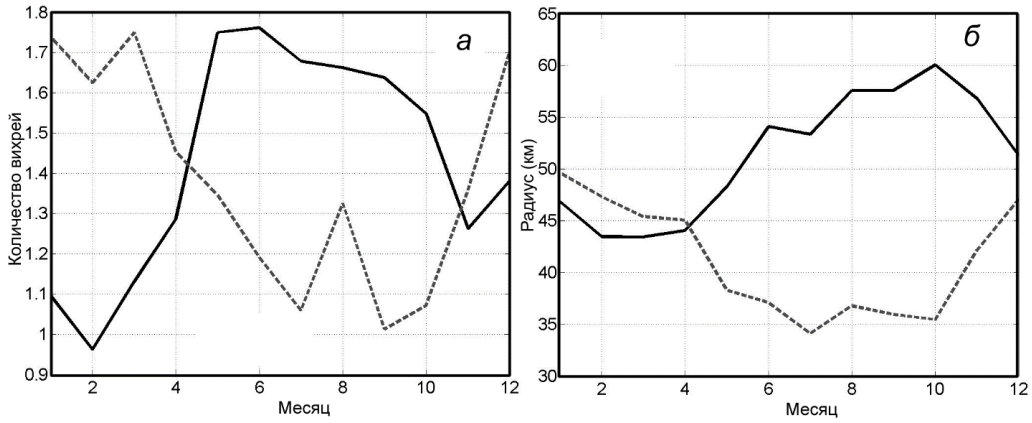

Рисунок 1.38 – Сезонная изменчивость характеристик антициклонов (сплошная линяя) и циклонов (штриховая) с временем жизни более 3 месяцев в юго-восточной части Черного моря: *а* – среднего количества, *б* – среднего радиуса

В июне-августе одновременно существуют около двух долгоживущих антициклонов (в среднем за 20 лет 1,8 в месяц) и один циклон, в декабре-феврале – около двух циклонов (1,7) и один антициклон. Антициклоническая активность начинает развиваться в марте-апреле, когда ОЧТ ослабевает в согласии с пунктом 1.2.3 [Kubryakov, Stanichny, 2015]. Радиус долгоживущих антициклонов на начальном этапе развития в это время года составляет в среднем 40-45 км

(Рисунок 1.38, *б*). Их максимальное количество наблюдается в мае-июле, при этом они достигают максимального размера (радиус около 60 км) в сентябре-октябре. Время жизни таких антициклонов может превышать год, в среднем оно составляет 4-5 месяцев.

В конце осени – начале зимы антициклоны затухают и в этом районе развиваются крупные синоптический циклоны, примеры которых можно увидеть на рисунках 1.21, 1.22, 1.37. Этот результат был получен также в работе [Menna, Poulain, 2014]. Такие циклоны стабильно наблюдаются каждый год. Наиболее крупные из них образуются в юго-восточной части бассейна справа от антициклонов, которые в это время года располагаются западнее. Радиус циклонов в зимние месяцы в среднем составляет 50 км, а летом уменьшается до 35 км. Циклоническая активность наиболее развита с ноября по апрель.

Возникновение таких крупных циклонов, возможно, связано с прямым воздействием локальной завихренности ветра. В этой области с ноября по апрель интенсифицируется локальная ячейка циклонической завихренности ветра, связанная со сдвигом скорости на периферии Колхидских долинных ветров [Кубряков и др., 2015; Kubryakov et al., 2019]. Прямое действие интенсивной экмановской накачки может приводить к подъему пикноклина, затуханию Батумского антициклона и последующему образованию циклонического вихря.

Батумский антициклон – одно из наиболее крупных синоптических образований в Черном море. Считается, что антициклон является Батумским, если он образовался и долгое время находится в юго-восточной области бассейна. На рисунке 1.39 нанесены траектории перемещения всех вихрей, образовавшихся в исследуемом районе в 1993-2013 гг., с временем жизни более 40 недель, т.е. более 10 мес. Траектории получены с помощью метода автоматической идентификации вихрей по данным спутниковой альтиметрии.

За указанный период наблюдалось 8 долгоживущих антициклонов и один циклон. При этом подавляющее большинство вихрей образовывалось в прибрежной юго-восточной области бассейна (крестики). Однако ни один из них не оставался стационарным за все время своего существования. Все антициклоны смещались на северо-запад, некоторые из них – до области 38°-39° E, 42,5° N; другие двигались еще дальше, практически до побережья Крыма (35°-37° E, 44° N). Скорость смещения антициклонов составляет от 1 до 5 см/с. Минимальные значения скоростей от 0 до 2 см/с достигаются в зоне сгущения траекторий в области 40,5° E, 42° N (Рисунок 1.39). Здесь антициклоны приостанавливают свое движение и достаточно длительное время остаются квазистационарными.

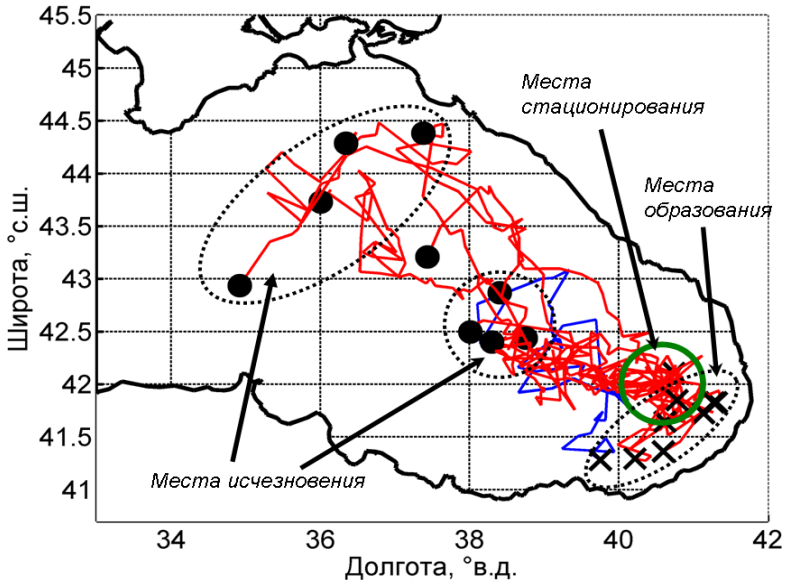

Рисунок 1.39 – Траектории перемещения долгоживущих (с временем жизни более 10 мес.) вихрей (красная линия), образованных на юго-востоке бассейна, идентифицированных по данным альтиметрии за 1993-2013 гг. Крестиками обозначены места образования вихрей, кружочками – места их исчезновения

Для более подробного анализа рассмотрим два примера эволюции отдельных вихрей на основе спутниковых оптических, инфракрасных и альтиметрических данных.

Траектория перемещения Батумского антициклона, образовавшегося, согласно альтиметрическим данным, в конце февраля 2008 г., показана на рисунке 1.40, *а*. На карте яркости восходящего излучения на длине волны 555 нм ($R_{rs}(555)$) за 3 апреля 2008 г. видно (Рисунок 1.41, *а*), что исследуемый антициклон в начале существования представляет собой интенсивный прибрежный вихрь возникший за мысом Фенер, возможно, в результате неустойчивости ОЧТ. Его центр находится в точке с координатами 40,5° E, 41,7° N. Отметим достаточно хорошее согласование области расположения вихря, полученной с помощью метода автоматической идентификации по данным альтиметрии (эллипсы на рисунке 1.41), с ее проявлением в поле яркости восходящего излучения.

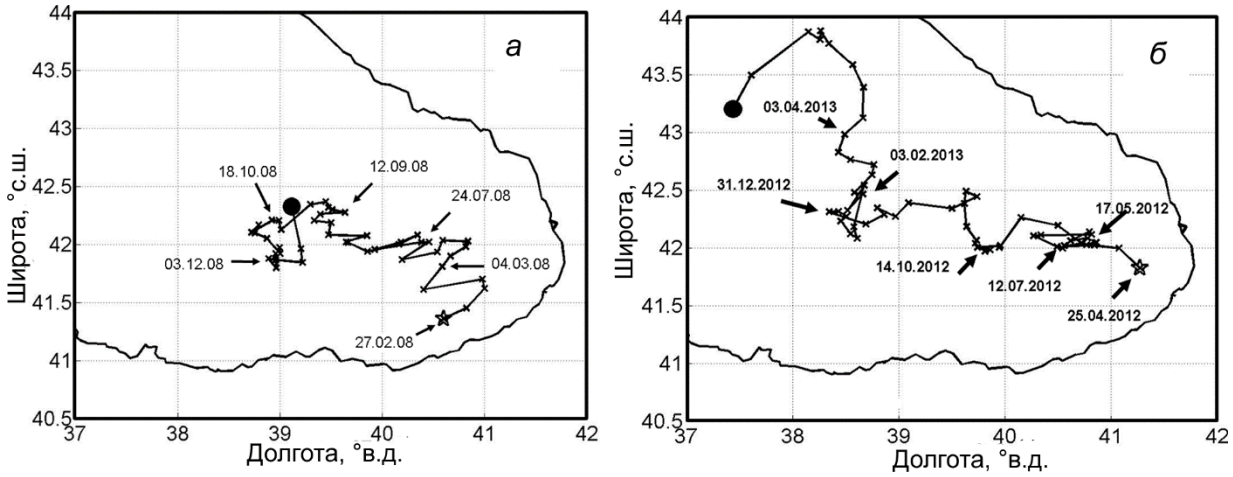

Рисунок 1.40– Траектории перемещения Батумского антициклона: *а* – в 2008 г., *б* – в 2012-2013 гг. (звездочки – места образования; кружочки – места разрушения)

Этот вихрь на момент образования характеризовался высокими значениями $R_{rs}(555)$, поскольку содержал большое количество прибрежных мутных вод. К 9 июля 2008 г. он значительно вырос в размерах, занимая практически всю юго-восточную часть бассейна (Рисунок 1.41, *б*). При этом в отличие от первого снимка, антициклон характеризуется пониженными значениями $R_{rs}(555)$ по сравнению с окружающими водами, которые содержат большое количество кокколитофорид. К 24 июля 2008 г. его центр значительно сместился к северо-западу в точку с координатами 40,1° E, 42,1° N (Рисунок 1.41, *в*). Антициклон захватил воды с высокими значениями $R_{rs}(555)$, которые находились в его ядре. К 12 сентября 2008 г. вихрь переместился еще западнее (его центр располагалсяв точке с координатами 39,4° E, 42,2° N) и вновь имел пониженные значения яркости (Рисунок 1.41, *г*). К 18 октября 2008 г. антициклон снова затянул большое количество мутных вод и стал хорошо заметным в поле яркости (Рисунок 1.41, *д*). В это время восточнее антициклона на карте яркости уже заметен образовавшийся «зимний» циклон. Картина, представленная на рисунке 1.41, *д*, с вихревой парой циклон-антициклон, где циклон находится восточнее, наблюдается практически во все годы в конце осени – начале зимы.

В последний раз, согласно оптическим данным, антициклон наблюдается 3 декабря 2008 г. (Рисунок 1.41, *е*). Его размеры стали сравнимыми с размером увеличившегося «зимнего» циклона (радиус около 50 км). Дальнейшую эволюцию антициклона мешает проследить облачность. По данным альтиметрии он существовал до середины января 2009 г., т. е. время его жизни составило около 11 месяцев. За это время данный Батумский антициклон сместился на северо-запад примерно на 200 км. Отметим также, что значения восходящей яркости в антициклоне несколько раз были выше и несколько раз ниже, чем в окружающей среде. Такая изменчивость частично связана с событиями захвата вихрем прибрежных вод.

Кроме этого изменение вертикального обмена в вихрях по сравнению с окружающими водами также может влиять на время наступления цветения фитопланктона. В частности, более быстрый прогрев вод в теплых антициклонах может приводить к тому, что цветение кокколитофорид в них будет наступать раньше на несколько недель [Микаэлян и др., 2020].

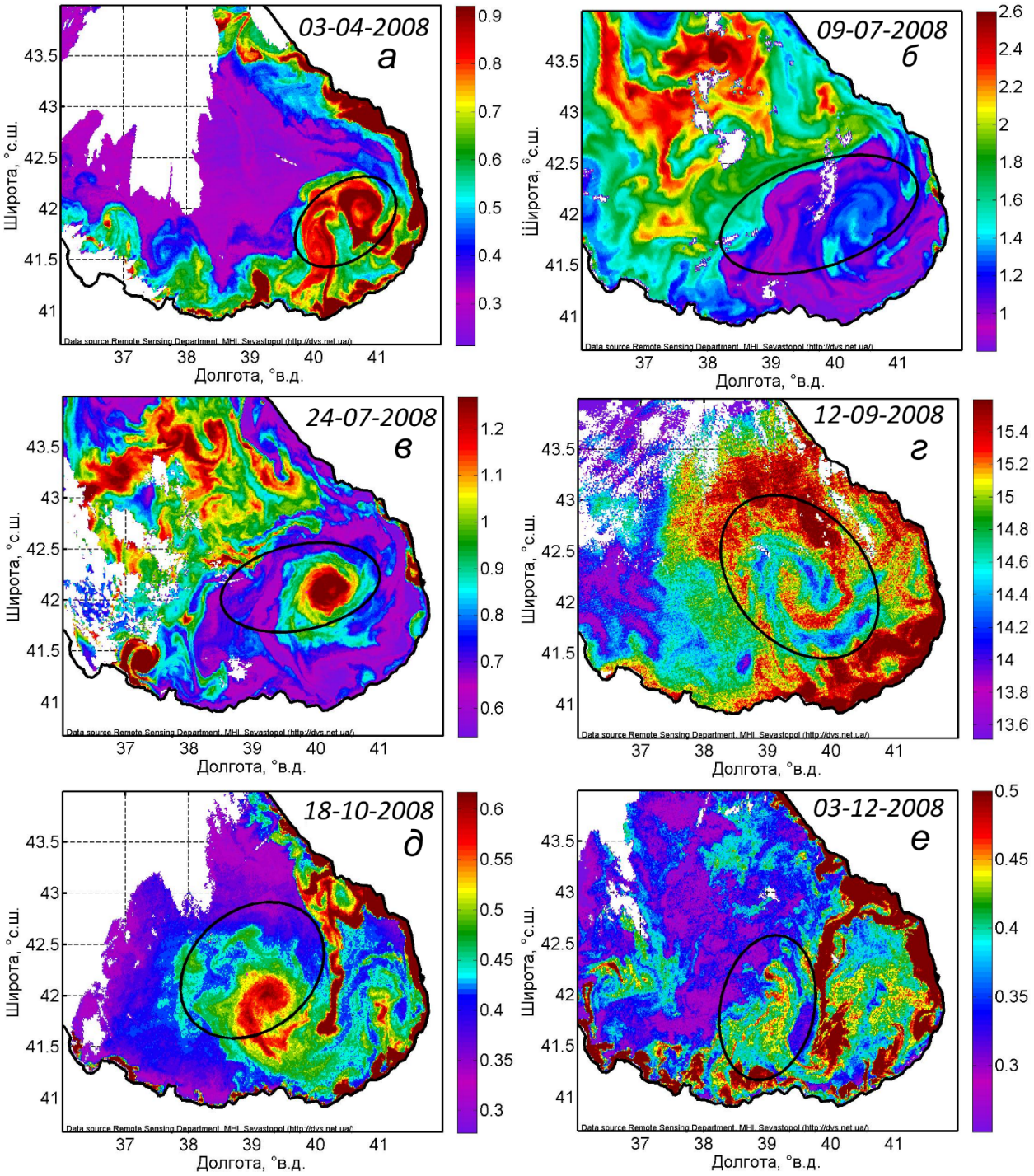

Рисунок 1.41 – Карты яркости восходящего излучения Rrs(555) за: *а* – 3 апреля 2008 г., *б* – 9 июля 2008 г., *в* – 24 июля 2008 г., *г* – 12 сентября 2008 г., *д* – 18 октября 2008 г., *е* – 3 декабря 2008 г. Эллипсами очерчены вихри, идентифицированные по данным спутниковой альтиметрии

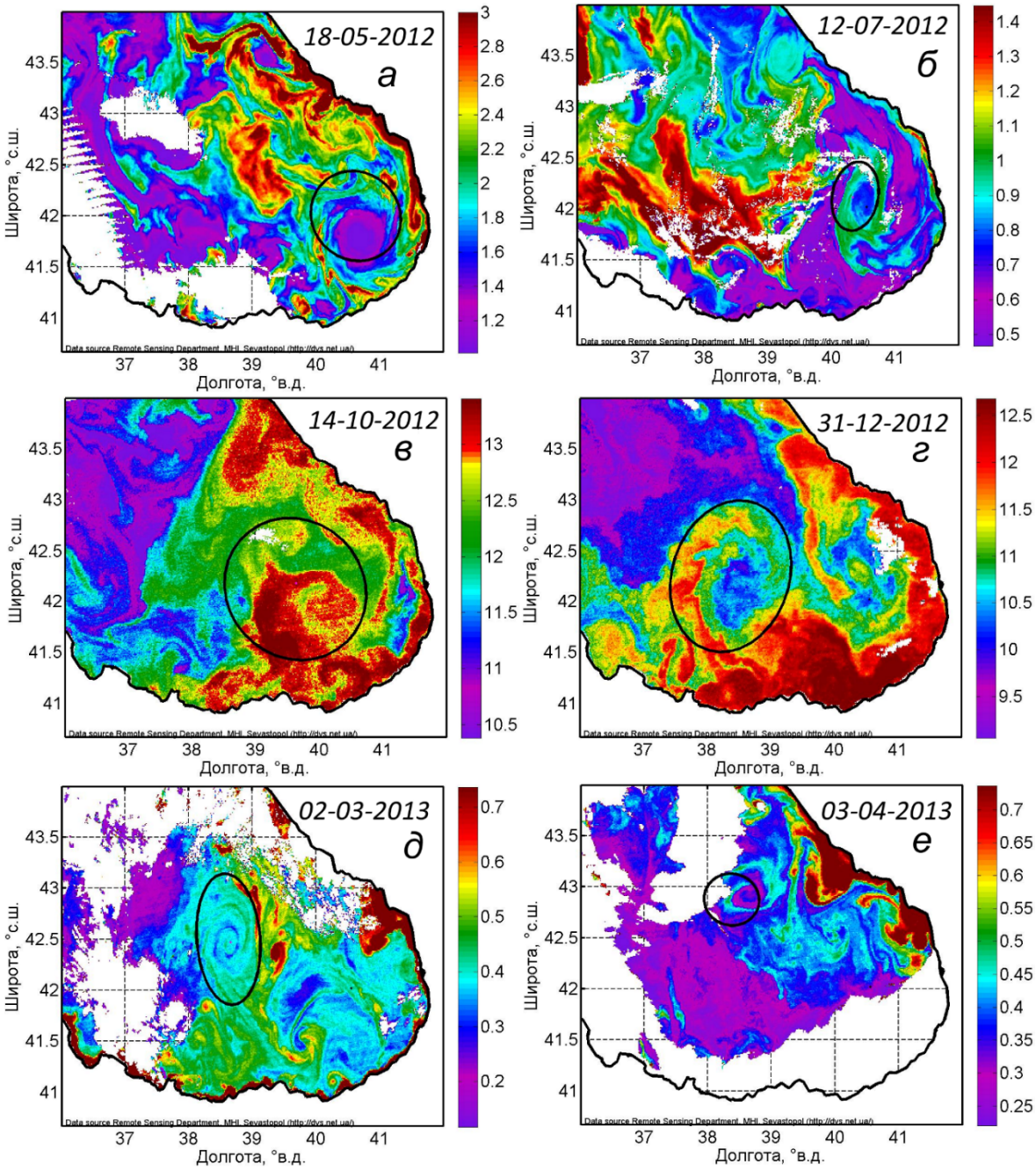

Рисунок 1.42 – Карты восходящей яркости излучения на длине волны 555 нм (*а*, *б*, *д*, *е*) и поверхностной температуры (°*C*) моря (*в*, *г*): *а* – за 18 мая 2012 г., *б* – 12 июля 2012 г., *в* – 14 октября 2012 г., *г* – 31 декабря 2012 г., *д* – 2 февраля 2013 г., *е* – 3 апреля 2013 г. Эллипсами очерчены вихри, идентифицированные по данным спутниковой альтиметрии

Второй пример эволюции Батумского антициклона показан на рисунке 1.40, *б*. На момент образования в начале апреля 2012 г. в области 41° E, 41,7° N. он представлял собой небольшой прибрежный вихрь с радиусом около 30 км. К маю 2012 г. вихрь сдвинулся на северо-запад и достиг крупных размеров с радиусом 50 км (Рисунок 1.42, *а*). Его центр хорошо заметен в поле $R_{rs}(555)$, поскольку он характеризуется пониженными значениями яркости по сравнению с периферийными водами, богатыми кокколитофоридами. Эта структура с низкими значениями яркости в центре и высокими – на периферии сохранялась примерно до 12 июля

2012 г. (Рисунок 1.42, *б*), когда воды вихря стали более однородными. С начала мая до начала августа вихрь был практически стационарен и вращался вокруг точки с координатами 40,5° E, 42° N. В середине августа антициклон начал достаточно быстро смещаться на запад. К 14 октября 2012 г. вихрь, заметный в поле поверхностной температуры (Рисунок 1.42, *в*), сдвинулся на запад до 39,8° E, его радиус увеличился до 90 км.

В начале ноября 2012 г. восточнее антициклона образовался мощный циклон. Эта вихревая пара хорошо заметна в поле поверхностной температуры за 31 декабря 2012 г. (Рисунок 1.42, *г*) При этом антициклон сместился еще западнее, до 38,5° E. Динамическая структура в декабре 2012 г. практически идентична, рассмотренной в первом примере в декабре 2008 г. Примерно через год после образования, 2 марта 2013 г., исследуемый антициклон с центром в точке 38,5° E, 42,5° N четко выделяется на карте яркости (Рисунок 1.42, *д*). Затем он начал быстро двигаться на север и значительно уменьшаться в размерах. Позже, 3 апреля 2014 г., центр вихря располагался в точке с координатами 39° E, 43° N (Рисунок 1.42, *е*), его радиус составлял 40 км. После этого исследуемый вихрь слился с мощным антициклоном у Кавказского побережья, что не дало возможности достоверно проследить его дальнейшую траекторию. Таким образом, исследуемый антициклон просуществовал более одного года и сместился от своего места образования на северо-запад более чем на 250 км.

Анализ особенностей эволюции Батумского антициклона подтверждает выводы пункта 1.2.3. В летний период в юго-восточной части Черного моря преобладают антициклонические вихри, в зимний – циклонические. При этом интенсивные циклоны образуются здесь периодически каждую зиму, они хорошо выражены в поле оптических и температурных трассеров. Батумский антициклон развивается из интенсивного прибрежного вихря, возникающего в апреле – мае за мысом Фенер, возможно, вследствие неустойчивости крупномасштабных течений. Этот крупный вихрь значительно влияет на захват прибрежных вод и оптические свойства вод. Он достаточно быстро растет в размерах и смещается на северо-запад в центр юго-восточной зоны. Там в летний период антициклон становится квазистационарным, а затем начинает двигаться далее, на северо-запад, иногда достигая северо-восточной части бассейна. Время жизни таких вихрей может превышать 1 год.

1.3 Трехмерные характеристики вихрей по данным численного моделирования по расчетам численной модели *NEMO*

В подразделе 1.2 на основе разработанных методов автоматической идентификации и данных спутниковых альтиметров получены новые данные о характеристиках вихрей Черного моря, их пространственном распределении, сезонной и межгодовой изменчивости. К

сожалению, данные альтиметрии позволяют получать информации о вихревой динамики только на поверхности. Современные численные модели дают возможность исследовать непрерывную эволюцию трехмерных динамических и термохалинных характеристик синоптических вихрей, определять влияние различных процессов на их образование и динамику. Методы автоматической идентификации вихрей, используемые при анализе двухмерных полей скорости по измерениям альтиметров, в ряде недавних работ были развиты для трехмерной идентификации вихрей по данным численного моделирования (Halo et al., 2014; Lin et al., 2015; Zhang et al., 2016). В настоящем подразделе разработана процедура трехмерной идентификации вихрей по результатам расчетов модели *NEMO*, которая позволила исследовать особенности вертикального распределения характеристики вихрей Черного моря и особенности их изменчивости.

В подразделе использовалась региональная конфигурация численной модели для бассейна Черного моря из работы [Пузина, Мизюк, 2017], полученная на основе модельного комплекса *NEMO* [Madec and the NEMO team, 2014]. Она основана на системе примитивных уравнений гидротермодинамики в приближении Буссинеска и гидростатики, приведенной в работе [Madec and the NEMO team, 2014]. Данная региональная конфигурация представляет собой замкнутый бассейн Чёрного моря с пространственным разрешением 0,1°. По вертикали задаются 35 *z*-горизонтов с улучшенным разрешением в верхнем слое. Для описания нелинейных слагаемых в уравнениях переноса – диффузии использовалась схема с коррекцией потока. Вертикальное турбулентное перемешивание рассчитывается с помощью модели Меллора-Ямады [Mellor, 1982]. Для параметризации горизонтального турбулентного обмена применяется бигармонический оператор с коэффициентами для вязкости и диффузии тепла и соли равными – $2 \cdot 10^{10}$ м^4/с и – $1 \cdot 10^{10}$ м^4/с, соответственно. Расчёт проводился для периода 2006-2016 гг. с шагом по времени 10 минут. Сток рек и расходы через проливы задавались согласно среднеклиматическим данным.

Начальные условия были подготовлены на основе реанализа гидрофизических полей Чёрного моря Центра морских прогнозов МГИ РАН [http://mis.bsmfc.net/]. В качестве атмосферного воздействия были использованы данные регионального реанализа, полученные по расчетам модели *MM*5.

1.3.1 Метод трехмерной идентификации синоптических вихрей.

Процедура идентификации вихрей на каждом горизонте модели аналогична процедуре выделения вихрей по данным спутниковой альтиметрии. В основе алгоритма трехмерной автоматической идентификации вихрей лежит метод «winding angle» – «угол намотки»

[Chaigneux et al., 2008] (пункт 1.2.1). На всех горизонтах использовались те же параметры, что и для идентификации вихрей по данным альтиметров в подразделе 1.2: *Rmax*=80 км *и* *Wmin*=$1.25 \cdot 10^{-6}$ 1/с, что соответствуют Ro_{min}=0.011. Объединение соседних выделенных узлов сетки будет образовывать области с идентифицированными вихрями. Пример выделенных кластеров для поля скорости на глубине 20 м за 3 сентября 2007 г. представлен на рисунке 1.43, *а*. Для каждого двумерного идентифицированного вихря определялся радиус *R* (по площади вихря), средняя (*v)* и максимальная орбитальная скорость *Vmax*, завихренность *W*. Для определения трехмерных характеристик вихрей по данным модели *NEMO* процедура идентификации вихрей «winding angle» была проведена на каждом из 35 *z*-горизонтов модели. Далее проводилась процедура объединения вихрей по вертикали. Для этого определялось расстояние между центрами двумерных вихрей на соседних вертикальных горизонтах. Если это расстояния не превышало среднего радиуса вихрей на этих горизонтах, то данные двумерные вихри объединялись в трехмерный. Пример идентифицированного трехмерного вихря в поле скорости показан на рисунке 1.43, *б*.

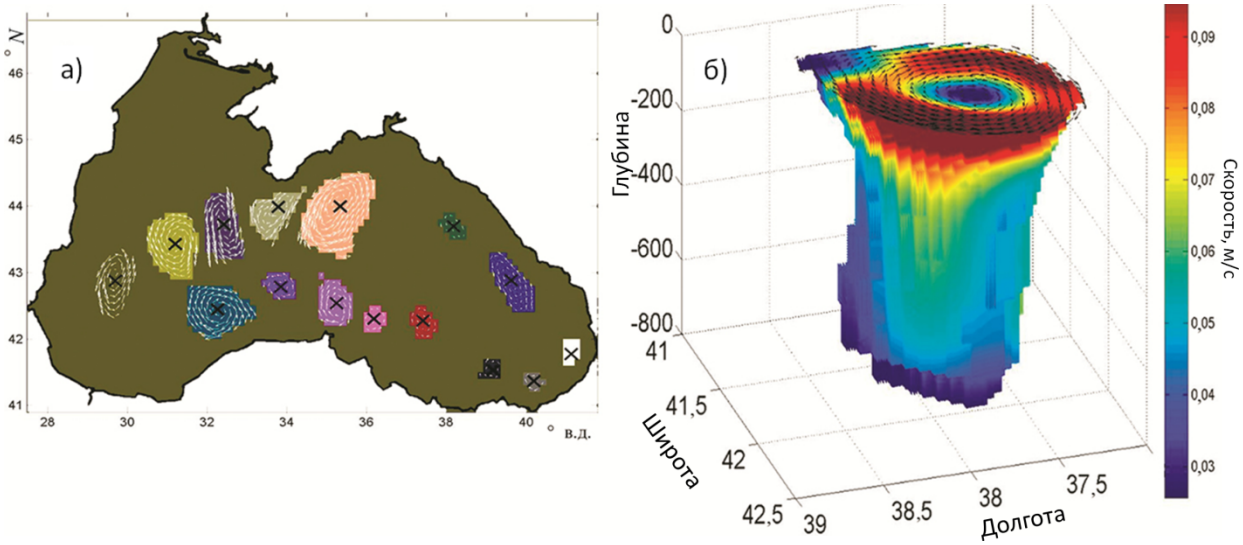

Рисунок 1.43 – Пример выделенных вихрей в модели на горизонте 20 м за 3 сентября 2007 г. (*а*); пример идентифицированного трехмерного вихря в поле скорости (*б*)

После того как вихревые образования были выделены, проводилась процедура определения траекторий перемещения отдельных вихрей. Для этого по данным на всех горизонтах рассчитывалось осредненные координаты центра вихря. Далее определялись расстояния между центром вихря за данную дату и центром всех вихрей того же знака на следующий момент времени. Пары вихрей с минимальным расстоянием между ними, которое не превышало радиус вихря, считались двумя последовательными положениями одного и того же вихря.

1.3.2 Геометрические и динамические характеристики вихрей.

Всего на основе данного алгоритма было идентифицировано более 43000 индивидуальных вихрей, что соответствовало более 400000 вихревых образований на различных горизонтах. Рисунок 1.44 дает представление о статистическом распределении количества, радиуса и максимальной орбитальной скорости в идентифицированных вихрях на различных глубинах. Большинство вихрей располагаются на глубинах 0-150 м, имеют малый радиус 15-30 км и орбитальные скорости от 5 до 15 см/с. Достаточно большое их количество (красный цвет) имеют радиус в верхнем слое до 40 км и орбитальные скорости до 25 см/с и достигают глубин 300 м. Реже (желтый цвет) вихри имеют радиус до 50 км, занимают слой 0-500 м, при этом на глубинах 400-500м их радиус не превышает 25 км. Максимальные орбитальные скорости в редких случаях достигают 50 см/с на поверхности и 20 см/с на глубинах ниже 150 м. Максимальный радиус вихрей в слое 0-50 м составлял около 70 км, а в слое 150-500 м – 35-40 км.

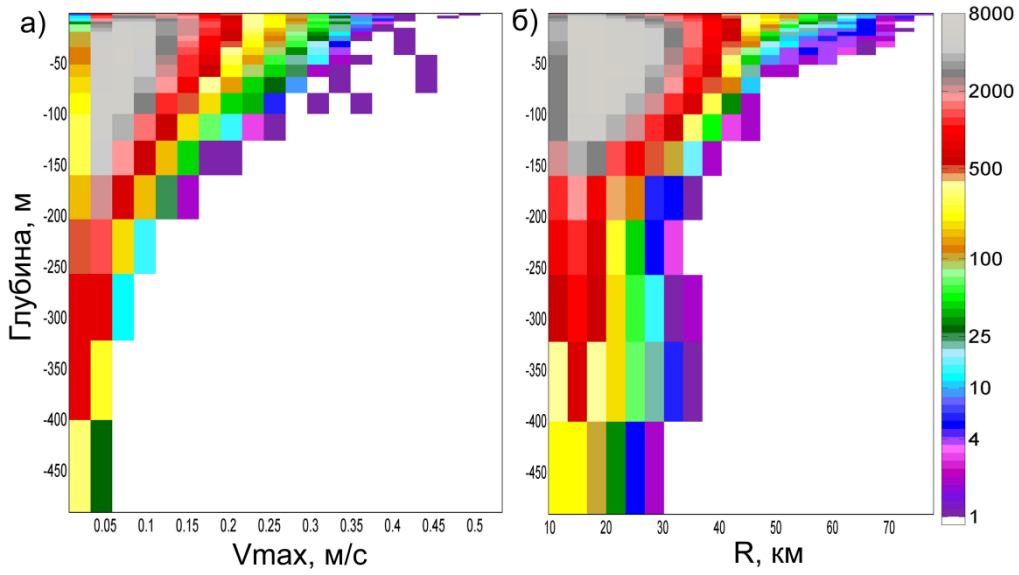

Рисунок 1.44 – Статистическое распределение: максимальной орбитальной скорости (*а*); радиуса вихрей в вихрях на различных глубинах (*б*). Цвет – количество идентифицированных вихревых образований на конкретной глубине с данными характеристиками

Среднее вертикальное распределение характеристик вихрей показаны на рисунке 1.45. Наибольшее количество вихрей наблюдается в верхнем деятельном слое (около 6 антициклонов и 5 циклонов). При этом максимум приходится на подповерхностный слой 10-20 м. В поверхностных слоях высокочастотные дрейфовые течения значительно влияют на полную скорость течений, что искажает поле скорости и не дает возможность выделить вихри автоматически. Далее количество вихрей плавно снижается до глубин 150 м и на глубине 100 м

составляет в среднем 3 и 2,5 шт. для АВ и ЦВ, соответственно. Ниже 150 м среднее количество одновременно наблюдаемых вихрей не превышает в среднем 1 и 0,5 шт., соответственно.

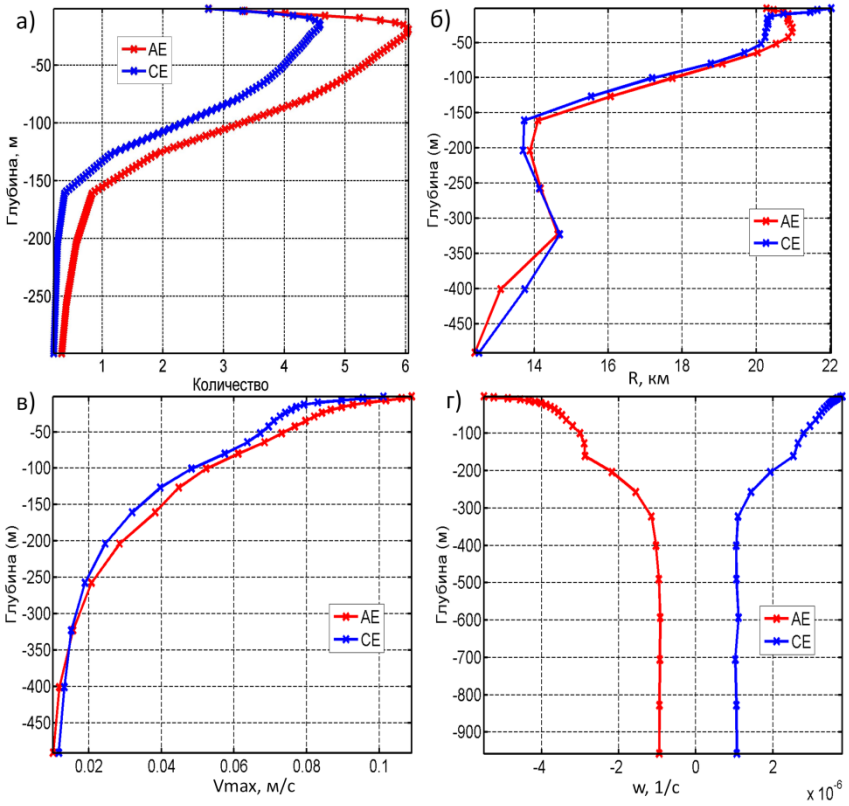

Рисунок 1.45 – Вертикальное распределение: *а* – количества вихрей (шт.); *б* – радиусов вихрей (км); в – максимальной орбитальной скорости (м/с); *г* – завихренности антициклонов (1/с) (красная линяя) и циклонов (синяя линяя)

Максимальные размеры вихрей (Рисунок 1.45, *б*) наблюдаются также на поверхности бассейна (20-22 км), далее они уменьшаются до значений 14 км на глубине 150 м. На глубине 300-350 м наблюдается еще один промежуточный максимум размеров вихрей. Здесь располагается верхняя граница проникновения теплых и соленых средиземноморских вод и рост вертикальных градиентов плотности, что может способствовать интенсификации вихрей. Ниже 350 м размеры вихрей резко уменьшаются, т.к. скорости здесь малы и ограничения по минимальной завихренности не позволяют идентифицировать более крупные и слабые вихри.

Максимальная по площади орбитальная скорость вихрей (Рисунок 1.45, *в*) наиболее высока на поверхности, где она в среднем составляет 0,12 м/с для АВ и 0,1 м/с для ЦВ. С глубиной орбитальная скорость практически линейно убывает: до 0,05 м/с на 100-метровой глубине и 0,03 м/с на 200-метровой. При этом орбитальные скорости АВ выше, чем в ЦВ до глубин 300 м, что согласуется с результатами анализа гидрологических измерений в пункте1.5.4. В слое выше основного пикноклина завихренность антициклонов больше, чем

циклонов, составляя в среднем около $5 \cdot 10^{-6}$ 1/с (Ro=0.05) по сравнению с $4 \cdot 10^{-6}$ 1/с для ЦВ (Ro=0.04) (рисунок 1.45, *г*). В слое 100-300 м завихренность затухает с глубиной составляет +/– ($3 \cdot 10^{-6}$ 1/с) для АВ/ЦВ. В слое ниже 300 м средняя завихренность примерно постоянна и близка к $1{,}25 \cdot 10^{-6}$ 1/с, что является нижним критерием идентификации вихрей в используемом алгоритме.

Рассчитанные по данным модели места образования вихрей с временем жизни более 5 дней изображены на рисунке 1.46, а. Как видно, основные места образования относительно долгоживущих вихрей локализуются у континентального склона бассейна, вдоль которого протекает ОЧТ. Еще один кластер мест образования находится в районе устья Дуная и устья Южного Буга, где взаимодействие пресных речных и соленых морских вод вызывают интенсивное вихреобразование [Иванов и др., 1996, 1997, 2004; Beckers et al. 2002; Kourafalou et al., 2004], связанное с бароклинной динамикой речных плюмов и процессами на их фронтах. Отметим также максимум в районе Каркинитского залива и прибрежной части Западного Крыма. Наиболее долгоживущие вихри, с временем жизни более 60 дней (Рисунок 1.46, *б*), расположены в районе континентального склона и движутся преимущественно в циклоническом направлении вместе со струей ОЧТ, что соответствует результатам анализа альтиметрических (подраздел 1.2) [Korotaev et al., 2003; Кубряков, Станичный, 2015] и оптических данных [Гинзбург и др., 2008]. По данным настоящего расчета за 2006-2016 гг. наибольшее количество долгоживущих вихрей было зафиксировано в северо-восточной части бассейна. Эти вихри образовывались у Кавказского побережья и далее двигались на запад до южного побережья Крыма. Большое количество долгоживущих вихрей образовывалось также в юго-восточной части бассейна в районе Батумского вихря и в северо-западной части (севастопольские вихри). В юго-западной части моря отмечено образование долгоживущих антициклонов, которое вероятно связанно с поступлением Дунайских вод в глубоководную часть бассейна в районе резкого свала у каньона Сакарья (пункт 1.4.2).

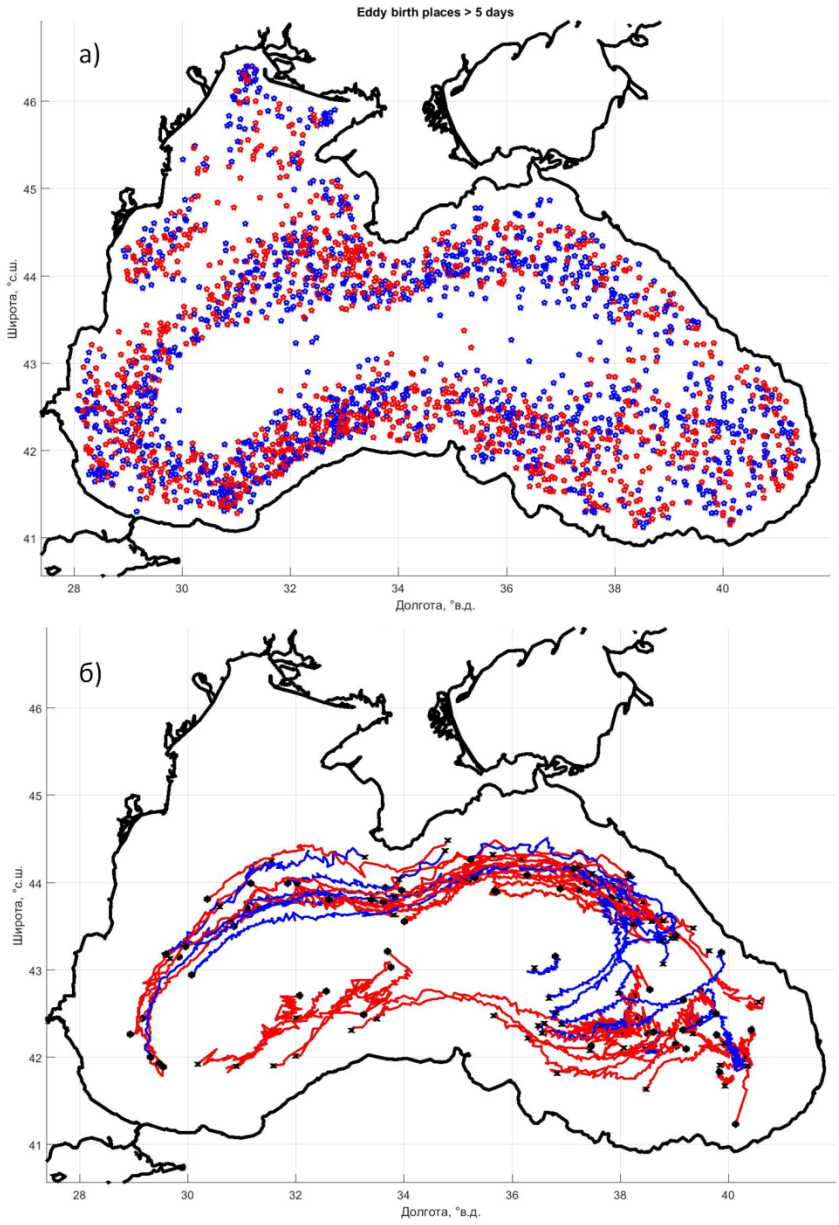

Рисунок 1.46– Места образования вихрей с временем жизни более 5 дней (*а*); траектории вихрей с временем жизни более 60 дней по данным модели *NEMO* (красный цвет – антициклоны, синий – циклоны) (*б*)

Карты вероятности наблюдения вихрей в различных слоях (Рисунок 1.47) показывают, что наиболее интенсивная вихревая динамика наблюдается на глубинах пикноклина (50 м), где ее значения над континентальным склоном превышают 0,3 (т.е. 30 % случаев) (Рисунок 1.47, *б*). В верхнем слое (Рисунок 1.47, *а*) в этой зоне вихри наблюдаются реже с вероятностью 10-15 % в западной части и 20-30 % в восточной части бассейна. В поверхностном слое хорошо проявляются несколько максимумов на мелководном СЗШ, в районе устья Дуная, и более интенсивный в северной части шельфа, в районе устья Южного Буга и Днепра. Образование таких вихрей связано как непосредственно с влиянием стока рек [Иванов и др., 1996,

1997; Beckers et al., 2002], так и с особенностью ветровой динамики на шельфе [Korotaev et al., 2003; Kubryakov et al., 2017] в летний период (подраздел 3.3). На глубине 100 м количество идентифицированных вихрей в районе ОЧТ уменьшается по сравнению со слоем 50 м до величин 10-15 % (Рисунок 1.47, *в*), что связано с резким затуханием их скорости ниже основного пикноклина. В слое 200 м частота наблюдения интенсивных вихрей не превышает 3 % случаев (Рисунок 1.47, *г*). Наиболее часто вихри проникают на эти глубины на северо-востоке к югу от Керченского пролива и на юго-западе у пролива Босфор и каньона Сакарья. Образование последнего максимума частично связано с генерацией прибосфорских вихревых линз, которые следуют от пролива в северо-восточном направлении [Falina et al., 2017; Мизюк и др., 2019]. Минимумы повторяемости вихрей отмечаются в центральной части моря.

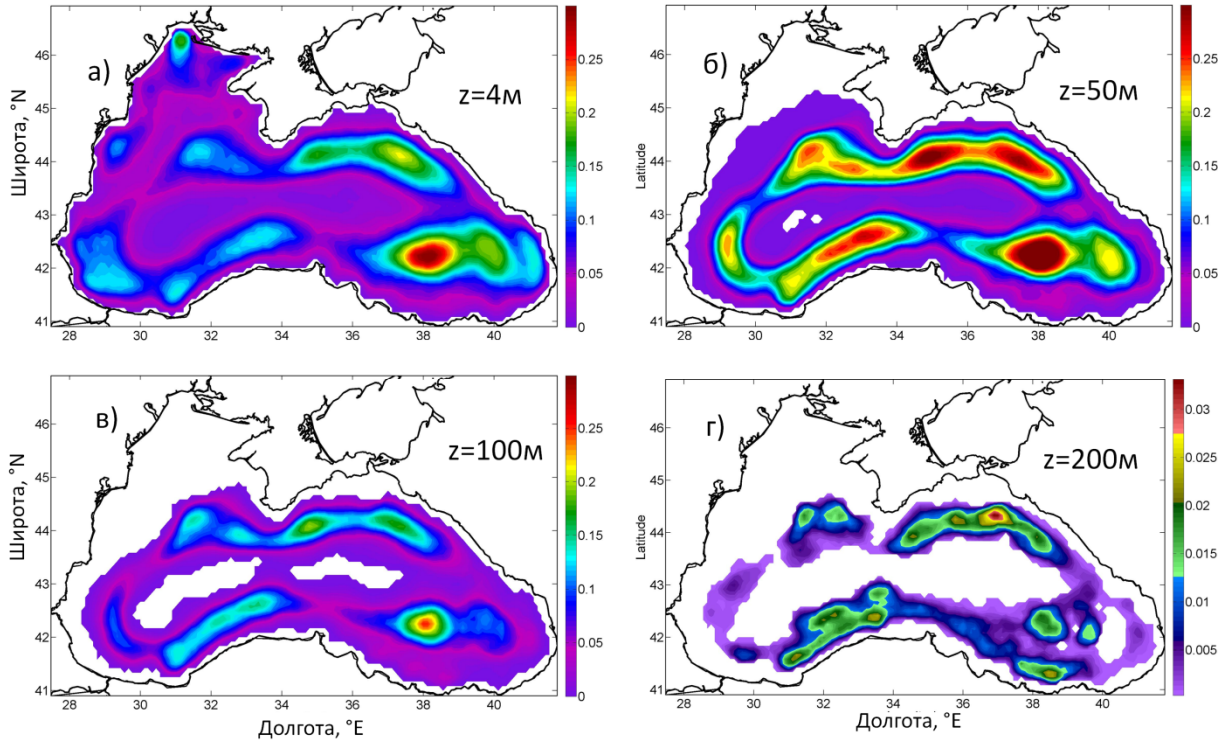

Рисунок 1.47– Пространственное распределение вероятности наблюдения вихрей на глубине: *а* – 4 м; *б* – 50 м; *в* – 100 м; *г* – 200 м

Анализ пространственного распределения радиуса и времени жизни вихрей (Рисунки 1.48, *а*, *б*) показывает, что по данным настоящего расчета наибольшие крупные и долгоживущие вихри со средним радиусом 25-30 км отмечались в северо-восточной, юго-восточной и юго-западной частях моря. В северо-восточной части среднее время жизни вихрей было максимально 60-80 дней, а в районе Батумского Антициклона в юго-восточной части моря и в центре юго-западной части моря оно составило 40-60 дней. В этих же районах вихри занимали наибольшую толщу вод и среднее положение их нижней границы достигало 240-

260 м (Рисунок 1.48, *г*). В остальных районах центральной части моря нижняя граница расположена на глубинах 160-180 м. Глубина залегания ядра вихрей в центральной части моря составляет 50-80 м в районе основного пикноклина.

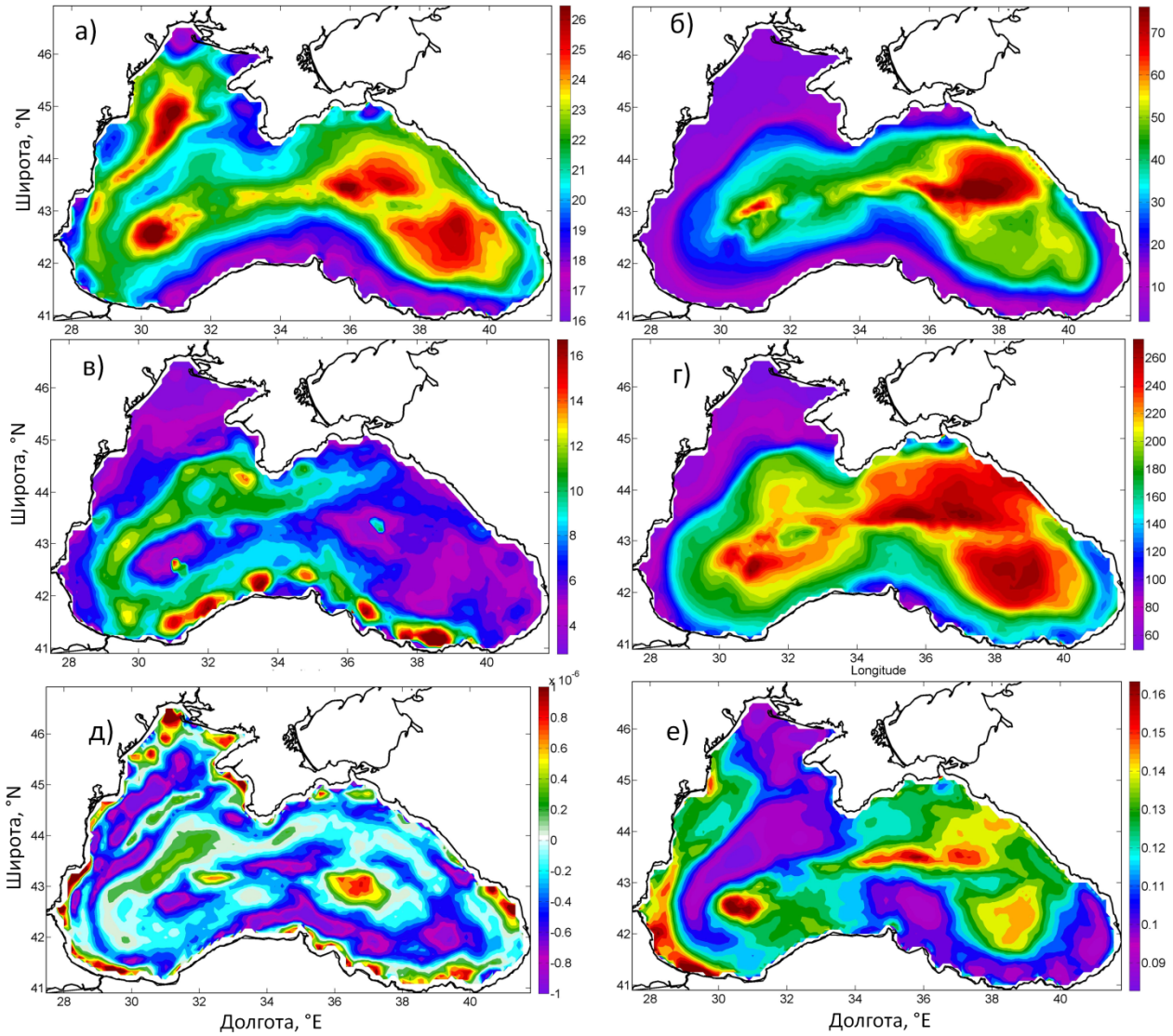

Рисунок 1.48 – Среднее пространственное распределение: *а* – радиуса (км); *б* – времени жизни (сутки); *в* – глубины верхней границы вихрей (м); *г* – глубины верхней нижней границы вихрей (м); *д* – суммарной завихренности вихрей обоих знаков (1/с); *е* – максимальной орбитальной скорости вихрей (м/с)

Еще один четко выраженный максимум распределения радиуса вихрей (22-30 км) расположен на западе и вытянут вдоль западного шельфа моря. В этом районе проходят достаточно крупные Севастопольские вихри, которые значительно влияют на обмен вод между центральной частью моря и СЗШ (Раздел 3). Максимум вихревой активности берет свое начало у устья Дуная и по всей видимости связан влиянием пресных Дунайских вод, которые увеличивают потенциальную энергию (разницу плотности), скорости и радиус вихрей

(Рисунок 1.48, а). В то же время восточнее этого максимума наблюдается полоса, вытянутая от шельфа Западного Крыма, вихрей минимальных размеров. В этой полосе образовываются присоединённые к Севастопольским вихрям циклоны, которые часто имеют относительно малые размеры и скорости. Самые мелкие вихри с радиусом менее 15-20 км наблюдаются вдоль Анатолийского побережья бассейна, что согласуется с анализом альтиметрических данных. Эти вихри характеризуются также относительно малой толщиной, их нижняя граница расположена на глубинах 140-150 м (Рисунок 1.48, *г*).

В шельфовых областях с глубинами до 100 м вихри обычно занимают весь столб жидкости и достигают дна. Среднее время жизни вихрей в этих районах составляет всего 10 дней. Отметим, что по данным расчета фиксировались и более долгоживущие вихревые образования, однако из-за обилия короткоживущих вихрей в среднем время жизни здесь мало.

Интересные особенности имеет пространственное распределение верхней границы вихрей (Рисунок 1.48, *в*). На СЗШ, в восточной и центральной частях моря глубины верхних границ в среднем приближаются к нулю, т.е. вихри существуют в поверхностном слое. В области континентального склона в северо-западной, западной и южной частях моря глубина верхней границы составляет от 10 до 15 м, т.е. вихри развиваются преимущественно в подповерхностных слоях. Особенно такая ситуация характерна для вихрей Анатолийского побережья, которые часто занимают достаточно узкий слой 20-100 м не достигая поверхности.

Доминирование вихрей того или иного знака можно оценить, используя осреднённое распределение завихренности вихрей обоих знаков (Рисунок 1.48, *д*). В районе западного и юго-восточного континентального склона завихренность отрицательна, т.е. здесь преобладают АВ. В районе восточного и северного континентального склона она близка к нулю (белый цвет), т.е. количество вихрей обоих знаков одинаково. ЦВ преобладают в центральной части моря, где их образование связано со сдвигом скорости на внутренней периферии ОЧТ в центре моря [Кривошея и др., 1999; Kubryakov, Stanichny, 2015]. Кроме того, завихренность положительна в прибрежных районах южного, восточного и СЗШ, где мелкие циклоны могут образовываться на прибрежной периферии антициклонов, проходящих над континентальным склоном, вследствие интенсивного сдвига скорости на их периферии и трения о берег [Zatsepin et al., 2003, 2019].

Максимальные орбитальные скорости вихрей (от 0,15 до 0,2 м/с) по данным расчета отмечались на северо– и юго-востоке бассейна (Рисунок 1.48, *е*). Еще один выраженный максимум расположен у западного побережья и вытянут от устья Дуная вдоль западного шельфа бассейна. Этот район подвержен действию пресных Дунайских вод, которые способны резко увеличить антициклоническую завихренность и вызвать генерацию интенсивных вихрей (пункт 1.4.5). Градиенты плотности между шельфом и центральной частью моря также

способствуют образованию таких мощных вихрей. Относительно малые орбитальные скорости (0,08-0,10 м/с) зафиксированы в мористой части западного континентального склона и в прибрежной юго-восточной части моря. Эти минимумы совпадают с аналогичными минимумами в распределении размеров вихрей и вероятно связаны с обилием мелких слабых присоединённых циклонов, образующихся на периферии Севастопольского и Батумского вихря.

Максимальная орбитальная скорость вихрей пропорциональна их радиусу (Рисунок 1.49, *а*). Зависимость практически линейная для вихрей радиусом до 35 км ($Vmax=5\cdot10^{-6}\cdot R$), а затем рост скорости начинает затухать. Таким образом, при увеличении радиуса вихрей их завихренность и число Россби, определенное как $Ro=W/f$ начинает падать. Действительно средние значения модуля завихренности для вихрей радиусом 40-60 км в слое максимума (10-70 м) составляют около $3\cdot10^{-6}$ 1/с. Для малых вихрей с радиусом менее 20 км завихренность превышает $5\cdot10^{-6}$ 1/с и занимает больший по протяженности верхний слой 0-180 м (Рисунок 1.50, *а*). Максимальное значение завихренности в данном расчете составляет около $2\cdot10^{-5}$ 1/с и соответствует минимальному значению радиуса вихрей (около 12 км). Таким образом, максимальное число Россби не превышает 0,2, т.е. в данном расчете все вихри находятся в квазигеострофическом балансе, а субмезомасштабные вихри с $Ro>1$ отсутствуют. В крупных вихрях завихренность падает, они практически полностью находятся в геострофическом балансе со средними значениями Ro=0,01.

Крупные и интенсивные вихри обыкновенно достигают больших глубин. Мелкие вихри радиусом до 20 км в основном не проникают ниже основного пикноклина (z=100 м), а вихри радиусом 40 км достигают глубин 300 м. Зависимость между радиусом и глубиной нижней границы вихрей для радиусов (12-40 км) практически линейная (Рисунок 1.49, *б*). Её можно представить, как $h=a_h\cdot R$, где a_h=0.005. Такая связь свидетельствует о существовании автомодельности формы вихрей.

Отметим при этом, что при тех же размерах АВ занимают более протяженный слой вод на 20-50 м, что связано со знаком вертикальных движений в вихрях – нисходящих в АВ и восходящих в ЦВ. Схожая линейная зависимость наблюдается между толщиной вихря и его орбитальной скоростью для интервала скоростей 10-25 см/с (Рисунок 1.49, *в*). Однако самые интенсивные вихри со скоростями более 35 см/с обыкновенно наблюдаются только в верхних слоях (до 100-150 м).

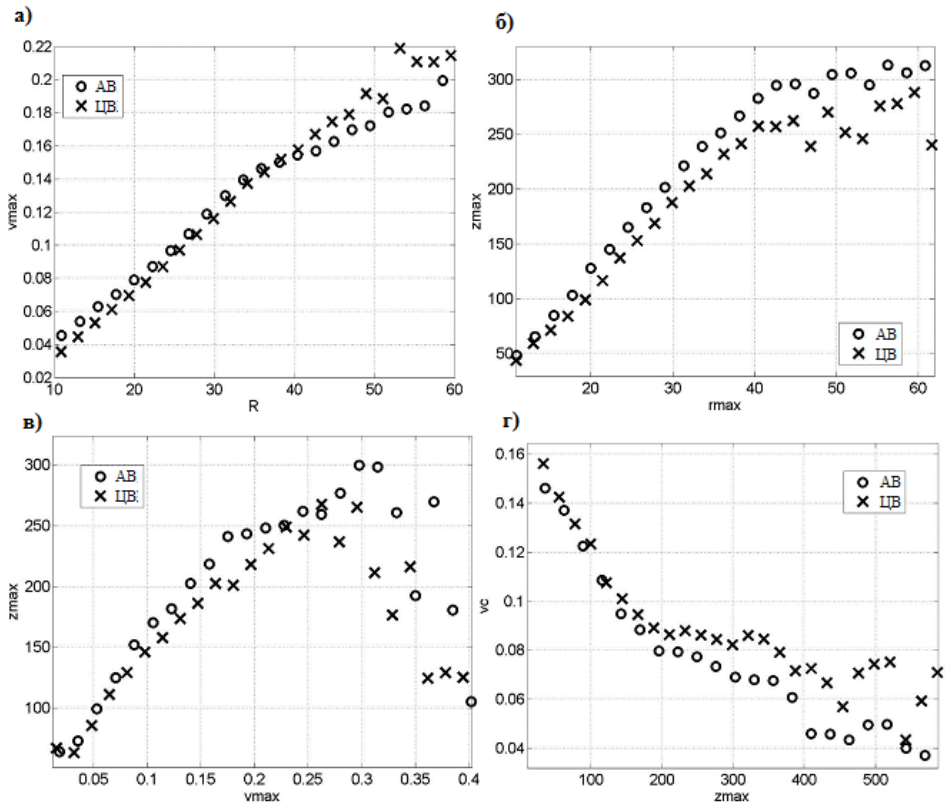

Рисунок 1.49 – Средняя зависимость: *а* – максимальной орбитальной скорости от радуиса вихря *Vmax*(*R*); *б* – глубины нижней границы вихря от максимального по глубине радиуса вихря *Zmax*(*R*); *в* – глубины нижней границы вихря от максимальной по глубине орбитальной скорости вихрей *Zmax*(*Vmax*); *г* – скорости смещения вихрей от глубины верхней границы вихрей *Vc*(*Zmax*)

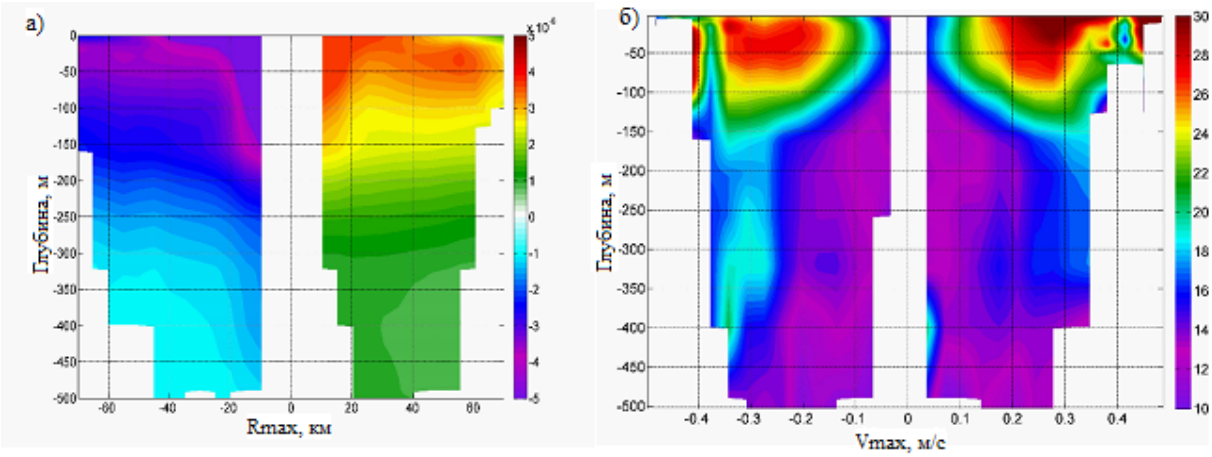

Рисунок 1.50 – Средняя зависимость вертикального распределения: *а* – завихренности (*W*, 1/с) от максимального радиуса вихря (*Rmax*, *км*); *б* – среднего радиуса вихря (*R*, км) от его максимальной орбитальной скорости (*Vmax,* м/с*)*

Зависимость геометрических характеристик вихрей от их орбитальной скорости иллюстрирует рисунок 1.50, *б*. Слабые вихри со скоростями до 15 см/с имеют радиусы до 25 км

в верхнем 100-120-метровом слое, а в нижнем слое характеризуется минимальными размерами. При увеличении *Vmax* до 20-25 см/с радиус вихря резко увеличивается до 16-20 км в нижних слоях (150-400 м), т.е. вихревые движения проникают на эти глубины. В верхнем 100-метровом слое радиус вихрей растет до 30 км. Самые интенсивные вихри со скоростью более 35 см/с, однако занимают лишь верхний 50-100-метровый слой.

Карта средних скоростей смещения вихрей (Рисунок 1.51) демонстрирует их преимущественно циклоническое движение вдоль континентального склона бассейна. При этом скорость смещения выше в западной части моря, где она достигает 4-8 см/с и минимальна в области стационирования Батумского вихря в юго-восточной части моря (1-2 см/с). Отметим выраженные различия в распределении скорости смещения АВ и ЦВ в западной части моря. Данные модели показывают, что АВ имеют выраженный максимум со значениями 6-8 см/с, расположенный непосредственно над бровкой СЗШ над глубинами 500-1000 м. Схожий максимум наблюдается у Керченско-Таманского шельфа. Характерной особенностью распределения скорости смещения ЦВ является её увеличение в районе устья Дуная, где ЦВ движутся в антициклоническом направлении. Наиболее высокие скорости вихрей обоих знаков наблюдаются в юго-западной части континентального склона, где они достигают 7-10 см/с.

Анализ данных моделирования показывает, что скорости перемещения вихрей значительно зависят от их вертикальной протяженности (Рисунок 1.49, *г*). Вихри, занимающие верхний слой (до 150 м), двигаются с относительно высокими скоростями – 10-14 см/с, поскольку быстро сносятся под действием фонового ОЧТ, занимающего обыкновенно верхний 0-150 м слой [Белокопытов, Иванов, 2011]. Крупные протяженные вихри с нижней границей на глубинах 250 м и более двигаются под действием вращения Земли с меньшими скоростями, соответствующими бароклинным скоростям волн Россби (4-8 см/с), либо становятся квазистационарными со скоростями менее 4 см/с.

В юго-западной части моря вихри, в результате взаимодействия Дунайских вод с особенностями топографии, обыкновенно имеют достаточно малую толщину и диаметр, поэтому больше подвержены влиянию адвекции ОЧТ (Рисунок 1.49). То же самое можно сказать о небольших циклонах, образующихся на фронте плюма Дуная, и быстро смещаемые под действием самоорганизующейся бароклинной антициклонической динамики на фронте линзы опресненных вод. Образование мелких антициклонов в зоне соприкосновения вод шельфа и глубоководной части может быть причиной увеличения средних оценок скорости смещения АВ на бровке шельфа в западной и северо-восточной части моря.

Вышеназванные особенности также наблюдаются и по данным спутниковой альтиметрии, однако полученные по модели скорости в прибрежной зоне несколько выше.

Причиной этого является, по-видимому, недостаточное разрешение альтиметров в прибрежной зоне, что не дает возможность описывать малые вихри Анатолийского побережья [Kubryakov et al., 2018].

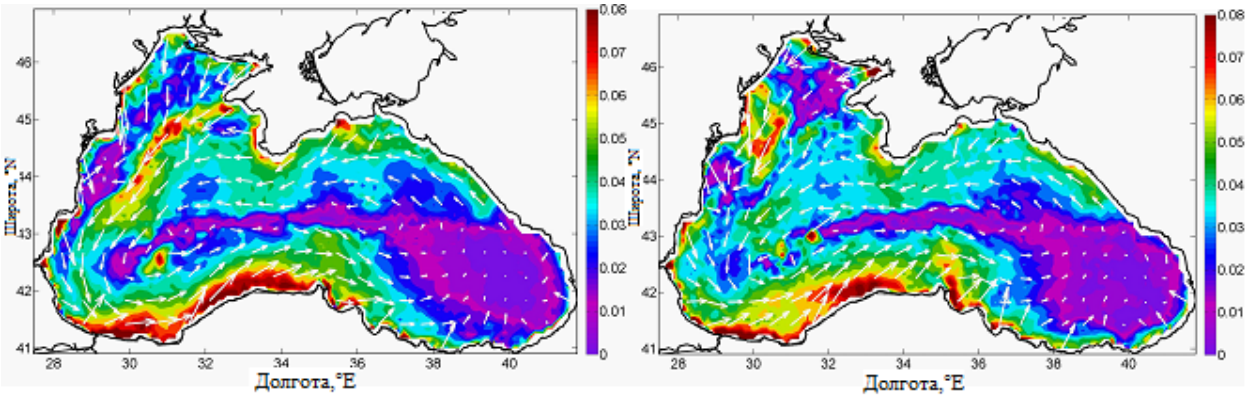

Рисунок 1.51 – Карта средних скоростей смещения АВ (слева) и ЦВ (справа) по данным модели *NEMO* (м/с)

Данные численного моделирования позволяют рассчитать трёхмерные морфометрические характеристики вихрей, в частности, угол наклона их вертикальной оси. Для вычисления этого наклона была рассчитана линейная регрессия между глубиной и положением центра вихря в различных слоях $r_c=a_{za}\cdot z+C_0$ и определялся коэффициент a_{za}. При расчете учитывались только вихри, наблюдающиеся в пяти или более слоях. Результат представлен на рисунке 1.52. Стрелками показано направление расположения верхней части вихря относительно нижней, т.е. куда смещен вихрь в поверхностных слоях. Цвет отображает тангенс угла наклона оси. Анализ показывает, что у антициклонов, как правило, ось вихря наклонена по направлению фонового потока (Рисунок 1.52, *а*). Поверхностная часть вихря, на которую воздействуют более интенсивные поверхностные течения, опережает глубинную. Пример такой структуры вихрей дан в пункте 1.4.1 (Рисунок 1.64). Наибольший угол наклона наблюдается в южной части моря, где влияние фоновых течений вносит определяющий вклад в смещение вихрей. Здесь коэффициент a_{za} превышает 100, т.е. часть вихря, находящаяся глубже 100 м, смещается на 10 км по горизонтали.

Для циклонов характерна иная ситуация – их ось наклонена от ОЧТ к центру моря (Рисунок 1.52, *б*). В верхних слоях радиус вихря больше, чем в нижних. Положение границы вихря примерно соответствует фронту течения, поэтому в верхней части его центр удаляется по направлению от основного потока по сравнению с глубинной частью. Наибольший наклон оси ЦВ фиксируется в районах резкого континентального склона в северо-западной и юго-восточной части моря.

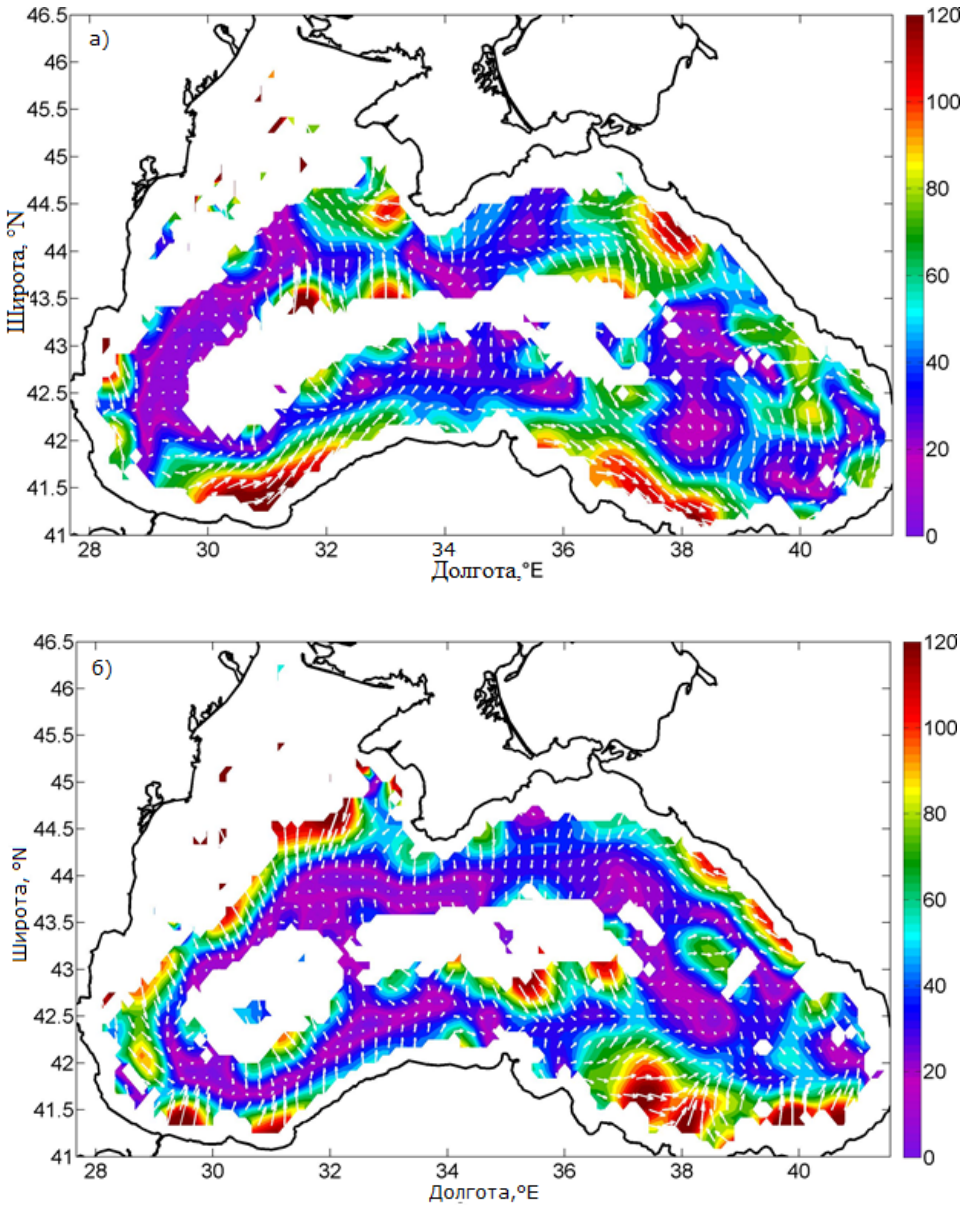

Рисунок 1.52 – Направление и тангенс наклона a_{za} (°) вертикальной оси: антициклонов (*а*), циклонов (*б*). Стрелками показано направление расположения верхней части вихря относительно нижней, т.е. куда смещен вихрь в поверхностных слоях. Цвет отображает угол наклона оси (шкала цвета: 100 означает, что центр вихря смещается на 100 м при увеличении глубины на 1 м)

1.3.3 Сезонная и межгодовая изменчивость характеристик вихрей

1.3.3.1 Сезонная изменчивость. На рисунке 1.53 изображены графики сезонной изменчивости количества, суммарной кинетической энергии, радиуса, глубины нижней границы и максимальной орбитальной скорости вихрей.

Сезонная изменчивость основных характеристик циклонов и антициклонов находится в противофазе, что соответствует результатам анализа спутниковых данных в пункте 1.2.3.

Антициклоническая активность в Черном море возрастает в летний период, во время ослабления циклонической завихренности ветра [Zatsepin et al., 2005; Kubryakov, Stanichny, 2015] и экмановской дивергенции. Суммарная кинетическая энергия (Рисунок 1.53, *б*) и суммарная площадь, занимаемая антициклонами, максимальна в мае-августе с пиком в июне. Вместе с тем максимальное количество антициклонов наблюдается несколько ранее – в апреле-июне (Рисунок 1.53, *а*). Летний максимум количества АВ характерен для слоя выше 150 м (Рисунок 1.54, *а*). В июне-июле АВ достигают наибольших размеров (25-26 км) по сравнению с минимумом в феврале (20-21 км) (Рисунок 1.53, *в*). Эти крупные вихри в среднем достигают наибольших глубин, около 170-180 м (Рисунок 1.53, *г*) и захватывают весь вышележащий слой вод. Увеличение размеров АВ летом приводит к сезонному пику их суммарной кинетической энергии и занимаемого объема.

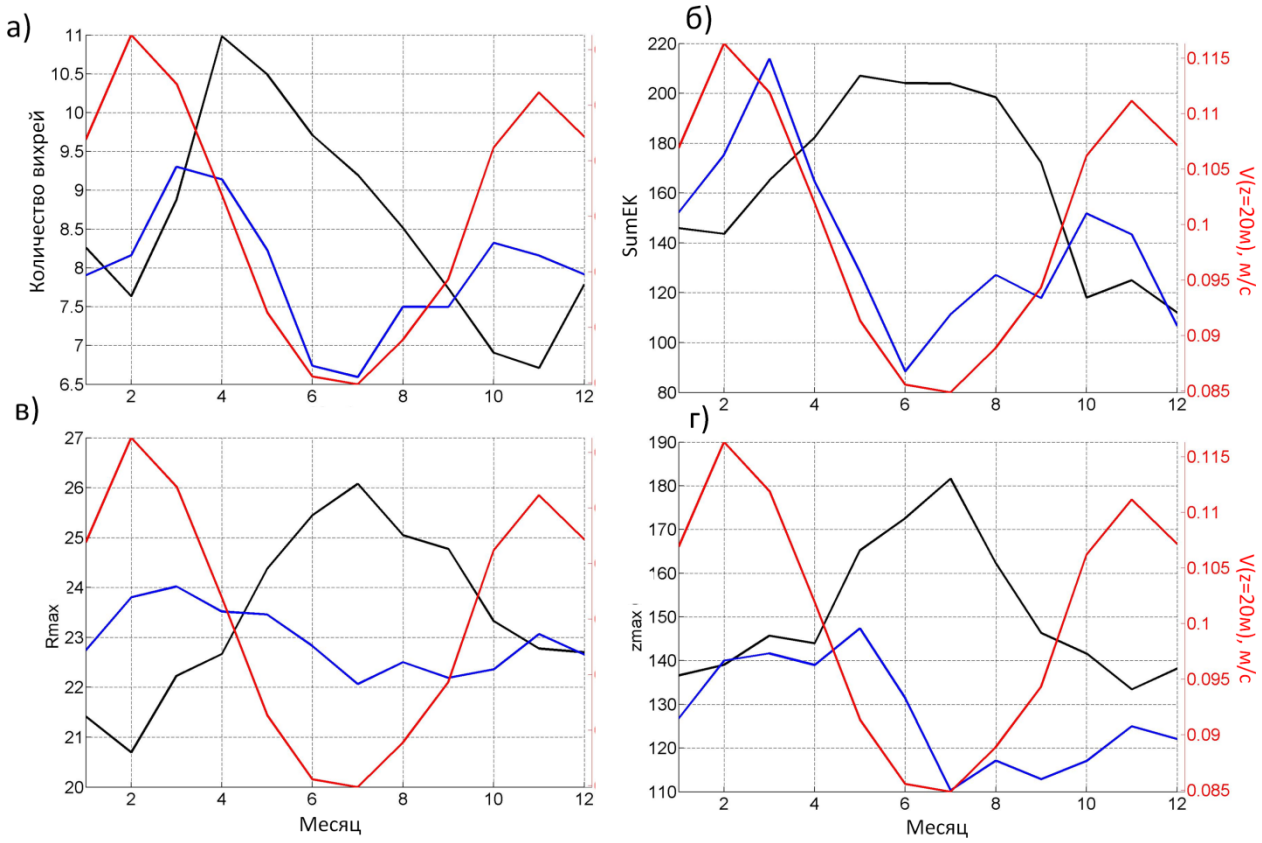

Рисунок 1.53 – Сезонная изменчивость средней скорости течений на глубине 20 м (красная линия) и характеристик антициклонов (черная линия) и циклонов (красная линия): *а* – количества (шт.); *б* – суммарной кинетической энергии ($м^2/с^2$); *в* – глубины нижней границы вихрей (м); *г* – радиуса (км)

В нижних слоях максимум количества АВ смещен к середине весны (Рисунок 1.54, *а*). Наибольшие максимальные значения орбитальной скорости вихрей обоих знаков наблюдаются

в марте, когда ОЧТ еще интенсивно и только начинает ослабевать после пика в феврале, что совпадает с результатами пункта 1.2.3. Эти интенсивные вихри проникают в наиболее глубинные слои и количество вихрей в нижних слоях (более 300 м) максимально именно в первую половину года – с января по май (Рисунок 1.54). Наибольшее количество АВ на глубинах 300 м фиксируется в апреле, ЦВ – в марте. В это время вихри также имеют максимальные размеры в нижних слоях (Рисунок 1.54, *в*, *г*). Радиус АВ в январе-июне и радиус ЦВ в феврале-мае превышает 15 км в слое 150-300 м, а в остальное время минимален. На диаграммах на рисунках 1.54, *в*, *г* также отчетливо выделяется подповерхностный максимум размера вихрей в слое скачка на глубине 300 м, где средний радиус ЦВ достигает значения 18 км в апреле и 15 км в октябре.

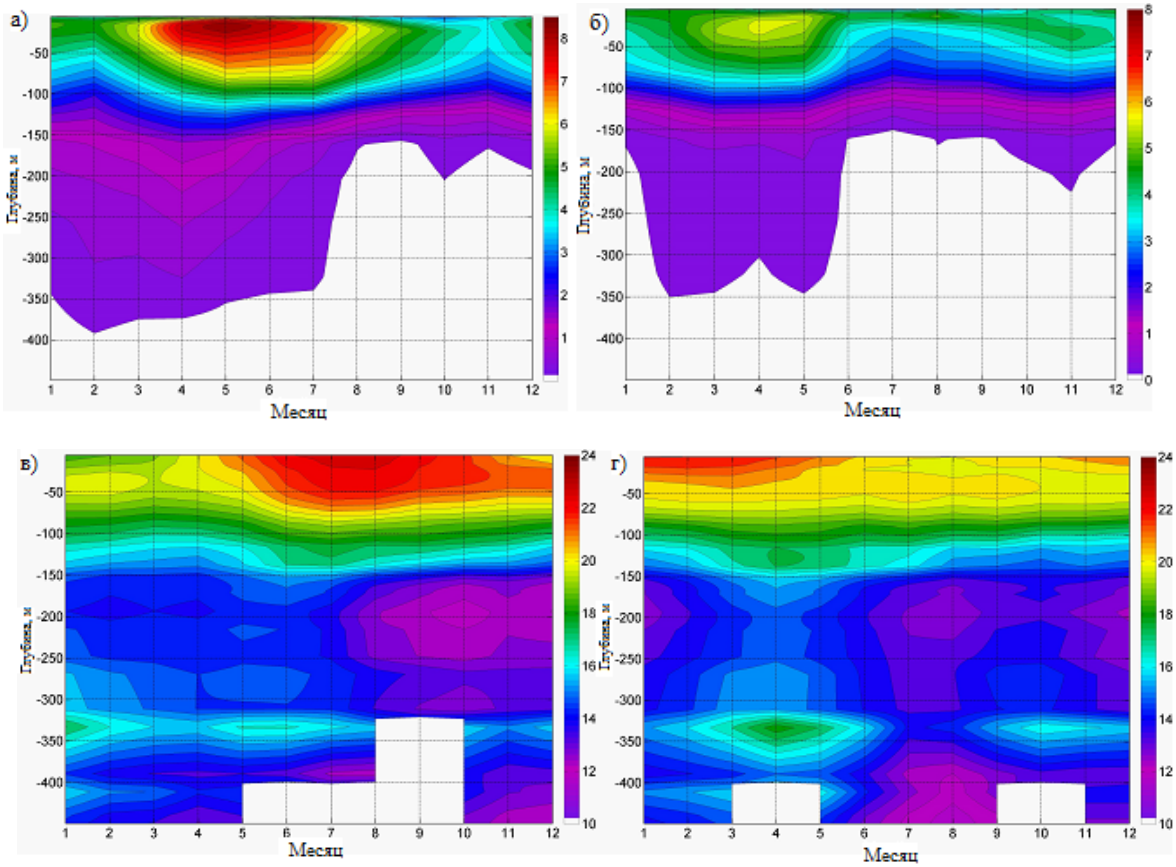

Рисунок 1.54 – Вертикальная диаграмма сезонной изменчивости: *а* – количества АВ (шт.); б – количества ЦВ (шт.), *в* – радиуса АВ (км); *г* – радиуса ЦВ (км)

В то же самое время в среднем зимой АВ занимают значительно меньший слой – их верхняя граница поднимается до 130-140 м, а нижняя заглубляется до 20 м (Рисунок 1.53, *г*). Это связано с тем, что большинство АВ в этот период (более 5 шт. в среднем) занимают достаточно узкий слой 20-50 м (Рисунок 1.54, *а*, *б*). Таким образом, эти вихри затрагивают

только слой ВКС и образуются на его нижней границе, где зимой формируется резкий перепад плотности (пункт 3.2) [Kubryakov et al., 2018].

Начиная с августа-сентября энергия антициклонов резко убывает, они не достигают глубинных слоев, где их количество резко падает. Минимальное количество АВ наблюдается в феврале (около 8 шт.), когда ОЧТ наиболее интенсивно, и октябре-ноябре (около 7 шт.) в период ускорения ОЧТ.

Циклоническая активность по результатам моделирования имеет 2 сезонных максимума. Первый из них наблюдается в период начального ослабления ОЧТ в марте-апреле (9 шт.) после пика интенсивности ОЧТ в феврале. В это же время в начале года наблюдается некоторое увеличение радиуса ЦВ, пик их орбитальной скорости и заглубление нижней границы (Рисунок 1.53), когда некоторые ЦВ проникают до глубин 450 м (Рисунок 1.54, *б*). Тем не менее большинство ЦВ в этот период наблюдается в слое 20-50 м (Рисунок 1.54, б). Второй более слабый пик отмечается в период ускорения ОЧТ в октябре-ноябре. Этот пик обнаруживается и по данным альтиметров. Его вероятными причинами является горизонтальный сдвиг скорости ОЧТ [Zatsepin et al., 2003; Kubryakov, Stanichny, 2015] (пункт 1.2.3) и прямое действие интенсивной экмановской накачки во время сильных осенних штормов [Kubryakov et al., 2019] (пункт 4.4).

Антициклоны обычно существуют дольше, чем ЦВ (Рисунок 1.55). Это различие наиболее велико в летний период, когда среднее время жизни АВ составляет около 100 дней. Наиболее долгоживущие антициклоны со средним временем жизни 95 дней наблюдаются в Черном море в теплый период времени (май-октябрь). Максимум находится ниже пикноклина на глубинах 150-300 м. Такое среднее вертикальное распределение связано с тем, что в верхнем слое присутствует много мелких короткоживущих вихрей, а в нижние слои проникают, в основном, крупные долгоживущие образования. В вышележащих слоях этот максимум несколько ниже – 60 дней. В осенне-зимний период среднее время жизни вихрей значительно уменьшается и составляет менее 30 дней.

Сезонное распределение времени жизни ЦВ, как и другие их характеристики, имеет 2 пика. Первый пик (50-60 дней) наблюдается после ослабления ОЧТ и до сезонной интенсификации АВ в марте-мае под пикноклином на глубинах 100-300м. Второй пик (60-70 дней) отмечается в июле-сентябре, когда активность АВ начинает снижаться. В осенне-зимний период в верхнем слое время жизни ЦВ значительно уменьшается до 10-20 дней.

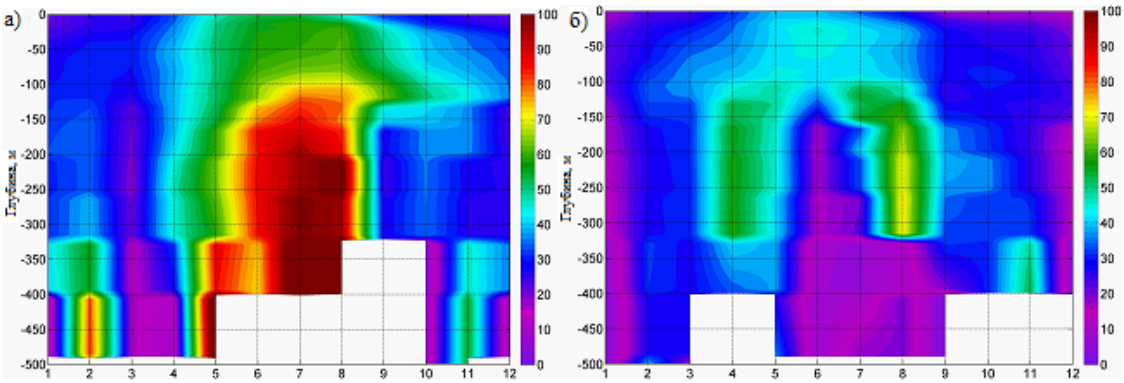

Рисунок 1.55 – Сезонная диаграмма времени жизни (сут.): *а* – антициклонов, *б* – циклонов

1.3.3.2 Межгодовая изменчивость. Характеристики вихрей обладают ярко выраженной межгодовой изменчивостью. Как показано в пункте 1.2.3 [Kubryakov, Stanichny, 2015, эта изменчивость в большей степени связана с интенсивностью крупномасштабной циркуляции Черного моря. Рисунок 1.56, *б* демонстрирует изменчивость средней по бассейну скорости течений на горизонте 20 м. Выделяются несколько максимумов – в 2006, 2008, 2010, 2012 гг. и наиболее мощный в 2015 г. Эти максимумы хорошо согласуются с данными альтиметров (синяя линия), что свидетельствует о пригодности используемой модели для воспроизведения межгодовой динамики Черного моря. Вертикальное распределение среднемесячного хода средней по бассейну скорости течений (Рисунок 1.57, *а*) показывает, что в эти годы мощные течения проникали и на большую глубину, достигая средних значений 0,1 см/с на глубине 100 м и более 7 см/с на глубине 150 м.

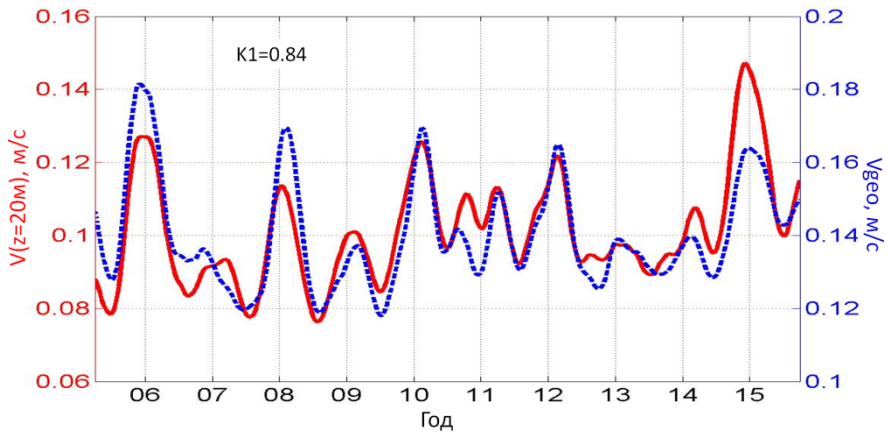

Рисунок 1.56 – Межгодовая изменчивость средней по бассейну геострофической скорости (м/с) по данным альтиметров (синяя линия) и скорости течений (м/с) на глубине 20 м (красная линия) по данным модели *NEMO*

По данным численного моделирования в годы с интенсивной циркуляцией скорость вихрей обоих знаков была максимальна (Рисунок 1.57, *б*). При этом наибольшие значения орбитальной скорости вихрей наблюдаются несколько позже, чем максимум средней скорости течений. АВ, образующиеся после ослабления и распада интенсивных течений, также характеризуются максимальными скоростями в согласии с пунктом 1.2.3. Единственным исключением является 2007 г., когда ОЧТ было достаточно слабым, а скорость вихрей – высокой.

Как видно из рисунка 1.58, *а*, наибольшая суммарная кинетическая энергия АВ наблюдается в весенний период через 2-3 месяца после зимнего пика интенсивности течений в такие годы. График на рисунке 1.58, *б* также демонстрирует, что в это время отмечается и пик залегания нижней границы АВ, которая в годы с сильными течениями в среднем превышает 180 м, а в годы со слабыми течениями только 140 м.

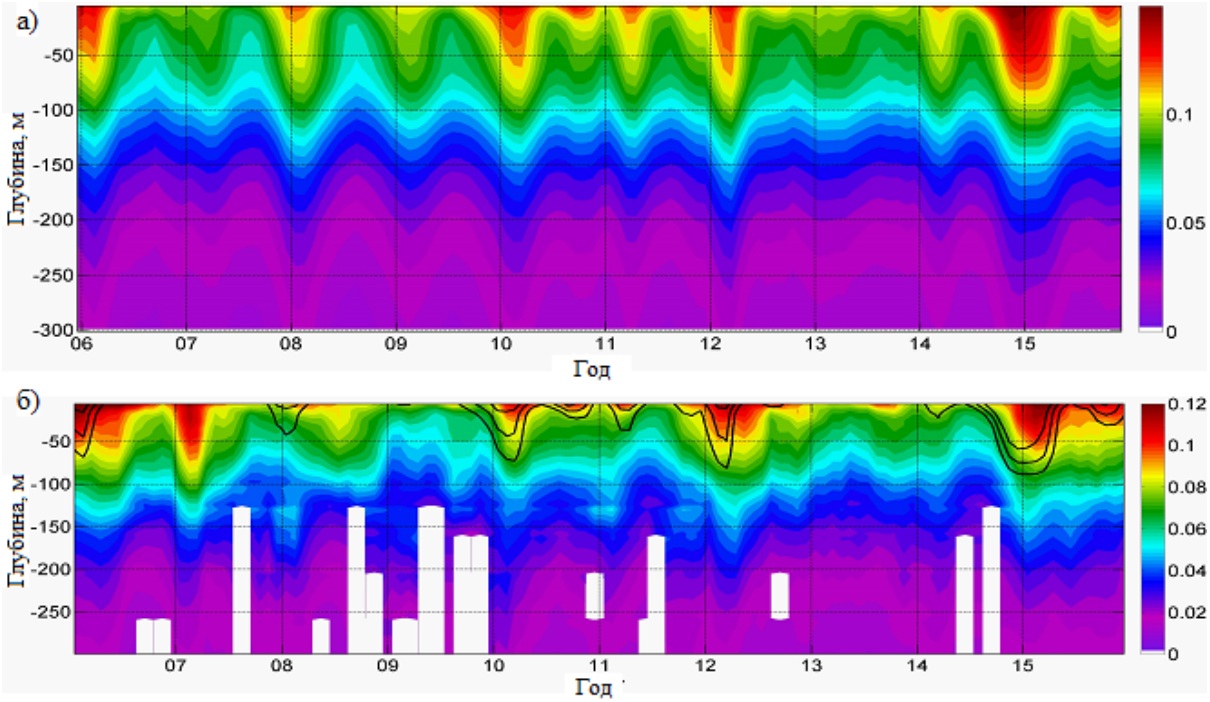

Рисунок 1.57 – *а* – Вертикальное распределение среднемесячного хода средней по бассейну скорости течений (м/с); *б* – вертикальное распределение среднемесячного хода средней по бассейну максимальной орбитальной скорости вихрей (м/с). Черные линии показывают изолинии 0,1, 0,11 и 0,12 м/с средней скорости течений из графика на рисунке 1.55, а

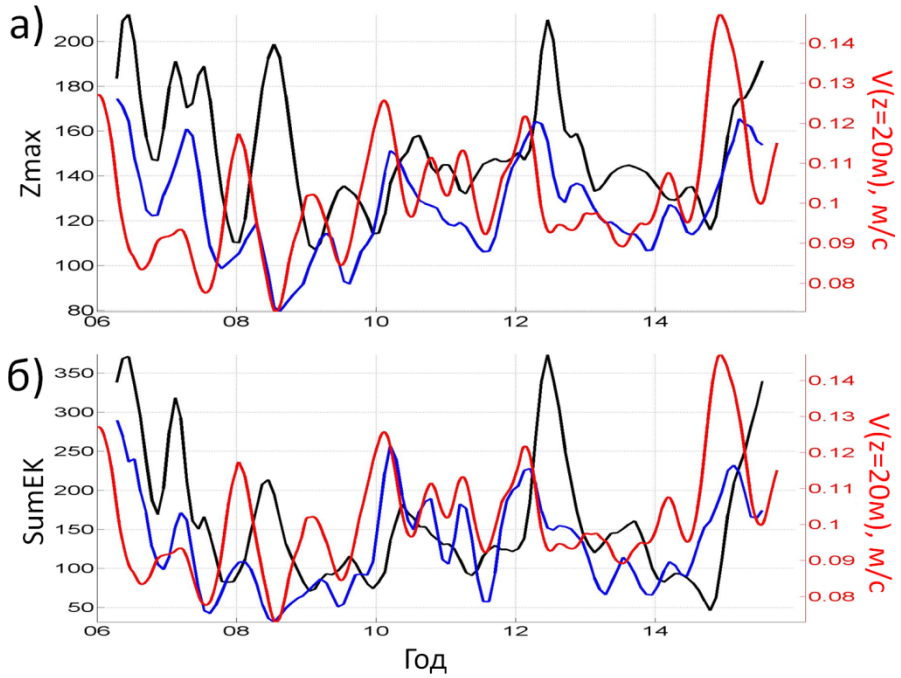

Рисунок 1.58– Межгодовая изменчивость средней скорости течений (м/с) на глубине 20 м (красная линия) и положения средней по бассейну нижней границы (м) интенсивных антициклонов (черная линия), циклонов (синяя линия) (*а*); суммарной кинетической энергии Дж ($м^2/с^2$) антициклонов (красная линия), циклонов (синяя линия) (*б*)

В годы с интенсивной циркуляцией фиксировалось резкое увеличение вероятности наблюдения вихрей в нижних слоях, где отметка вероятности 0,01 (1 %) достигала глубин 350 м (Рисунок 1.59). Особенно часто глубинные АВ фиксировались в начале 2015 г. с наиболее интенсивным ОЧТ. Мощные вихри, образованные в такие годы, имеют большие размеры и проникают в наиболее глубинные слои.

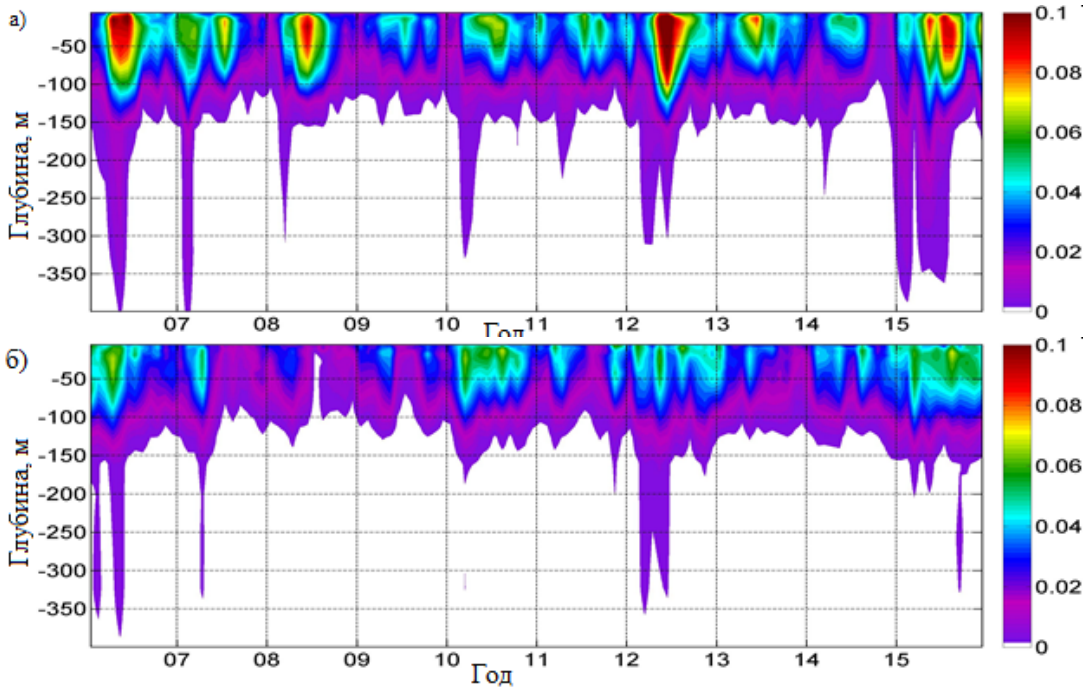

Рисунок 1.59 – Межгодовая изменчивость вертикального распределения процента площади, занимаемой: *а* – антициклонами; *б* – циклонами

Межгодовой ход ЦВ схож с изменчивостью АВ (Рисунок 1.59, *б*). Максимумы ЦВ в глубинных слоях моря наблюдались в 2006, 2010, 2012 и 2015 гг. Наибольшую площадь ЦВ занимали в 2010 г. в слое 0-50 м. Эти максимумы несколько сдвинуты по фазе относительно максимумов АВ. Они наблюдаются в те же годы, но наступают несколько ранее, непосредственно после пика скорости средних течений в бассейне. При ослаблении сильной циклонической циркуляции сначала происходит образование ЦВ, а несколько после – АВ.

Таким образом, после ослабления сильных течений в годы с наиболее развитой циркуляцией происходит образование и развитие крупных вихрей, которые достигают наибольших глубин. Проникновение интенсивных вихревых движений в глубинные слои, интенсивный сдвиг течений на их периферии, может являться важной причиной перемешивания и вентиляции вод в этих слоях моря в такие периоды.

1.4 Механизм сезонной интенсификации антициклонов в морях с преобладающей циклонической циркуляцией

1.4.1 Влияние кросс-шельфового обмена на интенсификацию синоптических антициклонов Черного моря

Анализ результатов моделирования и спутниковых альтиметрических измерений в подразделах 1.2, 1.3 показал, что количество и энергия АВ в Черном море увеличивается в летний период ослабления крупномасштабной циркуляции. На сезонных и межгодовых масштабах количество антициклонов находится в противофазе с энергией средних течений в бассейне (Рисунки 1.29, 1.33). Выполненные ранее лабораторные эксперименты [Зацепин и др., 2005] во вращающемся бассейне продемонстрировали схожий результат. Ослабление циклонического течения, вызванное ослаблением ветровой накачки, приводит к его развалу с образованием большого количества крупных синоптических антициклонов. При этом такой эффект наблюдается только в бароклинной жидкости и отсутствует в баротропной, что связывалось авторами с бароклинной неустойчивостью в бассейне [Зацепин и др., 2005]. Цель настоящего подраздела провести исследование механизмов, вызывающих интенсификацию образования антициклонов в период ослабления крупномасштабной циклонической циркуляции.

1.4.1.1 Вклад различных факторов в динамическую потенциальную энергию Керченского вихря в июле 2016 г. по данным гидрологических измерений. Рассмотрим особенности динамики антициклона, наблюдавшегося в июле 2016 г. у южного берега Крыма. В этот период в данном районе проводились гидрологические измерения во время 87 рейса судна «Профессор Водяницкий» [Артамонов и др., 2017]. Распределение поля солености по результатам гидрологической съемки представлено на рисунке 1.60, *а*. Азовоморские воды у берега Крыма характеризуются пониженными значениями солености. Пресные воды находятся на наибольшем удалении от берега в районе антициклона, в который они были захвачены его орбитальными движениями.

По спутниковым данным *MODIS* в северной части моря возле Крымского полуострова отмечен поток вод с повышенными значениями хлорофилла А (Хл) (0,7-1,0 мг/м^3), что в 1,5-2 раза выше, чем в окружающих водах. Такие повышенные значения в этом районе связаны с затоком вод Азовского моря через Керченский пролив [Алескерова и др., 2017]. Воды Азовского моря эвтотрофны и характеризуются низкими значениями солености, т.к. в мелководное Азовское море впадает ряд крупных рек (Кубань, Дон), приносящих большое количество питательных веществ. Взаимодействием потока с мысом Меганом приводит к его отрыву и

образованию антициклонического вихря [Kubryakov et al., 2019]. Положение зоны повышенной концентрации Хл и пониженных значений солености достаточно хорошо согласуются, что подтверждает вовлечение Азовоморских вод в антициклон (Рисунок 1.60, *а*, *б*).

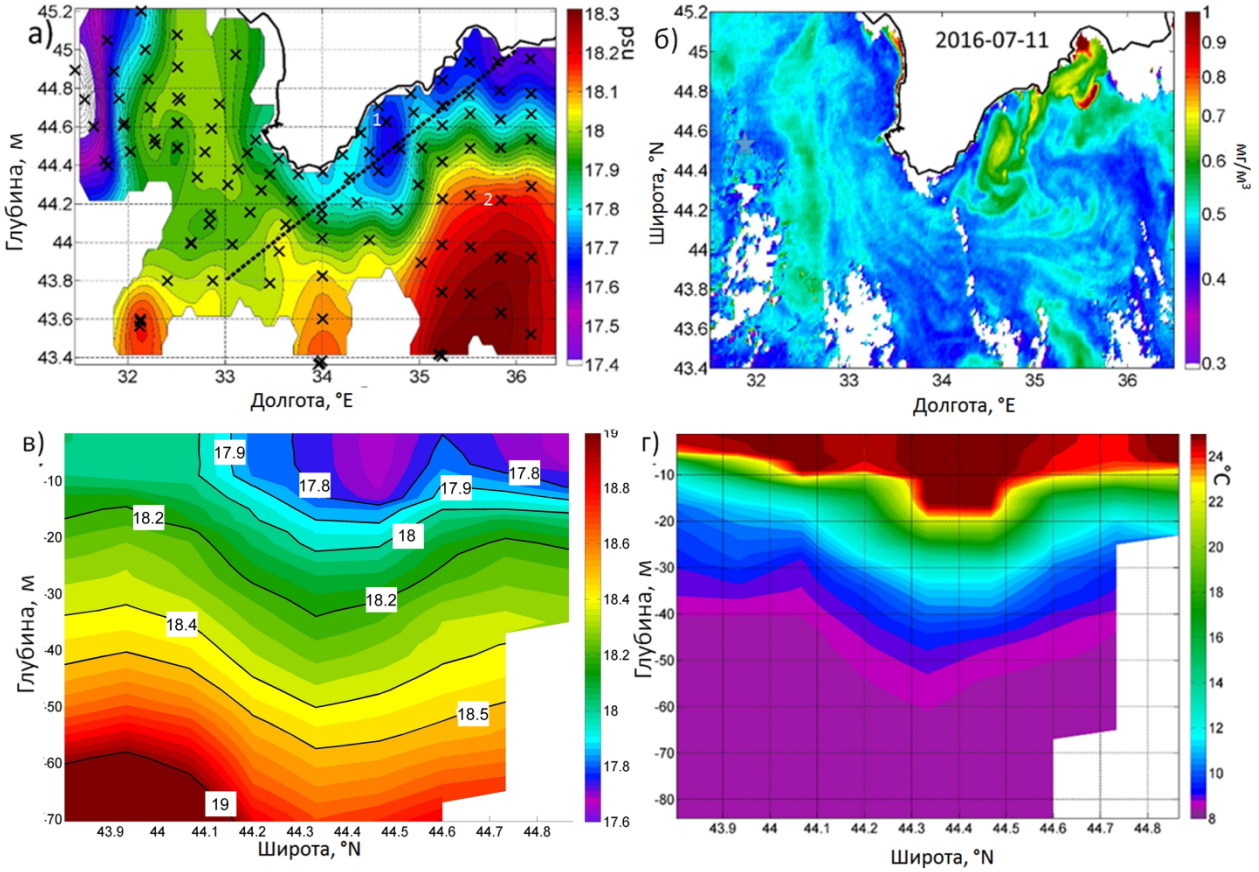

Рисунок 1.60 – Соленость на глубине 5 м, рассчитанная по данным 87 рейса «Профессор Водяницкий» (*а*). Крестики показывают положения измерений. Черной пунктирной линией показано положение разреза, выбранного для анализа. Карта концентрации Хл (мг/м^3) за 11 июля 2016 г. по данным *MODIS* (*б*); вертикальный разрез: солености (psu) (*в*), температуры (°C) по данным гидрологических съемок (*г*). Положение разреза показано на рисунке 1.70, *а*

Вертикальный разрез солености вдоль струи (Рисунок 1.60, *в*) показывает, что в результате конвергентных движений в АВ происходит аккумуляция опресненных азовоморских вод и опускание изохалин. Изохалина 18 *psu* в вихре расположена на 15 м ниже, чем в восточной части разреза, а изохалина 18,8 *psu* на 30 м ниже по сравнению с окружающими водами. Конвергентные движения вызывают также скопление теплых поверхностных вод в ядре вихря (Рисунок 1.60, *г*). Воды с температурой более 10 °C, занимающие верхний 30 м слой развитого сезонного термоклина летом, опускаются до глубины 50 м в ядре вихря.

Вклад изменений солености и температуры на аномалию плотности в антициклоне может быть оценен как:

$$\rho'(s)= \rho(S + s, T) - \rho(S, T),$$
$$\rho'(t)= \rho(S, T + t) - \rho(S, T), \quad (1.11)$$

где t(°C), s(*psu*) – аномалии температуры и солёности в вихре,

T и S – температура и солёность невозмущенных вод.

В данном подразделе в качестве T, S брались профили температуры и солености в окружающих водах мористее вихря (точка 2 на рисунке 1.60, *а*).

Аномалии плотности определяют градиенты давления или динамическую потенциальную энергию П [Roquet, 2013], которая пропорциональна интегралу от аномалии плотности:

$$\Pi = g \int_z^0 \rho' dz, \quad (1.12)$$

где z – глубина нижней границы вихря.

Разница плотности также определяет интенсивность орбитальных движений вихря, геострофические скорости V_g которого можно оценить как:

$$V_g = \Pi/(f \rho_0 R), \quad (1.13)$$

где ρ_0 – средняя плотность столба жидкости.

Для сравнения профили солености и температуры в районе вихря (точка 1 на рисунке 1.60, *а*) и мористее его (точка 2 на рисунке 1.60, *а*) и их вклад в суммарный градиент плотности показаны на рисунке 1.61. Во всем верхнем 0-500 м слое соленость в вихре намного ниже, чем в глубоководной зоне. Это указывает на то, что интенсивные вертикальные движения в этом антициклоне способствовали опусканию основного халоклина и проникали до больших глубин. На поверхности разница достигает 1,0 *psu*, а в слое 50-150 м около 0,5 *psu*, что приводит к аномалии плотности 0,5 кг/м^3 (Рисунок 1.59, б). В то же время температура в слое ниже 60 м для обоих точек практически одинакова. На этих глубинах вклад термических факторов (Рисунок 1.61, *в*) в П отрицателен и близок к 0, а вклад солености около 100%. Однако, из-за опускания прогретых поверхностных слоев, очень высокие разницы температуры наблюдаются в слое 15-40 м. Здесь в июле в период значительного прогрева они достигают 10°C. Поэтому на этих глубинах определяющее влияние на формирование горизонтальных градиентов плотности вносят опускание развитого сезонного термоклина (около 80%), а градиенты солености дают меньший вклад (20%) (Рисунок 1.61, *в*).

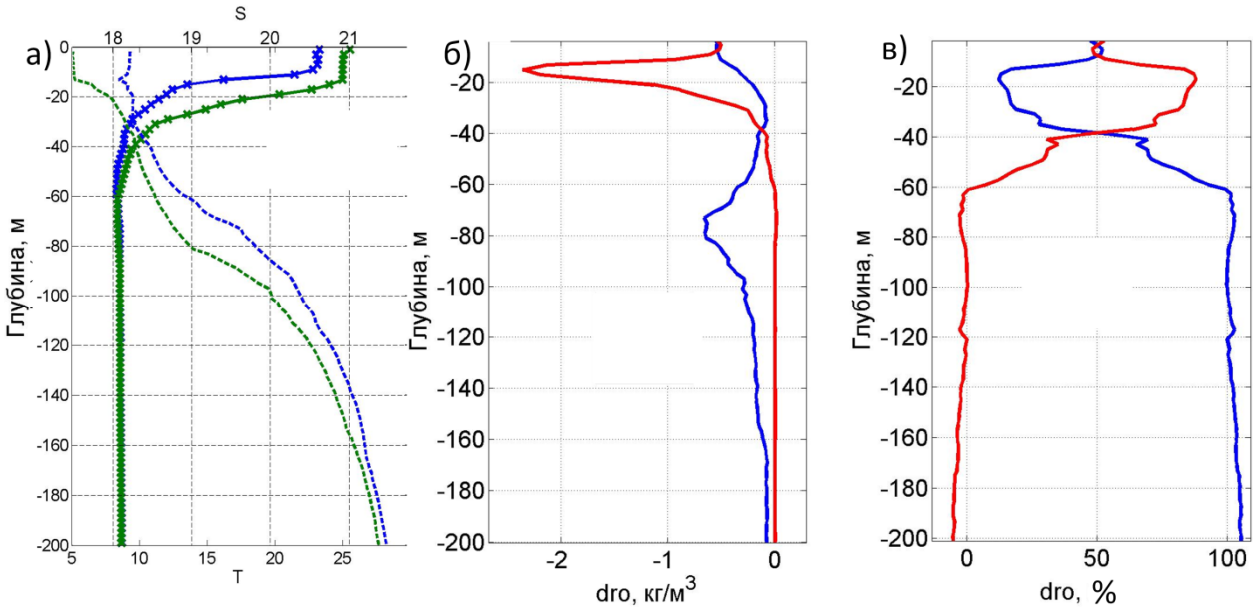

Рисунок 1.61 – *а* – Профили солености (пунктирная линия) и температуры (сплошная линия) в вихре (34,8°E, 44,68°N, зеленый цвет) и глубоководной части моря (35.236°E, 44.24°N, синий цвет) по гидрологическим данным; *б* – профиль вклада влияния разницы солености (синяя линия) и температуры (красная линия) на разницу плотности между вихрем и глубоководной частью моря в единицах плотности (кг/м^3), *в* – вклад разницы солености (синяя линяя) и температуры (красная линия) в разницу плотности на различных горизонтах (%)

Интеграл от разницы плотности определяет скорость в вихре:

$$Vx(z) = -\frac{g}{f\cdot\rho_0}\int_{Zref}^{z}\frac{d\rho}{dx}dz; \qquad Vy(z) = \frac{g}{f\cdot\rho_0}\int_{Zref}^{z}\frac{d\rho}{dy}dz, \tag{1.14}$$

где *Zref* – глубина, относительно которой рассчитывается геострофическая скорость, м.

Получим оценки вкладов верхнего и нижнего слоя в кинетическую энергию вихря. Для этой задачи определим *Vgeo* по формуле (1.14), использовав интегрирование в слое 0-40 м и 40-300 м (Рисунок 1.62). Первая величина дает оценку влияния захвата опресненных шельфовых вод и опускания сезонного термоклина на скорость вихря, а вторая – вклад опускания халоклина в суммарную скорость вихря в предположении о том, что ниже 300 м градиенты плотности малы [Иванов, Белокопытов, 2012].

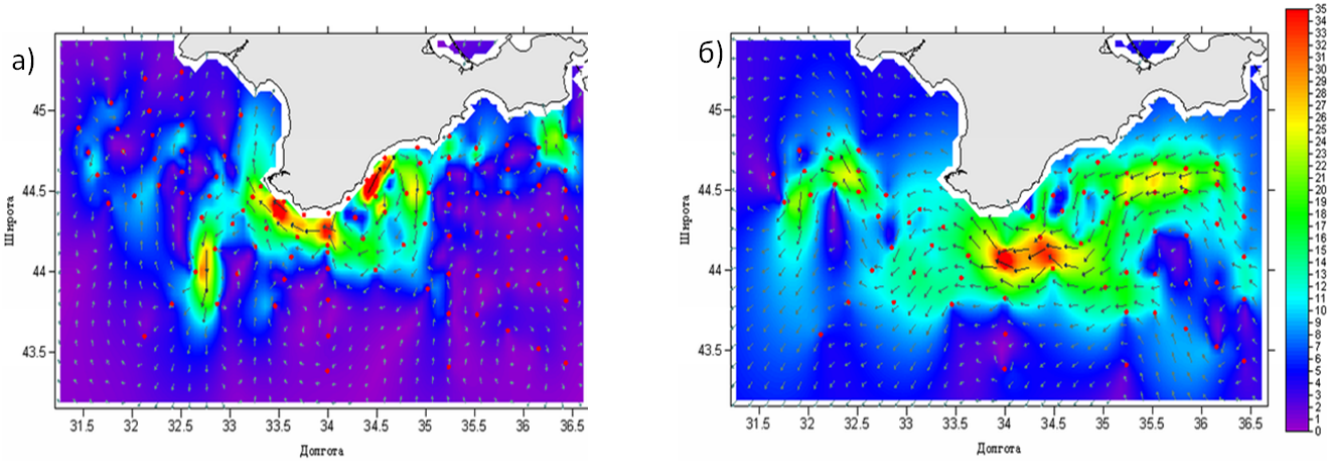

Рисунок 1.62– Геострофические скорости, рассчитанные динамическим методом в верхнем слое 0-40 м, *Vgeo* (*z*=0-40 м) (м/с) (*а*); геострофические скорости, рассчитанные динамическим методом в слое 40-300 м, *Vgeo* (*z*=40-300 м) (м/с) (*б*)

Рисунок 1.62 показывает, что градиенты плотности в слое 0-40 м вносят существенный вклад в скорость наблюдаемого антициклона. Оценки геострофических течений в слое 40-300 м составляют около 20 см/с в мористой части вихря. Рассчитанные по данным о плотности в слое 0-40 м скорости составляют 20 см/с в мористой и более 30 см/с в прибрежной части вихря. Таким образом, значение скорости, вызванное градиентами плотности в слое 0-40 м, составляет более половины от общей геострофической скорости. Горизонтальные градиенты плотности в верхнем слое вызваны, в первую очередь, захватом опресненных вод и опусканием сезонного термоклина в антициклоне (Рисунок 1.60-1.61). Таким образом, вклад этих процессов в суммарную кинетическую энергию вихря превышает 50 %, т.е. они во многом определяют динамику прибрежных антициклонов.

1.4.1.2 Влияние кросс-шельфового обмена на интенсификацию синоптических вихрей по данным численного моделирования. Развитие этого процесса также хорошо можно наблюдать на основе результатов численного моделирования. Методика трехмерной идентификации вихрей позволяет детально отследить изменения отдельных характеристик вихрей в процессе его существования, что дает возможность исследовать причины интенсификация/затухания вихрей. Ниже приведен краткий анализ эволюции трех различных вихрей, образовавшихся в южной части (вихрь Анатолийского побережья), юго-западной части моря у м. Калиакра и в северо-восточной части моря (Кавказский вихрь).

Рассмотрим более детально эволюцию Керченского антициклона №1255, который образовался в северо-восточной части бассейна (Керченский антициклон) 15 апреля 2006 г. Эволюция вертикального распределения максимальной орбитальной скорости, радиуса и

средней по площади аномалии солености этого вихря представлена на рисунке 1.63, *б*, *в*, *г*. Этот вихрь двигался вдоль континентального склона в северо-восточной части моря (см. траекторию на рисунке 1.63, *а*). Он наблюдался около 4 месяцев и за это время переместился к юго-западу от Крыма, где диссипировал 8 августа 2006 г.

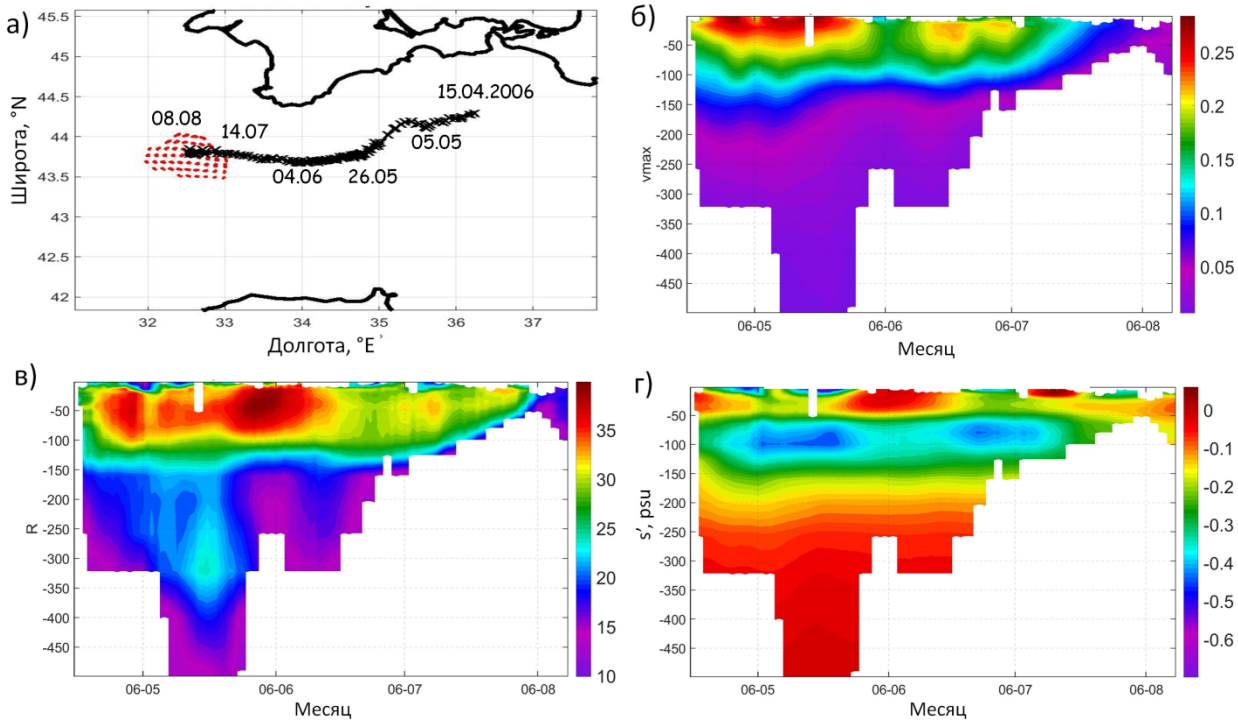

Рисунок 1.63 – Траектория идентифицированного антициклона №1255 (*а*); эволюция параметров антициклона за время его существования: *б* – максимальной орбитальной скорости (м/с); *в* – радиуса (км); *г* – аномалии солености (*psu*)

Эволюция вертикальной структуры этого вихря в поле аномалии солености и скорости показана на рисунках 1.64, *б*, г, 1.65, *а*. Как видно из рисунков 1.64, вихрь первоначально образовался в верхнем 50-метровом слое и далее очень быстро, в течение нескольких дней, значительно увеличился по протяженности, достигнув толщины 300 м. Наибольшие скорости (25 см/с) и завихренности ($15 \cdot 10^{-6}$ 1/с) наблюдаются в верхнем 10-50-метровом слое через 2 недели после образования вихря в апреле-мае. После, в начале июня, его скорости уменьшаются до 15 см/с и далее опять возрастают до 20 см/с в середине и конце июля. Таким образом, в процессе эволюции данный вихрь несколько раз ослабевал и усиливался.

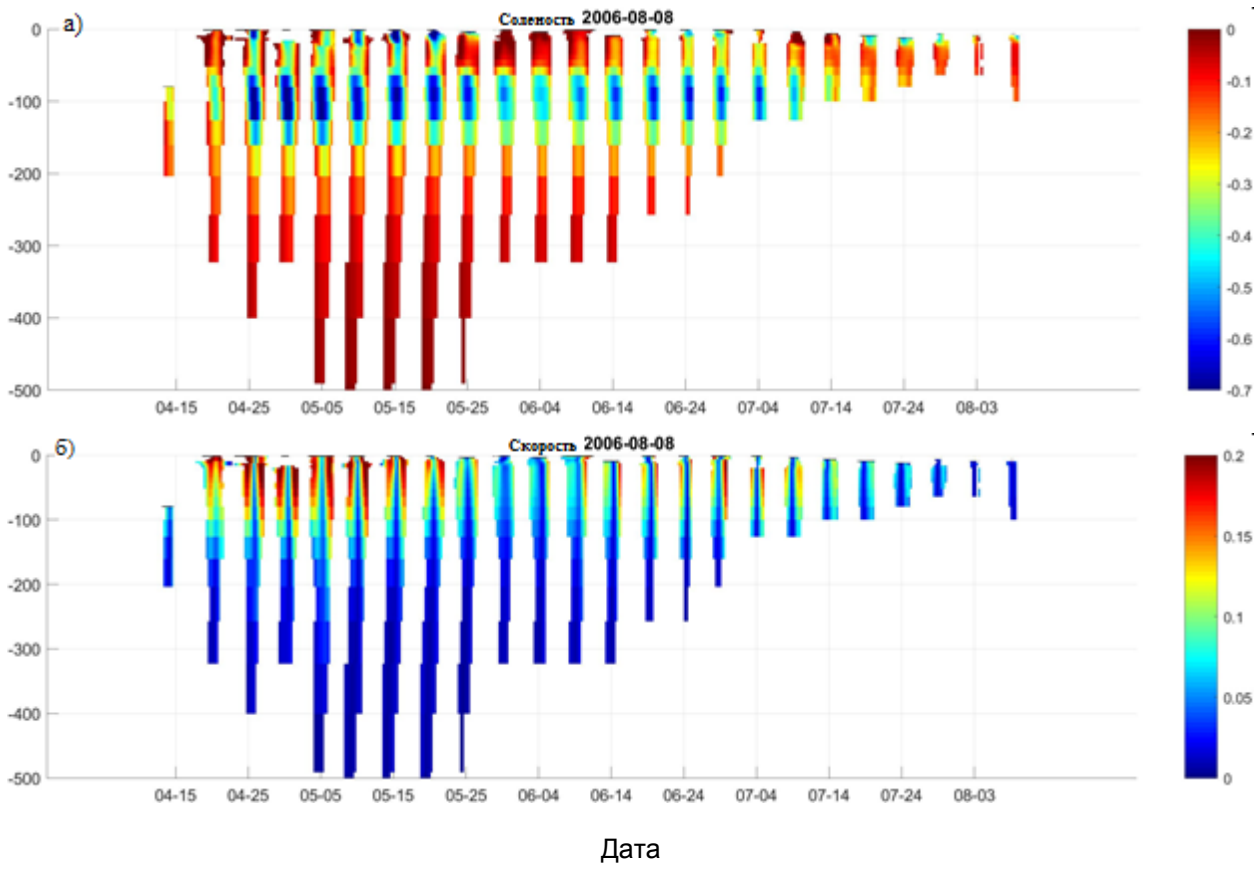

Рисунок 1.64 – Эволюция распределения: *а* – аномалии солености (*s*, *psu*), *б* – скорости (*Vmax*, м/с) в антициклоне №1255 в период его существования с 15 апреля по 3 августа 2006 г. Показан зональный разрез параметров через центр вихря. Периоды интенсификации вихря совпадают с периодами появления пресной аномалии в его верхнем слое, связанных с захватом пресных азовоморских вод

Анализ показал, что на динамику и развитие этого антициклона значительно повлияло взаимодействие с шельфовыми водами. В начале жизни аномалии солености и скорости в нем были невелики. 15-20 апреля 2006 г. наибольшие аномалии наблюдались на глубине пикноклина (80-140 м) и составляли всего *s*=-0,3 *psu* (Рисунок 1.64, *а*). Вертикальный разрез пространственной структуры распределения *s* в районе прохождения вихря 13 апреля изображен на рисунке 1.66, *а*. Как видно, наибольшие по модулю значения *s (s*< 0,4 *psu)* в этот момент наблюдались на глубине 100 м, а в остальных слоях они не превышали – 0.2 *psu*. В верхнем слое вихрь уже начал захватывать опресненные азовоморские воды со значениями s менее 12 *psu*, но они еще не достигли его ядра. В это время скорости в слое 0-50 м не превышали 20 см/с, а на глубине 100 м составляли менее 7 см/с (Рисунок 1.66, *б*).

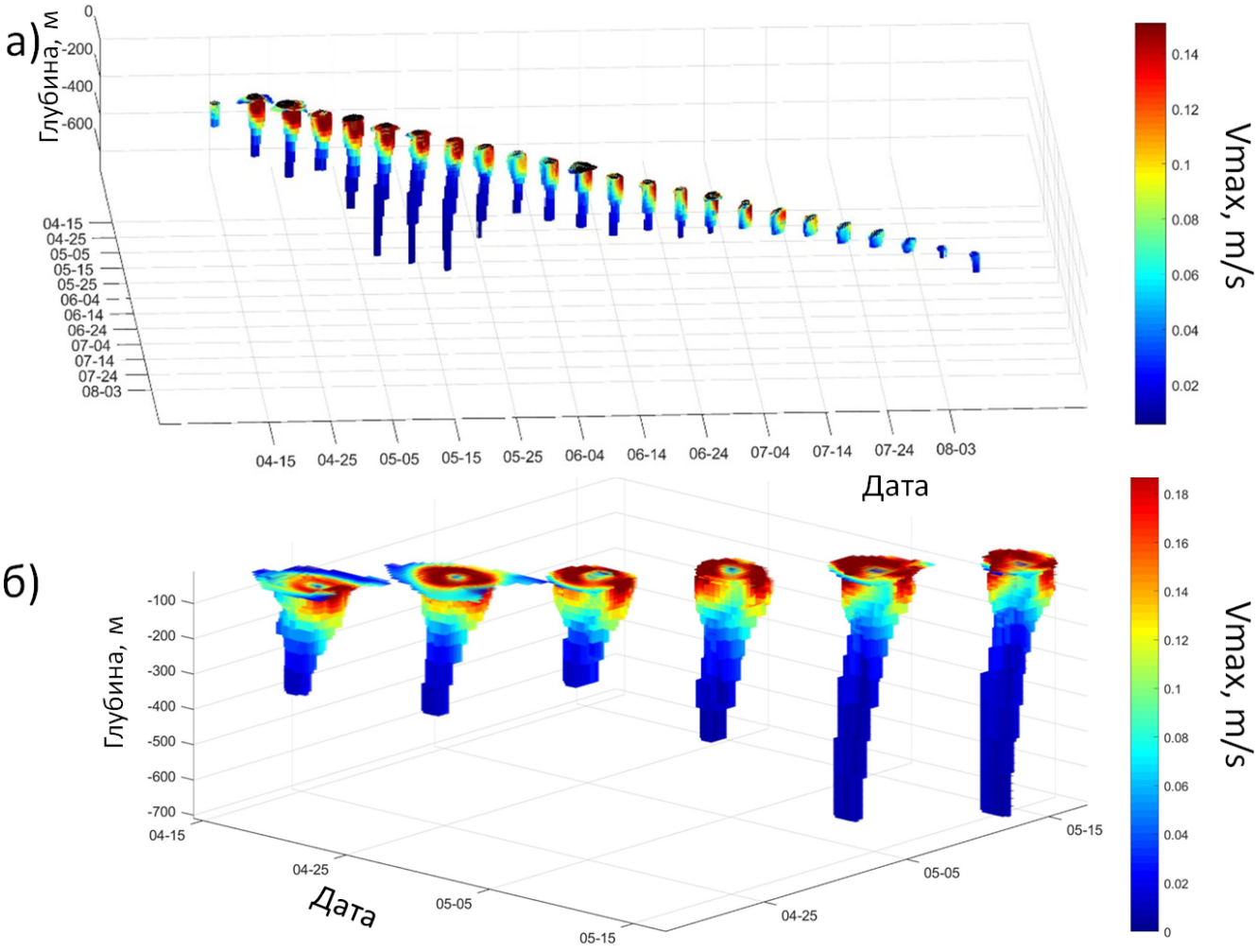

Рисунок 1.65 – Трехмерное изображение эволюции антициклона №1255 в поле скорости (цветная шкала, м/с): *а* – за весь период существования; *б* – увеличенный рисунок за период 15 апреля – 15 мая 2006 г.

К 25 апреля опресненные воды вовлекаются в ядро антициклона, которое хорошо видно на примере карты солености за 15 мая 2006 г. (Рисунок 1.67, *а*). Струя опресненных вод соленостью менее 17 *psu* вовлеклась в орбитальные движения вихря, которые способствовали их кросс-шельфовому переносу в центр моря [Kubryakov et al., 2019]. Протяжённость потока опреснённых вод достигает 150-200 км. Попадая в антициклонический вихрь, эти воды аккумулировались в его центре и привели к росту П и скорости (Рисунок 1.66, *б*). После этого в поверхностном слое отрицательные аномалии солености значительно выросли до – 1 *psu* (Рисунок 1.64, *а*, 1.66, *а*). В результате антициклонические движения усилились, основной пикно-халоклин опустился и после события захвата наблюдался рост аномалии солености на глубине 100 м, где аномалии солености также достигли высоких величин (до s=−1 *psu*) (Рисунок 1.63, *г*, 1.64, *а*). Как следствие, после вовлечения шельфовых вод произошел рост

энергии вихря уже в нижележащих слоях. Этот процесс вызвал резкое усиление орбитальных скоростей. В верхнем слое АВ скорости достигли 35 см/с, на глубине 100 м – до 12 см/с, а на глубине 150 м достигли 7 см/с. В период с 25 апреля по 25 мая антициклон продолжал захватывать опресненные шельфовые воды, что отражается в высоких значениях отрицательной аномалии *s* в верхнем слое на диаграмме на рисунке 1.64, *а*.

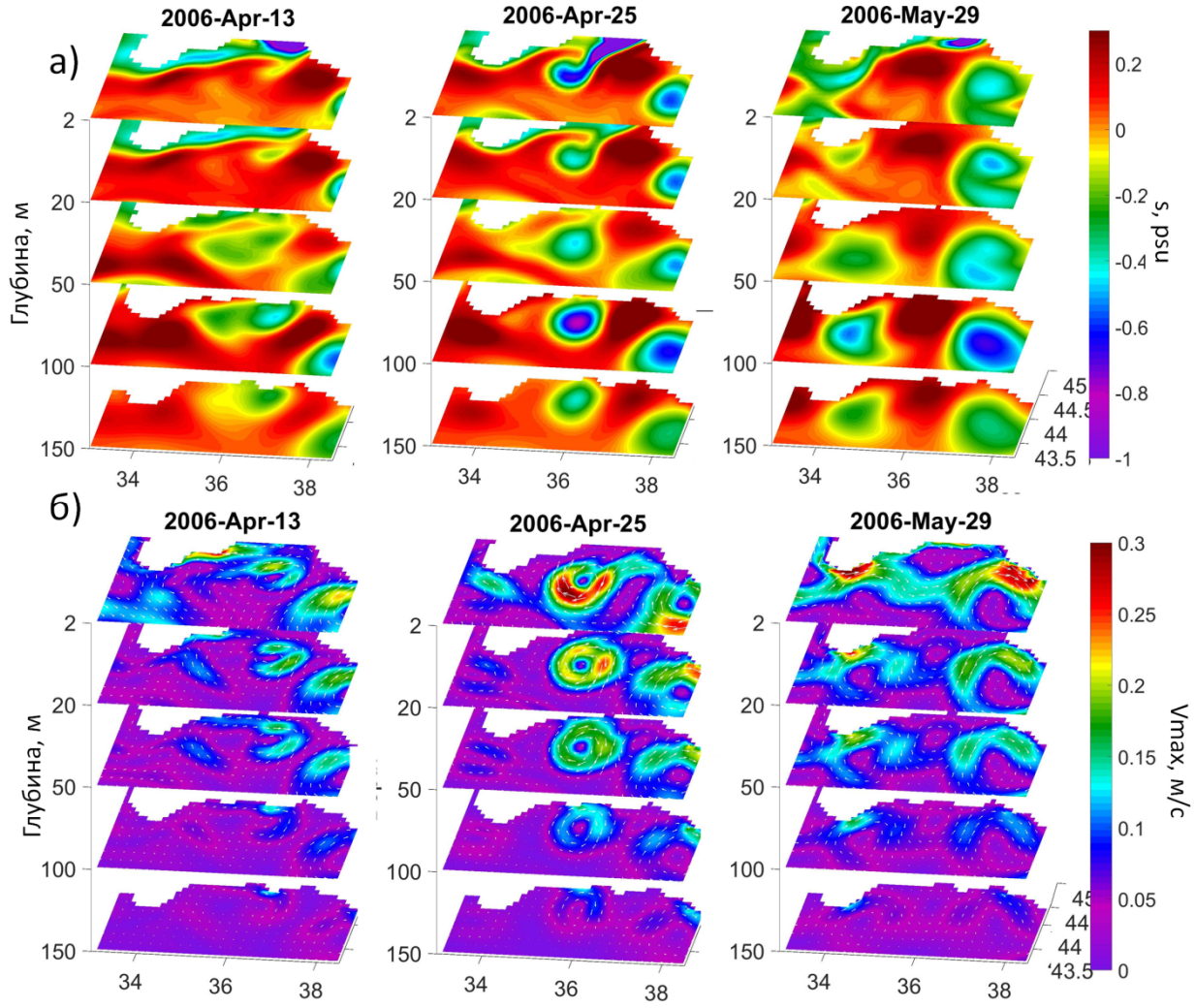

Рисунок 1.66– Набор карт, отображающих вертикальные изменения пространственной структуры распределения: аномалии солености, *psu* (*а*); аномалии скорости, м/с, (*б*) в районе прохождения вихря 13 апреля (слева), 25 апреля (в центре) и 29 мая (справа) 2006 г.

Интенсификация вихря приводит к проникновению орбитальных движений в нижние слои. После события первого захвата вод в середине апреля вихрь достиг глубин 300 м, а после второго – 700 м (Рисунок 1.64). При этом его радиус вырос до 40 км в верхнем 100-метровом слое, а в слое 100-350 м – до величин 20 км (Рисунок 1.63, *в*). Такое «конусообразное» строение вихря хорошо видно на увеличенном рисунке 1.65, *б*. На нем также можно увидеть наклон оси вихря в сторону его движения (в сторону увеличения времени на графике), т.е. верхняя часть

вихря в слое 0-150 м, которая находится в потоке ОЧТ, движется быстрее, чем его часть в нижележащих слоях. Снос вихря фоновыми течениями в верхних слоях является вероятной причиной наклона оси антициклона, подтверждая выводы пункта 1.3.2.

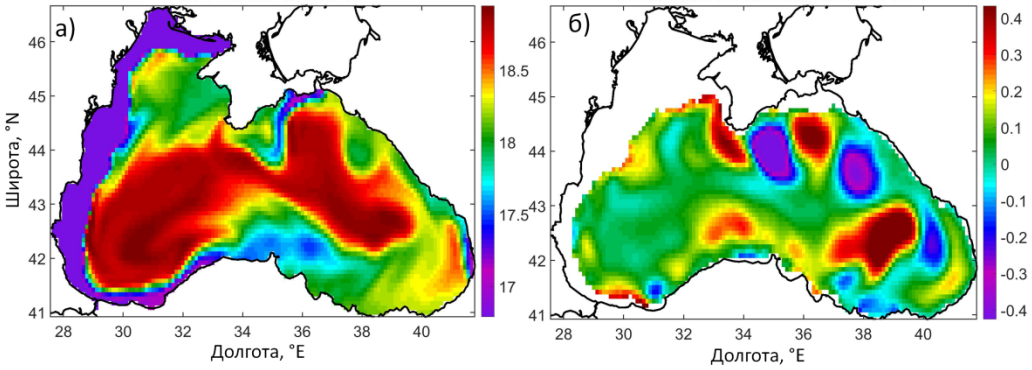

Рисунок 1.67– Проявление вихря №1255 15 мая 2006 г.: *а* – в поле солености на глубине 1 м (*psu*), *б* – аномалии солености на глубине 100 м (*psu*)

В конце мая вихрь достиг юга Крымского полуострова и в наиболее выступающей точке у м. Херсонес удалился от берега и перестал контактировать с водами шельфа. В это время *s* в поверхностном слое упало до 0 (Рисунок 1.64, *а*). Аномалии солености на глубине основного халоклина также снизились до – 0,2 *psu*, но это уменьшение более медленное и аномалии еще достаточно сильны для поддержки существования вихря. После отрыва в конце мая скорости вихря уменьшились до 15 см/с в верхнем слое, т.е. приняли те же значения, что в начале апреля до первоначального захвата вод. На глубинах халоклина аномалии солености также значительно уменьшились, но остались ненулевыми (s= –0,4 *psu*) и поддерживали существование вихря (Рисунок 1.64, б).

Однако после прохождения в западную часть моря у м. Херсонес, вихрь присоединился к еще одному источнику пресных вод, находящемуся на СЗШ. Захват этих вод привел ко второму периоду его интенсификации до скоростей 20-22 см/с (Рисунок 1.63, *б*, 1.64, *б*). Этот процесс отражается в возникновении отрицательных аномалий в его верхнем 10-метровом слое. В результате в начале июня произошла его некоторая интенсификация, скорости в слое 0-100 м достигли 20 см/с. После отрыва от этих вод в начале июля вихрь начал ослабевать, халоклин поднялся и аномалия солености на глубинах 60-100 м пропала, протяженность вихря уменьшилась до 60 м. После этого некоторое время существование антициклона поддерживалось опресненными водами в верхнем слое, а затем, к началу августа, антициклон

диссипировал. Эти особенности эволюции вихря, полученные по данным метода идентификации, хорошо совпадают с результатами визуального анализа.

1.4.1.3 Эволюция антициклона Анатолийского побережья по данным численного моделирования. Пример на рисунке 1.68 показывает эволюцию антициклона, образовавшегося в южной части моря 15 мая 2012 г., который двигался вдоль склона бассейна на восток вдоль Анатолийского побережья. Всего данный вихрь существовал около 2 месяцев и в последний раз был зафиксирован 24 июля 2012 г. Как видно из рисунков 1.68, *в*, *г*, *д*, *е*, в начальный период вихрь занимал относительно небольшой верхний слой 0-50 м и его максимальные скорости не превышали 8 см/с, а радиус 20 км. В начальный момент образования вихря он характеризовался высокими аномалиями солености (s=-0,3 *psu*) в верхнем 20-метровом слое, которые в этот момент были основной причиной различий плотности вихря и окружающих вод (рисунок 1.69, *б*). Такие высокие значения аномалии солености связаны с захватом опресненных вод в южной прибрежной части бассейна. Этот процесс хорошо наблюдается на пространственном распределении солености на глубине 1 м за 18 мая 2012 г. (рисунок 1.68, *б*). Как видно, образование опресненной зоны в этом районе связано с распространением шельфовых вод от устья Дуная вдоль побережья бассейна в циклоническом направлении. Такое распространение речных вод, в первую очередь, связано с их адвекцией ОЧТ, наиболее сильной в период интенсификации циклонической циркуляции бассейна [Kubryakov et al., 2018] (подраздел 2.3). Антициклон, сформировавшийся на границе потока опресненных вод, далее интенсифицируется, его радиус растет.

К началу июня нисходящие движения в вихре достигают основного пикно-халоклина (Рисунок 1.69, *б*). Это опускание, вероятно, было вызвано усилением нисходящих движений в его ядре, вызванным ростом градиента давления в вихре, произошедшим вследствие захвата опресненных вод шельфа. В результате нисходящих движений наибольшие аномалии солености (и плотности) в это время наблюдались уже не на поверхности, а на глубине 100-150 м, т.е. связаны с опусканием основного пикно-халоклина (Рисунок 1.69, *б*).

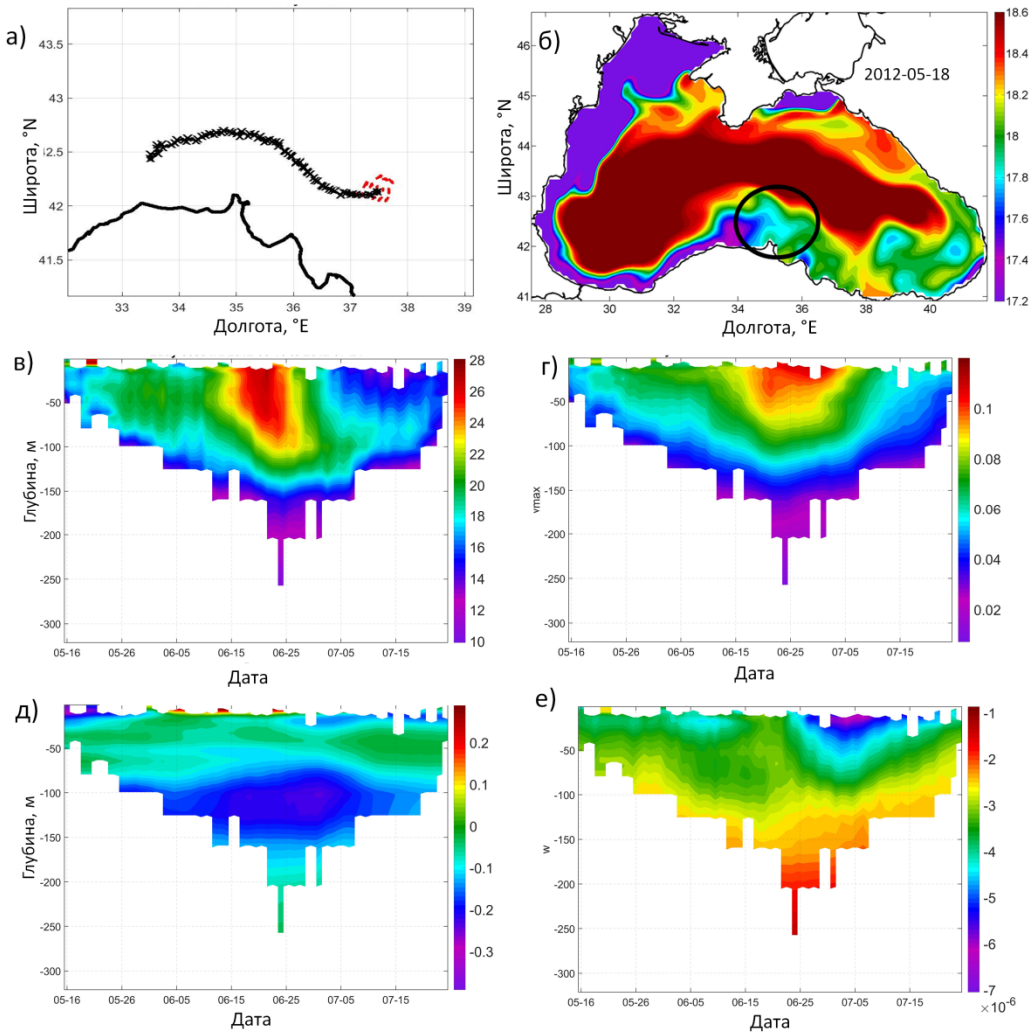

Рисунок 1.68 – Траектория идентифицированного антициклона №6685 у Анатолийского побережья (*а*); карта солености на верхнем горизонте в момент образования вихря (*psu*) (*б*); эволюция параметров антициклона за время его существования: *в* – максимальной орбитальной скорости (м/с); *г* – радиуса (км); *д* – аномалии солености (*psu*); *е* – завихренности (1/с)

К середине существования вихря (20 июня 2012 г.) его скорость увеличилась до 12 см/с на поверхности и до 10 см/с на глубине 100 м, аномалии солености на глубине пикно-халоклина достигли значений *s*, равных – 0.35 *psu*. Размеры достигли максимума: протяжённость вихря в это время составляла 200-250 м, а его радиус в слое 0-100 м около 28 км (Рисунок 1.68, *г*). В конце июня наблюдалось достаточно резкое уменьшение радиуса вихря до 12 км (Рисунок 1.68, *г*). Это произошло после его прохождения мыса Синоп и удаления от берега. В определённый период в середине жизни вихря он разделился на 2 отдельных, несвязанных по глубине образования, которые находились друг под другом – в районе основного халоклина и в поверхностном слое (Рисунок 1.69, б). Однако скорости вихря остались достаточно высоки, что привело к увеличению его завихренности до максимальных отрицательных значений – – $7 \cdot 10^{-6}$ 1/с (Рисунок 1.68, *е*). После этого вихрь начал ослабевать, его скорость уменьшилась. В конце

жизни он опять занял только поверхностный слой 0-50 м и в конце концов 24 июля 2012 г. диссипировал.

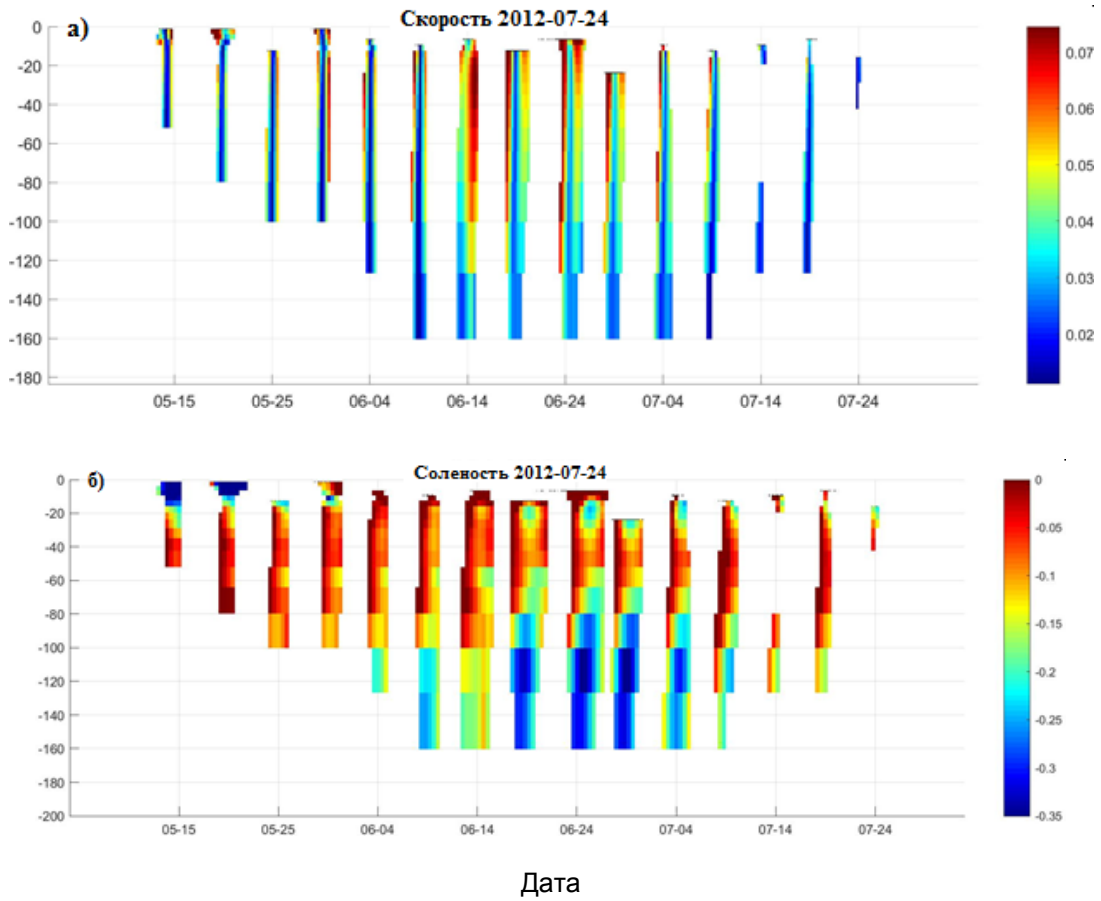

Рисунок 1.69 – Эволюция распределения скорости (м/с) (*а*); аномалии солености (*psu*) в антициклоне №6685 в период его существования с 15 мая по 24 июля 2007 г (*б*). Показан меридиональный разрез характеристики через центр вихря

1.4.1.4 Вихрь у Западного шельфа Черного моря по данным численного моделирования. Пример траектории и эволюции вихря, образованного у западного шельфа Черного моря, изображен на рисунке 1.70, *а*. Этот антициклон образовался у м. Калиакра и впервые был идентифицирован 24 апреля 2015 г. Формирование вихря произошло на границе опресненных вод к югу от устья Дуная, в зоне интенсивных градиентов солености. Первоначально вихрь занимал только верхний 20-метровый слой, что близко к толщине речного плюма Дуная (Рисунок 1.70, *г*). Это свидетельствует о том, что образование вихря, вероятно, было связано с бароклинными процессами на фронте плюма. В начале формирования скорости, радиус и аномалии солености в нем были очень малы – около 5 см/с, 12 км и 0,05 *psu,* соответственно.

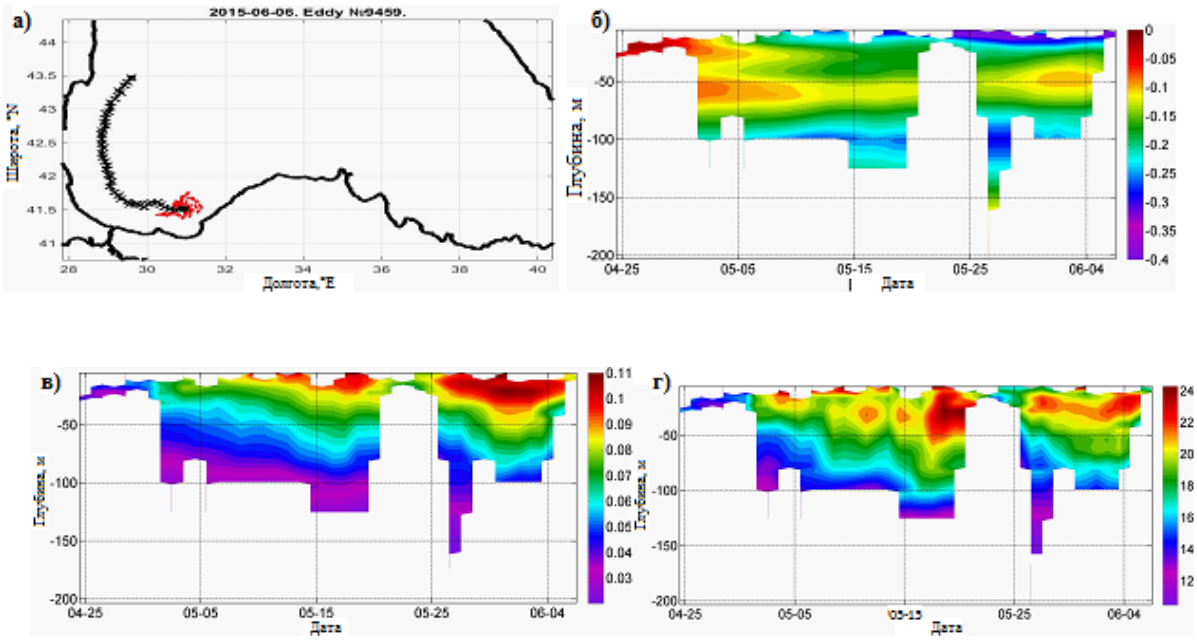

Рисунок 1.70 – Траектория идентифицированного антициклона №6459 в западной части Черного моря (*а*); эволюция параметров антициклона за время его существования: *б* – аномалии солености (*psu*); *в* – радиуса (км); *г* – максимальной орбитальной скорости (м/с)

Через 2 недели после образования вихрь начал развиваться, его скорости увеличились до 10 см/с, а толщина возрасла до 100 м (Рисунки 1.70, *в*, *г*). При этом произошло постепенное увеличение аномалии солености во всем 100-метровом слое. В середине мая аномалии солености в верхнем 0-10 м слое и в слое пикноклина достигли значений *s*, равных – 0,3 *psu* (Рисунок 1.70, *б*). Как показывает анализ распределения солености, такое опреснение связано с продолжающимся вовлечением вод плюма в образовавшийся антициклон. Как и в предыдущем случае, увеличение аномалии солености привело к росту завихренности вихря до значений $5 \cdot 10^{-6}$ 1/с. Радиус вихря вырос до 25 км. Еще одно интенсивное событие захвата пресных вод произошло в конце мая и привело к максимуму интенсивности вихря. В этот период его скорости в слое 0-40 м превысили 12 см/с. После этого последовало достаточно быстрое затухание вихря и он исчез в юго-западной части моря 6 июня 2015 г.

Рассмотренные в данном подразделе особенности эволюции вихрей – рост энергии и размеров вихря в начальный период, максимальные значения этих характеристики в середине жизни и их уменьшение в конце – являются достаточно характерными и хорошо согласуется с результатами анализа контактных и спутниковых данных в подразделах 1.2 и 3.2. Отметим ряд схожих моментов во всех рассмотренных примерах: значительное влияние вовлечения шельфовых опресненных вод в интенсификацию вихря, ослабление вихря после прохождения мысов и их удаления от берега.

Таким образом, основные источники динамической потенциальной энергии АВ связаны с аномалией солености в вихрях. Наибольшие аномалии сосредоточены в слое основного пикно-халоклина и в поверхностном слое, где они вызваны вовлечением опресненных вод шельфа. Значимый вклад в энергию вихрей в поверхностных слоях дает и заглубление сезонного термоклина в теплый период времени.

1.4.2 Оценка влияния вовлечения шельфовых вод на эволюцию антициклонов Черного моря

Результаты пункта 1.4.1 показывают, что одной из причин интенсификации АВ в Черном море является захват более легких опресненных вод шельфа. Схематично процесс интенсификации вихря можно представить следующим образом (Рисунок 1.71): вихрь, образовавшийся в результате начального возмущения, вызванного, например, топографической неустойчивостью потока при обтекании мысов, вовлекает опресненные шельфовые воды в свое ядро. Аккумуляция этих вод приводит к росту горизонтальных градиентов плотности в верхнем слое вихря, что вызывает его интенсификацию в поверхностных слоях. Усиление нисходящих движений вызывает опускание сезонного термоклина, что в теплый период времени способствует значительном росту динамической потенциальной энергии в вихре. В результате усиления нисходящих движений происходит опускание основного халоклина. На этих глубинах, где градиенты плотности велики, разница плотности с окружающими водами значительно возрастает под действием вертикальной адвекции как $W\frac{d\rho}{dz}$, что приводит к резкой интенсификации вихря. Поскольку в этом слое турбулентность слабее, чем в поверхностных слоях, находящихся в прямом контакте с атмосферой, эта аномалия плотности более стабильна и способна поддерживать существование вихря достаточно длительное время уже после отрыва вихря от источника опресненных вод.

Оценим влияние вовлечения шельфовых вод на эволюцию антициклонов Черного моря в двухслойной жидкости. Пусть антициклоническая линза с начальной плотностью ρ_1, равной 1013 кг/м^3 движется в жидкости плотностью $\rho_0 = 1013.2$ кг/м^3 (Рисунок 1.72). Далее, антициклон вступает во взаимодействие с водами шельфа меньшей плотности ρ_2 и начинает захватывать их в свое ядро. Захват вод с орбитальной скоростью V осуществляется на периферии вихря шириной L=nL·R, где nL<1 . Вовлеченные воды меньшей плотности будут усиливать градиенты давления между вихрем и окружающими водами и приводить к его дальнейшей интенсификации. Оценим изменения динамических характеристик такого вихря в процессе эволюции в геострофическом приближении. Будем считать вихрь точечным, т.е.

предположим, что после вовлечения жидкость в вихре сразу перемешивается, и горизонтальный обмена плавучести с окружающими водами отсутсутвует.

Предположим, что вихрь имеет конусообразную форму в согласии с анализом результатов численного моделирования (Рисунок 1.66). При этом результаты пункта 1.3.2 показывают, что форма вихря автомодельна, а его толщина зависит линейно от радиуса (Рисунок 1.47, *б*) $H=a_h \cdot R$, где a_h=0,005. Тогда его объем составляет:

$$Vol = 1/3 * \mathrm{S} * \mathrm{h} = 1/3 * \pi * R^2 * \mathrm{H} = 1/3 * \pi * a_h * R^3, \quad (1.16)$$

Пусть начальный размер вихря равен R(t=0)=20 км, тогда его вертикальная протяженность h(t=0)=100 м.

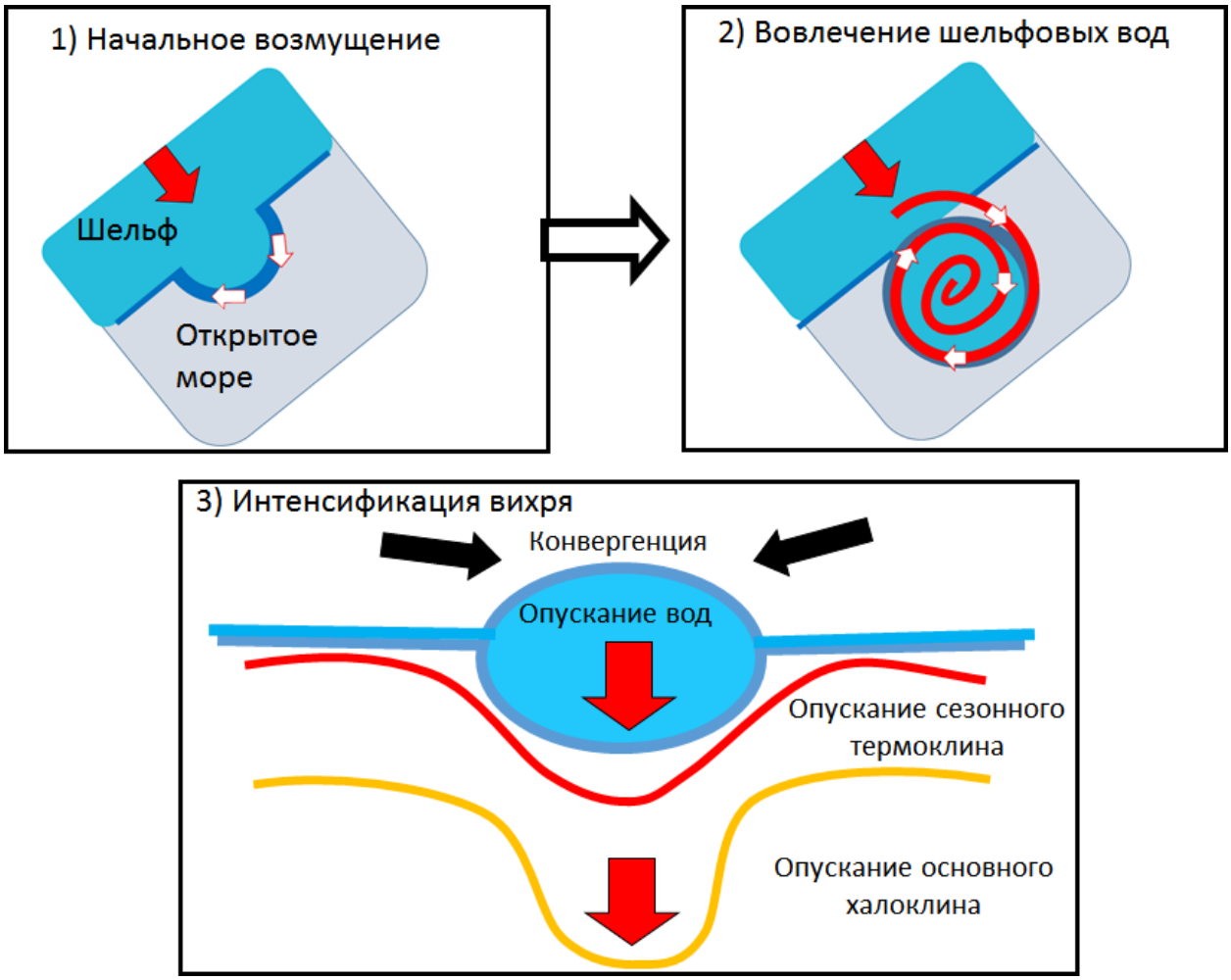

Рисунок 1.71 – Схема интенсификации антициклона, вызванной захватом легких вод шельфа

Пусть толщина слоя опресненных шельфовых вод (глубина на шельфе) равна *hz*, а плотность $\rho_2 = 1012$ кг/м^3. Зададим *nL*=1/2, т.е. *L*=1/2*R*, т.е. четверть вихря попала на шельф и вовлекает его воды.

Для двуслойной жидкости градиент давления между вихрем и окружающими водами будет равен $П = g\rho' H = gH(\rho_1 - \rho_0)$, тогда

$$V = \frac{gH(\rho_1-\rho_0)}{f\rho_0 R} = \frac{g'H}{fR} = \frac{g'a_h}{f}, \quad (1.17)$$

где V – средняя геострофическая скорость в вихре,

H – толщина вихря.

Для заданного перепада плотности в начальный момент времени $V(0)$=0,1 м/с. Отметим, что уменьшение плотности приводит также к увеличению стерического уровня на величину h. Однако при заданных перепадах плотности величина h составляет около 0,1 м, что намного меньше H~10 м, поэтому ей в данной задаче можно пренебречь.

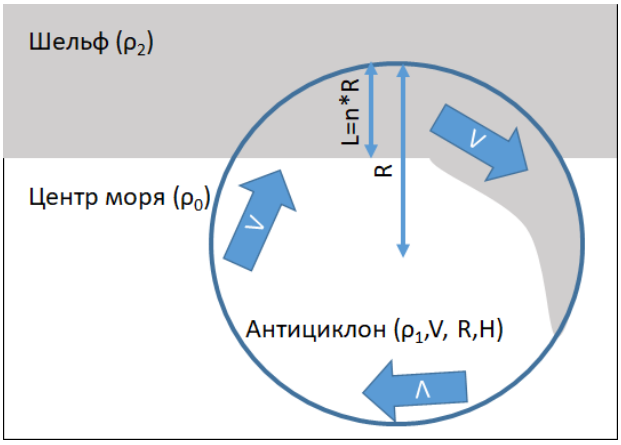

Рисунок 1.72 – Схема вовлечения шельфовых вод антициклоном для теоретических оценок пункта 1.4.2

Тогда, поток массы, направленный в ядро вихря, при вовлечении вод шельфа будет равен:

$$F = nL * R * hz * V \quad (1.18)$$

Изменение объема вихря в единицу времени будет равно:

$$\frac{dVol}{dt} = F,$$

а изменение его плотности

$$\frac{d\rho_1}{dt} = \frac{1}{Vol}\frac{dVol}{dt}(\rho_2 - \rho_1) \tag{1.19}$$

Используя уравнения (1.16-1.19), получим систему простых дифференциальных уравнений. Уравнения были решены с помощью численной схемы Эйлера с шагом по времени *dt* равным 10 мин.

$$\begin{gathered} F(i) = nL * hz * R(i) * V(i); \\ Vol(i+1) = Vol(i) + F(i) * dt \\ \rho_1(i+1) = \frac{(\rho_1(i) * Vol(i) + \rho_2 * F(i)dt)}{Vol(i+1)} \\ V(i+1) = \frac{g(\rho_1(i+1)-\rho_0)}{f\rho_0} a_h; \\ R(i+1) = (Vol(i+1)/(1/3 * \pi * a_h))^{\frac{1}{3}}; \\ H(i+1) = a_h * R(i+1); \end{gathered} \tag{1.20}$$

В первой серии расчетов менялась толщина опресненного слоя *hz* (10 м, 20 м, 50 м и 100 м), которая определяла интенсивность затоков шельфовых вод *F* (Рисунок 1.71). Чем выше эта величина, тем быстрее плотность вихря асимптотически стремилась к плотности шельфовых вод, достигая среднего между начальной плотностью вихря и плотностью шельфовых значения $\rho_1(i)$, равного 1012,5 кг/м^3 за 2, 4, 10 и 20 дней вовлечения, соответственно (Рисунок 1.73, *а*). Увеличение плотности вызывало аналогичные изменения скорости вихря, которая резко росла в процессе захвата шельфовых вод. Скорость вихря растет асимптотически до значений 55 см/с (Рисунок 1.73, *г*), соответствующих разнице плотности между водами шельфа ρ_2 и водами открытого моря ρ_0. Рост скорости происходит быстрее с увеличением значения *hz*. В данных расчетах в течении 10 дней скорость вихря увеличивалась до 20, 30, 50 и 55 см/с, для разных значений *hz*, соответственно (Рисунок 1.73, *г*).

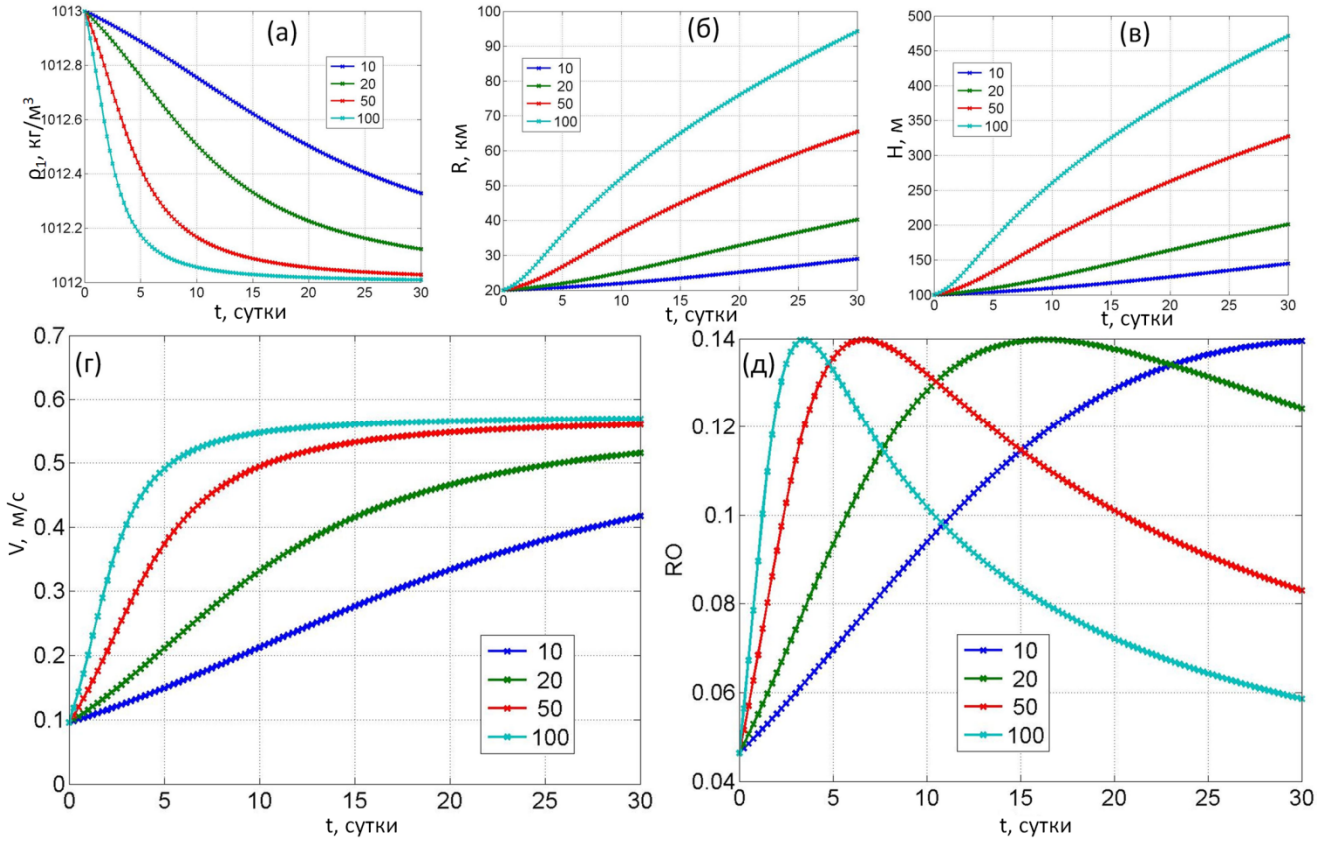

Рисунок 1.73 – Расчитанное изменение во времени плотности (*а*), радиуса (*б*), толщины (*в*), скорости (*г*) и завихренности (*д*) вихря при различных значениях толщины шельфовых вод *hz*, равных 10, 20, 50 и 100 м, соответственно

С увеличением *F* быстрее растет и объем вихря. Его радиус и толщина (Рисунок 1.73, *в*, *г*), практически линейно зависят от *hz* и через 10 дней расчета достигали: 25 км и 125 м для *hz*=20 м; 50 км и 260 м для *hz*=100 м. Рост скорости вихря замедляется при длительном смешении его с водами шельфа, а радиус вихря растет практически линейно. Поэтому завихренность вихря имеет максимум в начальный период времени, а затем снижается (Рисунок 1.73, *д*). При этом число Россби *RO* в вихре стремится к одному и тому же максимальному значению, не зависимо от значения *hz*

Во второй серии экспериментов (Рисунок 1.74) менялся радиус начального вихря *R*(0)=10, 20, 30, 40, 50 км. Соответствующая начальная толщина вихря составляла *h*(0)=50, 100, 150, 200, 250 м. При уменьшении радиуса снижение плотности вихря под воздействием вовлечения вод ускорялось, т.к. вихрь имел значительно меньший объем (Рисунок 1.74, *а*). В результате скорость и завихренность мелких вихрей возрастала значительно быстрее (Рисунок 1.74, *в*, *д*). Через 10 дней скорость составляла 0,2, 0,25, 0,35, 0,5 см/с для вихрей с *R*(0)=50, 40, 30 и 20 км. В мелких вихрях число Россби *RO* также значительно быстрее достигало максимума, который имел большую величину *RO*, равную 0,27, 0,15, 0,1 км для вихрей с

R(0)=10, 20 и 30 км. Размеры вихря увеличивались с различной скоростью, однако по истечению некоторого времени практически сравнялись (Рисунок 1.74, *б*, *в*). Через период времени *t*, равный 25 дням, для всех вихрей радиус вихрей вырос до 50-60 км, а толщина – до 300 м.

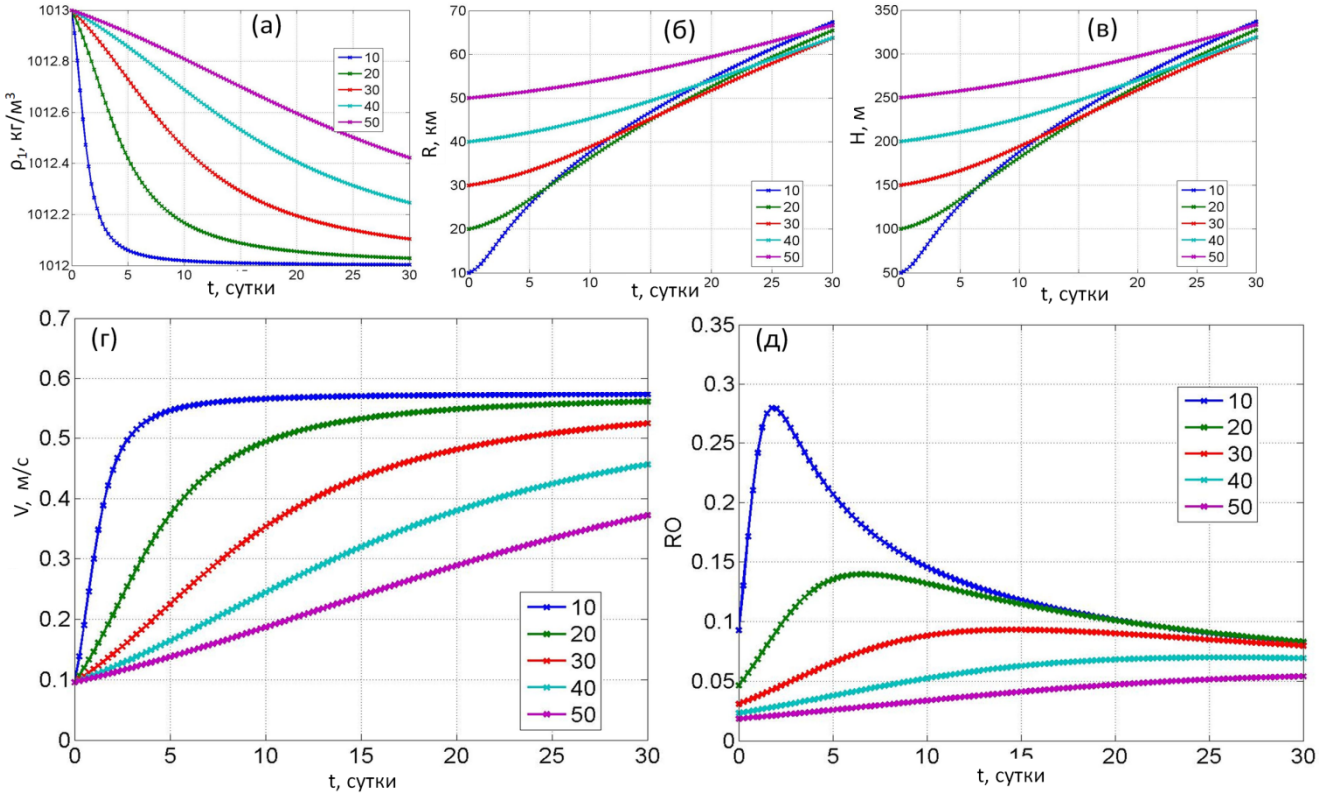

Рисунок 1.74– Расчитанное изменение во времени плотности (*а*), радиуса (*б*), толщины (*в*), скорости (*г*) и завихренности (*д*) вихря при различных значения начального радиуса вихря *hz*=10, 20, 30, 40 и 50 км

В третьей серии экспериментов (Рисунок 1.75) менялась плотность вод шельфа ρ_2 от 1012,0 до 1013,2 кг/м^3. Последнее выбранное значение было выше, чем начальная плотность вихря 1013,0 кг/м^3, т.е. антициклон вовлекал более плотные воды. При уменьшении разницы плотности шельфовых вод и вод вихря, скорость и завихренность вихря росла медленнее и достигала меньших значений (Рисунок 1.75, *а*, *б*). Для сравнения скорость вихря достигала 0,55 м/с при ρ_2=1012,0 кг/м^3 и 0,25 при ρ_2=1012,6 кг/м^3. При $\rho_2 > \rho_1$, т.е. при вовлечении более плотных вод, скорость вихря и *RO* уменьшались, т.е. вихрь ослабевал. Размеры вихря быстрее возрастали при меньших ρ_2, т.к. скорость вовлечения вод была выше (Рисунок 1.75, *в*).

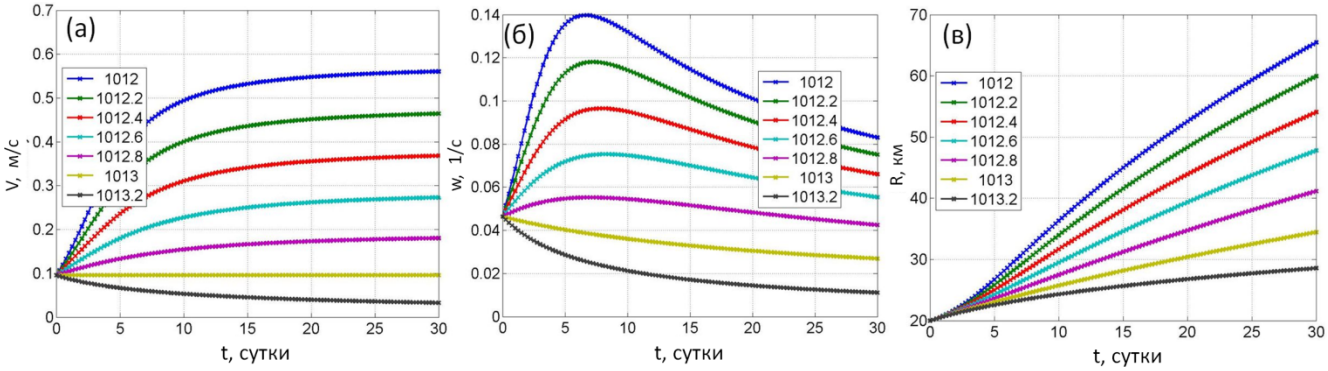

Рисунок 1.75– Расчитанное изменение во времени скорости (*а*), завихренности (*б*) и радиуса вихря (*в*) при различных значения плотности шельфовых вод ρ_2

Таким образом, результаты этих численных экспериментов выявили следующие особенности влияния вовлечения шельфовых вод на изменение скорости и размеров вихрей:

- скорость интенсификации вихря под влиянием вовлечения шельфовых вод определяется разницей плотности с водами шельфа $(\rho_2 - \rho_1)$ и начальными значениями его орбитальных скоростей;

- максимальное значение скорости вихря ограничено величиной разницы плотности глубоководных и шельфовых вод $(\rho_2 - \rho_0)$;

- мелкие вихри интенсифицируются быстрее, чем крупные под действием вовлечения шельфовых вод.

Проведенные эксперименты, анализ контактных данных и результатов моделирования по модели *NEMO* свидетельствует, что захват шельфовых вод является важным источником доступной потенциальной энергии для антициклонов Черного моря.

Отметим, что выполненные численные эксперименты являются значительно упрощенными. В общем случае при усилении вихря он будет также вовлекать окружающие поверхностные воды в свое ядро. Нисходящие движения в интенсифицирующем вихре будут усиливать перепад плотности между вихрем и окружающими водами и способствовать увеличению его толщины. Таким образом, вихрь будет расти не только за счет захвата шельфовых вод, но и за счет вовлечения поверхностных окружающих вод. Представляется вероятным, что приток энергии будет частично компенсироваться трением и сдвиговой турбулентностью на периферии вихря. Кроме того, вихрь в общем случае не является стационарным, а движется. При этом бароклинные вихри движутся на восток, и их скорость перемещения зависит от стратификации $c \sim \int N\,dz$. Таким образом, более интенсивные антициклоны будут двигаться быстрее, в результате чего через некоторое время они могут отсоединиться от источника шельфовых вод. Как показано на примере на рисунке 1.66, такой процесс и наблюдается в Черном море. При этом отрыв вихря от шельфовых вод часто связан с

прохождением вихрем выступающих точек – мысов, в результате чего происходит ослабление вихрей.

1.4.3 Релаксация циклонической циркуляции как причина интенсификации кросс-шельфового обмена в бассейне

Формирование циклонической циркуляции в Черном море связано с воздействием экмановской накачки [Stanev et al., 1990; Зацепин и др., 2002; Korotaev et al., 2003; Kubryakov et al., 2016] (подраздел 1.1). Усиление циклонической завихренности ветра выводит воду из равновесия и вызывает отток вод от центра к периферии. Оттекающие поверхностные воды с низкой плотностью упираются в континентальный склон или берег. В результате аккумуляции этих вод уровень моря на периферии растет. В то же время в центре моря происходит дивергенция вод, сопровождающаяся подъемом более плотных вод и опусканием уровня моря. Образующиеся в результате горизонтальные градиенты плотности (уровня) приводят к возникновению циклонического ОЧТ в Черном море в зимний период. Этот процесс подробно описан в подразделе 1.1. Ускорение, вызванное действием экмановской накачки, поддерживает наблюдаемый градиент уровня между центром и периферией Черного моря, противодействуя силе гравитации, стремящейся выровнять уровень моря.

В весенний период (апрель-май) в Черном море наблюдается максимальный сток рек, связанный с паводком [Белокопытов, Иванов, 2012]. Речные воды способствуют значительному опреснению вод на периферии моря. Опресненные воды от устьев рек могут распространяться на достаточно большие расстояния, превышающие 100 км. В это же время происходит резкое ослабление циклонической завихренности ветра (Рисунок 1.7). В результате ослабления экмановской накачки давление начинает выравнивать уровень моря. Воды на периферии моря, уже опресненные речным стоком или азовоморскими водами (пункт 1.1.3), начинают оттекать обратно в центр бассейна. Этот процесс, подробно описанный в работе [Кубрякова, Коротаев, 2013; 2017], вызывает значительный кросс-шельфовый поток соли, оценки которого даны в этой же работе [Кубрякова, Коротаев, 2017].

Для исследования процесса релаксации поля уровня, связанного с ослаблением завихренности ветра, были построены карты корреляции между интегральной по бассейну завихренностью ветра и изменчивостью динамического уровня моря с различным временным лагом 1, 16, 20 и 24 недели (Рисунок 1.77). Как показано в пункте 1.1.1, при лаге 2 недели наблюдается максимальная положительная корреляция между интегральной завихренностью ветра W и уровнем моря на периферии (K=0,6-0,8) и максимальная отрицательная корреляция между этими величинами в центре моря (K=-0,5) (Рисунок 1.76, *а*). Такая задержка в 2 недели, отмеченная в ряде работ [Stanev et al., 2001; Kubryakov et al., 2016], связана с временем реакции

поля уровня на увеличение завихренности ветра (пункт 1.1.1). Самые высокие значения K=0,8 в это время наблюдаеются непосредственно вблизи берега на СЗШ, Керченско-Таманском шельфе и в южной части моря (Рисунок 1.76, *а*). Области положительной корреляции на этих рисунках соответствуют тем областям, в которых уровень моря вырос из-за действия экмановской накачки. При увеличении временного лага эти области будут трассировать положение вод, оттекших на периферию в период интенсивной завихренности ветра.Такое же распределения характерно и для динамического уровня (Рисунок 1.77, *а*) . В феврале налюдаются наиболее высокие значения *DSL* на периферии бассейна, и наименьшие – в центральной части моря.

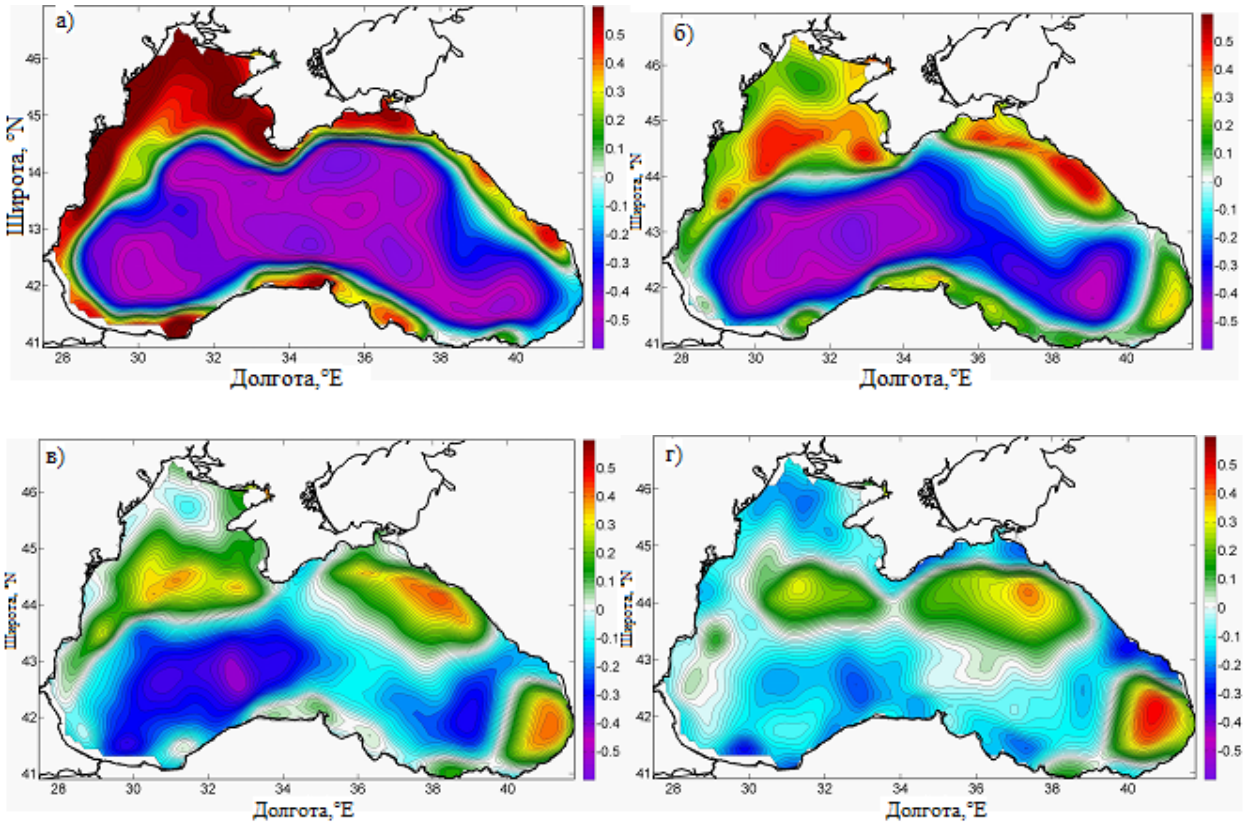

Рисунок 1.76 – Корреляция между интегральной завихренностью ветра и динамическим уровнем для временного лага: *а* – 2 недели, *б* – 6 недель, *в* – 12 недель, *г* – 16 недель

При увеличении временного лага значение K начинает уменьшаться, поскольку другие эффекты вносят свой вклад в изменение уровня моря. Для лага 6 недель (Рисунок 1.76, *б*) пространственное положение областей высокой корреляции схоже с картой для лага 2 недели, но корреляции составляют уже K=0,4, а не K=0,7. При этом важно, что области наиболее высокой корреляции смещаются от берега. В этот период наибольшие значения K наблюдаются уже на мористой, а не на прибрежной периферии шельфа, у континентального склона.

Особенно это смещение заметно на СЗШ, где наибольшие *K* смещаются от широт 45,5-46,5°N более, чем на 100 км на юг в область широт 44-45°N. Это смещение также хорошо заметно в северо-восточной части Черного моря, где оно несколько менее интенсивно ~30 км. Эти данные дают оценку скорости оттока вод, которая в начальный период составляет V_{relax}=30-100км/1 месяц≈1-4 см/с. Аналогичное смещение заметно и на среднемесячной карте динамического уровня за апрель (Рисунок 1.77, *б*). Сравнение февральского (Рисунок 1.77, *а*) и апрельского (Рисунок 1.77, *б*) распределения *DSL* показывает, что области повышенного динамического уровня значительно смещаются от периферии бассейна в район континентального склона.

Далее, при лаге 12 недель (3 месяца) области положительной корреляции смещаются еще ближе к центру моря и наблюдаются уже над континентальным склоном бассейна (Рисунок 1.76, *в*). Воды, нагнанные ранее действием экмановской дивергенции, начинают возвращаться обратно к центру моря, т.е. происходит релаксация полей плавучести при ослаблении прибрежного даунвеллинга. При этом, как видно из рисунка 1.76, *в*, области высокой корреляции смещаются к центру бассейна не равномерно. В этот момент они занимают три достаточно обширных локальных области: в северо-западной, в северо-восточной частях и на юго-востоке в районе Батумского антициклона. Высокие значение корреляции в этом случае являются трассером вод, оттекшим к периферии в период максимальной завихренности ветра. Карты на рисунке 1.76, *в* демонстрируют, что через 3 месяца эти воды оттекают от берега и занимают три локальные области в районе континентального склона бассейна. Три этих максимума отчетливо видны и на карте среднего распределения динамического уровня за май (Рисунок 1.77, *в*).

При лаге 16 недель положительные значения смещаются еще ближе к центру и располагаются уже в мористой части континентального склона. В этот период на карте корреляции (Рисунок 1.76, *г*) и на карте *DSL* за июнь (Рисунок 1.77, *г*) наблюдаются уже четыре локальных максимума корреляции. Еще один более мелкий максимум возникает в юго-восточной части моря. Отметим, что эти максимумы сосредоточены в районе континентального склона только в северной части бассейна, а в южной части вблизи Анатолийского побережья они отсутствуют. Положение этих максимумов совпадает с зоной максимальной вихревой активности, отмеченной по альтиметрическим данным (подраздел 1.2), а именно, положением наиболее мощных квазистационарных Севастопольского, Кавказского и Батумского вихрей. Таким образом, данные альтиметрии позволяют наблюдать непрерывную эволюцию динамического уровня Черного моря на сезонных масштабах, что дает возможность отследить перемещение уровня моря после действия интенсивной экмановской накачки. Результаты проведенного корреляционного анализа показывают, что происхождение положительной

аномалии уровня воды в крупных синоптических антициклонах Черного моря связано с процессом обратного оттока вод от периферии при ослаблении циклонической циркуляции бассейна. Положительная аномалия уровня моря определяется интегралом от аномалии плотности (формула 1.10). Таким образом, ослабление экманского даунвеллинга после снижения циклонической завихренности ветра вызывает интенсивные потоки плавучести, которые и являются основным источником энергии для крупных антициклонов Черного моря.

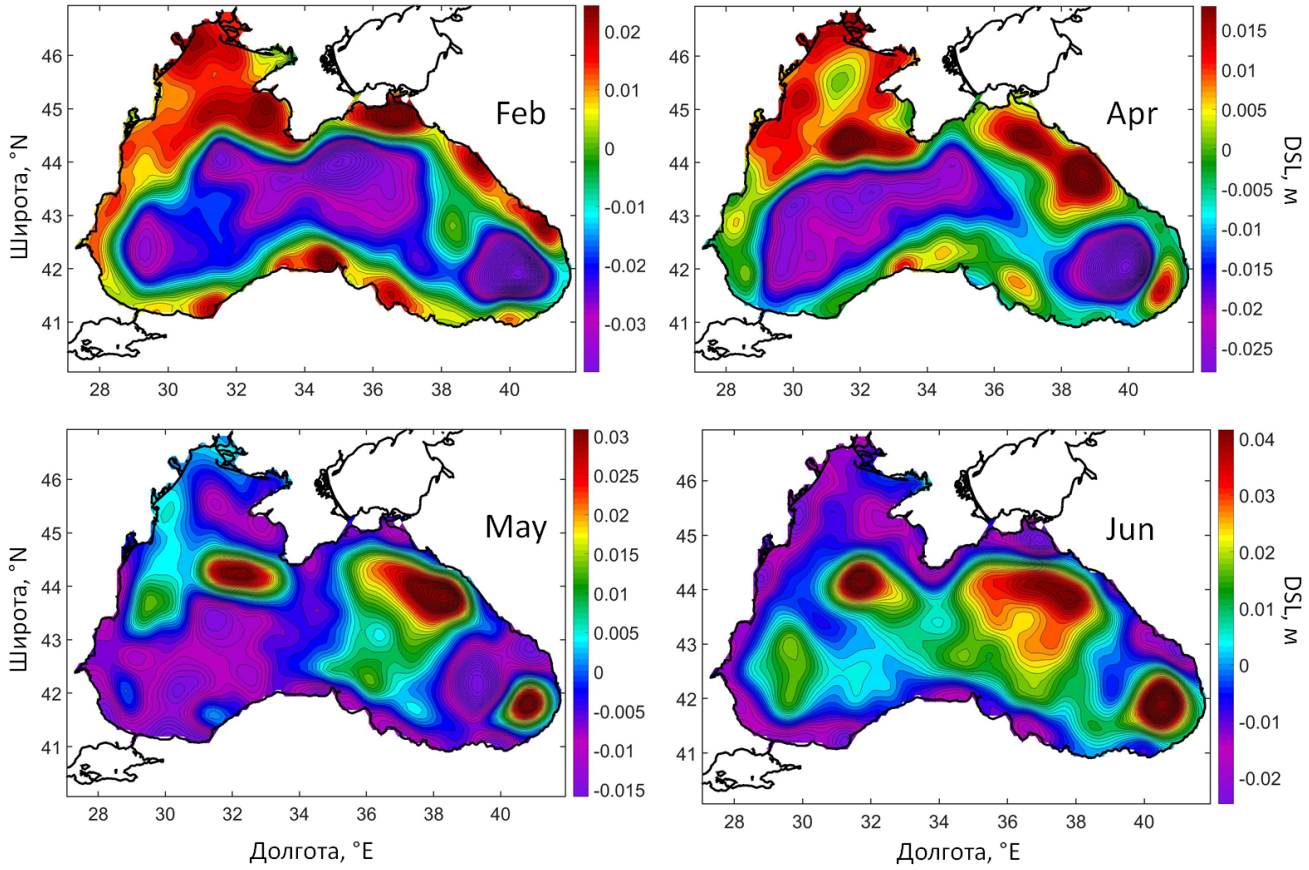

Рисунок 1.77 – Среднемесячные карты динамического уровня за февраль (*а*); апрель (*б*); май (*в*); июнь (*г*) построены по данным спутниковой альтимерии за 1992-2017 гг.

Основной вклад в аномалии плотности, а значит и в динамический уровень вносит соленость (подразделы 1.4 и 3.2). Поэтому наблюдаемые области повышения динамического уровня связаны, в первую очередь, с уменьшением солености. На диаграмме разницы солености между июлем и февралем на разрезе через центр моря наблюдаются положительные значения на континентальном склоне, где изохалины поднимаются (Рисунок 1.78, *а*) и отрицательные в центре моря. Зимой действие экмановской накачки приводит к куполообразному строению изохалин – их подъему в центре моря и опусканию на периферии. Летом происходит выравнивание изохалин. Поэтому в центральной части моря соленость от февраля к июлю падает, а на периферии растет. Выделяются 2 минимума, где соленость падает наиболее сильно.

Первый находится на глубинах 50-100 м и связан с опусканием халоклина. Второй минимум находится в поверхностном слое 0-20 м. Этот минимум связан с ослаблением динамического барьера, связанного с циклонической циркуляцией в летний период. В результате ослабления ОЧТ в апреле-мае после ослабления завихренноси ветра опресненные речным стоком воды попадают обратно в центральную часть моря.

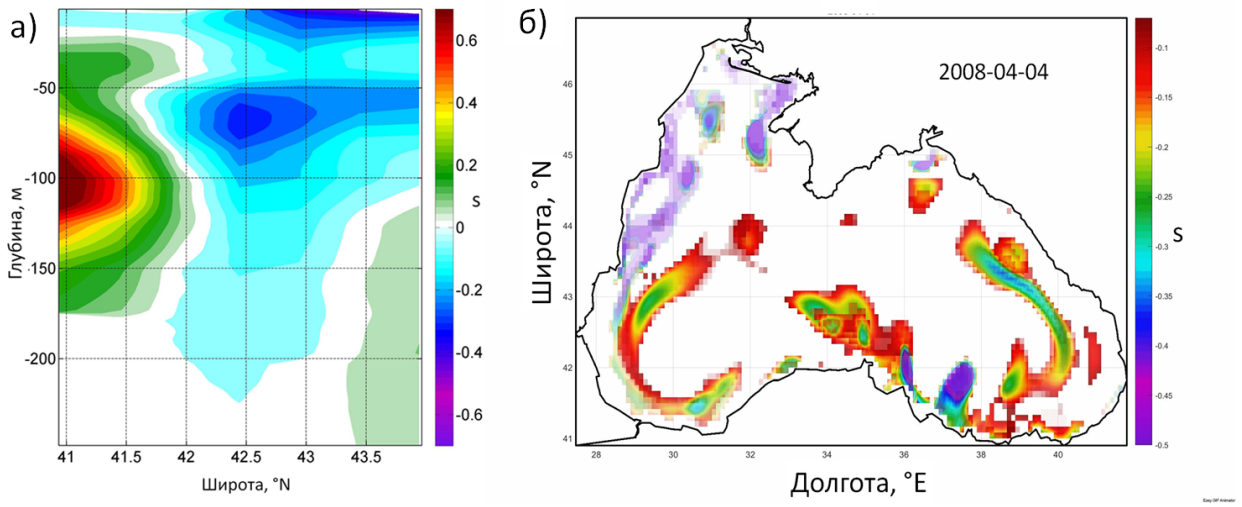

Рисунок 1.78. – Разница солености между июльским и февральским распределением на разрезе Y=38°N на основе исторических гидрологических измерений за 1985-2019 гг. (*а*); отрицательные аномалии солености (оставлены области только с высокими аномалиями менее 0,1 psu) от 90-дневного скользящего среднего после ослабления циклонической циркуляции 4 апреля 2008 г. по данным модели *NEMO* (*б*)

Процесс этого оттока можно также наблюдать с помощью данных численного моделирования. На рисунке 1.79 изображена аномалия солености от 90-дневного скользящего среднего в апреле 2008 г., т.е. через 2 месяца после ослабления циркуляции в феврале. На рисунке оставлены только большие отрицательные аномалии солености со значениями *s*'<-0,1 *psu*. Как видно в областях сопряжения континентального склона с центром моря на востоке и западе бассейна наблюдаются узкие полосы опресненных вод, которые связаны с релаксацией даунвеллинга, вызванного экмановской накачкой.

Таким образом, механизм сезонного развития антициклонов в Черном море можно описать следующим образом. Ослабление циклонической циркуляции приводит к возникновению кросс-шельфового потока опресненных вод и их натеканию на плотные воды центральной части моря (Рисунок 1.79). Положительные потоки плавучести, вызванные этим эффектом приводят к формированию антициклонов (см . пункт 1.4.2). В определенных районах вовлечение шельфовых вод в центральную часть моря будет наиболее сильным. Такой эффект,

например, может наблюдаться за мысами из-за топографической неустойчивости потока. Топографическая неустойчивость в этом случае будет приводить к первоначальному формированию зоны антициклонической завихренности. Далее, возникший первоначально небольшой антициклон начинает захватывать пресные воды на кромке шельфа своими орбитальными движениями. Опресненные воды попадают в верхнюю часть антициклона и увеличивают его скорость в поверхностных слоях. В теплый период времени дополнительный существенный вклад в динамическую потенциальную энергию вихря дает опускание сезонного термоклина.

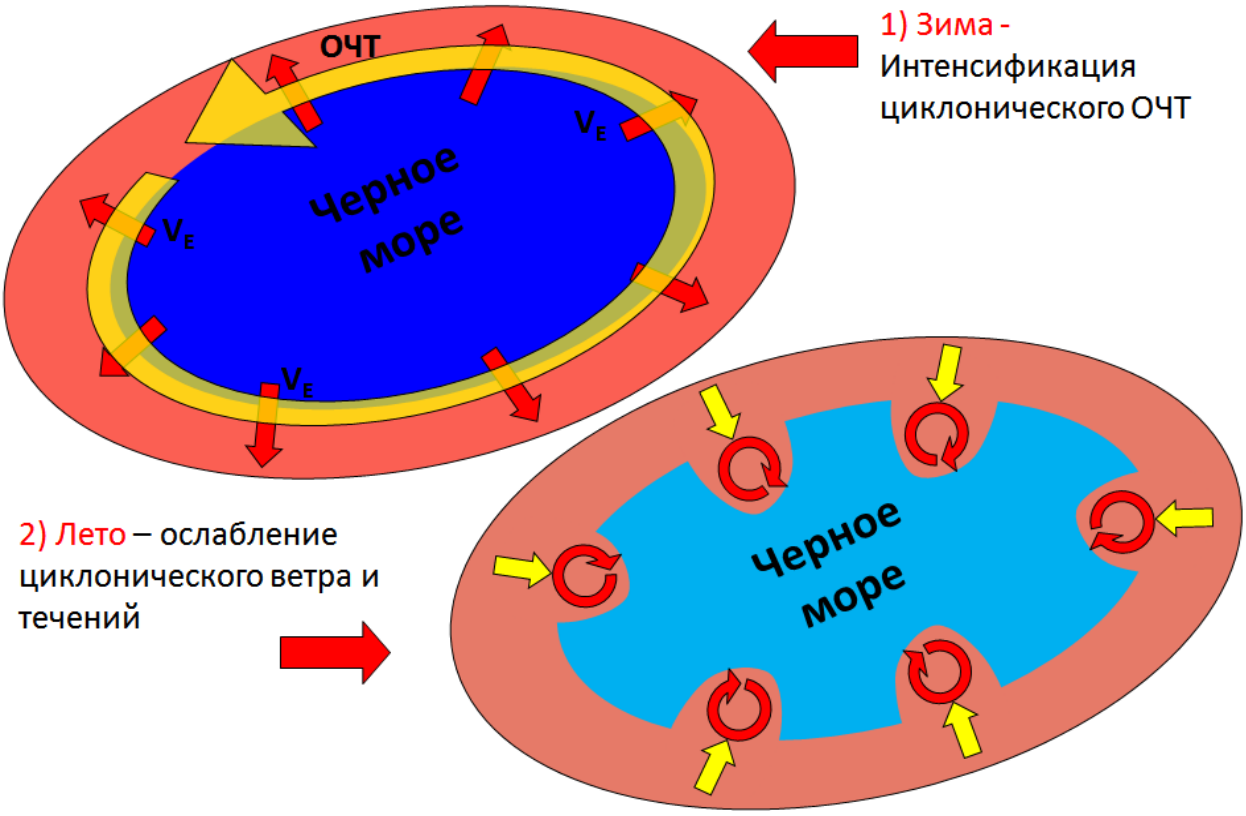

Рисунок 1.79 – Изменение динамического режима Черного море от “струйного” к “вихревому” под влиянием изменений завихренности ветра

В результате конвергентные движения в вихре усиливаются, происходит увеличение скорости нисходящих вертикальных движений в его ядре, что приводит к заглублению основного пикноклина и интенсификации вихря уже в глубинных слоях. Как следствие, орбитальные скорости и размер вихря растет, что приводит к еще более интенсивному захвату пресных вод шельфа. В результате развиваются уже крупные и мощные синоптические антициклоны Черного моря. Этот процесс будет продолжаться до тех пор, пока вихрь не отсоединится от источника пресных вод в результате своего перемещения либо пока источник пресных вод не

будет исчерпан и не наступит баланс прироста энергии за счет сил плавучести и диссипации вихря за счет трения и генерации турбулентных движений на его периферии.

1.4.4. Интенсификация вихрей при ослаблении циклонической циркуляции по данным численного моделирования в круглом бассейне

Механизм генерации антициклонов Черного моря при ослаблении циклонической завихренности над Черным морем был предсказан в лабораторных экспериментах А.Г. Зацепина с соавторами [Зацепин и др., 2005]. С помощью вентиляторов авторы создавали завихренность ветра и циклоническое течение в круглом бассейне, а затем вентиляторы выключались. В результате было показано, что " *при долговременном отсутствии или существенном ослаблении экмановской накачки ... в условиях узкого и крутого континентального склона, ОЧТ меандрирует и распадается на мезомасштабные вихри"*. Важными условиями для такого процесса являлась бароклинность жидкости и крутой склон.

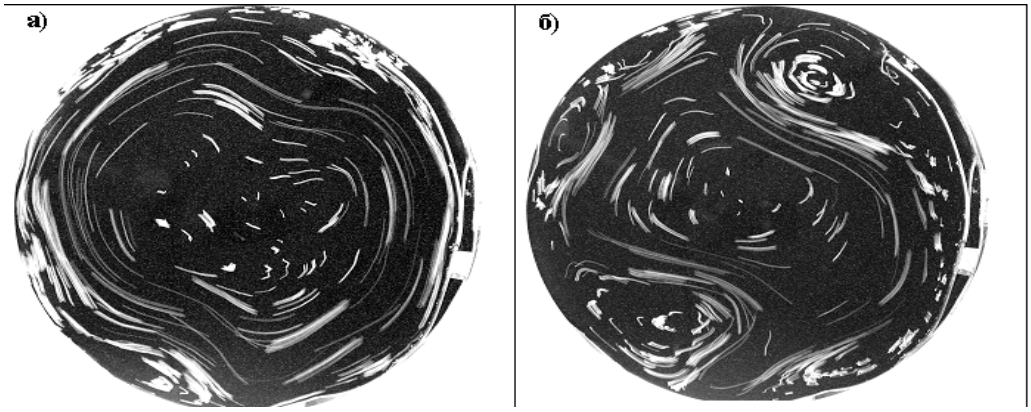

Рис. 1.80 Генерация антициклонов при ослаблении циклонической завихренности ветра в лабораторных экспериментах (из статьи [Зацепин и др., 2005])

В данном пункте эти лабораторные эксперименты были воспроизведены с помощью модели POM, адаптированной для условий Черного моря. Модель основана на полной системе уравнений термогидродинамики океана со свободной поверхностью в приближении Буссинеска, гидростатики и несжимаемости жидкости в σ-координатах и, по сути, является австралийской версией [Kubryakov et al., 2005] модели циркуляции Принстонского университета POM [Blumberg, Mellor 1987], адаптированная к физико-географическим условиям Черного моря. Коэффициент горизонтальной турбулентной вязкости A_M вычислялся по формуле Смагоринского, турбулентное число Прандтля для определения коэффициента горизонтальной турбулентной диффузии принималось равным 5. Коэффициенты вертикальной

турбулентной диффузии и вязкости вычислялись согласно модели турбулентности Меллора-Ямады.

Расчеты проводились в круглом бассейне, находящимся на широтах Черного моря, с радиусом 300 км, что примерно соответствует линейным размером Черного моря. Глубина бассейна задавалась равной 1000м, а ширина склона – 30км (рис. 1.81а). Пространственное разрешением расчетов составляло 10 км.

В качестве возбуждающей силы задавался радиальный ветер с равномерным значением завихренности напряжения трения ветра по пространству. Было выполнено 2 серии экспериментов с постоянными значениями завихренности W_{ek0}=0,5*10^{-6} 1/с^2 и с сезонными колебания завихренности. В последнем случае временная изменчивость ветра задавалась по формуле

$$W_{ek} = \frac{W_{ek0}}{2} + \frac{W_{ek0}}{2}\ cos(2\pi * t/T).$$

Т.е. минимальные значения завихренности напряжения трения ветра задавались равными 0 , а максимальные составляли W_{ek0} (рис. 1.81б).

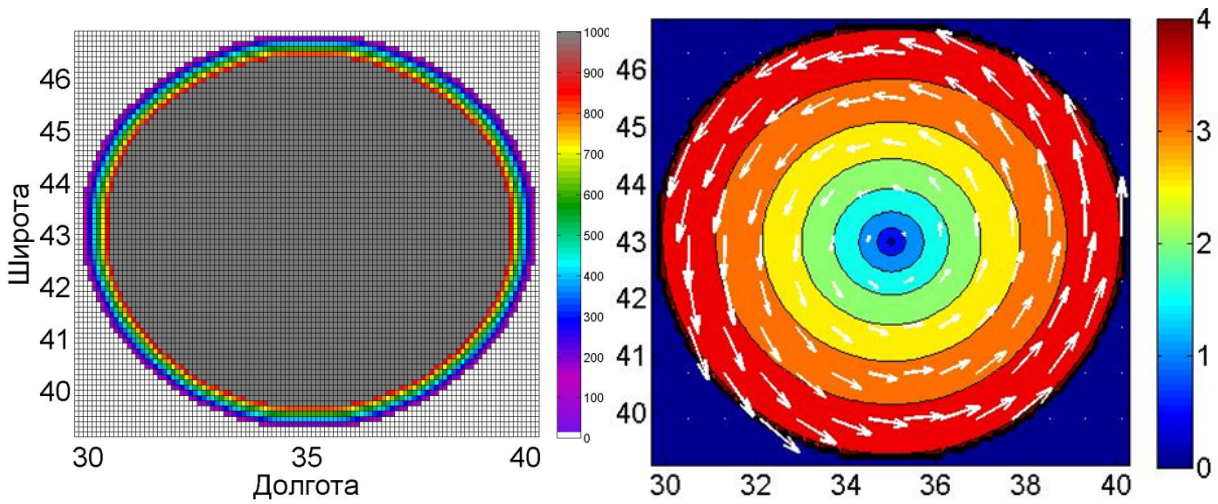

Рис.1.81 а) Батиметрия и б) радиально-симметричное поле скорости ветра, использующееся в расчетах

Вертикальное распределение температуры и солености задавалось равномерным по пространству. В экспериментах в качестве начального условия задавался разный начальный профиль температуры и соленость: однородная жидкость (S=const; T=const), слабая халиннная стратификация и сильная халинная стратификация. В последних 2 случаях соленость задавалась по формуле (S(z)=18.5+as*z где as=0.075 и 0,325, соответственно, а T=const.

Результаты моделирования для ряда экспериментов приведены на рис.1.82 –1.84. Хорошо видно, что даже такие упрощенные расчеты позволяют описать наблюдающуюся смену режима динамики Черного моря и согласуются с результатами лабораторных экспериментов А.Г. Зацепина. При усилении завихренности ветра формируется струйный режим течений с выраженным ОЧТ вдоль склона бассейна (рис. 1.83а). Ослабление завихренности ветра приводит к ослаблению течению и образованию нескольких синоптических антициклонов (1.83б-г). Пик средней кинетической энергии следует за максимумом завихренности ветра с лагом ~ 2 недели, в соответствии с результатами раздела 1 (рис 1.82).

Таким образом, результаты моделирования показывают, что исследованный процесс вихреобразования не является особенностью Черного моря, а универсален для всех стратифицированных бассейнов с циклонической циркуляцией.

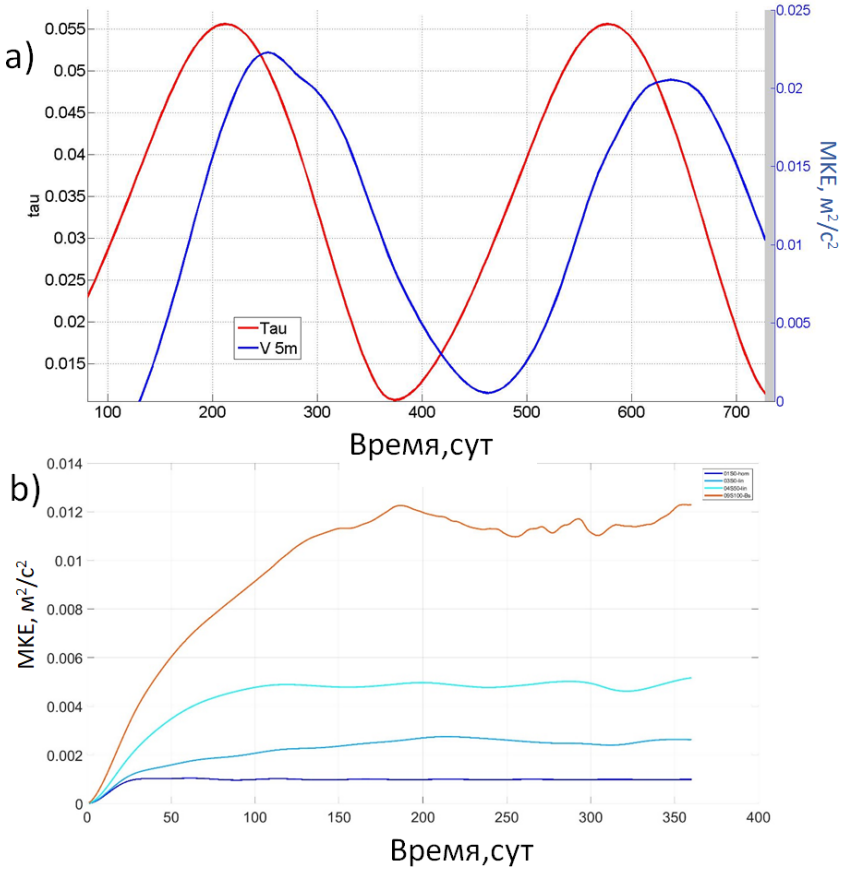

Рис. 1.82 Рассчитанная по модели POM временная изменчивость а) средней кинетической энергии течений на поверхности в бассейне (красная линия) и среднего напряжения трения ветра (синяя линия) для расчетов с периодическим изменением завихренности напряжения трения ветра б) средней кинетической энергии течений на поверхности в бассейне для расчетов с с постоянным значением завихренности напряжения трения ветра и различным начальным распределением сратификации: однородной (синяя линия), равномерной слабой (зеленая линия), зимней стратификации (голубая линия) и летней стратификации Черного моря (красная линия)

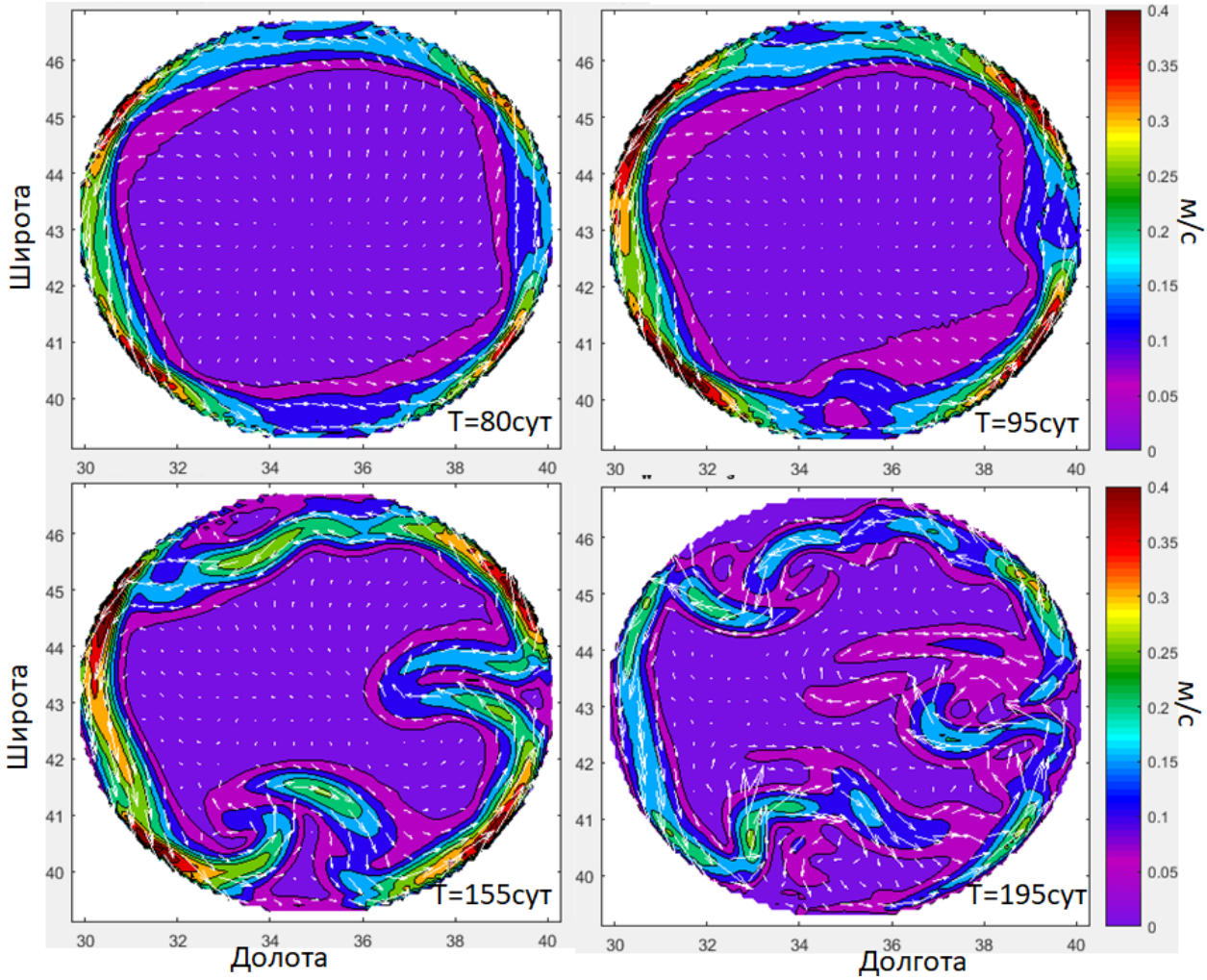

Рис.1.83 Эволюция скорости течений демонстрирующая переход от струйного режима динамики вод к вихревому при ослаблении завихренности скорости ветра в бассейне с сильной халинной стратификацией. Показан 80-й, 95-й, 155-й и 195 день расчета

Разрез уровня через центр бассейна демонстрирует процесс его изменения при ослаблении экмановской накачки.. На рис.1.85 показан сезонный ход уровня в точках, начиная с ближайшей к берегу и соседних к ней, находящихся мористее. Уровень моря максимален в прибрежной части моря в результате экмановского нагона. После ослабления экмановской накачки уровень моря здесь начинает снижаться, т.е происходит отток вод. В результате этого оттока пик уровня смещается в мористую часть, где он фиксируется несколько позже. Процесс оттока хорошо виден на диаграмме временной изменчивости зонального разреза уровня моря (рис. 1.85б). При этом в северной части оттекающие воды достигают долгот 41-41.5°. В результате оттока в бассейне происходит генерация вихрей в южной северной и восточной части моря (рис. 1.83в, г). В западной части отток вод был менее выражен из-за влияния западной интенсификации течений, где вихри не образовывались. То же самое в действительности наблюдается и в Черном море, где вихри практически не образуется у его западной периферии, хотя довольно часто проходят через этот район (подраздел 1.2). Анализ

лага между пиком уровня в соседних точках на рис. 1.85а и наклона сигнала на рис. 1.85б показывает, что скорость оттока в прибрежной зоне составляет около 2км/сут=2.5 см/с, что хорошо соответствует оценкам, полученным в Черном море по альтиметрическим измерениям в предыдущем разделе.

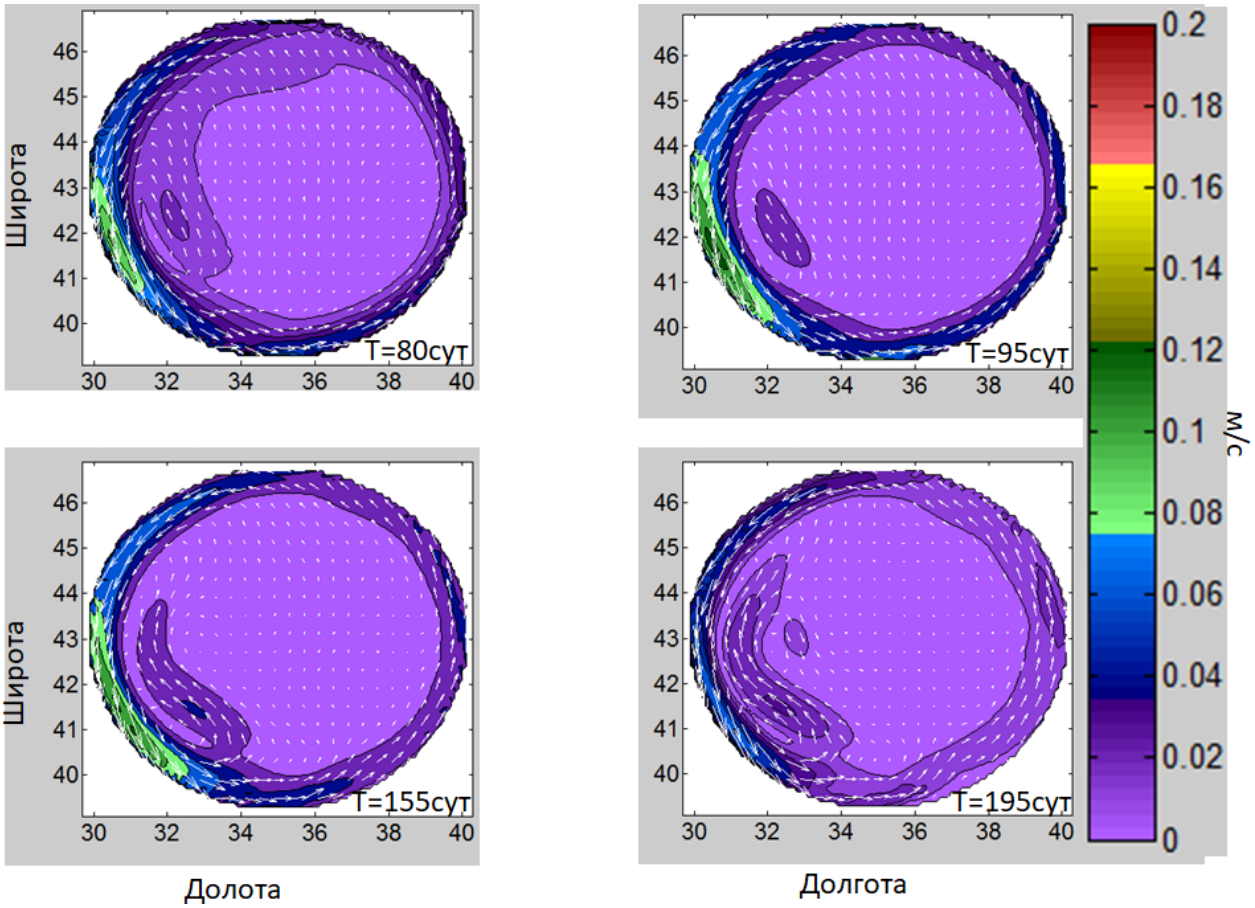

Рис.1.84 Эволюция скорости течений в бассейне со слабой халинной стратификацией в которой образование вихрей не происходит. Показан 80-й, 95-й, 155-й и 195 день расчета

При этом, в экспериментах с однородной и слабой стратификацией (рис. 1.84) процесс оттока лага между уровнем моря в прибрежных точках не наблюдалось, т.е. уровень снижался равномерно во всей прибрежной зоне (рис.1.85в). Течение затухало постепенно и вихрей не образовывалось (рис.1 84), в согласии с лабораторными работами Зацепина А.Г.

Процесс оттока вод является приспособлением жидкости к полю тяжести. Такой тип задач был, в частности, подробно рассмотрен в [Гилл, 1986]. Оценить скорость оттока можно из уравнения сохранения доступной потенциальной энергии. Доступная потенциальная энергия (т.е разница между потенциальными энергиями начального состояния и конечного состояния покоя) в двуслойной жидкости для такого случая будет равна

$$A = \frac{1}{6} * (\rho_2 - \rho_1) * g * (\frac{d}{2})^2. \quad (1.21)$$

Из уравнения сохранения энергии среднеквадратичная скорость движения

$$V_{relax}{}^2 = \frac{1}{6} * g' * \frac{d^2}{H};$$
$$V_{relax} = m_1 * d;$$
$$\text{m1} = \frac{1}{6} * \frac{g'}{H}. \quad (1.22)$$

Здесь d– отклонение границы раздела. При выбранных значениях H=1000м, d=40м g'=0.01 м^2/с это дает оценку V~=3-4 см/с, которая совпадает с модельными расчетами и измерениями альтиметров. Эта скорость соответствует агеострофической компоненте движения жидкости, связанной с релаксацией поля плавучести. Она является функцией g' и максимальна для районов с высокими градиентами плотности. Это интуитивно понятно, поскольку в таких районах выталкивающие воду силы плавучести, способствующие релаксации поля уровня будут сильнее.

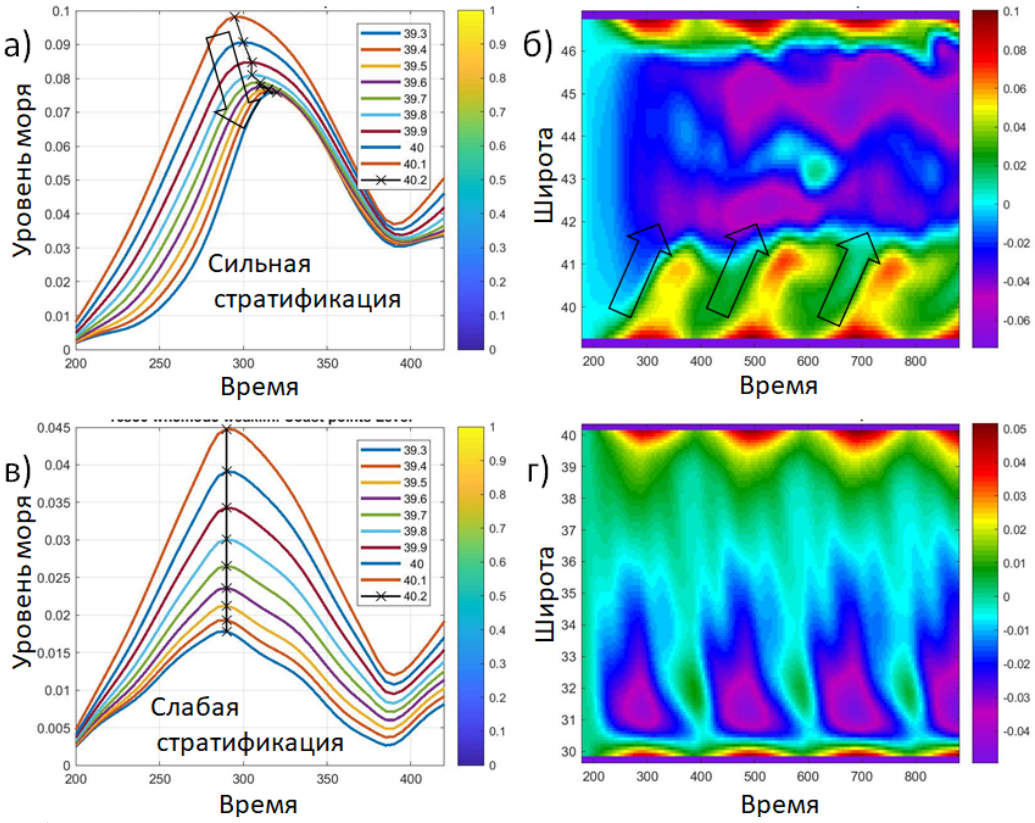

Рис 1. 85 а, в) Изменение уровня моря в точках при удалении от берега для расчетов с сильной стратификацией (а) и слабой стратификацией (в). в, г) Пространственно-временная диаграмма уровня моря на зональном разрезе для расчетов с сильной стратификацией (в) и слабой стратификацией (г). Стрелки показывают направление распространения уровня

Приспособление поля плотности (Гилл, 1986) сопровождается целым рядом физических процессов: генерацией волн Пуанкаре и шельфовых волн, в случае неоднородности топографии. Дополнительную роль играют образующиеся из-за вращения Земли синоптические вихри, которые как показано в разделе 1.3 усиливают захват и транспорт вод из периферии в центр моря.

Кроме этого, в случае Черного моря существуют определенные особенности – приспособление осуществляется не при полном отсутствии вынуждающей силы, а при её уменьшении, т.е. когда экмановский транспорт все еще направлен к берегу. Скорость экмановского переноса равна $V_{ek}=\tau/(\rho_w f H_e)$ Здесь Не глубина экмановского слоя в центре моря Для рассчитаноого случая радиально симметричного ветра

$$\frac{\tau_x}{R} = W_{ek}.$$

$$V_{ek} = RW_{ek} / \rho f H1$$

где R=300 км – радиус бассейна.

На рисунке 1.86 представлены оценки разницы между скоростью оттока (согласно формуле 1.22) и экмановской скоростью, (красная линия) при задании сезонных колебаний W_{ek} (синяя линия) с периодом Т=365 дней, соответствующих условиям Черного моря.

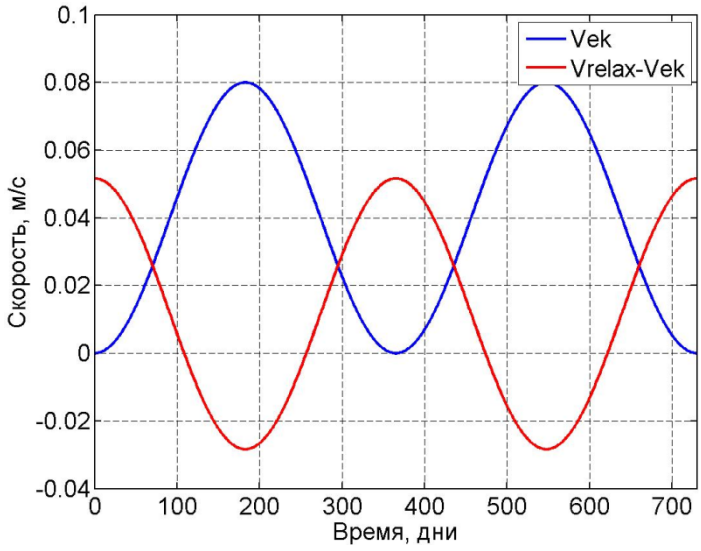

Рис. 1.86 Оценка сезонной разницы между скоростью оттока и экмановской скоростью, полученные по формуле 1.22 при постоянном значении *d*=40м

Приравнивая скорость оттока и скорость экмановского переноса получим

$$m_1 * d = RW_{ek}/\rho f H1.$$

Тогда критические значения Wek при котором будет происходит отток составляют

$$W_{ek} < \frac{\rho f dH1\sqrt{\frac{1}{3Hg'}}}{RL} = 0.5 * 10^{-6} 1/\mathrm{c} \tag{1.23}$$

Это примерно соответствует значениям W_{ek} для Черного моря в марте (рис. 1.8). С учётом временного лага, отток вод от периферии бассейна начинается в апреле, что совпадает со стартом интенсивного вихреобразования (пункт 1.2.3).

Отметим, что на самом деле d есть функция от времени d(t), которая зависит от W_{ek}. Для двуслойной жидкости при постоянном ветре отклонение пикноклина у берега при даунвеллинге можно оценить как (Гилл, 1986)

$$d(t) = \frac{c*R*\int Wek*dt}{g'\rho H_1} = \frac{c*f*\int Vek*dt}{g'} \tag{1.24}$$

а уровень моря как:

$$\eta = \frac{g'}{g} * d.$$

При постоянной циклонической завихренности это дает (Гилл, 1986)

$$d(t) = \frac{c*R*Wek*t}{g'\rho H_1}. \tag{1.25}$$

Здесь c – скорость первой бароклинной моды планетарных волн Россби.

Формула 1.25 показывает, что уровень моря в прибрежной части будет линейно расти при положительных значениях завихренности ветра. В Черном море, также как и в проведенных расчетах и многих других районах океана циклоническая завихренность ветра наблюдается в течении всего года. Таким образом, формула приводит к противоречивому результату, предсказывая постоянный рост уровня моря и непрерывное возрастание энергии течений Черного моря до бесконечных значений. В то же время результаты анализа спутниковых данных (Раздел 1) показывают, что уровень моря является линейной функцией скорости ветра, а не его интеграла.

Серия расчетов по модели POM проведенная при постоянной завихренности ветра (рис. 1.82б) показывает, что рост скорости течений затухает со временем, а не является линейным.

Линейное увеличение отмечается только в начальный период времени, а затем рост замедляется и скорости стремятся к асимптотической величине, которая зависит от условий стратификации. Это же противоречие обсуждалось и в работе (Korotaev et al., 2001), где, впервые было дано описание влияния завихренности ветра на уровень моря в эллиптическом бассейне для условий Чёрного моря. В результате авторы были вынуждены использовать при описании периодическую завихренность ветра, меняющую знак от циклонической к антициклонической.

Если ввести в уравнение (1.24) скорость релаксации, и заменить Vek на $Vek - Vrelax$, то уравнение приобретет вид

$$d(t) = \frac{c*f*\int(Vek-Vrelax)*dt}{g'} _ \frac{c*f*\int(Vek-m_1*d(t))*dt}{g'} \quad (1.25)$$

Решение этого уравнения при условии d(t=0)=0 имеет вид

$$d(t) = \frac{\int Vek\ dt}{m_1}(1 - e^{-\frac{c*f*\int Vek*dt}{g'}}). \quad (1.26)$$

Для постоянной экмановской скорости решения с учетом и без учета релаксации изображены на рис. 1.87. Учет релаксации позволяет описать затухание циклонической циркуляции (черная линия) со временем, которое согласуется с результатами моделирования (рис. 1.82б). Этот член позволяет избавиться от противоречия, связанного с бесконечным ростом скорости течения при постоянном действии ветра определенной завихренности.

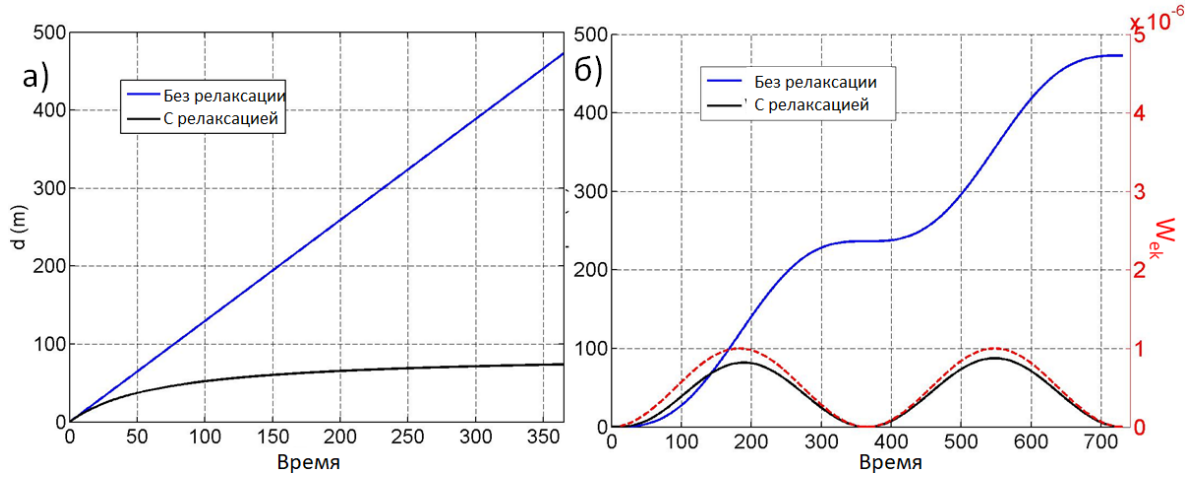

Рис.1.87 Аналитическое решение для изменения d без учета релаксации (синяя линяя) и с учетом релаксации (черная линия) для расчетов а) с постояной экмановской накачкой Wek=const; б) с периодическим годовым ходом экмановской накачки от 0 до W_{ek0} (красная линия)

При изменении скорости ветра с периодом T=1 год её интеграл будет равен

$$\int Wek * dt \ = -\frac{\frac{T}{2}}{pi} * \ Wek0 * sin\left(2 * pi * \frac{t}{T}\right) + \ Wek0 * t. \qquad (1.27)$$

Решение без учета релаксации представляет собой ту же линейную функцию, что и на рисунке 1.87а на которую накладываются периодические сезонные колебания. За 2 года отклонение глубины пикноклина достигает 450м, что намного больше, чем реальные значения в Черном море. Для расчета с релаксацией мы видим гармоническое решение с амплитудой около 80 м, что близко к реальным значениям, наблюдающемся в бассейне. Решение периодическое и бесконечного роста не наблюдается. Отклонение пикноклина и уровень моря являются линейной функцией экмановской накачки, что согласуется с результатами раздела 1. Отметим, что лага между эти переменными не наблюдается, т.к. аналитическое решение не учитывает влияние адвекции.

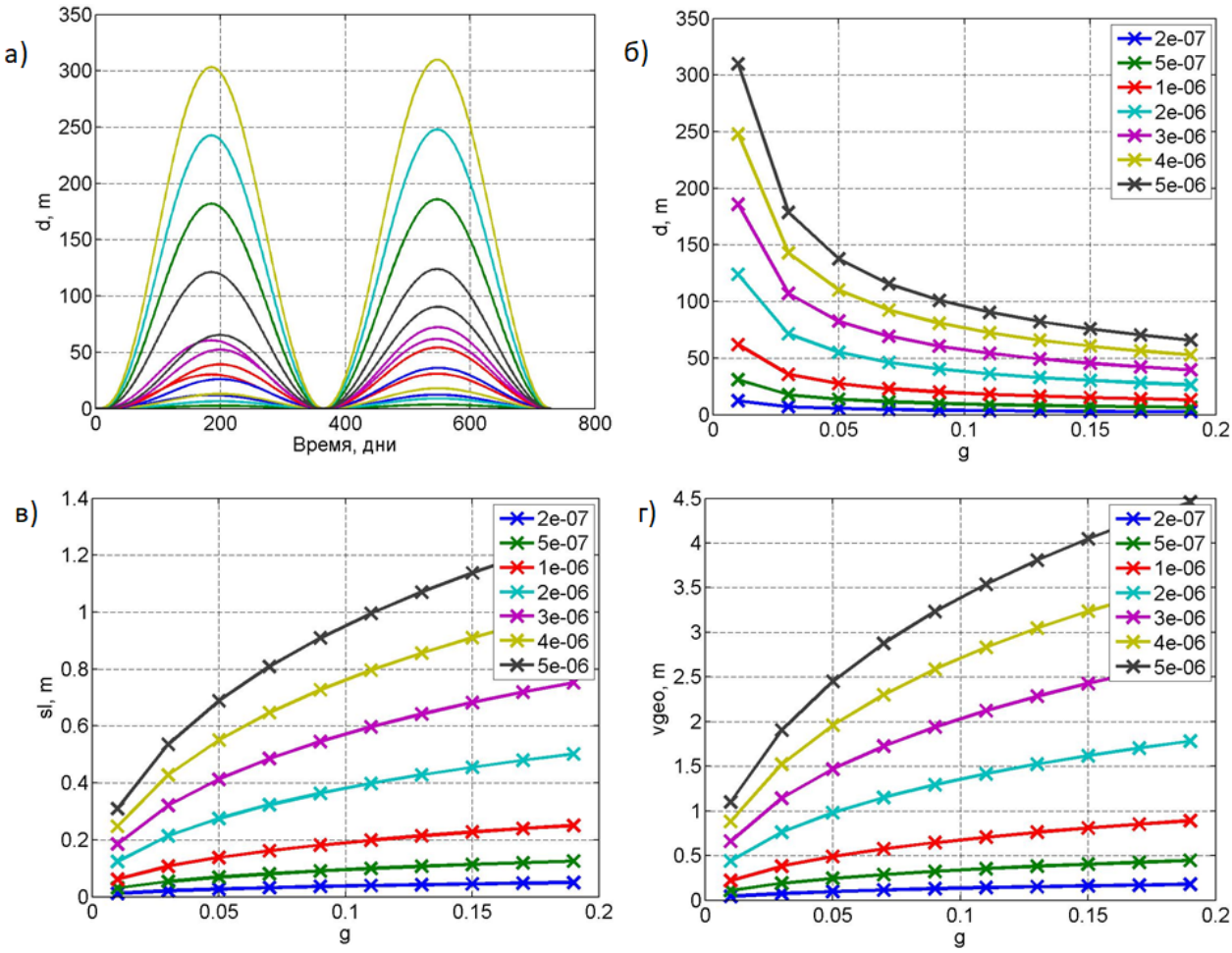

Рис.1.88 а) Аналитическое решение для изменения *d* для расчетов с годовым ходом экмановской накачки от 0 до W_{Ek0} для разных значений W_{Ek0} и *g'*. б-г) .Аналитическая зависимость б) максимального перепада толщины пикноклина; в) максимальной аномалии

уровня; г) максимальной геострофической скорости для расчетов с годовым ходом экмановской накачки от 0 до W_{Ek0} для разных значений W_{Ek0} и g'.

Значения d зависят от двух основных параметров: интенсивности экмановской накачки W_{ek0} и толщины пикноклина H_1. Набор аналитических решений для разных значений этих параметров представлен на рис.1.88а. Во всех случаев полученное решение является стационарным с различными амплитудами сезонного хода d. Эти амплитуды являются, в первую очередь, функцией величины ветрового воздействия W_{ek0}, а также зависят от стратификации вод g'. Зависимость d, аномалии уровня моря и геострофической скорости $V = \frac{g'd}{fL}$ от этих параметров представлена на рис. 1.88б-г. Для условий Черного моря g'=0.01-0.02 , W_{ek0}=0.5-2*10^6 оценки перепада уровня у берега составляют 5-30 см, а оценки геострофической скорости 10-40 см/с, что близко к реальным (подраздел 1.1).

Согласно этим оценкам максимальные d наблюдаются при слабой стратификации, когда силы плавучести не препятствуют опусканию легких вод. С увеличением g' перепад толщины пикноклина уменьшается, но аномалия уровня возрастает, что говорит об усилении скорости течений. При этом чем больше W_{ek0} тем сильнее растет скорость течений с усилением стратификации, т.к. произведение этих величин в итоге определяет величину кинетической энергии (рис. 1.88г).

Результаты этого подраздела указывают на важную роль релаксации даунвеллинга под влиянием сил плавучести для получения периодического решения для циклонических течений Черного моря. Силы плавучести в этом случае играют важную роль в диссипации и ослаблении ветровой циркуляции, выполняя ту же роль, что и силы трения. При ослаблении завихренности ветра эти силы приводят к поступлению легких вод в центр бассейна, способствуя сезонному образованию антициклонов. Скорость релаксации является функцией перепада плотности. Таким образом в зонах высоких вертикальных градиентов плотности (например, вблизи устьев рек) не только интенсификация вихрей, но и процесс оттока вод будет происходит наиболее быстро.

1.4.5 Влияние пространственного распределения источников пресных вод на формирование антициклонов Черного моря

Результаты предыдущего пункта позволяют объяснить наблюдаемое пространственное распределение динамического уровня на рисунке 1.77. Положение локальных максимумов

динамического уровня связано с источниками пресных вод, а значит доступной потенциальной энергии для антициклонов в Черном море. Представление о распределении этих источников дает карта поверхностной солености на глубине 1 м, полученная по данным численного моделирования (Рисунок 1.89, *а*). Основной источник пресных вод в Черном море – сток Дуная и ряда других крупных рек в северо-западной части моря [Горячкин, Иванов, 2008]. Влияние этого стока приводит к значительному опреснению СЗШ моря (Рисунок 1.89, *а*) и формированию наиболее крупной зоны резких горизонтальных градиентов солености между шельфом и континентальным склоном на мористой периферии СЗШ бассейна. Захват пресных вод СЗШ развивающимися за Крымом антициклонами приводит к их интенсификаци и образованию мощных квазистационарных севастопольских антициклонов в этой части бассейна, соотвествующих идентифицированному по данным альтиметрии максимуму *E*1 (Рисунок 1.89, *б*).

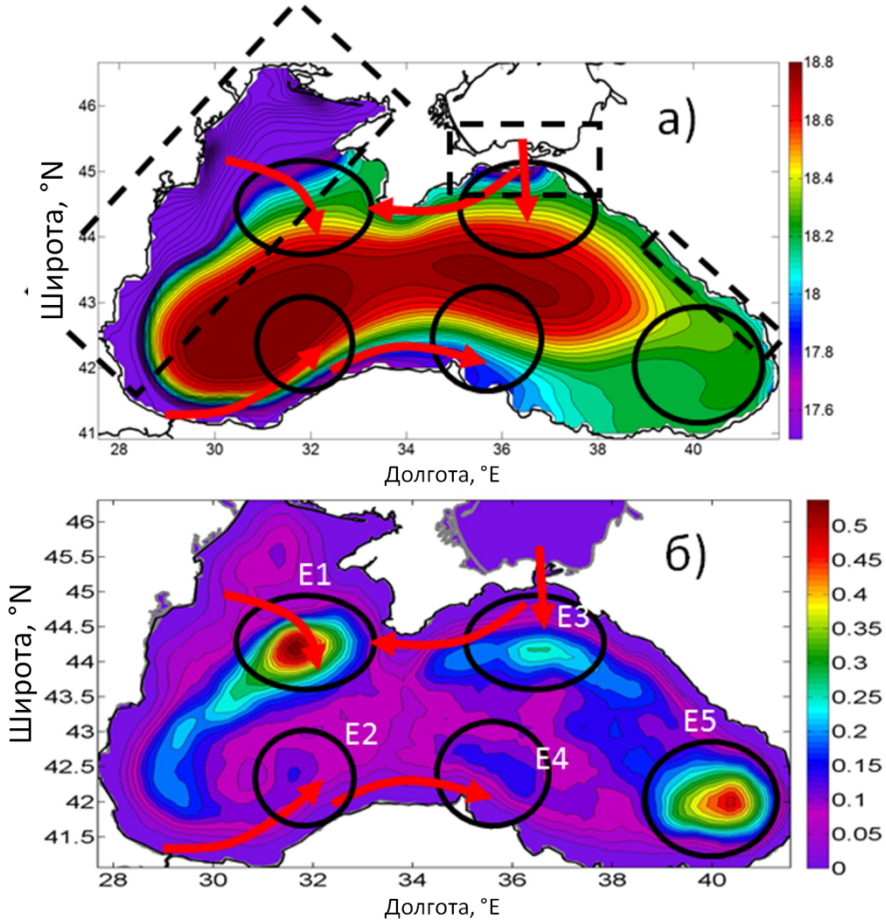

Рисунок 1.89 – Средняя соленость на горизонте 1 м по данным модели *NEMO* (*а*); частота наблюдения вихрей по данным спутниковой альтиметрии (*б*). Пунктирные прямоугольники показывают места источников, красные стрелки показывают пути распространения опресеннных вод

Частично воды СЗШ также попадают в юго-западную глубоководную часть бассейна. Сюда они выносятся вдоль склона вместе со струей ОЧТ. В юго-восточной части моря, в частности, вблизи каньона Сакарьи, ширина шельфа значительно сужается, что способствует проникновению опресненных вод в район континентального склона на юге бассейна. Это может приводить к образованию вихрей Анатолийского побережья (пункт 1.4.1). в южной части моря, которые соответствуют масимумам вихревой активности *E*2 и *E*3 (Рисунок 1.89, *б*). Отметим, что эти максимумы значительно меньше, чем остальные. Это связано с тем, что вихри в районе Анатолийского побережья имеют меньшие размеры и частично не идентифицируются по альтиметрическим данным. Тем не менее вихревая активность здесь достаточно высока, о чем свидетельствует анализ и спутниковых данных [Каримова, 2011], и результатов моделирования (подраздел 1.3).

Еще один мощный источник опресненных вод в Черном море – азовоморские воды, втекающие в северо-восточной части бассейна через Керченский пролив. Их соленость составляет примерно 12 *psu*, намного ниже, чем соленость черноморских вод (18 *psu*). Эти опресненные воды захватываются вихрями в северо-восточной части моря, что, по-видимому, способствует развитию мощных «керченских» вихрей, соответствующих максимуму *E*3 на рисунке 1.89, *б*, как было подробно расссмотрено в пункте 1.4.1.

Один из наиболее интенсивных максимумов вихревой динамики находится в юго-восточной части моря в районе Батумского антициклона. По картам солености здесь отмечается также зона опреснения, в которой соленость на 0,2-0,5 *psu* ниже, чем в других глубоководных районах Черного моря. Эта зона занимает обширную область от 38°E до 42°E долготы и 41°N – 41.5°N широты. Однако в этом районе крупные реки отсутствуют. В то же время важной особенностью данного района является максимальное количесво осадков, связанное с взаимодействием северных ветров и высоких Понтийских гор в этом районе, которое приводит к восходящими движениям воздуха и росту дождевых осадков. Для иллюстрации на рисунке 1.90 изображена средняя карта осадков, полученная по измерениям радиометра *GMI* (*Global Precipitation Measurement* (*GPM*) *Microwave Imager*) за 2014-2018 гг. Видно, что в юго-восточной части моря и вблизи Кавказского побережья наблюдается наиболее высокий уровень осадков. Оценки суммарного среднегодового потока пресных вод по данным *GMI*,вязанных с осадками, в этой области составляют около 1/6 объема стока Дуная. Эти осадки подпитывают также малые реки Кавказа [Завьялов и др., 2014], которые дают дополнительный вклад в формирование пресных вод в данном районе. В отличии от предыдущих обсуждаемых районов пресные воды в данном месте попадают вместе с осадками прямо в район континентального склона бассейна, а не на его шельф. Таким образом, подпитка Батумского антициклона осуществляется напрямую, а не через его периферию. Эти различия могут влиять на динамику

Батумского антициклона, в частности, способствовать его относительной стационарности по сравнению с вихрями в других районах (пункт 1.2.4). ОЧТ переносит эти пресные воды далее на север, способствуя увеличению доступной потенциальной энергии в антициклонах Кавказского побережья. Отметим еще один локальный максимум осадков в юго-западной части моря в районе устья реки Сакарья. Этот источник может также подпитывать вихри Анаталийского побережья, сответствующие максимуму *E*2 на рисунке 1.80, *б*.

Таким образом, существует достаточно выраженная связь между источниками опресненных вод в бассейне и зонами максимальной активности синоптических антициклонов. Этот факт является дополнительным свидетельством того, что энергия антициклонов Черного моря значительным образом определяется кросс-шельфовыми потоками пресных вод в центр моря. Эти потоки связаны с крупномасштабной динамикой и интенсифицируются летом при ослаблении динамического барьера – ОЧТ – и ослаблении экмановского даунвеллинга на периферии бассейна.

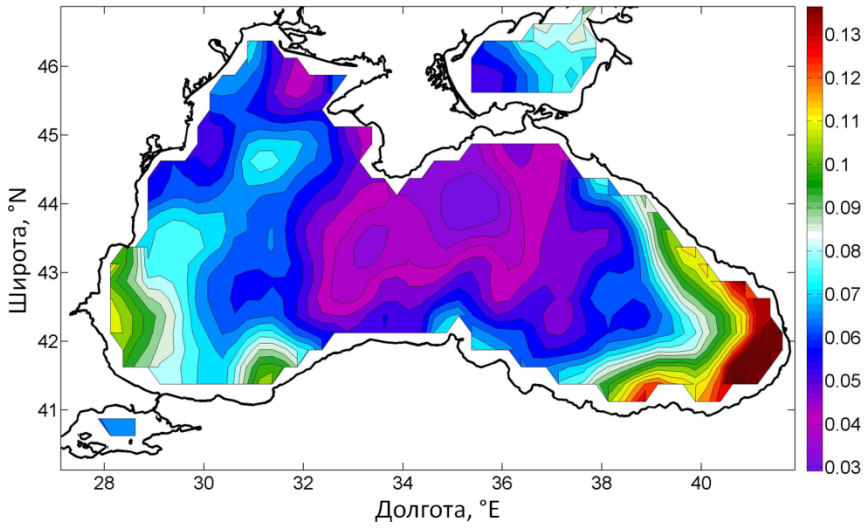

Рисунок 1.90 – Среднее количество осадков над Черным морем по данным радиометра *GMI* за 2014-2018 гг.

Описанный выше механизм справедлив для замкнутого или полузамкнутого моря с циклонической циркуляцией, ослабление которой будет также приводить к потоку легких вод из периферии бассейна. Натекание легких вод шельфа на более плотные воды центральной части моря будут способстовать генерации антициклонических вихрей.

Выводы к Разделу 1

1. На основе анализа альтиметрических измерений показано, что на масштабах от синоптических до межгодовых интенсивность крупномасштабных течений определяется изменчивостью завихренности ветра. Особенно сильные изменения крупномасштабной динамики бассейна отмечаются во время периодов резкого ослабления завихренности ветра, которые наблюдаются в бассейне с периодом 7-10 лет. В частности, в период аномально слабой бассейновой циркуляции в 1998-2001 гг. кинетическая энергия течений была в 1,5 раза слабее, чем в последующий и предыдущий периоды. Наблюдаемое увеличение завихренности ветра и связанной с ней экмановской накачки вызывает долговременный тренд интенсификации циклонических течений в Черном море.

2. Усиление циклонической циркуляции сопровождается ростом динамического уровня в прибрежной части бассейна и её падением в центре моря. Такой динамический эффект приводит к пространственным неоднородностям трендов уровня в Черном море: в прибрежных районах уровень моря увеличивается в 1,5-2,0 раза быстрее (от 3,5 до 3,8 мм/год), чем в центральной части бассейна (1,5 мм/год). Амплитуды изменчивости динамического уровня в бассейне достигают в некоторые годы 10 см/с, составляя около половины от общих колебаний уровня. При этом изменчивость динамического уровня тесно связана с завихренностью ветра, что позволяет параметризировать её, используя данные реанализов.

3. Увеличение динамического уровня моря в прибрежной части бассейна на сезонных и межгодовых масштабах приводит к уменьшению водообмена между Азовским и Черным морем. Проведенные оценки по данным альтиметрии показали, что в среднем усиление циклонической циркуляции в зимний период приводит к уменьшению перепада уровня в проливе на 10 см. В годы с интенсивной циркуляцией (2006, 2008, 2010 гг.) увеличение динамического уровня приводит к уменьшению разницы уровня моря более, чем в 3 раза от значений $h_{azov} - MSL_{bs}$ =18 см до $h_{azov} - h_{bs}$ = 6 см, а в отдельные периоды приводит к уменьшению разницы уровня до нуля, т.е. к запиранию водообмена в проливе. Таким образом, впервые показано, что интенсивность крупномасштабной циклонической циркуляции Черного моря может существенно влиять на поступление пресных и эвтотрофных Азовоморских вод в бассейне.

4. На основе данных спутниковой альтиметрии проведена автоматическая идентификация вихрей в Черном море за 1992-2011 гг. Всего идентифицировано более 10000 вихревых образований с временем жизни более 4 недель и диаметром более 40 км. По результатам анализа показано, что в Черном море наблюдается больше циклонических вихревых образований, чем антициклонических, однако антициклоны существуют в среднем

дольше, имеют большие радиусы и орбитальную скорость. Более 50 обнаруженных вихрей просуществовали более полугода, из них 14 наблюдались более чем 9 месяцев, а 4 антициклона – более одного года. Рассчитаны характерные траектории вихрей обоих знаков, впервые получено пространственное распределение их характеристик: радиуса, орбитальной скорости, времени жизни, завихренности, параметров формы, скорости перемещения и частоты наблюдения. На основе этих методов исследованы характеристики сезонной, межгодовой изменчивости и эволюции Батумского антициклона по спутниковым альтиметрическим и оптическим данным.

5. Разработан метод трехмерной автоматической идентификации вихрей Черного моря по данным численного моделирования, основанный на выделении замкнутых линий тока в поле скорости на каждом расчетном горизонте. Этот метод позволяет исследовать как статистические характеристики большого количества наблюдаемых вихрей в модели, так и особенности эволюции отдельных вихревых образований. На его основе по данным расчетов за 2005-2016 гг. с разрешением 10 км впервые исследованы вертикальное распределение геометрических (радиуса, толщины, наклона вертикальной оси) и динамических характеристик вихрей (скорости, завихренности) в различных районах Черного моря, их пространственная, сезонная и межгодовая изменчивость, изменение параметров вихрей в процессе их эволюции.

6. Данные альтиметров и расчеты модели показывают, что наблюдается выраженная асимметрия пространственного распределения скорости перемещения вихрей: скорости выше в западной части моря с максимумом на бровке СЗШ и меньше в восточной части моря. Скорости перемещения значительно зависят от их вертикальной протяженности. Вихри, занимающие верхний слой (до 150 м), двигаются с относительно высокими скоростями 8-14 см/с, поскольку быстро сносятся под действием ОЧТ, наиболее интенсивного в верхнем слое. Воздействие фоновых течений на верхнюю часть вихря приводит к тому, что в среднем вертикальная ось антициклонов наклонена в циклоническом направлении и этот наклон максимален в районе ОЧТ. Крупные протяженные вихри с нижней границей на глубинах 250 м и более двигаются под действием бета-эффекта с меньшими скоростями, соответствующими бароклинным скоростям волн Россби (4-8 см/с), либо становятся квазистационарными со скоростями менее 4 см/с. Минимумы скоростей перемещения вихрей фиксируется в зонах их стационирования в северо-западной (севастопольский вихрь), юго-восточной (Батумский вихрь), северо-восточной (керченский вихрь) частях бассейна, в которых также отмечаются максимумы синоптической активности в Черном море. Одной из возможных причин квазистационарности вихрей является их интенсификация в данных районах, связанная с захватом опресненных вод шельфа, которые увеличивают динамическую потенциальную энергию в вихрях. Интенсификация вихрей приводит к увеличению их вертикальной протяженности. В то же время в зонах стационарности

наблюдаются характерные особенности рельефа дна, а именно сужение зоны шельфа и следующий за ним подводный хребет, который может блокировать продвижение интенсивных протяженных вихрей.

7. Впервые на основе методов автоматической идентификации исследована межгодовая и сезонная изменчивость крупных синоптических антициклонов и циклонов в Черном море, её связь с характеристиками крупномасштабной циркуляции и завихренностью ветра. Анализ показал, что сезонная и межгодовая изменчивость количества и кинетической энергии антициклонов находится в противофазе с энергией бассейновой циркуляции и завихренностью ветра. Годы с самой слабой циркуляцией характеризуются максимальным количеством синоптических антициклонов. В годы с интенсивной зимней циркуляцией общее количество АВ примерно в 1,4 раза меньше, чем в годы со слабым ОЧТ. В частности, увеличение энергии ОЧТ после 2002 г. привело к заметному сокращению количества антициклонов в бассейне в 2003-2013 гг. по сравнению с периодом 1998-2001 гг. В то же время скорость и время жизни антициклонов на межгодовых масштабах находятся в фазе с кинетической энергией крупномасштабных течений. Самые мощные и долгоживущие антициклоны в Черном море образуются в годы с наиболее интенсивным ОЧТ в марте-апреле сразу после начала его ослабления. Эти вихри также характеризуются наибольшей вертикальной протяженностью и интенсивные орбитальные движения в них проникают в глубинные слои бассейна 300-500 м.

8. Такая межгодовая изменчивость количества антициклонов связана с усилением кросс-шельфового обмена при уменьшении интенсивности ОЧТ, которое является динамическим барьером для шельфовых вод. Анализ гидрологических данных и результаты численного моделирования показывают, что вовлечение шельфовых вод является важнейшим источником динамической потенциальной энергии для антициклонов Черного моря. Аккумуляция этих вод приводит к росту горизонтальных градиентов плотности в верхнем слое вихря, что вызывает его интенсификацию в поверхностных слоях. Усиление нисходящих движений вызывает опускание сезонного термоклина, что в теплый период времени способствует значительному росту градиентов давления между вихрем и окружающими водами. В результате усиления нисходящих движений происходит опускание основного халоклина. На этих глубинах разница плотности с окружающими водами значительно возрастает, что приводит к росту доступной потенциальной энергии в вихре, которая способна поддерживать существование вихря достаточно длительное время уже после его отрыва от источника опресненных вод. На основе упрощенной модели исследована эволюция различных характеристик антициклонов при вовлечении шельфовых вод, даны оценки влияния размеров вихря, плотности шельфовых вод на их изменчивость.

9. На основе проведенного анализа временной изменчивости, вертикальной структуры и эволюции вихрей предложен механизм сезонной генерации антициклонов в Черном море: релаксация поля плотности при ослаблении даунвеллинга, вызванная уменьшением экмановской накачки, приводит к оттоку опресненных вод шельфа в центральную часть моря, что вызывает увеличение потенциальной энергии вод и образование антициклонов. Развивающиеся вихри захватывают в свои орбитальные движения шельфовые опресненные воды, что приводит к росту их потенциальной энергии и их дальнейшему усилению. Районы наиболее интенсивных вихрей – Севастопольского, Керченского и Батумского наблюдаются вблизи зон максимальных градиентов плотности и привязаны к источникам опресненных вод, т.е. потенциальной энергии – северо-западному шельфу, Керченскому проливу и максимуму осадков в юго-восточной части моря, соответственно. Рост экмановской конвергенции в осенний период приводит к усилению и прижатию струи ОЧТ к берегу, что вызывает разрушение антициклонов, находящихся над континентальным склоном бассейна. Описанный выше механизм справедлив для любого стратифицированного замкнутого или полузамкнутого моря с циклонической циркуляцией. В Черном море имеется ряд особенностей: резкий халоклин, наличие особо мощных источников пресных вод – рек.

Результаты, представленные в данном разделе, опубликованы в [16, 21, 23, 25, 29, 31, 32, 35, 36, 39]

РАЗДЕЛ 2. ВЛИЯНИЕ ГОРИЗОНТАЛЬНОГО ОБМЕНА НА ИЗМЕНЧИВОСТЬ КОНЦЕНТРАЦИИ ХЛОРОФИЛЛА А В ЧЕРНОМ МОРЕ

Введение к Разделу 2

Поступление пресных речных вод играет важнейшую роль для солевого баланса, динамики и экосистемы Черного моря. Обильный речной сток приносит огромное количество питательных веществ на шельф Черного моря [Кондратьев, 2000, 2015, 2019; Cociasu, Popa, 2004; Kroiss et al., 2007; Ludwig et al., 2012], которые далее переносятся в центральную часть бассейна под действием различных динамических факторов [Блатов, 1984; Tolmazin, 1985; Иванов и др., 1996; Yankovsky et al., 2004; Shapiro et al., 2010; Karageorgis et al., 2014; Kubryakov et al., 2018].

Средний многолетний речной сток в Черном море по оценкам за XX столетие [Горячкин, Иванов, 2006] составил 336 км^3, при этом на долю Дуная, Днепра и Днестра, впадающих в северо-западную часть моря, приходилось около 80 % суммарного стока. Наибольший вклад дает река Дунай [Горячкин, Иванов, 2006], сток которой оценивается приблизительно в 200 км^3 /год (6000 м^3/с) [Cociasu, Popa, 2004; Горячкин, Иванов, 2006; Kara et al., 2008], что соответствует примерно 60 % от общего стока рек в бассейне. Максимальный сток Дуная наблюдается в конце весны (примерно 9000 м^3/с), а минимальный – поздней осенью (примерно 4000 м^3/с) [Tolmazin, 1985; Kara et al.,2008; Иванов, Белокопытов, 2011]. Дунай обеспечивает поступление около 200-500 тыс. т/год растворенного неорганического азота, около 15-30 тыс. т/год фосфатов и 200-400 тыс. т/год силикатов [Cociasu, Popa, 2004; Kroiss et al., 2007].

Изменения химического состава рек значительно влияют на химическую структуру и экосистему Черного моря. В частности, эвтрофикация в 1970-х и 1980-х гг., связанная с антропогенным воздействием и увеличением питательных веществ в реках, первоначально наблюдалась в СЗШ, а затем уже в центральной части Черного моря, что привело к значительному изменению биопродуктивности и трофической структуры всего бассейна [Humborg et al., 1997; Özsoy, Ünlüata, 1997; Коновалов и др., 1999; Konovalov, Murray, 2001; Yunev et al., 2002; Mikaelyan et al., 2013, 2015].

Речные воды с высоким содержанием взвесей, растворенных веществ и фитопланктона [Бурлакова и др., 1997; Маньковский и др., 2003; Константин и др., 2016] хорошо наблюдаются на спутниковых оптических снимках [Sur et al., 1994, 1996; Ильин и др, 1999; Oguz et al., 2002; Karageorgis et al., 2014; Osadchiev, Korshenko, 2017; Stanev et al., 2012; Constantin et al., 2017]. Из-за интенсивных седиментационных процессов высокие концентрации взвешенных частиц наблюдаются, в основном, в окрестностях устьев рек [Dan et al., 2007; Constantin et al., 2017]. В то же время легкие опресненные воды плюма могут переносить растворенное вещество,

питательные и органические вещества на сотни километров от устья [Özsoy and Ünlüata, 1997; Oguz et al., 2002; Yankovsky et al., 2004; Ильин и др., 2012]. Спутниковые оптические измерения и данные численного моделирования показывают, что распространение речных вод имеет сильную сезонную и межгодовую изменчивость [Oguz et al., 2002; Yankovsky et al., 2004; Tsiaras et al. 2008; Constantin et al., 2016; Kubryakov et al., 2018; Дорофеев, Сухих, 2020]. Ареалы распространения речных и шельфовых вод определяют регионы, которые будут снабжаться наибольшим количеством питательных веществ, и места, где будут проходить процессы реминерализация этих веществ [Rageneau et al., 2002; Capet et al., 2016; Завьялов и др., 2014; Кондратьев, 2015, 2019; Sharples et al., 2016; Дорофеев, Сухих, 2020]. Из-за относительно небольшой площади бассейна горизонтальный обмен играет особенно важную роль в снабжении питательными веществами центральной части Черного моря и функционирования его экосистемы [Oguz et al., 2002; Kubryakov et al., 2016a]. Водообмен на шельфе определяет изменчивость концентрации биогенных элементов, кислорода и условий освещенности. Кросс-шельфовый перенос речных плюмов непосредственно воздействует на биологическую продуктивность в глубоководной части бассейна, особенно на континентальном склоне, прилегающем к СЗШ бассейна.

Попадая в море, речные воды постепенно смешиваются с морскими, образуя достаточно стабильный плюм, отделенный от окружающих вод резкими градиентом солености (плотности) и по вертикали, и по горизонтали. При этом даже для крупнейшей реки Дунай толщина плюма на некотором расстоянии от устья невелика и составляет от 1-3 м [Tolmazin, 1985; Humborg, 1997] и до 10 м по данным [Yankovsky et al., 2004; Karageorgis et al., 2014]. Совместное действие силы Кориолиса и сил плавучести приводит к образованию области антициклонической завихренности непосредственно у устья и формированию вдольберегового течения, направленного вправо от устья в северном полушарии [Garvin, 1997; Kourafalou et al., 1996; Yankovsky, Chapman, 1997]. Формирование антициклона вблизи устья Дуная, вызванное сильным речным стоком, обсуждалось в нескольких исследованиях по данным численного моделирования [Beckers et al. 2002; Ivanov et al., 1996, 1997, 2004; Kourafalou et al., 2004; Bajo et al., 2014]. В то же время в [Korotaev et al., 2003; Grégoire, Lacroix, 2003] образование вихрей в этом районе объясняется воздействием ветра. Вблизи устья Дуная воды преимущественно перемещаются вправо (на юг) [Tolmazin, 1985; Иванов и др., 1996, 1997; Giosan et al., 1997; Bajo et al., 2014] в согласии с направлением геострофического переноса. На расстоянии нескольких десятков километров от устья плюм значительно разбавляется за счет ветрового перемешивания и горизонтальной турбулентности, а разница солености между плюмом и окружающими водами становится относительно небольшой (0,5-2,0 *psu*). Поэтому бароклинные

эффекты, связанные с градиентами солености в плюме, становятся менее значительными на некотором расстоянии от устья.

Высокие градиенты солености увеличивают потенциальную энергию и обуславливают ярко выраженную крупномасштабную и синоптическую бароклинную динамику вод Черного моря, которая во многом определяет перенос шельфовых вод (Раздел 1). Вдали от устья, в глубоководной части моря, транспорт речных плюмов во многом зависит от фоновых геострофических течений, синоптических вихрей, ветрового дрейфа, даунвеллингов и апвеллингов. Интенсивность ОЧТ характеризуется сильной межгодовой изменчивостью, которая, в первую очередь, определяется изменениями завихренности ветра над бассейном [Stanev, 1990, 2000; Oguz et al., 1992; Овчинников и др., 1993; Korotaev et al., 2001; Зацепин и др., 2002; Capet et al, 2012; Kubryakov et al, 2016a] (подраздел 1.1). Действие циклонической завихренности ветра на бассейновых масштабах приводит к дивергенции вод, что способствует запиранию вод на шельфе [Зацепин и др., 2002; Stanev et al., 2004]. Интенсивная струя ОЧТ действует как динамический барьер, переносящий воды плюма Дуная в виде прибрежного потока вдоль западного шельфа бассейна в южном направлении [Özsoy and Ünlüata, 1997; Yankovsky et al., 2004; Yunev et al., 2007; Дорофеев, Сухих, 2020].

Напротив, ослабление завихренности ветра способствует оттоку вод шельфа в открытую часть моря [Зацепин и др., 2002; Титов, 2004; Кубрякова, Коротаев, 2017] и увеличению потоков положительной плавучести в центральную часть моря (подраздел 1.4). Ослабление ОЧТ способствует образованию синоптических антициклонов, которые усиливаются в летний период [Зацепин и др., 2005; Kubryakov, Stanichny, 2015a; Kubryakov et al. 2016a] (пункт 1.2.3). Вихри, в первую очередь, крупные синоптические антициклоны захватывают шельфовые воды в свое орбитальное движение и переносят их далеко в глубоководную часть моря [Sur et al, 1996; Staneva et al., 1999; Ginzburg et al., 2000, 2002; Oguz et al., 2002; Yankovsky et al., 2004; Shapiro et al., 2010; Zhou et al., 2014]. В северо-западной части моря эти антициклоны часто формируются за Крымским полуостровом (так называемые севастопольские антициклоны) и перемещаются в циклоническом направлении со скоростью от 1 до 10 см/с над континентальным склоном [Гинзбург и др., 2002; Кубряков, Станичный, 2015] (подраздел 1.2). Перенос шельфовых вод, вызванный их вовлечением в орбитальные движения одного Севастопольского антициклона в 100-метровом слое, оценивается в 0,3 *Sv*, [Shapiro et al., 2010; Zhou et al., 2014], что в несколько раз превышает средний сток Дуная. В [Зацепин и др., 2002] вклад влияния адвекции шельфовых вод синоптическими вихрями оценивается в 60 % от общего кросс-шельфового переноса. В некоторых случаях антициклонические вихри могут переносить плюм Дуная на север, блокируя их на СЗШ [Yankovsky et al., 2004]. Вихревая динамика характеризуется значительной межгодовой изменчивостью, которая определяется

изменениями крупномасштабной динамики и завихренности ветра [Kubryakov, Stanichny, 2015a] (пункт 1.2.3).

Для исследования распространения различных объектов в морской среде, например, речных плюмов или загрязнений, широко используются модели распространения лагранжевых частиц («*particle-tracking model*»). В этих моделях перемещение частиц рассчитывается на основе известных полей скорости. Большинство существующих в настоящее время систем для расчета нефтяных загрязнений используют в своей основе трехмерные гидродинамические модели различной сложности [Коротенко, Мамедов, 2001; Kubryakov et al., 2012]. С появлением высокоточных альтиметрических измерений появилась возможность определять поля геострофических скоростей по спутниковым данным. Эти поля, основанные уже на измерениях, также могут быть использованы для расчета переноса лагранжевых частиц в океане. В частности, они применялись для изучения горизонтального перемешивания в Южном океане [Abernathey, Marshal, 2013; Sallée et al., 2013], переноса водных масс в Северном Тихом океане [Prants et al., 2014], распространения биологических объектов [Rudorff et al., 2009]. Однако альтиметрические измерения дают информацию только о геострофической скорости течений на поверхности.

Для определения полной поверхностной скорости необходимо учесть и дрейфовую компоненту течений, которая вносит существенный вклад в перенос примеси в верхнем слое [Johnson et al., 2007]. Прямое воздействие напряжения трения ветра существенно влияет на кросс-шельфовый обмен. Дрейфовые течения могут играть определяющую роль в переносе плюма в поверхностных слоях моря [Zhou et al., 2014]. Нагонные ветры, преобладающие в этой области, удерживают плюм у берега, блокируя его кросс-шельфовый перенос [Karageorgis et al., 2014]. Сгонные ветры, наблюдаемые периодически в течение теплого периода года, вызывают дрейф легких вод шельфа от берега на восток в центральную часть моря [Ильин и др., 1999].

Дрейфовые течения вызваны непосредственным воздействием ветра и могут быть параметризированы на основе имеющихся данных о скорости ветра, полученных по измерениям скаттерометров или данных атмосферных реанализов. Несмотря на то, что впервые такая параметризация была выполнена еще Экманом в 1905 г. [Ekman, 1905], попытки более точно описать изменчивость дрейфовых течений под воздействием ветра ведутся до сих пор. Одной из главных трудностей такого исследования является выделение дрейфовой компоненты течений из данных о скорости течений, измеренных тем или иным способом. Контактные измерения, например, измерения лагранжевых дрифтеров позволяют определить полную скорость течения, которая фактически является суммой скорости дрейфовых течений, обусловленных воздействием напряжения трения ветра; геострофических течений, обусловленных градиентами давления в океане, скоростью, связанными с вкладом других

агеострофических факторов (например, приливными течениями, внутренними волнами, инерционными и субинерционными движениями и др.). Для выделения дрейфовой компоненты течений и исследования её связи с ветровым воздействием вклад всех остальных факторов должен быть исключен. Для этой задачи используются различные методы. Например, в [Lenn, Chereskin, 2009; Chereskin, Roemmich, 1991] геострофическая компонента движения была рассчитана динамическим методом по гидрологическим данным, а затем была вычтена из измерений полной скорости *ADCP* (акустического доплеровского измерителя течений). Ralph, Niiler (1998) вычитали из измерения скорости дрифтером геострофическую скорость, полученную из климатического массива данных гидрологических наблюдений. Данные альтиметрии использовались для расчета геострофических скоростей с целью их исключения из соответствующего массива скоростей дрейфующих буев в ряде недавних работ [Lagerloef et al., 1999; Rio, Hernandez, 2003]. В недавних экспериментах [Кориненко, Малиновский, 2014] авторы вычитали скорость дрейфующего буя, измеренные на 5-метровой глубине (считая, что на этой глубине дрейфовые течения малы) из наблюдаемой по данным видеосъемки поверхностной скорости нефтяного слика для получения оценки дрейфовой скорости.

Еще один важный и нерешенный в настоящее время вопрос связан с определением дрейфовых течений на поверхности по имеющимся измерениям на определенной глубине. В большинстве предыдущих работ авторы определяют среднее значение коэффициента ветрового дрейфа и угла поворота дрейфовых течений на глубине измерений (около 15 м в случае *SVP*-дрифтеров). При этом для расчета поверхностной дрейфовой скорости используется некоторое среднее климатическое значение экмановской глубины в исследуемой акватории [Ralph, Niiler, 1998; Lagerloef et al., 1999] либо в наиболее детальном подходе [Rio, Hernandez, 2003] учитываются сезонные изменения экмановской глубины. Тем не менее, даже с учетом сезонного хода, такие методы являются в значительной степени приближенными, поскольку экмановская глубина существенно меняется как по времени, так и по пространству и на коротких, и на межгодовых временных масштабах.

В Разделе 2 настоящей работы на основе спутниковых измерений и лагранжевого моделирования исследуются физические механизмы влияния горизонтальной адвекции под действием крупномасштабной, вихревой динамики и дрейфовых течений на перенос примеси и изменчивость хлорофилла А (Хл) в Черном море на различных временных масштабах. В подразделе 2.1 настоящей работы представлена оригинальная методика, позволившая провести параметризацию скорости дрейфовых течений на поверхности по данным *SVP*-дрифтеров. Комбинация геострофических и параметризованных скоростей дрейфовых течений позволяет оценить полные скорости поверхностных течений [Johnson et al., 2007, Stanichny et al., 2016], которые были использованы для создания модели расчета переноса плавающих объектов и

нефтяных загрязнений по спутниковым данным в подразделе 2.2. В подразделе 2.3 эта модель используется для расчета межгодовой изменчивости распространения плюма Дуная в 1993-2015 гг., исследования её связи с физическими факторами и влияние на концентрацию Хл в подразделе 2.3. Интегральное влияние крупномасштабной и вихревой динамики Черного моря на межгодовую изменчивость концентрации Хл в центральной части бассейна исследуется в подразделе 2.4.

2.1 Параметризация поверхностных дрейфовых течений по дрифтерным измерениям

Определение взаимосвязи между ветром и дрейфовыми течениями является важнейшей задачей для оценки скорости поверхностных течений в океане, которые необходимы для решения большого количества прикладных и фундаментальных задач, например, для определения переноса водных масс под действием ветра, исследования распространения различных примесей, нефтяных или иных загрязняющих веществ, расчета переноса обломков судов или самолетов после кораблекрушений и авиакатастроф и др.

В настоящем подразделе для проведения параметризации скорости дрейфового течения на поверхности от скорости ветра используются данные *SVP*-дрифтеров и спутниковой альтиметрии. В работе анализировались измерения 59 *SVP*-дрифтеров, развернутых в Черном море с 2001 по 2008 гг. [Poulain et al., 2005; Tolstosheev et al., 2008]. Дрифтер имеет подводный парус с центром действия на глубине 15 м, сопротивление которого примерно в 40 раз больше, чем у связанного с ним поверхностного поплавка вместе с тросовой линией. Спутники системы «Аргос» определяют местоположение дрифтера с точностью до 10-100 м. Временное разрешение данных от 1 до 6 часов. Весь массив состоит из более чем 110 000 измерений местоположения дрифтеров. Перед обработкой массив данных был визуально проверен, чтобы исключить дрифтеры, которые могли потерять парус во время измерений. Если дрифтер имел очень большие скорости (более 40 см/с) в течение длительного периода времени (более 2 недель), его данные не использовались в работе. В результате дрифтеры №634 и №16330 были исключены из анализа.

Данные о положениях буев были линейно интерполированы по времени на регулярную 1-часовую сетку. После этого с использованием центральной разностной схемы рассчитывались скорости буев.

Для анализа характеристик ветра в этом разделе были использованы скорости ветра по данным *NCEP* на регулярной сетке 1x1° с 6-ти часовым временным разрешением за 2001-2008 гг. (*http://oceandata.sci.gsfc.nasa.gov/Ancillary/Meterological/*). Геострофическая

скорость рассчитывалась по данным спутниковой альтиметрии (подраздел 1.1). Скорость ветра и геострофические скорости линейно интерполированы на время и положение дрейфующих буев для анализа.

Изменчивость скорости вдали от берега, где горизонтальное трение мало, можно описать с помощью упрощенного уравнения движения жидкости:

$$\frac{d\vec{V}}{dt} + \vec{m} \times f\vec{V} = -g\nabla h + Kv\frac{d^2\vec{V}}{dz^2}, \qquad (2.1)$$

где ρ – плотность, кг/м^3;

z – глубина, м;

m = {-1,1,0};

Kv – коэффициент вертикальной турбулентной диффузии.

На поверхности: $\rho \cdot Kv\frac{d\vec{V}}{dz} = -\vec{\tau}$, где τ – напряжение трения ветра.

Первое слагаемое левой части уравнения (2.1) связано с влиянием нелинейных членов. На масштабах времени порядка суток наибольший вклад в открытом океане в этот член дают инерционные и субинерционные колебания, приливные течения [Ralph, Niiler, 1998]. В замкнутом Черном море амплитуды приливных колебаний малы, достигая лишь нескольких сантиметров в шельфовых зонах [Горячкин, Иванов, 2006], что в 5-10 раз ниже, чем в открытом океане. Черное море – зонально вытянутый бассейн с практически постоянным периодом инерционных колебаний (17-18 ч) [Блатов, 1984]. Поэтому в этом бассейне они могут быть с хорошей точностью исключены, используя фильтрацию 17-часовым скользящим средним. Эта фильтрация также исключает все более короткопериодные колебания. Все это делает Черное море исключительно удобной акваторией для фильтрации геострофической компоненты скорости и изучения дрейфовых течений.

Решение этого уравнения [Доронин, 1980] показывает, что скорость в верхнем слое может быть представлена как сумма двух независимых компонент – дрейфовой $\vec{V}_e$ и геострофической $\vec{V}_g$ компонент скорости:

$$\mathrm{V} = \frac{\tau}{\mu \cdot \mathrm{Kv}} \mathrm{e}^{-\mu z} + \frac{\mathrm{g}\nabla h}{\mathrm{if}} = \vec{V}_g + \vec{V}_e, \qquad (2.2)$$

где $\mu = \left(\frac{f}{Kv}\right)^{\frac{1}{2}}(1+i)$.

В настоящем исследовании используются измерения *SVP*-буев с парусом, центрированным на глубине 15 м. На этих глубинах геострофические течения в сильно стратифицированном Черном море в большинстве случаев вносят определяющий вклад в полную скорость дрифтеров [Кубряков, Станичный, 2013]. Поэтому высокоточная оценка этого вклада является важнейшей задачей для параметризации остаточных дрейфовых течений.

Для фильтрации геострофической скорости используются картированные данные альтиметров. Валидация альтиметрических данных о скоростях течений, проведенная в ряде работ на основе гидрологических, дрифтерных и спутниковых изображений, свидетельствует об их достаточно высокой точности [Кубряков, Станичный, 2011, 2013, Kubryakov et al., 2016]. Несмотря на это, ошибки, связанные с недостаточно высоким пространственным разрешением альтиметрических данных; с процедурой пространственно-временной оптимальной интерполяции вдольтрековых измерений альтиметров, могут повлиять на качество оценки скоростей течений, особенно в регионах с сильной синоптической динамикой [Lagerloef, et al., 1999; Chelton, et al, 2011; Kubryakov et al., 2018]. На глубине 15 м геострофические скорости доминируют над дрейфовыми, особенно в зоне основных течений, т.е

$$\vec{V}_e(z=15) < \vec{V}_g(z=15).$$

Поэтому даже незначительные неопределенности могут привести к большим ошибкам при простом вычитании геострофических скоростей $\vec{V}_g$, рассчитанных по данным альтиметрии, из полных скоростей дрифтеров

Однако, геострофические течения меняются значительно медленнее, чем дрейфовые течения, определяемые короткопериодной изменчивостью скорости и направления ветра. При резком изменении ветровых условий на поверхности $\frac{d\vec{V}_e(z=0)}{dt} >> \frac{d\vec{V}_g(z=0)}{dt}$. С глубиной дрейфовая скорость уменьшается, однако в таких условиях можно предположить, что даже на глубине 15 м $\frac{d\vec{V}_e(z=15)}{dt} \approx \frac{d\vec{V}_g(z=15)}{dt}$. Следовательно, анализ производной по времени от скорости (или ускорения) вместо использования полной скорости позволяет лучше выделить воздействие дрейфовых течений на движение буя.

Из уравнения (2.2) производная по времени от полной скорости буя равна:

$$\frac{d\vec{V}}{dt} = \frac{d\vec{V}_g}{dt} + \frac{d\vec{V}_e}{dt}. \quad (2.3)$$

Параметризируем дрейфовую скорость на глубине 15 м как:

$$V_{15}^x + iV_{15}^y = \mathrm{be}^{\mathrm{ia}} \times (u_x + \mathrm{i}u_y), \quad (2.4)$$

где V_{15}^x, V_{15}^y – зональные и меридиональные компоненты дрейфовой скорости на глубине 15 м,

u_x, u_y – зональные и меридиональные скорости ветра,

b – амплитудный множитель на глубине 15 м,

a – угол между направлением ветра и дрейфовым течением на той же глубине (параметр).

Простая интерпретация этой параметризации: амплитуды дрейфового течения пропорциональны амплитудам скорости ветра с коэффициентом b и углом поворота a.

Тогда производная по времени от дрейфовой скорости будет пропорциональна производной по времени от скорости ветра $\frac{d(\vec{u})}{dt}$.

$$\left|\frac{d(\vec{V}_e)}{dt}\right| = b \times \left|\frac{d(\vec{u})}{dt}\right|. \quad (2.5)$$

Все вышесказанное дает возможность оценить вклад дрейфовых и геострофических течений во временную изменчивость скорости буя, что позволит минимизировать ошибки, связанные с возможными неопределенностями в данных альтиметрии.

Для этого были выбраны только те ситуации, в которых влияние ветра на временную изменчивость скорости буев было определяющим. Каждая траектория дрейфующих буев была поделена на 10-дневные отрезки. Далее, для каждого отрезка вычислялось среднее значение производной по времени от скорости геострофического течения $\frac{dV_g}{dt}$ и скорости ветра $\frac{du}{dt}$.

Параметризация выполнялась для всех ситуаций, в которых $\frac{dV_g}{dt}$ была менее 0,001 м/с^2, а $\frac{du}{dt}$ более, чем 0,25 м/с^2. Эти предельные значения были выбраны эмпирически. Из уравнения (2.3) и уравнения (2.5) видно, что выбранные лимиты определяют, что влияние дрейфовой скорости на полную временную изменчивость скорости буя будет выше, чем влияние геострофических течений, если амплитудный коэффициент b больше 0,001/0,25=0,004 или более 0,4% (уравнение (2.7)). Всего было отобрано 34 ситуации, удовлетворяющих выбранным

критериям. Выбранные фрагменты траекторий дрифтеров были расположены как в центральной части бассейна, так и на периферии бассейна в струе ОЧТ (Рисунок 2.1). Все случаи соответствовали зимнему периоду (с октября по март), который характеризуется наиболее интенсивными ветрами.

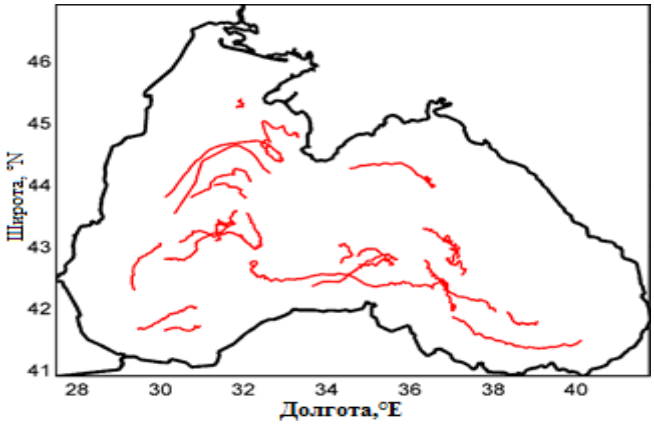

Рисунок 2.1 – Выбранные для анализа фрагменты дрифтерных траекторий

Для всех выбранных ситуаций будем считать, что влияние временной изменчивости геострофической скорости мало. Тогда из уравнений (2.3) и (2.4) получим:

$$\frac{dV_x}{dt} = b \times \left[\frac{du_x}{dt}\cos(a) + \frac{du_w}{dt}\sin(a) \right]; \frac{dV_y}{dt} = b \times \left[\frac{du_x}{dt}\sin(a) - \frac{du_w}{dt}\cos(a) \right]. \quad (2.6)$$

Далее, методом наименьших квадратов для каждого 10-дневного отрезка по известным данным о скорости дрифтера и скорости ветра были определены параметры *b* и *a*.

Расчетные значения параметров для некоторых ситуаций приведены в Таблице 2.1. На рисунке 2.2 показан пример временной изменчивости скорости буя и параметризованного дрейфового течения для двух выбранных случаев. Как видно из рисунка 2.2, рассчитанные коэффициенты позволяют с достаточной точностью описать временную изменчивость компонентов скорости буя.

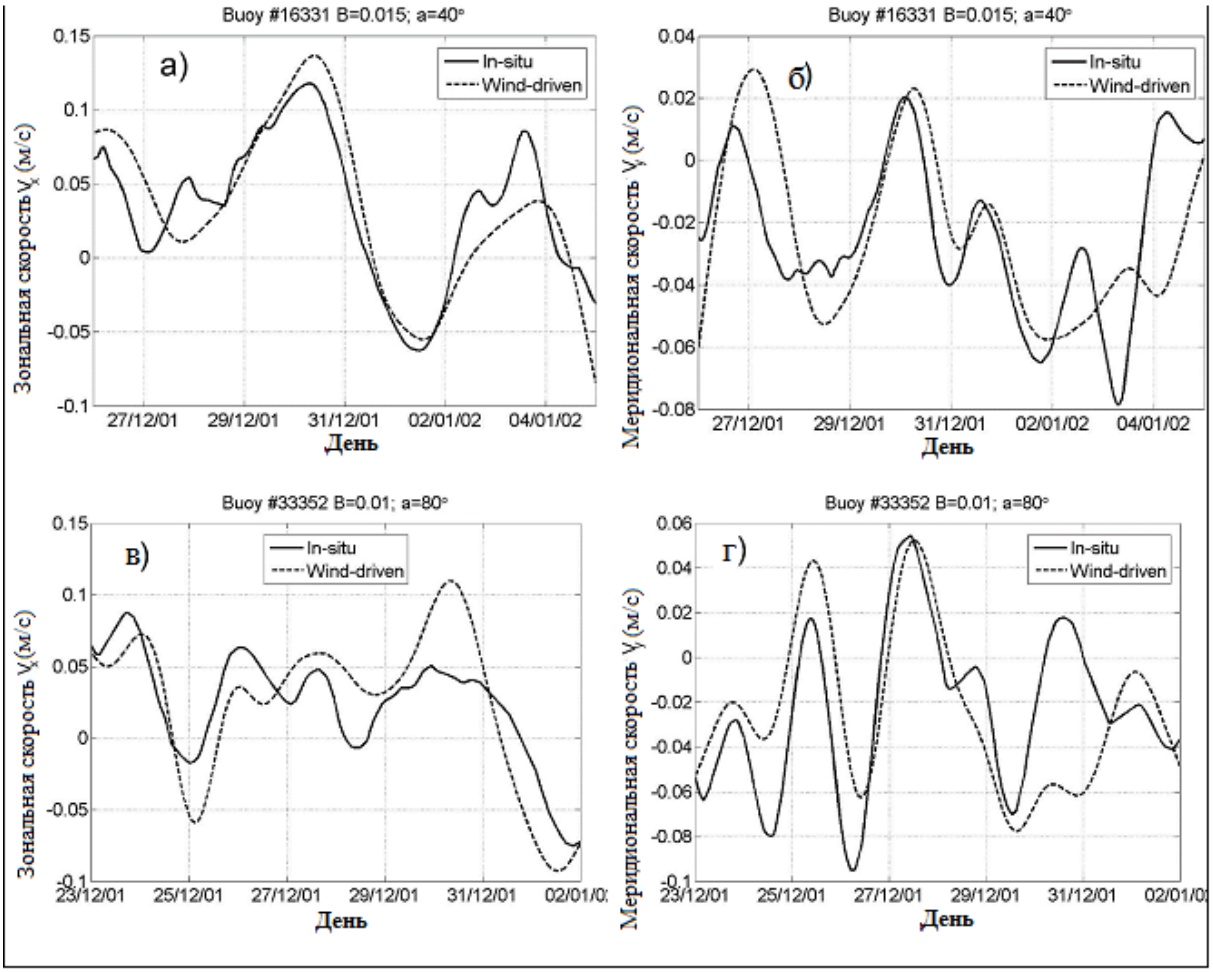

Рисунок 2.2 – Зональная (слева) и меридиональная (справа) составляющие скорости буя (сплошная линия) и параметризованного дрейфового течения (пунктирная линия) для двух случаев: *а, б* – буй №16331 (параметры: a=40, b=0,015); *в, г* – буй №33352, (параметры: a=80, b=0,01)

Анализ показывает, что параметры a и b для различных ситуаций характеризуются сильной изменчивостью; угол a изменяется от 10° до 90° вправо, коэффициент амплитуды b от 0,01 до 0,03, при этом средний угол поворота дрейфового течения на глубине 15 м равен 47°, средний коэффициент амплитуды – 0,017. Последнее значение намного выше, чем выбранное нами предельное для b (0,004).

Такая высокая вариабельность коэффициентов показывает, что зависимость дрейфового течения на глубине 15 м от скорости ветра существенно изменчива в различных ситуациях, в соответствии с выводами [Ralph, Niiler, 1999; Poulain et. al., 2009]. Эти различия связаны с влиянием характеристик верхнего слоя бассейна на вертикальный перенос энергии от

поверхностных слоев в глубинные. В теории Экмана [Ekman, 1905] такой основной характеристикой является глубина экмановского слоя.

Таблица 2.1 – Параметры *b* и *a* для некоторых случаев

№ буя	Период (даты в формате ГГ/ММ/ДД)	*b* (град)	*a (м)*
16330	03/10/11 – 03/10/21	0,02 0	30
16331	01/12/26 – 02/01/05	0,013	50
33349	01/11/23 – 01/12/03	0,014	30
33349	01/12/13 – 01/12/23	0,018	50
34252	05/01 /25 – 05/02/04	0,012	60
34253	05/01/25 – 05/02/04	0,009	80
34832	02/05/14 – 02/05/24	0,02 0	30
35500	03/02/27 – 03/03/09	0,02 0	30

В то же время важно, что параметры *b* и *a* не являются независимыми. Из рисунков 2.3, 2.4 видно, что максимальному значению угла поворота *a* соответствует минимальный амплитудный коэффициент *b*, т.е. *a* обратно пропорционально *b*.

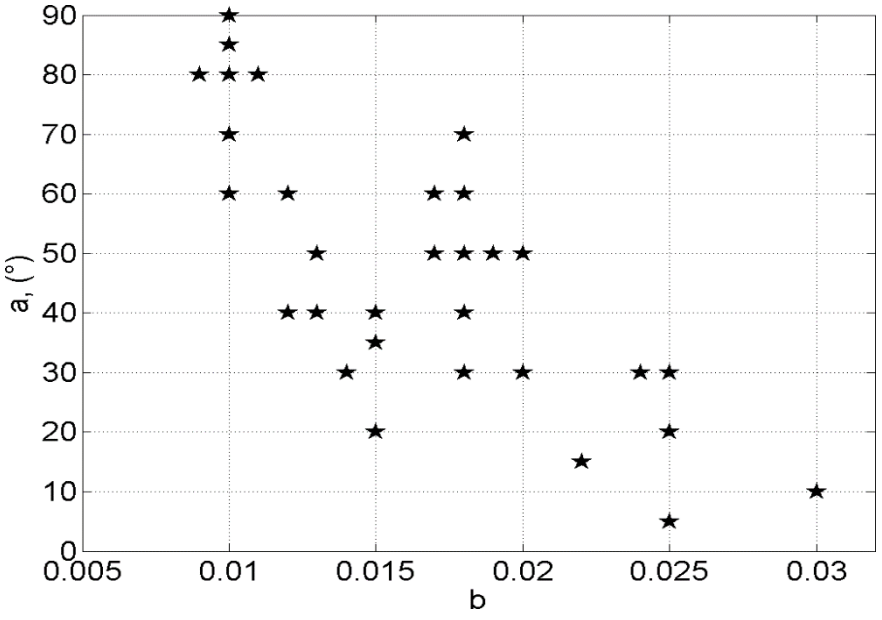

Рисунок 2.3 – Зависимость между амплитудным коэффициентом *b* и углом поворота *a* на глубине 15 м

Эта зависимость, предсказанная еще в работе [Ekman, 1905], позволяет восстановить вертикальное распределение дрейфовой скорости и параметризировать скорости поверхностных дрейфовых течений. Согласно теории Экмана [*Ekman*, 1905], скорость дрейфовых течений с глубиной вращающается вправо в северном полушарии с амплитудой, затухающей экспоненциально по мере увеличения глубины (спираль Экмана). Классическое решение Экмана для дрейфовых течений приведено ниже:

$$V_e^x = A_x \cdot e^{-\frac{z}{H_e}} \cdot \cos(\frac{z}{H_e} + \frac{\pi}{4}); V_e^y = A_y \cdot e^{-\frac{z}{H_e}} \cdot \sin(\frac{z}{H_e} + \frac{\pi}{4});\ A_{x,y} = \frac{\tau_{x,y}}{\rho\sqrt{f\mu}}, \qquad (2.7)$$

где τ_x, τ_y являются компонентами напряжение трения ветра,

μ – турбулентная вязкость,

H_e – глубина океана, на которую влияет воздействие напряжение трения ветра.

На глубине H_e/π движение дрейфового течения направлено противоположно поверхностному течению и составляет на широтах Черного моря 4% от скорости поверхностного течения [Ekman, 1905]. Из уравнения (2.7) видно, что амплитуда дрейфового течения и угол поворота зависят от глубины z и H_e.

Далее предположим, что скорость дрейфового течения пропорциональна скорости ветра, как в [Ralph, Niiler, 1999 (модель 2); Poulain, et. al., 2009], и уравнение (2.7) примет вид:

$$V_e^x = k|u| \cdot e^{-\frac{z}{H_e}} \cdot \cos(\frac{z}{H_e} + a_0) \qquad V_e^y = k|u| \cdot e^{-\frac{z}{H_e}} \cdot \sin(\frac{z}{H_e} + a_0), \qquad (2.8)$$

где a_0 – неизвестный угол между направлением ветра и поверхностным дрейфовым течением.

Следовательно, на глубине z=15 м амплитудный коэффициент b и угол поворота a, экспериментально определенные выше (Таблица 2.1) будут равны:

$$b = ke^{-\frac{15}{H_e}}; \qquad a = (\frac{15}{H_e} + a_0). \qquad (2.9)$$

Оба коэффициента являются функцией переменного параметра H_e и зависят от двух констант: k – коэффициента ветрового дрейфа и a_0 – угла поворота дрейфовых течений на

поверхности. Для того чтобы найти неизвестные константы k и a_0, аппроксимируем определенную выше эмпирически зависимость b от a из рисунка 2.3 кривой, заданной параметрически через H_e уравнением (2.9) с помощью метода наименьших квадратов.

На рисунке 2.4 изображено семейство кривых $b(a)$, рассчитанных с использованием различных параметров k и a_0 из облака точек, эмпирически определённых по дрифтерным измерениям значений a и b. Глубина H_e для построенных кривых варьируется от 10 до 100 м. Наиболее подходящая кривая соответствует коэффициенту ветрового дрейфа k, равному 0,028 или 2,8%, и углу между направлением ветра и поверхностным дрейфовым течением a_0=13°. Как видно из рисунка 2.4, кривые с k, равным 0,02 и 0,04, расположены ниже или выше эмпирических значений.

Таким образом, дрейфовая скорость на поверхности (z=0 м) может быть рассчитана как:

$$V^x{}_e = 0.028 \cdot u_x \cdot \cos(13{,}5°);\ V^y{}_e = 0.028 \cdot u_y \cdot \sin(13{,}5°). \qquad (2.10)$$

Коэффициент ветрового дрейфа 0,028 очень близок к классическому значению 0,03, определенному в большинстве предыдущих работ, например [Keulegan, 1951; Wu, 1975; Madsen, 1977]. Наиболее интересно то, что угол поворота дрейфового поверхностного течения намного меньше, чем согласно классической теории [Ekman, 1905]. Дрейфовое течение практически совпадает с направлением ветра и лишь незначительно отклоняется вправо на приблизительно 13,5°. Схожий результат был получен в теоретической работе [Madsen, 1977; Kirwan et al., 1979], в которой получены значения углов поворота 10° и 15°.

Классическая теория Экмана [Ekman, 1905] предсказывает, что поверхностное течение в северном полушарии направлены на 45° вправо от направления ветра с коэффициентом дрейфа ветра, равным $0{,}00127/\sqrt{\sin(y)} = 0{,}015$, где y – широта. Однако, как видно на рисунке 2.4 (серая линия), кривая с этими параметрами значительно завышает углы поворота и занижает амплитудные коэффициенты на глубине 15 м, что не соответствует большинству эмпирических значений. Таким образом, классическая теория Экмана предсказывает более интенсивное затухание и поворот дрейфовых течений, чем полученное в настоящем разделе по дрифтерным измерениям.

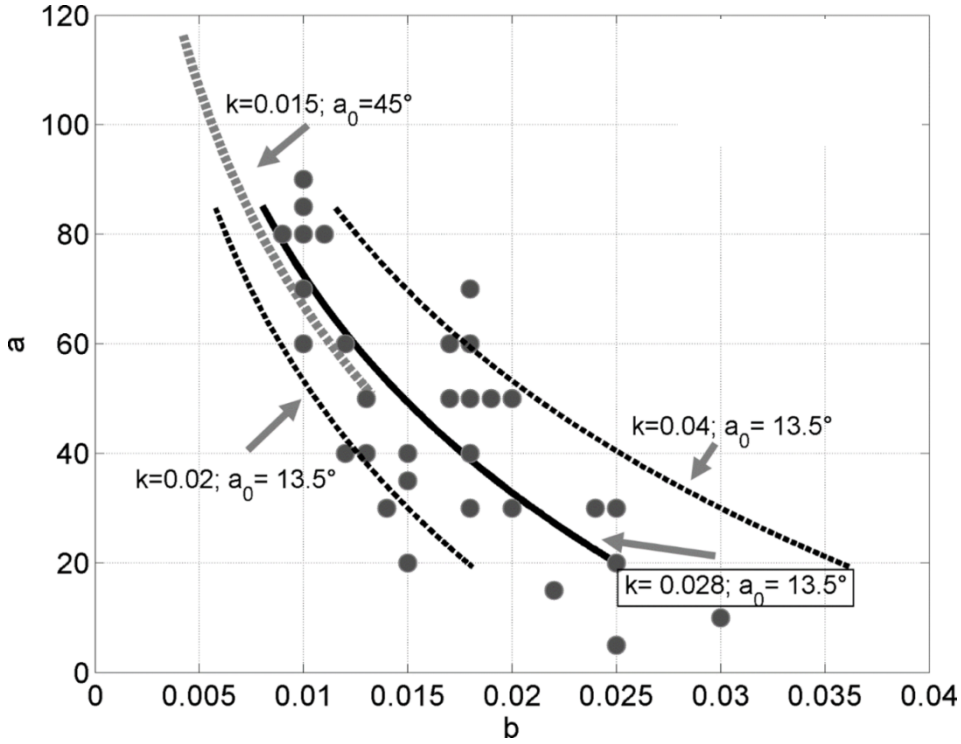

Рисунок 2.4 – Эмпирическая (точки) и теоретическая (линии) зависимости между коэффициентом амплитуды *b* и углом поворота *a* на глубине 15 м. Различные кривые построены с использованием разных коэффициентов *k* и угла a_0. Кривая с наилучшим соответствием (сплошная черная линия) соответствует *k=0,028* и a_0*=13,5°*.

Средний угол поворота на глубине 15 м, рассчитанный по данным дрифтеров, равен 47°, средний коэффициент амплитуды равен 0,017 (Таблица 2.1). Затухание и вращение течений зависит от глубины экмана H_e, которая, в свою очередь, определяется стратификацией бассейна. Согласно уравнению (2.11) средние значения коэффициентов *a* и *b* соответствуют H_e=30 м, что близко к значению толщины ВКС в Черном море в осенне-зимний период [Иванов, Белокопытов, 2013; Кубряков и др., 2019] (подраздел 3.3). При малых значениях H_e затухание и поворот течений будет более интенсивным. В частности, максимальное отмеченное значение угла поворота *a* на глубине 15 м равно 90° и соответствует H_e=10 м, а низкое значение *a*=20° соответствует H_e=100 м. Последняя величина соответствует наибольшим толщинам ВКС в Черном море, наблюдающимся в зимний период в антициклонах или в области даунвеллинга над континентальным склоном (подраздел 3.3).

В то же время, угол поворота a_0 и коэффициент ветрового дрейфа на поверхности не зависит от H_e. Таким образом, рассчитанные параметры a_0 и *k* являются универсальными, не зависят от структуры верхнего слоя, что делает их пригодными для использования в расчетах для разных сезонов года и для различных областей океана. Отметим, что значения a_0, а также *b* получены на умеренных широтах и могут несколько отличаться на очень высоких или низких широтах, где вклад силы Кориолиса будет иным.

2.2 Лагранжева модель расчета переноса плавающих частиц и растекания нефтяных загрязнений по спутниковым данным

2.2.1. Определение полей полных поверхностных течений и траекторий плавающих частиц по спутниковым измерениям

Полученная параметризация позволяет оценить полные поверхностные течения, используя альтиметрические измерения и данные о скорости ветра, как сумму геострофической и параметризованной дрейфовой скорости: $\vec{V} = \vec{V}_g + \vec{V}_e$. Поскольку полученная параметризация не зависит от характеристик верхнего слоя, предполагается, что она будет работать в любом регионе мира, по крайней мере, в средних широтах.

Для проверки этого предположения с помощью данного метода были восстановлены полные поверхностные течения в Каспийском море (Рисунок 2.5). Для расчета геострофических скоростей V_g по данным спутниковой альтиметрии использовались регулярные данные об аномалии уровня моря, полученные по вдольтрековым данным современных спутниковых альтиметрических миссий (*Jason*-1, *Jason*-2, *Envisat*, *Topex/Poseidon*, *GFO*) с пространственным разрешением ¼°. Для перехода от аномалий уровня к полной динамической топографии необходимо было к полям аномалий уровня прибавить поле средней динамической топографии, в качестве которого использовалось климатическое поле уровня для Каспийского моря, полученное на основе результатов моделирования с усвоением гидрологических данных [Кныш и др., 2008].

По градиентам динамической топографии, из уравнения геострофического баланса были получены скорости поверхностных геострофических течений. Для расчета дрейфовой компоненты в настоящем разделе использовались данные реанализа *NCEP* о скорости ветра. Примеры построенных карт скорости приповерхностного ветра и полной поверхностной скорости течения приведены на рисунке 2.5.

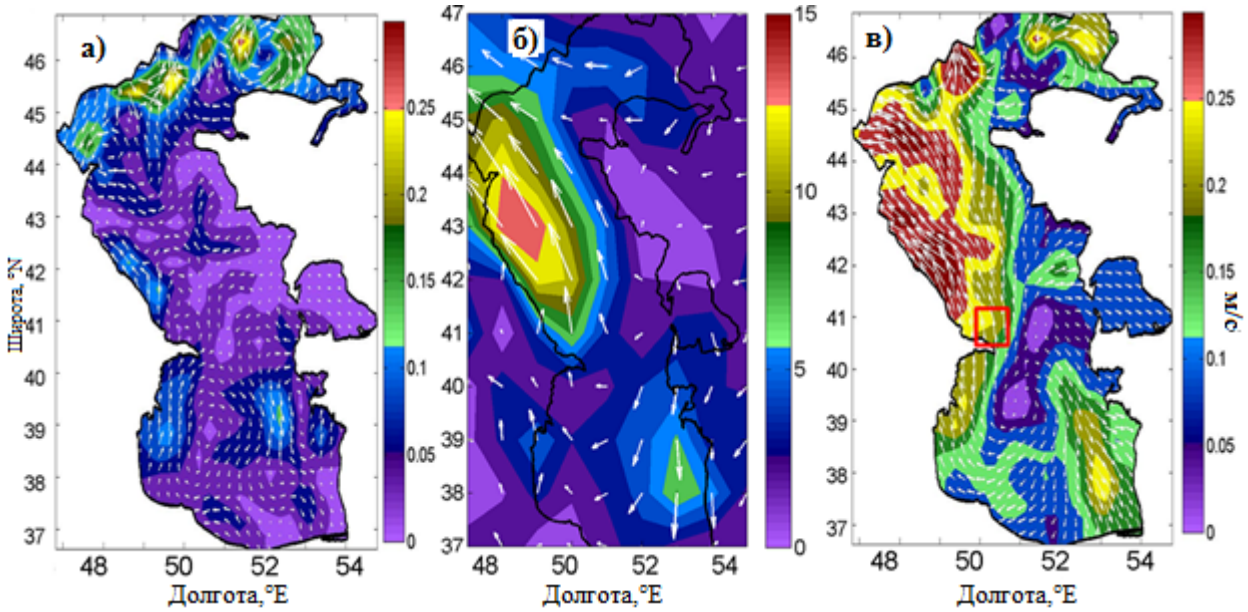

Рисунок 2.5 – Полученные по альтиметрическим данным геострофические скорости (*а*); скорости ветра (*б*); суммарные скорости поверхностного течения в Каспийском море за 17 мая 2007 г. 12:00 *UTC* (*в*). Красный квадрат на рисунке 2.5, *в* отображает область наблюдения нефтяного пятна

Для верификации полученных поверхностных течений и оценки возможности их использования для расчета траекторий плавающих частиц использовались последовательные спутниковые оптические и радиолокационные снимки. В примере на рисунке 2.6 изображено проявление нефтяного слика характерной «круглой» формы в районе Нефтяных камней на западе Каспийского моря (красный прямоугольник на рисунке 2.5). Этот нефтяной слик впервые наблюдался 17 мая 2007 г. в 07:17 *UTC* на изображении *MERIS* в видимом канале (Рисунок 2.6, *а*). Затем в 18:34 пятно той же формы было отмечено на радиолокационном снимке *ASAR Envisat* (Рисунок 2.6, б). Видно, как за 11 часов пятно смещается более, чем на 10км.

Эта ситуация хорошо подходит для верификации проведенной параметризации дрейфового течения, поскольку геострофические скорости в исследуемой зоне были относительно слабыми (0,02-0,03 м/с). В это же время в этой зоне наблюдались достаточно сильные юго-восточные ветры со скоростью 7-10 м/с (Рисунок 2.5).

Для расчета перемещения данного пятна по полученным полям полной поверхностной скорости в точку, соответствующую переднему фронту пятна с координатами 40,63°N, 50,24°E, была выпущена виртуальная частица. Траектории этой частицы были рассчитаны с 07:00 до 19:00 17 мая 2007 г. Расчеты были выполнены с использованием параметров, полученной в подразделе 2.1: k=0,028, a_0=13° и классических значений из работы [Ekman, 1905]: k=0,03, a_0=45° (Рисунок 2.6). Траектория виртуальной частицы, рассчитанная с использованием

классического значения угла поворота дрейфовых течений a_0=45°, не соответствует наблюдениям (синяя линия). При таких параметрах частица смещается намного правее нефтяного пятна на северо-восток. В то же время траектория частицы с параметрами a_0=13° и k=0,028 (красная линия) достаточно хорошо совпадает с перемещением трассера и по направлению, и по пройденному расстоянию.

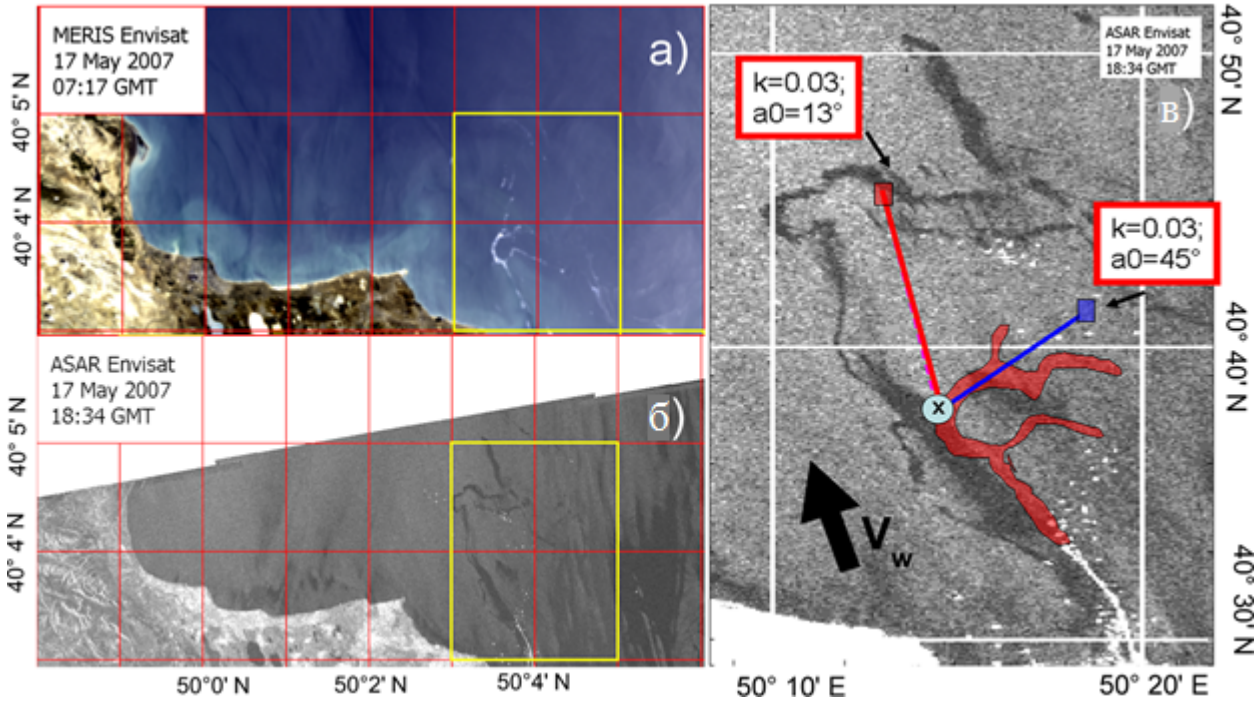

Рисунок 2.6 Оптическое изображение *MERIS Envisat* от 17 мая 2007 г. за 07:17 *UTC* (*а*); радарное изображение *ASAR Envisat* от 17 мая 2007 г. 18:34 *UTC* (*б*); результат расчетов смещения слика по предложенному методу (*в*). Красный полигон на рисунке 2.6, *в* показывает положение нефтяного слика с характерной «круглой» формой по данным *MERIS Envisat* от 17 мая 2007 г. за 07:17 *UTC*. Крестик на рисунке 2.6, *в* – начальная точка расчета. Цветовые линии представляют смоделированные траектории: красная – k=0,028, a_0=13°; синяя – k=0,028, a_0=45°. Толстая черная стрелка показывает среднее направление ветра.

Еще одно подобное сопоставление было выполнено на основе данных снимка *MODIS-AQUA*, полученным в 9:35 16 августа 2015 г. в области солнечного блика, на котором видна постоянная утечка нефти. Для верификации метода из точки, соответствующей концу этого пятна с координатами (40,26°N, 50,85°E), был запущен расчет траектории виртуальной частицы в обратном направлении. Такой расчет позволяет идентифицировать источник утечки. Результаты для двух расчетов (*k*=0,028, a_0=13° – красная линия и *k*=0,028, a_0=45 – синяя линия от 9:35 16 августа до 00:00 15 августа показаны на рисунке 2.7. Конечная точка траектории, полученная с использованием параметризации дрейфовой компоненты скорости из подраздела 2.1 для *k*=0,028, a_0=13°, хорошо соответствует положению нефтяных платформ. В то

же время согласно расчету при k=0,028, a_0=45° положение источника находится к западу от нефтяных платформ, что не соответствует данным *MODIS-Aqua*.

На этом изображении *MODIS* также видны ряд особенностей – вытянутые полосы (*wind stripes*). Эти полосы вызваны влиянием ветра (Ленгмюровская циркуляция) и отображают направление ветра в период получения снимка. Как видно по положению этих полос и форме нефтяного разлива, направление распространения нефтяного загрязнения близко к направлению ветра, с небольшим отклонением вправо, которое значительно меньше классического значения 45°. Отметим, что распространение нефтяного загрязнения также зависит от процессов растекания, диспергирования нефти, которые более подробно описываются в пункте 2.2.2 настоящей работы.

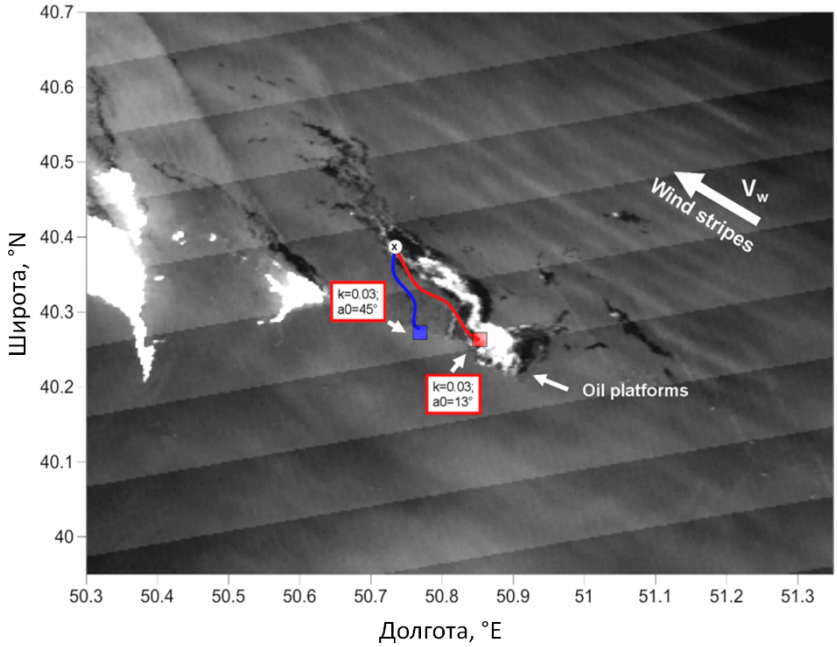

Рисунок 2.7 – Оптическое изображение *MODIS Aqua* в зоне блика за 16 августа 2015 г. 09:35 *UTC*, отображающее распространение нефтяных сликов от платформы в районе Нефтяные камни. Красная линия показывает расчет обратной траектории с параметрами (k=0,028, a_0=13°), синяя линия с параметрами (k=0,028, a_0=45°)

Пример восстановления полных поверхностных течений и их применение для расчета перемещения нефтяного пятна в Черном море, зафиксированный на двух последовательных радиолокационных снимках, представлен на рисунке 2.8.

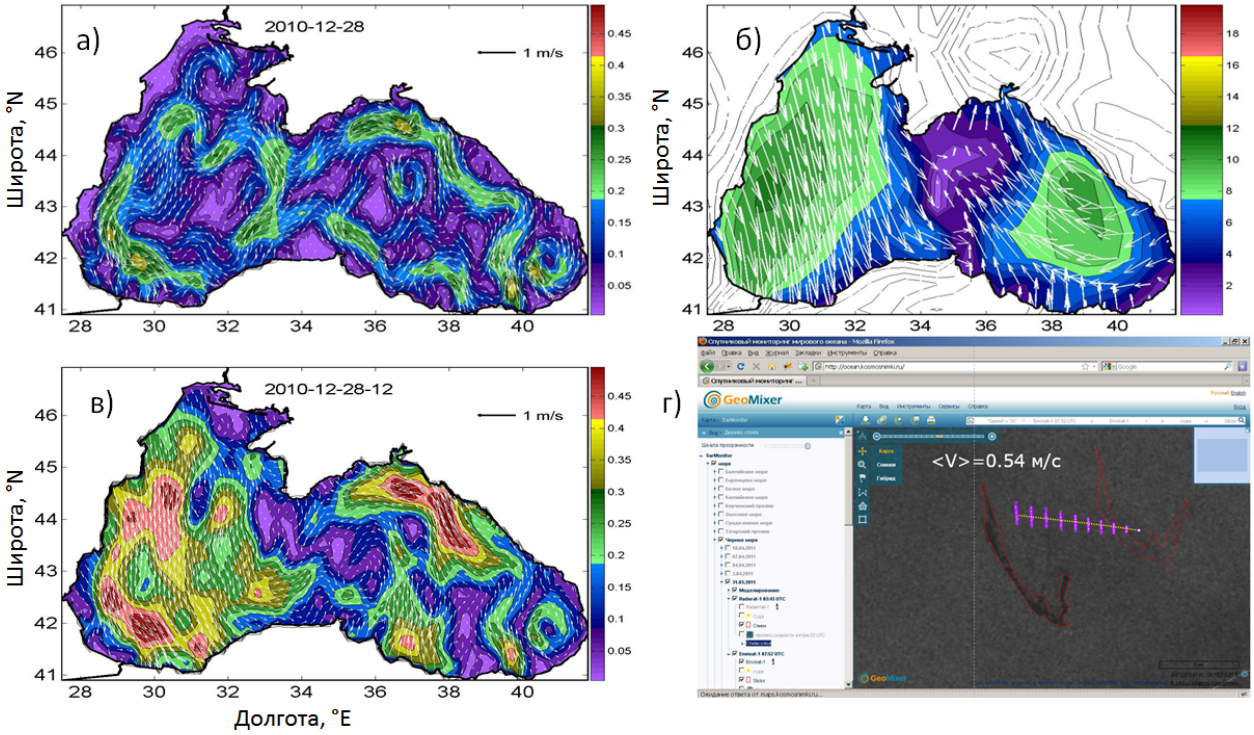

Рисунок 2.8 – Поле поверхностной геострофической скорости, полученное по данным альтиметров: *а* – скорости ветра по данным *NCEP*; *б* – восстановленной карты полных поверхностных течений; *в* – за 28 декабря 2010 г. 12:00 *UTC*; *г* – смещение нефтяного пятна (контуры – красная линяя) по данным последовательных радиолокационных наблюдений, наблюдавшееся на снимке *RadarSat-on* в 03:43 *UTC* 31.02.2011 г. и *Envisat*-1 в 07:43 *UTC* 31.02.2011 г. и по результатам расчета (фиолетовые точки, желтая линяя) на портале «Космоснимки», группы компаний СКАНЭКС (http://ocean.kosmosnimki.ru/).

Красной линией на рисунке 2.8 представлен контур нефтяной пленки, наблюдавшийся на снимке *RadarSat-on* в 03:43 *UTC* 31.02.2011 г. и *Envisat*-1 в 07:43 *UTC* 31.02.2011 г. Результат расчета перемещения центра масс из точки с координатами 36.95°E, 44.47°N представлен на рисунке 2.8 желтой линией. Пятно находилось в струе ОЧТ и перемещалось на запад под действием ветра и геострофических течений с большой скоростью – 0,52 см/с. Как видно на рисунке 2.8, предложенная модель успешно воспроизвела направление движения и расстояние, на которое переместилось нефтяное пятно.

Еще один пример верификации модели показан на рисунке 2.9. Продолговатый слик необычной формы, вероятно вызванный разливом с проходящего судна, был зафиксирован в Средиземном море на снимке *ASAR* 26 сентября 2011 г. Такая форма пятна, скорее всего, связана с его смещением под действием поверхностных течений. Для моделирования перемещения этого слика задавался примерный курс проходящего судна в виде прямой линии (зеленая линия). Расчет перемещения нефти от заданного курса, представленный на рисунке 2.9 синей линией, хорошо совпадает с данными радиолокационных снимков. Смещение южной

части пятна на запад, а северной – на восток, было преимущественно вызвано действием мощного антициклонического вихря, что хорошо видно по данным спутниковой альтиметрии.

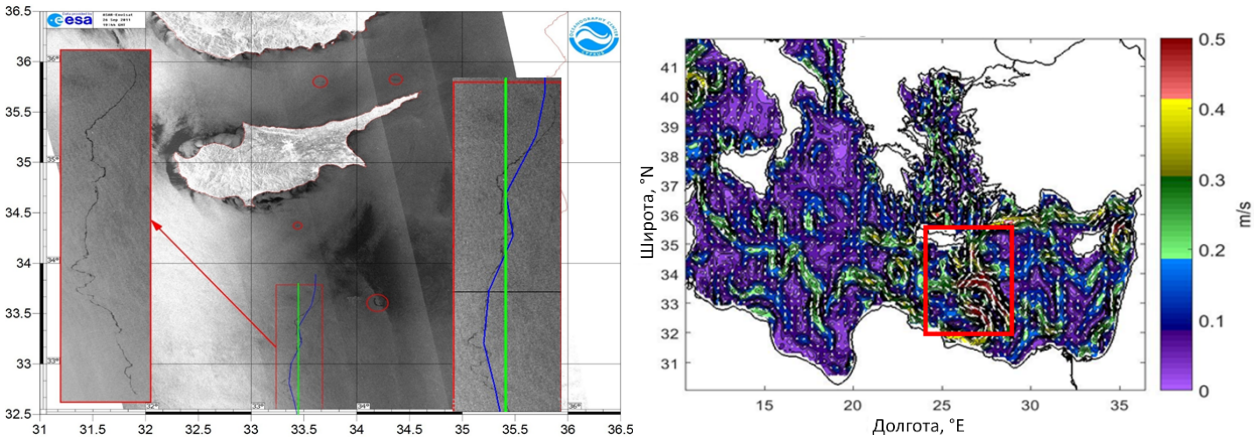

Рисунок 2.9 – Радиолокационное изображение *ASAR* за 26 сентября 2011 г. (слева). Зеленая линия – примерный курс проходящего судна, синяя линяя – результаты расчета. Карта скорости геострофических течений по данным спутниковой альтиметрии (справа)

В ряде случаев предлагаемый подход может быть применён не только к плавающим объектам, но для расчёта перемещений локальных особенностей в полях взвеси или температуры. Применение указанного метода для расчёта перемещения вихревой структуры, находящейся в зоне ОЧТ, хорошо регистрируемой на снимках сканера *MODIS* за 5 и 8 апреля 2016 г., продемонстрировало адекватность предложенных расчётов для описания таких процессов. На рисунке 2.10 показаны карты сканера *MODIS-Aqua* в «естественных» цветах для восточной части Черного моря за 5 апреля 2016 г. (Рисунок 2.10, *а*) и 8 апреля 2016 г. (Рисунок 2.10, *б*). Стрелками указано положение перемещающегося вихря с диаметром порядка 10-15 км, проявляющегося как область с увеличенным рассеянием за счёт аккумулируемой взвеси. На рисунке 2.10, *в* красной линией показана расчётная траектория, жёлтые окружности соответствуют положениям вихря за 5 и 8 апреля, соответственно. За трое суток вихрь сместился на 40 км в северо-западном направлении, что хорошо было воспроизведено модельными расчётами.

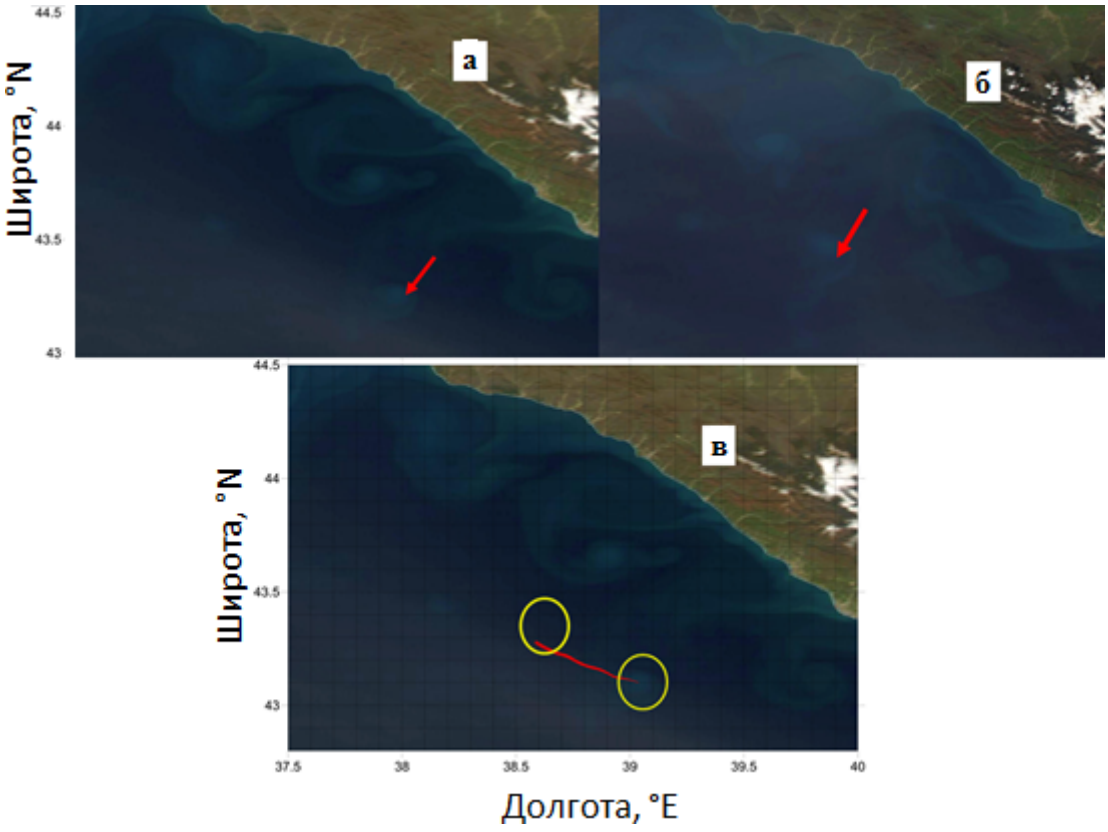

Рисунок 2.10 – Карты сканера *MODIS* в естественных цветах: *а* – за 5 апреля 2016 г., *б* – за 8 апреля 2016 г.; *с* – расчётная траектория за трое суток (красная линия) и положения вихря за 5 и 8 апреля (жёлтые окружности)

2.2.2 Модель растекания нефтяных загрязнений *FOTS*

В настоящее время разработан ряд моделей [Коротенко, Мамедов, 2001; Lehr et al., 2002; Chen et al., 2007; Liungman, Mattson, 2011], учитывающих наиболее важные процессы, влияющие на динамику растекания нефти по морской поверхности (перемещение под действием течений и ветра, гравитационное растекание, адвекционный перенос, диспергирование, испарение, турбулентное перемешивание и др.). Большинство моделей используют в своей основе трехмерные гидродинамические модели различной сложности, в рамках которых результаты расчетов во многом зависят от точности расчетов атмосферных моделей (потоков тепла, влаги и т.д.) и большого количества используемых параметризаций. В настоящем подразделе для этой цели предлагается использовать разработанную автором модель *FOTS* (*Floating Objects Tracking System*), которая базируется только на имеющихся данных спутниковых измерений и атмосферного реанализа и может быть использована для любой акватории Мирового океана. Верификация модели в рамках оценок параметров разлитой нефти

с помощью многоуглового метода (МУМ) выполнена по результатам анализа радиолокационных снимков в акватории месторождения Нефтяные Камни в Каспийском море.

Разработанная модель *FOTS* относится к классу моделей «*oil spill particle-tracking*» [Коротенко, Мамедов, 2001; Lehr et al., 2002; Chen et al., 2007; Liungman, Mattson, 2011]. В модели нефтяное пятно разбивается на m частиц, имеющих форму цилиндра толщиной h_{oi}, соответствующей начальной толщине пятна, объемом Vol_m и радиусом $r_m = \sqrt{Vol_m / (\pi \cdot h_{oil})}$. Поскольку под влиянием различных процессов со временем толщина цилиндров будет уменьшаться, радиусы увеличиваться, а положение изменяться, то суммарная площадь пятна будет расти и будет изменяться его форма.

Исходными данными для моделирования изменения формы и толщины нефтяного пятна являются: масса разлитой нефти M, тип нефти, начальное состояние нефти (свежая или выветренная, подвергшаяся действию метеоусловий), режим разлива нефти (импульсный, непрерывный), дата и время (*UTC*), начало и конец обработки; координаты источника (источников) разлива. В процессе расчетов из открытых архивов скачиваются региональные или глобальные (в зависимости от заданных параметров региона) карты аномалий уровня моря или карты абсолютной динамической топографии, полученные по данным спутниковой альтиметрии (http://www.aviso.oceanobs.com/), карты температуры поверхности моря [Reynolds, et. al., 2007] и карты скоростей ветров по данным глобальной модели *NCEP* [Kanamitsu et al., 2002], на основе этих данных проводится моделирование.

В модели используются три типа нефти: легкая, средняя и тяжелая. От типа нефти зависят её начальные параметры: – кинематическая вязкость, м^2/с; $\rho_н$ – плотность, кг/м^3; e_{max} – процент летучей фракции; $emul_{max}$ – максимально возможный процент эмульгированной нефти; константы c_1, c_2, использующиеся при расчете испарения нефти (Таблица 2.2). Константы были взяты из анализа данных, представленных в [Weaver, 2003].

Таблица 2.2 – Параметры нефти

тип	$\nu_н$	$\rho_н$	e_{max}	$emul_{max}$	C_1	C_2
легкая	0,05	850	0,35	0,001	2,4	0,045
средняя	0,2	900	0,25	0,05	1,5	0,045
тяжелая	5	950	0,05	0,25	0,12	0,002

При запуске модели на каждом шаге обработки учитывались следующие процессы: растекание нефти, адвекция течениями и горизонтальная турбулентность, гравитационное растекание нефтяной пленки, испарение, диспергирование, эмульгирование.

Адвекция нефти течениями. Движение нефтяного пятна под действием течений зависит от полной скорости течений, которое определяется как сумма геострофических и дрейфовых скоростей течений: $V = V_g + V_e$.

Поверхностные течения были восстановлены по данным альтиметрии и скорости ветра *NCEP*, как было описано в пункте 2.2.1. Лагранжевы траектории частиц рассчитывались по схеме Рунге-Кутта. Эта схема имеет четвертый порядок точности, что позволяет использовать её и для долговременных, и для кратковременных расчетов.

Растекание нефти. В зависимости от взаимодействия гравитационных, инерционных, вязких сил и сил поверхностного натяжения процесс растекания нефтяного пятна по морской поверхности делится на 3 фазы (режима): гравитационно-инерционный, гравитационно-вязкий и режим поверхностного натяжения [Fay, 1969; Hoult, 1972; Монин, Красицкий, 1985].

На каждом шаге обработки *dt* определяется время существования нефтяного пятна $t = dt \cdot n \div dt \cdot (n+1)$, где *n=0..N*, *N* – число шагов) и соотносится с временами перехода из гравитационно-инерционного режима растекания нефти в гравитационно-вязкостный режим t_{12} и из гравитационно-вязкого режима в режим поверхностного натяжениях t_{23}:

$$t_{12} = 2.61 \cdot \sqrt[3]{\frac{Vol}{g' \cdot \nu_в}};\ t_{23} = 0.8077 \cdot \frac{\rho_в \cdot \sqrt[3]{Vol^2 \cdot g' \cdot \nu_в}}{\alpha}, \qquad (2.11)$$

где *Vol* – объем разлитой нефти, м^3;

$g' = g * (\rho_в - \rho_н)/\rho_в$;

где $\rho_в$, $\rho_н$ – плотность воды и нефти, соответственно, кг/м^3;

g – ускорение свободного падения,м/с^2;

$\nu_в$ – кинематическая вязкость воды, м^2/с;

α – коэффициент поверхностного натяжения, кг/с^2.

Далее, в зависимости от режима растекания пятна, с внутренним шагом $dt = 1$ с рассчитывается площадь пятна *A* и ее изменение *dA*:

а) для гравитационно-инерционного режима:

$$A_{ги} = K_1 \cdot t\sqrt{Vol}\,; \qquad dA_{ги} = K_1 \cdot \sqrt{Vol} \cdot dt, \tag{2.12}$$

где $K_1 = 1{,}3 \cdot \pi \cdot \sqrt{\Delta g}$.

б) для гравитационно-вязкого режима:

$$A_{гв} = K_2 \cdot \sqrt{t} \cdot V_{ol}^{\,2/3}; \qquad dA_{гв} = K_2 \cdot V_{ol}^{\,2/3} / 2 / \sqrt{t} \cdot dt, \tag{2.13}$$

где $K_2 = 2{,}1 \cdot \pi \cdot \sqrt[3]{\frac{\Delta g}{\sqrt{\nu}}}$.

в) для режима поверхностного натяжения

$$A_{пн} = K_3 \cdot t^{\frac{3}{2}}; \qquad dA_{пн} = \frac{3}{2} \cdot K_3 \cdot t^{\frac{1}{2}} \cdot dt, \tag{2.14}$$

где $K_3 = 2{,}6 \cdot \pi \cdot \sqrt{\frac{\alpha^2}{\rho^2 \cdot \nu}}$.

После этого рассчитывается изменение толщины пленки dh_{oil}:

$$dh_{oil} = \frac{Vol}{A} - \frac{Vol}{A + dA} \tag{2.15}$$

В зависимости от типа разлива задается разное начальное время существования пятна t_0 и определяется разная начальная толщина нефтяной пленки h_0:

а) **при мгновенном разливе свежей нефти** начальное время существования пятна t_0 задается равным t_{12}, которое зависит от объема и вязкости нефти. При этом начальная площадь

пятна A_0 рассчитывается на время t_{12} по формуле (2.12), а начальная толщина h_0 определяется как $A_0 = \frac{V_{ol}}{h_0}$, т.е.:

$$h_0 = \frac{\sqrt{V_{ol}}}{K_1 \cdot t_{12}} \tag{2.16}$$

б) **при мгновенном разливе выветренной нефти** начальное время t_0 задается равным t_{23} по формуле (2.11), начальная площадь A_0 рассчитывается на время t_{23} по формуле (2.13), а толщина h_0 определяется из (2.13) как:

$$h_0 = \frac{\sqrt[3]{V_{ol}}}{K_2 \cdot \sqrt{t_{23}}} \tag{2.17}$$

Для режима выветренной нефти испарение задается равным нулю.

в) **При постоянном разливе**. Начальное время для каждой новой выпущенной частицы равно t=0 с. Далее для каждой частицы растекание рассчитывается в зависимости от прожитого частицей времени.

Горизонтальная турбулентность. Для учета подсеточных процессов, связанных с горизонтальной турбулентностью, на каждом шаге времени частице задается дополнительное перемещение dl, пропорциональное скорости частицы как:

$$dl = Pturb \cdot Kt \cdot dL, \tag{2.18}$$

где P_{turb} – случайная величина (от 0 до 1);

значение K_T=0,1 является аналогом коэффициента турбулентной горизонтальной диффузии;

dL – перемещение частицы на данном шаге.

Диспергирование. В процессе диспергирования нефть турбулентным перемешиванием или обрушением ветровых волн разбивается на капли различного размера (от 1 до 500 мкм), часть из которых переносится в глубину жидкости. Капли, опущенные на глубину, могут вернуться в пленку. Но поскольку скорость капель на поверхности выше, чем на некоторой глубине, то диспергированная часть нефти будет отставать, а некоторая часть безвозвратно теряться. Для расчета диспергирования нефти используется параметризация, предложенная в [Delvigne, Sweeney, 1988]. Считается, что этот процесс происходит в основном из-за обрушений волн. Масса диспергирующей нефти для каждого размера капель определяется как:

$$Q_d = r_{ice} \cdot \Delta t \cdot C^* \cdot E_b^{0.57} \cdot F_b \cdot A_н \cdot f_{disp} \qquad (2.19)$$

где r_{ice} – поправочный коэффициент на лед ($r_{ice}=1$, если лед отсутствует [French-McCay, 2004]);

C^* – эмпирическая константа вовлечения, определяемая в [Fingas, 1996; Schramm, 1992] как:

$$C^* = \exp\left(-0{,}1023 \cdot \ln\left(v_H\right) + 7{,}575\right), \text{ если } v_H < 0{,}132 \cdot 10^{-3} \text{ м}^2/\text{с};$$

$$C^* = \exp\left(-1{,}8927 \cdot \ln\left(v_H\right) + 16{,}313\right), \text{ если } v_H > 0{,}132 \cdot 10^{-3} \text{ м}^2/\text{с};$$

E_b – энергия диссипации волн на единицу объема, равна $E_b=0{,}0034 \cdot \rho_в \cdot g \cdot H_b^2$ [Berry et al., 2012],

где H_b – высота обрушающихся волн, $H_b=1{,}5 \cdot H_s$,

$H_s=0{,}0248 \cdot u^{2-}$ значимая высота волн;

u – скорость ветра на высоте 10 м, м/с;

$F_b=3 \cdot 10^{-6} \cdot u^{3,5}$ – процент поверхности, покрытой обрушающимися волнами;

A_H – площадь поверхности, покрытый нефтью;

f_{disp} – распределение капель нефти по размерам. Согласно [Delvigne, Sweeney, 1988] оно может быть аппроксимировано как $f_{disp} = \int_{d_{\min}}^{d_{\max}} d^{0.7} \Delta d$.

Для расчета распределения капель по размеру разбивалось на интервалы $\Delta d = \left(d_{\max} - d_{\min}\right)/10$

Максимальный d_{max} и минимальный d_{min} размер капель определялся как:

$$d_{\max} = 3400 \cdot E^{-0.4} \cdot (\nu_н \cdot 10^6)^{0.34}, \; d_{\min} = 500 \cdot E^{-0.4} \cdot (\nu_н \cdot 10^6)^{0.34}. \qquad (2.20)$$

Интегрируя Q_d по всем классам размеров капель, получаем суммарное количество диспергирующей нефти Q_d^{Σ}. Далее считалось, что некоторая часть диспергирующей нефти $Q_{возвр}=P_{возвр}\cdot Q_d^{\Sigma}$ возвращается в пленку $(P_{возвр}=0.9)$ и равна суммарному проценту капель с размером более 10 мкм [Liungman, Mattson, 2011]. Остальная часть безвозвратно терялась. Количество диспергирующего объема каждой частицы задавалось случайным образом так, чтобы суммарный для всех диспергирующих частиц объем был равен Q_d^{Σ}. Именно поэтому рассчитанная толщина пленки на картах нефтяных пятен неоднородна. При этом скорость частиц уменьшалась пропорционально количеству вернувшихся в пленку диспергирующих частиц, т.к. они побывали на глубине, где скорость течений меньше.

Эмульгирование. Эмульгирование – процесс захвата воды нефтью с образованием нефтяной эмульсии. Образование эмульсии значительно влияет на свойства нефти – вязкость и плотность. Для каждого типа нефти существует максимально возможный процент содержания воды в нефти $emul_{\max}$. Для расчета количества воды в нефти используется формула из работы [Mackay et al., 1980]:

$$\frac{dY}{dt}=k_{em}\cdot W^2\cdot(1-\frac{Y}{emul_{\max}}) \tag{2.21}$$

где Y – количество воды в нефти;

$k_{em}=1.5\cdot 10^{-6}$;

$M_W=Y\cdot M$ – количество воды в нефти.

Испарение. На количество нефти на поверхности воды значительно влияет процесс испарения. Существуют максимально возможное количество испаренной нефти, равное проценту летучей фракции $e_{\max}$. Испарение рассчитывалось по известной формуле из работы [Mackay et al., 1980]:

$$f_e = \left(C_1 + C_2\cdot T\right)\cdot \ln\left(\frac{t}{60}\right) \tag{2.22}$$

Здесь f_e – количество испаренной нефти;

C_1, C_2 – константы;

T – температура.

Температура поверхности определялась на основе массива температуры *OISST* [Reynolds et al., 2007], полученного на основе комбинированных спутниковых измерений температуры в микроволновом и инфракрасном диапазонах. Пространственное разрешение данных составляет 0,25°, временное – 1 день.

После ряда преобразований получаем, что процент испаренной летучей фракции нефти E_{fr} за шаг времени *dt* равен

$$E_{fr} = C_e / K_e \cdot \ln(e^{K_e / C_e \cdot E_0} + K_e dt), \tag{2.23}$$

где $K_e = 1/60$;

E_0 – процент нефти, испаренной за предыдущий шаг по времени;

$C_e = \frac{K_e}{100}(C_1 + C_2 \cdot T)$.

Тогда количество массы, потерянной из-за испарения за шаг по времени равно $m_e = M \cdot e_{\max} \cdot E_{fr}$. Суммарная потеря массы M_e рассчитывается как сумма m_e за каждый шаг времени.

Изменение плотности и вязкости нефти. Из-за процессов испарения, эмульгирования и др. меняется состав нефти и его физические свойства. Поскольку эмульгированная нефть состоит из воды и нефти, плотность нефти рассчитывается на каждом шаге по формуле:

$$\rho_{\text{н}} = \frac{(1 - M_W)}{M} \rho_{\text{н}} + \frac{M_W}{M} \rho \,. \tag{2.24}$$

Вязкость также считается на каждом шаге по формуле

$$\nu_{нп} = \left[\nu_{н0} \cdot \exp\left(\frac{C_{m1} \cdot (M_{W0} / M)}{1 - C_{m2} \cdot (M_{W0} / M)} \right) \right] * \left[\exp\left(\frac{1}{10} \frac{m_e}{M_0} \right) \right], \tag{2.25}$$

где M – масса нефти,

$\nu_{н0}$, M_{W0} – начальная вязкость нефти, масса воды в нефти (в результате эмульгирования),

m_e, M_0 – масса испаренной нефти и начальная масса нефти, соответственно, на данном шаге,

$C_{m1} = 2{,}5; C_{m2} = 0{,}65$ – константы.

Как видно из уравнения (2.27) первый сомножитель в выражении учитывает влияние эмульсификации на вязкость нефти [Schramm, 1992], а второй связан с зависимостью вязкости от испарения нефти.

В конце каждого шага по времени рассчитывается суммарное изменение объема пленки из-за процессов вытекания нефти из источника (первый член) и процессов «выветривания» – испарения, диспергирования и эмульгирования (второй член):

$$\frac{dV_{ol}}{dt} = \frac{dV_{ol\,S}}{dt} + \frac{dV_{ol\,\omega}}{dt} \tag{2.26}$$

Далее рассчитывается суммарное изменение толщины пленки из-за процессов; вытекания нефти h_{abv}, ее растекания h_{spr} (формула 2.15) и за процессов h_{atm}, связанных с уменьшением объема нефти (формулы (2.20) –(2.25)):

$$\Delta h_{oil} = \Delta h_{adv} - \Delta h_{spr} - \Delta h_{atm} = h_{oil} \cdot \Delta t \cdot \frac{1}{Vol} \cdot \frac{dVol_S}{dt} - \Delta h_{spr} - \Delta h_{atm} \tag{2.27}$$

2.2.3 Сопоставление динамики нефтяных загрязнений по модели *FOTS* и радиолокационным изображениям

2.2.3.1 Движение и оценка изменений толщины нефтяной пленки по данным радиолокационных изображений (РЛИ). Для оценки толщины нефтяной пленки использовался метод МУМ теории рассеяния радиоволн морской поверхностью в присутствии пленок поверхностно-активных веществ конечной толщины [Боев, Карвицкий, 1997; Боев, Ясницкая, 2003]. Подробно метод описан в работе [Матвеев и др., 2016]. Повышение

достоверности радиофизических оценок метода МУМ достигается путем оптимизации числа параметров, влияющих на конечный результат. Для этого в качестве измеряемой величины при оценке толщины поверхностных нефтяных пленок используется значение радиолокационного контраста (далее радиоконтраста) загрязненной поверхности, определяемого как отношение мощностей сигналов, принимаемых радиолокатором от загрязненных нефтью и чистых участков морской поверхности. Это позволяет при малых временах спутниковой съемки (10-20 с) считать стабильными как параметры аппаратуры и характер движения спутника-носителя, так и состояние морской поверхности и атмосферы в пределах исследуемой акватории. При этом измерение радиоконтрастов исключает из рассмотрения угловую зависимость формы диаграммы направленности приемо-передающей антенны радара синтезированной апертуры (РСА) и отраженного от моря сигнала, поскольку величина сигнала, принимаемого от чистой и загрязненной морской поверхности, определяется при одинаковом угле зондирования θ.

Краткое описание метода МУМ состоит в следующем. В используемой теории рассеяния теоретический радиоконтраст $D_{теор}(p,h,\alpha,\nu_H,\rho_H)$ в общем случае является функцией пяти характеризующих пленку параметров: активности (упругости) p_{oil}, толщины h, поверхностного натяжения α, вязкости $\nu_н$ и плотности ρ_H. При наличии достаточно большого массива экспериментальных значений радиоконтрастов принципиально возможно составить пять независимых уравнений – равенств – и решить их относительно всех этих параметров. В случае зондирования акватории месторождения Нефтяные Камни, для которой параметры разлитой по поверхности нефти (вязкость, поверхностное натяжение и плотность) уже известны, для определения остальных двух неизвестных параметров: активности p_{oil} и толщины h_{oil} достаточно составить два уравнения. Например, с использованием данных спутниковой съемки РСА сантиметрового диапазона на последующих витках, т.е. при зондировании одной точки нефтяного пятна под двумя разными углами θ_1 и θ_2:

$$\begin{aligned} D_{теор.}(\theta_1, \mathrm{p_{oil}}, h_1) &= D_{эксп.}(\theta_1, \mathrm{p_{oil}}, h_1) \\ D_{теор.}(\theta_2, \mathrm{p_{oil}}, h_2) &= D_{эксп.}(\theta_2, \mathrm{p_{oil}}, h_2) \end{aligned}, \; h_2 = h_1 - \Delta h \qquad (2.28)$$

Таким образом, используя две оценки радиоконтраста, полученные, например, в разных областях пятна, можно определить толщину пленки по данным РСА. Этот метод будет использоваться в данном пункте для верификации модели растекания нефти *FOTS*.

Проведенный с помощью *on-line* каталога *EOLISA* многолетний анализ спутниковых радиолокационных изображений, пригодных для проверки МУМ, подтвердил, что наиболее

контрастно и часто нефтяные загрязнения наблюдаются в акватории месторождения Нефтяные Камни в Каспийском море. В рамках проекта C1P.11140 с *ESA* с помощью *on-line* каталога *EOLISA* были заказаны и получены серии из 4-5 последовательно снятых в этом районе (с интервалом 0,5-4 суток при углах зондирования θ=15°-40°) РЛИ *Envisat*-1 разных лет с разрешением 150 м (*ASA*-*WSM*-1*P*).

Рассмотрим особенности обработки на примере анализа пары РЛИ (рисунок 2.11), снятых на восходящем (Рисунок 2.11, *а*) и нисходящем (Рисунок 2.11, *б*) витках с интервалом ~ 12 ч.

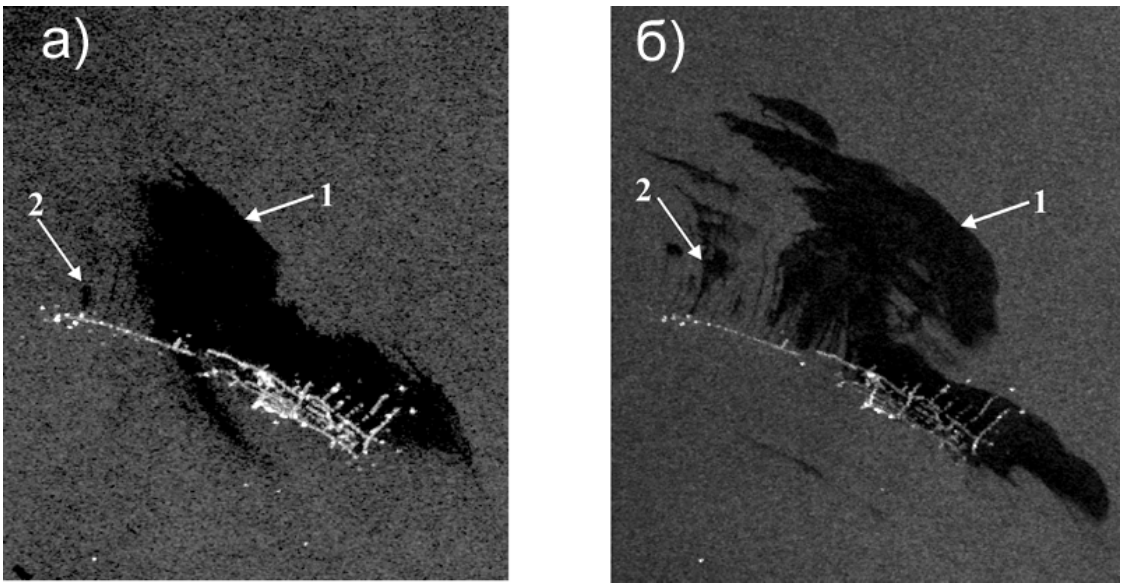

Рисунок 2.11 – Совмещенные фрагменты РЛИ разливов нефти в акватории месторождения Нефтяные Камни в Каспийском море, полученные с помощью *Envisat*-1 (*ASA*-*WSM*-1*P*, поляризация ВВ): *а* – 09.09.2004 г. в 18.35 *UTC*, *б* – 10.09.2004 г. в 06.46 *UTC* с разрешением 150 м (© *ESA*). Стрелками 1, 2 указаны области анализа

Обработка изображений (калибровка, поворот, сечения по рядам, совмещение контрольных точек для измерения радиоконтрастов) проводилась с помощью стандартной программы *NEST* 4*B*-1.0 по следующей методике: радиоконтрасты определялись как разница значений удельной эффективной площади рассеяния (УЭПР) поверхности, загрязненной нефтью, и чистой морской поверхности при одинаковых углах зондирования. Для этого оригинальные изображения преобразовывались программой *NEST* 4*B*-1.0 в изображения с известной УЭПР в каждом пикселе (калибровались). Сечение по ряду в таком калиброванном изображении дает одновременно значения УЭПР моря и нефти в дБ при одинаковом угле

зондирования. Для уменьшения ошибки измерений УЭПР проводилось усреднение значений по соседним пикселям 3-х рядов (усреднение по строке) и фильтрация (усреднение по ряду).

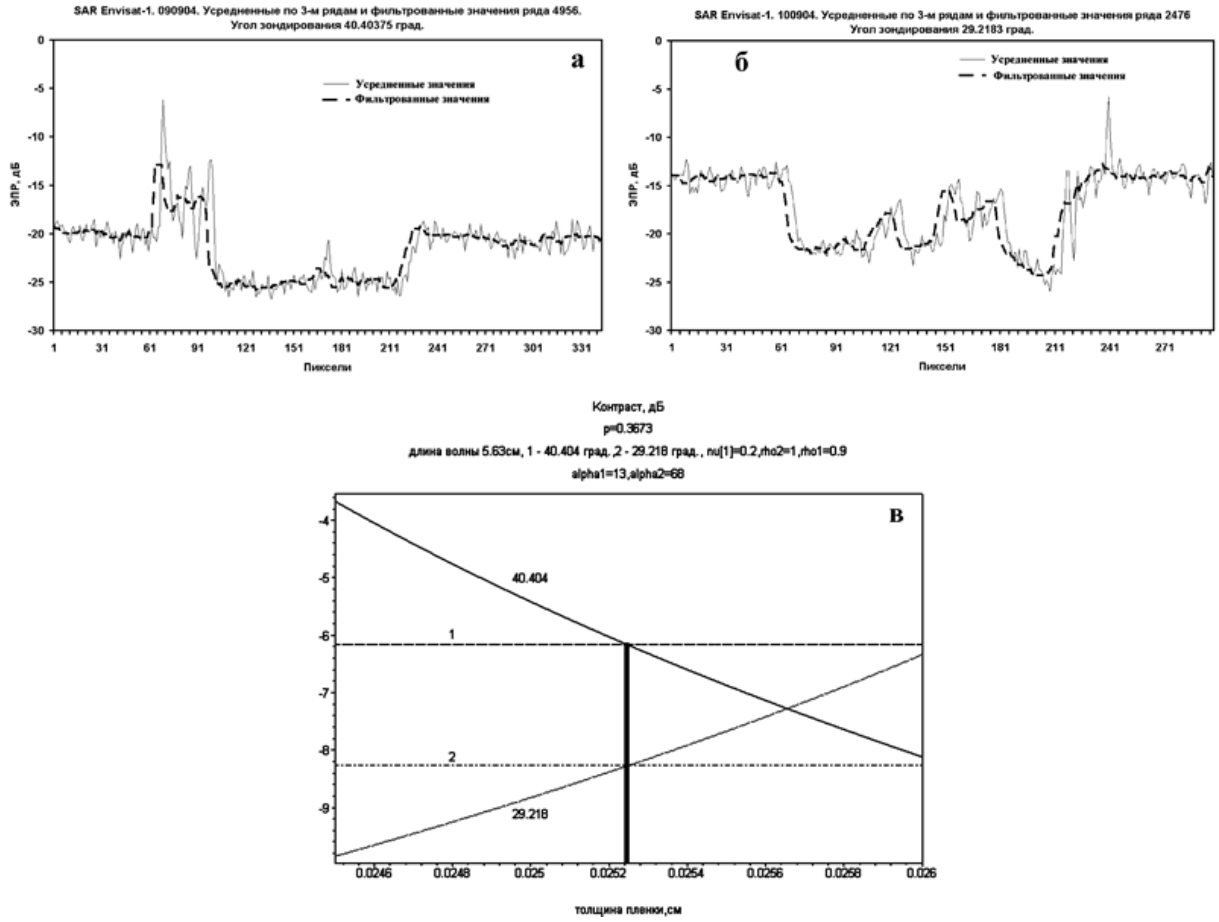

Рисунок 2.12 –Значения УЭПР морской поверхности в соответствующих рядах РЛИ: *а* – 09.09.2004 г., *б* – 10.09.2004 г.; *в* – расчетная толщина пленки (жирная линия) для экспериментальных значений радиоконтрастов, полученных из рисунка 2.12, *а* и рисунка 2.12, *б*

Полученные величины радиоконтрастов использовались для расчета толщин пленки по формуле (2.28). Определение толщин проводилось как по данным каждой съемки (при этом выбирались разные точки нефтяного пятна), так и съемок за два дня. Примеры сечений по ряду калиброванных РЛИ морской поверхности для определения радиоконтрастов и результаты расчетов толщины пленки в совпадающих до пикселя (75 м) точках изображений приведены на рисунке 2.12.

Расчеты толщин нефтяной пленки проводились по формулам из пункта 2.2.2 для большого пятна П1 (область 1, рисунок 2.11, *а*) и для малого пятна П2 (область 2, рисунок 2.11, *б*). Как показали расчеты, усредненная по площади нефтяного пятна П1 толщина пленки на каждом из РЛИ составила 0,25 мм, а для пятна 2 составила 0,1 мм.

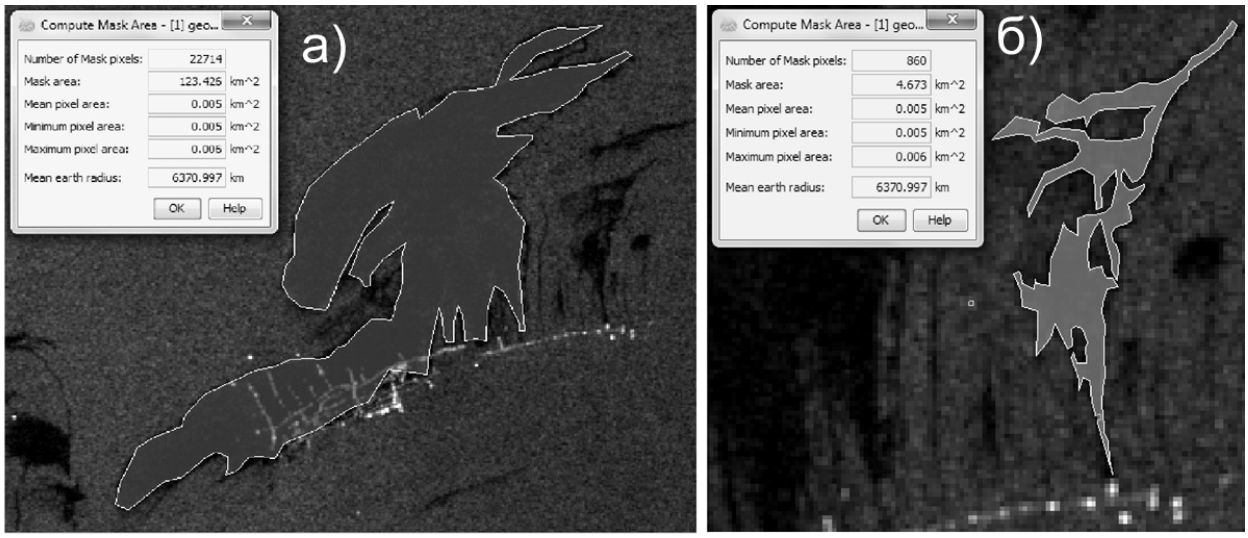

Рисунок 2.13 – Определение площади нефтяных пятен с помощью программы *NEST* 4*B*-1.0 по РЛИ 10.09.2004 г.: *а* – для большого пятна П1; *б* – для малого пятна П2

Для оценки объемов разлитой нефти была определена площадь нефтяных пятен с помощью программы *NEST* 4*B*-1.0 (рисунок 2.13). Определение площади пятен проводилось по оригинальным изображениям для исключения возможных ошибок, возникающих при повороте изображений. Как показали оценки, площадь большого пятна на двух последовательных РЛ-снимках отличается незначительно (примерно на 2.3 км^2) и составляет примерно 120 км^2 (рисунок 2.13, *а*), тогда объем нефти равен: $V_{ol} = A_1 \cdot h_{oil} = 123,426 \cdot 10^6 \text{ м}^2 \cdot 0,25 \cdot 10^{-3} \text{ м} = 30500 \text{ м}^3$, а вес нефти M при плотности ρ_{oil}=0,9 т/м^3 составит $M = V_{ol} \cdot \rho_{oil} = 2745$ т. Соответственно, при площади малого пятна A_2=4,673 км^2 (рисунок 2.13, *б*) объем разлитой нефти равен V_{ol}=467,3 м^3, а вес $M = Vol \cdot \rho_{oil} = 420,6$ т.

2.2.3.2 Моделирование динамики загрязнений. Моделированию предшествовал предварительный анализ формы пятна и массы разлитой нефти, а также сейсмических и погодных условий в исследуемом районе до радиолокационных съемок и в промежутке между ними. Данные радиолокационных оценок формы и массы пятен нефти показали, что моделирование можно проводить раздельно для большого и малого количества разлитой нефти, а именно для большого и малого пятен (рисунок 2.11, стрелки 1 и 2, соответственно).

Примеры карты скорости приповерхностного ветра и полной поверхностной скорости течения в Каспийском море за 09.09.2004 г. 18.00 *UTC* приведены на рисунок 2.14.

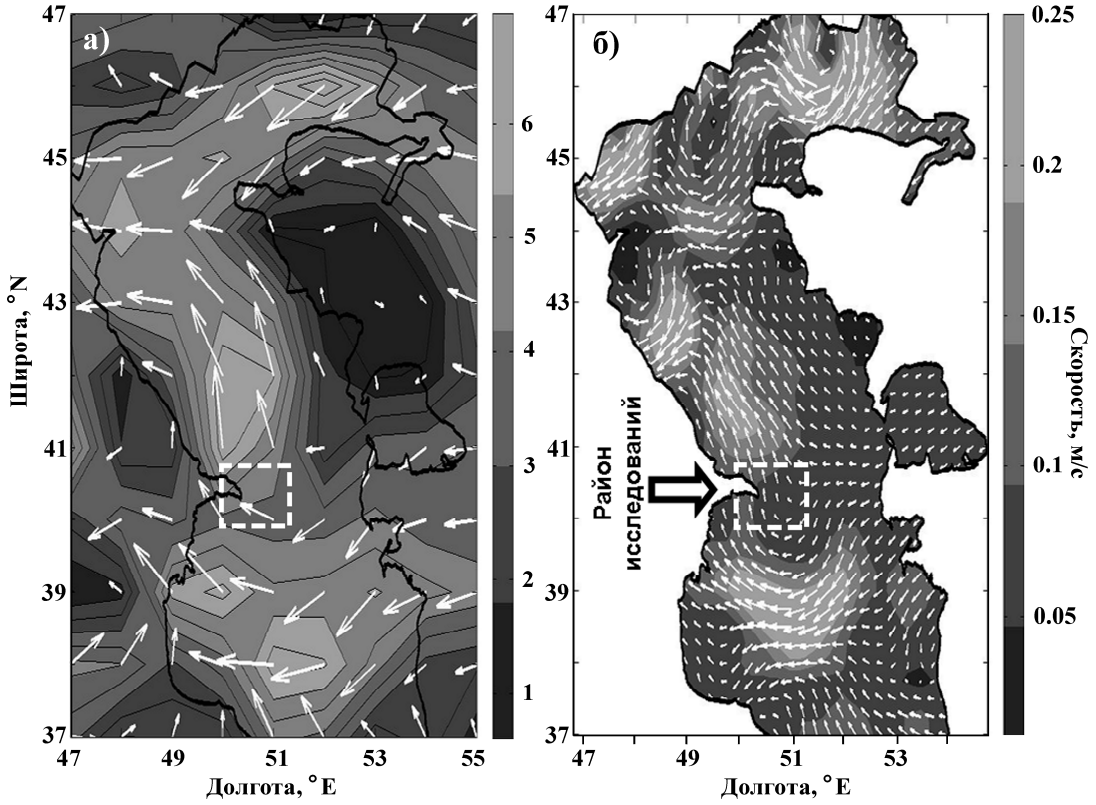

Рисунок 2.14 – Примеры карт: *а* – скорости ветра, *б* – полной скорости течения в Каспийском море на 09.09.2004 г. 18.00 *UTC*. Квадратом указан район месторождения Нефтяные Камни. Оттенками серого цвета указана скорость в м/с

Для первого случая моделирование позволяет указать на первопричины появления в акватории такого большого объема нефти (30000 м^3). Согласно открытым данным Национального информационного центра по землетрясениям (*NEIC*) геологической службы США в акватории Каспийского моря перед первой радиолокационной съемкой были зарегистрированы три землетрясения: 08.09.2004 г. в 16.16 *UTC* магнитудой 3,8, в 20.22 *UTC* – магнитудой 3,7 и в 22.20 *UTC* – магнитудой 4,7. Поэтому было сделано предположение, что такие последовательные толчки совместно с перечисленными выше процессами распространения нефти по поверхности вполне могли сформировать к моменту первой радиолокационной съемки пятно с измеренными параметрами. Наиболее вероятными местами разлива являются области бурения нефтяных скважин, которые видны на РЛИ как яркие точки в конце белых линий – платформ буровых, объединенных в эстакаду нефтедобывающего комплекса.

Опираясь на эти соображения, было проведено моделирование динамики растекания нефтяного пятна 1, начало моделирования которого привязано к началу сейсмической активности. На рисунке 2.15 показаны траектории центров масс частиц, выпущенных одновременно из 50 источников, равномерно распределенных вдоль штриховой линии, показанной на рисунке 2.15, *а*, *б*. Время начала разлива соответствует времени первого землетрясения, а

конечное время – времени второй радиолокационной съемки, т.е. общий интервал анализа с 08.09.2004 г. 16.20 *UTC* по 10.09.2004 г. 06.28 *UTC*. При этом был выбран «средний тип нефти», характеристики которого соответствуют типичным характеристикам нефти в этом районе Каспийского моря [Суханов, 1979].

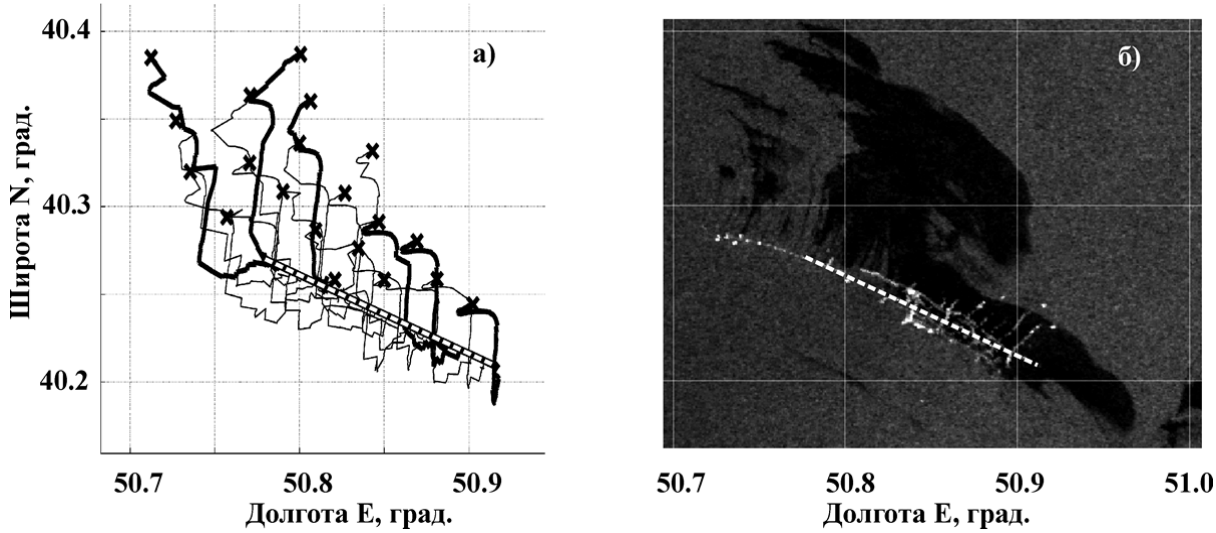

Рисунок 2.15 – Результаты моделирования распространения большого пятна 1 (рисунки 2.11, *а*, *б*) (*а*) и фрагмент РЛИ РСА *Envisat*-1 10.09.2004 г. (*б*). Линия начала моделирования показана на рисунке 2.15, *а, б* штриховой белой линией. Траектории некоторых частиц для наглядности выделены жирным. Концы траекторий центров масс частиц показаны на рисунке 2.15, *а* крестами

Как видно из рисунка 2.15, *а* сначала нефть двигалась на юг (до 09.09.2014 г. 05.00 *UTC*) под действием дрейфовых течений, вызванных северно-восточным ветром. После этого ветер поменял свое направление на юго-восточное и пятно двигалось на север. При этом южный край смещался к северу гораздо слабее, чем северный край пятна из-за неоднородности ветра (Рисунки 2.11, *а*, *б*). Северный край переместился на северо-запад, а затем повернул вправо на северо-восток, что согласуется с перемещением границы нефтяного пятна, определяемого по последовательным радиолокационным снимкам. Такая траектория связана в первую очередь с изменением направления и скорости ветра. Ветры ослабевали и вращались на запад в конце расчета, что и вызвало поворот в движении пятна. Отметим, что скорости ветра в интервале между РЛ-съемками были невысоки – от 3 до 5 м/с. Геострофические скорости не меняли своего направления, были невелики ~0,05 м/с и направлены на юго-восток.

Также как и для большого пятна П1, можно промоделировать и появление малого пятна нефти (рисунок 2.11). На рисунке 2.11, *а* это пятно наблюдается со слабым контрастом и даже с измененным динамическим диапазоном РЛИ. Это связано с тем, что при съемке пятно

находилось в дальней зоне полосы обзора радара (угол наблюдения θ=40°). Поскольку нефтяной разлив наблюдается на обоих РЛИ, то мы предположили, как и в случае разлива большого пятна П1 (рисунок 2.11), что возможным источником разлива также является серия землетрясений 08.09.2004 г. Моделирование импульсного разлива нефти объемом V_{ol}=610 м^3 с 08.09.2004 г. 22.20 *UTC* (момента последнего землетрясения) показало (рисунок 2.16, *в*, кривая 1), что на момент второй РЛ-съемки нефть может иметь объем V_{ol}=460 м^3 и разлиться до толщины, равной 0,09 мм, что хорошо согласуется с радиолокационными оценками (V_{ol}=467 м^3, h_{oil}=0,10 мм). При моделировании предполагалось, что источником загрязнения являлся район буровой вышки с координатами 40,283°N, 50,743°E (Рисунок 2.16, *б*, стрелка *и*). Траектории перемещения центров масс частиц, выпущенных из точки с этими координатами (рисунок 2.16, *а*), хорошо согласуются с формой РЛИ, приведенного на рисунке 2.16, *б*.

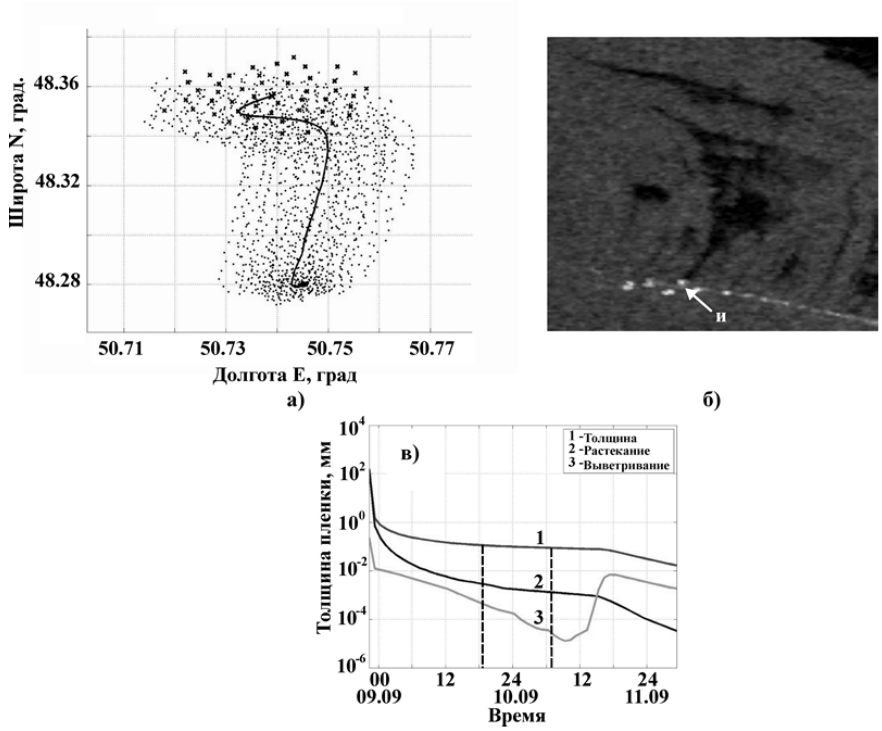

Рисунок 2.16 – Результаты моделирования малого пятна П2 (рисунок 2.11): *а* – совмещенные с координатной сеткой траектории перемещения центров масс частиц пятна (сплошная линия), *б* – фрагмент РЛИ РСА *Envisat*-1 10.09.2004 г., соответственно; *в* – временная зависимость изменения толщины малого пятна и место предполагаемого разлива нефти (вертикальными штриховыми линиями отмечено время 1-й и 2-й РЛ-съемок)

На рисунке 2.16, *в* представлены временная изменчивость толщины нефтяной пятна и вкладов процессов растекания и выветривания. Штриховыми линиями на этом графике отмечено время первой и второй РЛ-съемок. Для иллюстрации дальнейшей эволюции толщины пленки расчет был продолжен еще на сутки. Представленные на рисунке 2.16, *в* зависимости важны для понимания различий в оценках толщины нефтяной пленки различными авторами

[Sandven et al., 2008; Боев, Матвеев, 2008; Иванов и др., 2011]. Радиолокационные измерения, подтвержденные моделированием, показали, что уже через 32 ч после разлива нефти объемом V_{oil}=610 м^3 толщина пленки составляет не более 100 мкм, а еще через сутки – порядка 40 мкм. В нашем случае моделирование показало, что возможно еще более быстрое уменьшение толщины пленки (рисунок 2.16, *в*, кривая 1), что связанно с усилением скорости ветра до 10-15 м/с в конце 10 сентября 2004 г. Под действием штормовых ветров масса и, следовательно, толщина пленки резко уменьшается, в первую очередь, под влиянием диспергирования. Это иллюстрируют кривые 2, 3 на рисунке 2.16, *в*, показывающие вклад указанных процессов в уменьшение суммарной толщины пленки. Таким образом, при измерениях толщины нефтяной пленки существенное значение имеет время задержки измерений по отношению к началу разлива. Поэтому чаще всего на морской поверхности регистрируются только тонкие пленки (толщиной 40 мкм и менее).

Полученные результаты показали эффективность комплексного применения радиолокационных и гидрофизических методов исследования нефтяных загрязнений морской поверхности. Такое комбинирование позволяет оценивать эволюцию нефтяных загрязнений в Мировом океане и даст возможноть в дальнейшем более точно параметризировать процессы, влияющие на изменения толщины и объема нефтяных загрязнений на морской поверхности [Matveev et al., 2016].

2.2.4 Комплекс расчета перемещения плавающих объектов *FOTS*

На основе предложенного метода создана система расчета перемещения плавающих объектов *FOTS (Floating Object tracking System)*. Созданная система позволяет рассчитывать не только распространение пассивных частиц в океане, но и распространение нефтяных загрязнений с учетом процессов, влияющих на их динамику и массообмен с окружающей средой (т.е. растекания, испарение и т.д.). Кроме того, при расчете траектории частиц в северных морях система учитывает ледовую обстановку в регионе.

Разработанная система позволяет рассчитывать перемещение точечного объекта (пример – единичный разлив загрязняющих веществ, обломки судна, льдина), группы объектов (разлив пятна нефти), распространение вещества от постоянного источника (авария на буровой платформе), как в прямом направлении с возможностью прогноза на 3 дня от текущего момента, так и в обратном направлении для определения источника загрязнений. Прогнозирование распространения пятна осуществляется на основе прогнозных данных о ветре и данных альтиметрии на текущий момент в приближении относительно медленных изменений

геострофических течений. На берегах ставится условия скольжения или прилипания по желанию пользователя. Для учета различной парусности объекта в системе имеется возможность задавать дрейфовый коэффициент вручную (например, для расчета перемещения высокого айсберга).

Система представлена в виде *web*-интерфейса b в виде отдельного приложения, которое легко устанавливается на персональный компьютер пользователя (Рисунок 2.17). Для работы системы требуется только подключение к интернету. Интерфейс программного комплекса представлен на рисунке 2.17. Для расчета задается начальная координата и время расчета. После этого из бесплатных архивов спутниковых данных загружаются необходимые данные об аномалиях уровня моря и скорости ветра, рассчитываются полные поверхностные скорости течений и определяется траектория плавающего объекта. Карты скоростей ветра и течений и результаты расчета траектории выводятся на компьютер пользователя в графическом и цифровом формате.

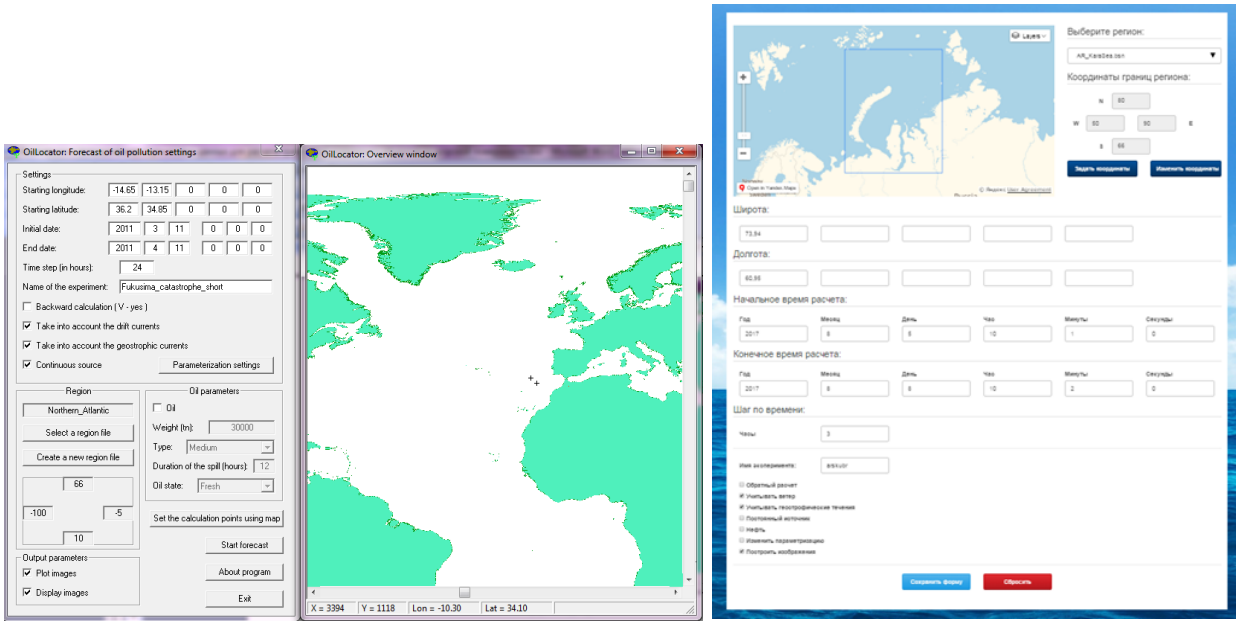

Рисунок 2.17 – Интерфейс настольного (слева) и *web*-приложения (справа) программы *FOTS*

2.3 Межгодовая изменчивость распространения вод Дуная в Черном море

2.3.1 Метод расчета распространения плюма

Речные воды являются важнейшим источником питательных веществ для экосистемы Черного моря. Ареалы распространения речных и шельфовых вод определяют регионы, которые будут снабжаться наибольшим количеством питательных веществ. Целью данного

подраздела является изучение межгодовой изменчивости распространения плюма реки Дунай и факторов, определяющих это распространение.

Анализ межгодовой изменчивости движения речных вод проводился на основе спутниковых оптических измерений и лагранжевой модели *FOTS*, базирующейся на альтиметрических измерениях и данных атмосферных реанализов (подраздел 2.2). Эта модель впервые была использована для расчета динамики плюмов в Карском море в [Зацепин и др., 2015; Кубряков и др., 2016b]. Скорость $\vec{V}$ вод плюма на некотором расстоянии от устья реки можно определить как: $\vec{V} = \vec{V}_g + \vec{V}_e$, где $\vec{V}_g$ – полученная по альтиметрическим данным скорость геострофических течений. $V_e = k \cdot V_w e^{a_0}$ – скорость плюма под воздействием ветрового дрейфа. В качестве скорости ветра использовались данные реанализа *MERRA*.

Для расчета траектории плюма вблизи устья Дуная располагались четыре постоянных источника лагранжевых частиц. Дельта Дуная состоит из множества рукавов, три самых крупных из которых – Килийский, Сулинский и Георгиевский – хорошо видны на спутниковых снимках (Рисунок 2.18). Источники частиц устанавливаются напротив этих рукавов или рядом с ними на расстоянии около 12-25 км от берега и таким образом описывают сток Дуная из каждого из них. Источники установлены в точках (30°E, 45,3°N); (30°E, 45°N.); (30°E,44,7°N); (29,5°E, 44,7°N) (Рисунок 2.18), которые соответствуют ближайшему (точка 4) или второму от берега (точки 1, 2, 3) узлу альтиметрической сетки.

На каждом временном шаге (6 ч) из каждого источника выпускается виртуальная частица. Лагранжевы траектории частиц рассчитываются с использованием линейно интерполированных значений геострофической и ветровой скорости по схеме Рунге-Кутта. На границах бассейна устанавливаются условие скольжения частиц. Для визуализации используется параметр *Nc*(*T*) – накопленная концентрация частиц, рассчитанная как общее количество частиц, проходящую через каждый бокс сетки с разрешением 0,05°x0,05° в течение определенного периода времени *T*. Параметр таким образом определяет количество частиц плюма (т.е. часть объема плюма), которые воздействуют на данную область в течении периода времени *T*.

Выполнена серия тестовых расчетов с использованием различных значений коэффициентов *a* и *b*. В этих экспериментах угол поворота плюма a_0 изменялся от 0° до 90° вправо от направления ветра с шагом 10°**,** а значения *k* менялись как: *k*=0,01 (1%), 0,02 .., 0,05. Наилучшее согласование расчетов модели с измерениями цвета океана было получено с параметрами (*a*=13°; *k*=2,8%), соответствующей полученной в подразделе 2.1 параметризации для поверхностных дрейфовых течений. Таким образом, можно считать, что скорость относительного узкого слоя опресненных Дунайских вод под воздействием ветрового дрейфа

$\vec{U}_e$ близка к скорости поверхностного слоя. Для оценки роли ветрового дрейфа также проводились расчеты, в которых дрейфовые течения принимались равными нулю, и плюм переносился только под действием геострофических скоростей. Такие расчеты не смогли воспроизвести ряд важных особенностей распространения плюма, в частности его захват синоптическими антициклонами, что свидетельствует о важной роли дрейфого переноса (пункт 2.3.2)

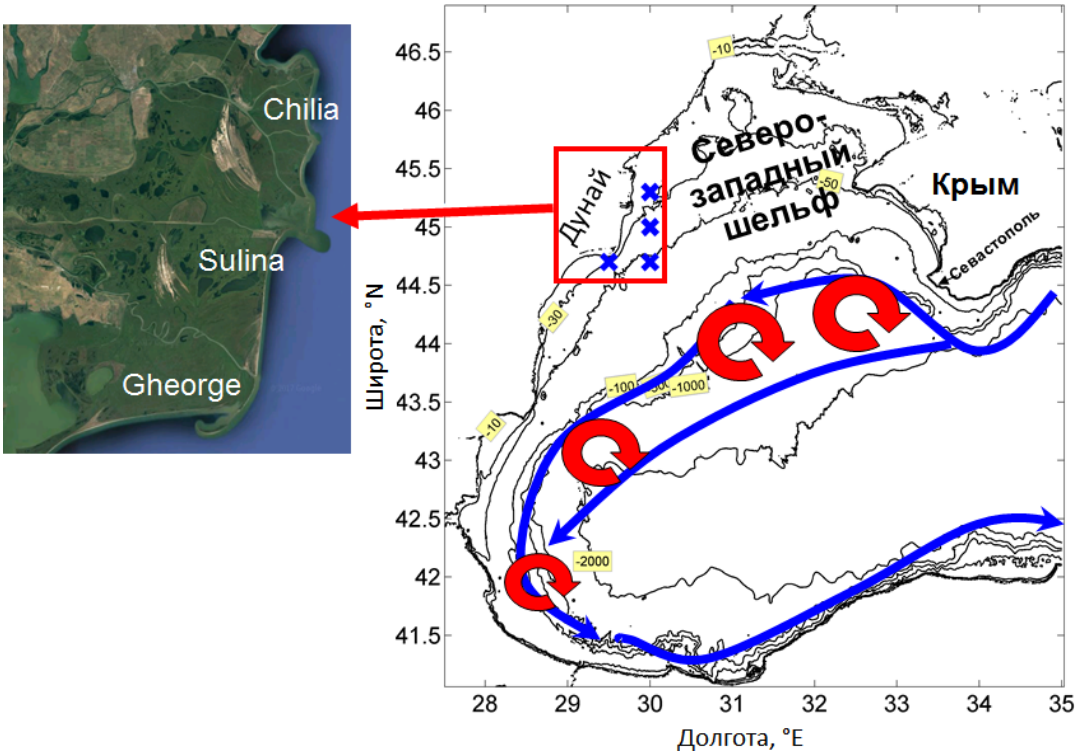

Рисунок 2.18 – Схематическое изображение циркуляции Черного моря, наложенной на контуры батиметрии (черные линии). Синие изогнутые стрелки показывают положение ОЧТ. Красные кружки показывают зону активности синоптических антициклонов. Синие крестики показывают положения источников лагранжевых частиц. Спутниковый снимок в верхнем левом углу показывает дельту Дуная (https://www.google.ru/maps)

Расчеты выполнены за период с 1 мая по 31 августа в течении каждого года с 1993 по 2015 гг. Дунайский сток максимален в апреле-июле, поэтому его влияние на морскую экосистему наиболее значительно в эти и последующие месяцы. В летние месяцы ОЧТ ослабевает, вихревая динамика усиливается, что приводит к интенсификации кросс-шельфового обмена (пункт 1.2.3) [Oguz et al., 2000, Zatsepin et al., 2003; Иванов, Белокопытов, 2012; Кубряков, Станичный, 2015а]. В связи с этим в эти месяцы можно ожидать наибольшего влияния речных плюмов на экосистему в глубоководной части моря. Отметим, однако, что механизмы распространения плюма, которые будут описаны ниже, наблюдаются и в другие сезоны.

Дунайские воды выносят большое количество неорганических и органических веществ, в том числе биогенных элементов, и существенно влияют на биологическую продуктивность и динамику фитопланктона в Черном море. Богатые взвесью, растворенной органикой и Хл воды Дуная хорошо видны на спутниковых оптических снимках [Sur et al., 1994, 1996; Ильин и др., 1999; Oguz et al., 2002; Karageorgis et al., 2014], которые будут использованы в дальнейшем для верификации модели.

Для этой цели мы использовали данные о концентрации Хл, полученные по измерениям оптических радиометров *SeaWiFS* за 1999-2008 гг., *MODIS-Aqua* за 2003-2015 гг., *MODIS-Terra* за 2000-2015 гг. с пространственным разрешением 1 км (*Level* 2). Концентрация Хл рассчитывалась по стандартной методике с использованием алгоритма *OC*3*M* для *MODIS* и *OC*4 для *SeaWIFS* [O'Reily et al., 1998, 2000]. Временное разрешение используемых данных составляло 1 день.

Отметим, что воды плюма Дуная и, в целом, шельфовые воды Черного моря характеризуются большим содержанием взвешенных веществ и окрашенной растворенной органики [Маньковский и др., 2003; Kopelevich et al., 2014; Копелевич и др., 2017] и являются водами *Case* 2 по оптической классификации. Поэтому количественные оценки концентрации Хл, полученные по стандартным алгоритмам, могут содержать значимые ошибки. В недавней работе [Станичная и др., 2020] показано, что изменчивость Хл, полученная на основе этого продукта достаточно хорошо согласуется с оценками in-situ по измерениям флюориметров в прибрежной части моря. Отметим, однако, что согласно ряду исследований (Суслин и др., 2018), и гобальные и региональные алгоритмы восстановления Хл в Черном море не точны. Существует много источников ошибок спутниковых продуктов – ошибки в атмосферной коррекции, влияния других оптических компонент, вклад обрушений волн и пены, краевые эффекты на границе облаков (пункт 2.4.1). Эти неточности, в настоящий момент не могут быть полностью устранены. Они касаются , в первую очередь, количественных оценок Хл, которые могут отличаться от измеренных in-situ. Настоящая работа в большей степени посвящена исследованию качественных изменений в поле Хл – временных вариаций, вызванных теми или иными динамическими факторами..

Кроме этого, спутниковые продукты Хл могут быть успешно использованы в качестве трассера для описания распространения шельфовых вод, как показано, например, в [Sur et al., 1994, 1996; Ильин и др., 1999; Oguz et al., 2002; Karageorgis et al., 2014]. Отметим, что не только воды Дуная, но и ряд других источников влияют на оптические характеристики вод СЗШ: приток нескольких более мелких рек таких как Днестр, Днепр и Южный Буг; взмучивание донных отложений; береговая эрозия; цветение цианобактерий. Влияние этих процессов следует учитывать при интерпретации спутниковых изображений, рассматриваемых ниже.

Использование лагранжевой модели, базирующейся на альтиметрических измерениях, дает преимущество при отделении трассеров, связанных именно с плюмом Дуная от остальных процессов, по сравнению с оптическими данными. Некоторая несогласованность между данными модели и спутниковыми оптическими измерениями может быть также связана с активностью оптических трассеров, которая зависит от биохимических процессов (цветение или отмирание фитопланктона), вертикального перемешивания и других. Другая возможная причина отличий может быть связана с различными начальными условиями. Расчеты распространения плюма от устья Дуная начинаются 1 мая, когда, на самом деле, часть плюма уже присутствует на СЗШ или в глубоководной части моря.

2.3.2. Типы распространения плюма Дуная

Расчеты произведены за период 1992-2015 гг. Для периода 1998-2015 гг. имеющиеся измерения *MODIS* и *SeaWiFS* использовались для верификации модели и анализа динамики плюма по спутниковым снимкам. Анализ расчетов и измерений цвета океана показывает, что распространение плюма в разные годы можно субъективно разделить на четыре основных типа (Рисунок 2.19):

а) «западный» тип – плюм плотно прижат к западному побережью Черного моря и перемещаются в юго-западном направлении в виде прибрежного течения;

б) «юго-восточный» тип – воды плюма также преимущественно перемещаются вдоль западного побережья на юго-запад, но большая их часть захватывается синоптическим антициклоническим вихрем (или несколькими вихрями). Эти вихри переносят Дунайские воды в центральную западную часть Черного моря;

в) «северный» тип – Дунайские воды переносятся на север и остаются запертыми на СЗШ в течение длительного периода времени;

г) «восточный» тип – из-за действия западных ветров и синоптических вихрей плюм перемещается на восток и достигает западного побережья Крыма, после чего переносится на юго-запад под действием ОЧТ.

Ниже рассмотрены особенности каждого из этих типов и факторы, их вызывающие.

2.3.2.1 «Западный» тип. В некоторые годы воды Дуная прижаты к западному побережью в летний период и блокируются на западном шельфе. Согласно спутниковым оптическим данным (Рисунок 2.22) воды Дуная перемещаются вдоль берега на юг и достигают юго-западного побережья бассейна. Результаты модели достаточно хорошо согласуются с

пространственным распределением карты концентрации Хл: частицы двигаются во вдольбереговой струе на юг и их высокая концентрация наблюдается вдоль западного побережья (Рисунок 2.22). Пример траекторий четырех частиц, выпущенных в мае 2002 г., показан на рисунке 2.19. Все частицы расположены в узкой полосе на расстоянии 0-50 км от побережья. Эта ширина несколько выше ширины полосы высоких значений Хл по данным *MODIS* (Рисунок 2.22). Такое несоответствие вероятно связано с более низкой точностью данных альтиметров и средней динамической топографии вблизи побережья.

В целом, в течение 1993-2015 гг. этот тип распространения (называемый здесь «западным») наблюдался 8 раз, в летний период 1995, 1999, 2002, 2006, 2011*, 2012, 2013* и 2015 гг. (здесь звездочкой отмечены годы, когда наблюдался смешанный тип распространения плюма) (пункт 2.2.3). Аналогичное распространение плюма отмечалось в ряде предыдущих работ в 1992 г. [Yankovsky et al., 2004], а также в 1999 г. [Oguz et al., 2000] и в 2002 г. [Karageorgis et al., 2014] по спутниковым и гидрологическим данным. Результаты за 1999 и 2012 гг. совпадают с приведенными расчетами модели *FOTS*, базирующейся на альтиметрических измерениях.

Стрежень ОЧТ располагается над склоном бассейна и переносит воды плюма в южном направлении. Интенсивное ОЧТ, прижатое к кромке шельфа, действует как динамический барьер, который препятствует обмену между шельфом и глубоководной зоной [Zatsepin et al., 2003; Yankovsky et al., 2004]. Распространение плюма в виде прижатой вдольбереговой струи обычно наблюдается зимой во время сезонной интенсификации циклонической циркуляции, вызванной ростом циклонической завихренности ветра [Stanev, 1990; Зацепин и др., 2002; Korotaev et al., 2003; Кубряков и др., 2016а]. Зимой интенсивное ОЧТ может переносить Дунайские воды в юго-западную часть Черного моря до пролива Босфор, где периодически обнаруживаются опресненные воды с соленостью менее 16 *psu* [Tolmazin, 1985; Oszoy, Unluata, 1997] и даже далее, вплоть до юго-восточной части моря [Sur et al., 1997].

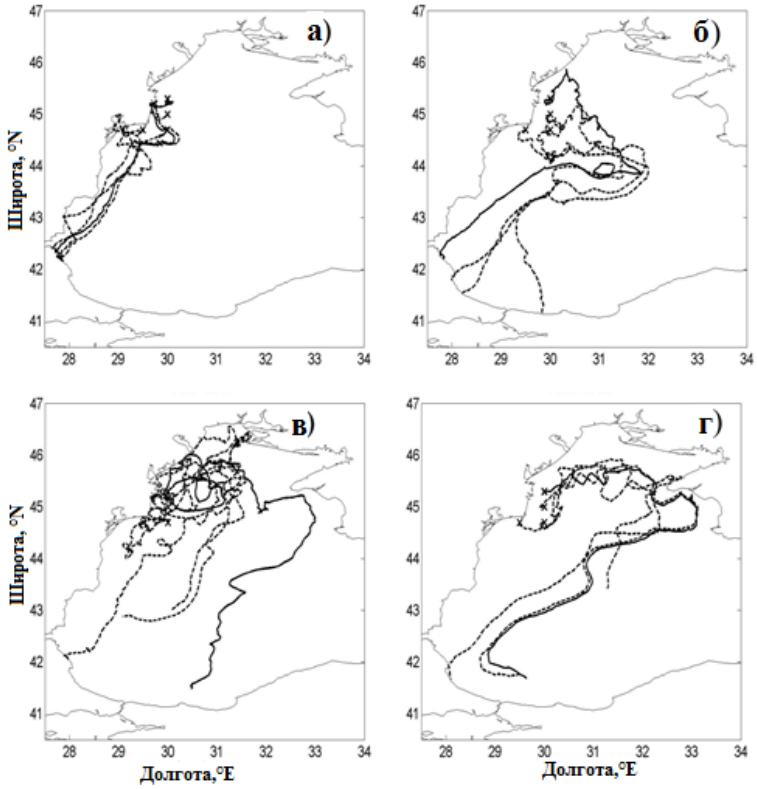

Рисунок 2.19 – Примеры траекторий движения виртуальных частиц от устья Дуная для разных типов распространения: *а* – «западного» типа (частицы выпущены 16 мая 2002 г.); *б* – «юго-восточного» типа (частицы выпущены 9 июня 2008 г.); *в* – «северного» типа (частицы выпущены 1 мая 2007 г.); *г* – «восточного» типа (частицы выпущены 30 июня 2000 г.)

Однако в годы с «западным» типом высокие значения циклонической завихренности ветра наблюдались и летом. Циклоническая завихренность ветра усиливала ОЧТ, которое было довольно сильным и устойчивым в эти годы и в летнее время. В частности, как показано в пункте 1.1.1, максимум интенсивности течения в 1999 г. наблюдался в начале осени вместо обычного пика зимой. В 1996 и 2002 гг. по данным спутниковой альтиметрии интенсивность течения в Черном море характеризовалась достаточно мощным вторичным пиком в августе, который был лишь немного ниже, чем зимний максимум в эти годы (пункт 1.1.1) [Кубряков и др., 2016а]. В качестве примера на рисунке 2.21, *а* показана карта геострофических течений в июле 2006 г., построенная по данным альтиметрии. В этот период наблюдалось выраженное и интенсивное ОЧТ со скоростями 0,25-0,4 м/с, типичными для зимнего периода, которое и привело к наблюдаемому «западному» типу распространения плюма.

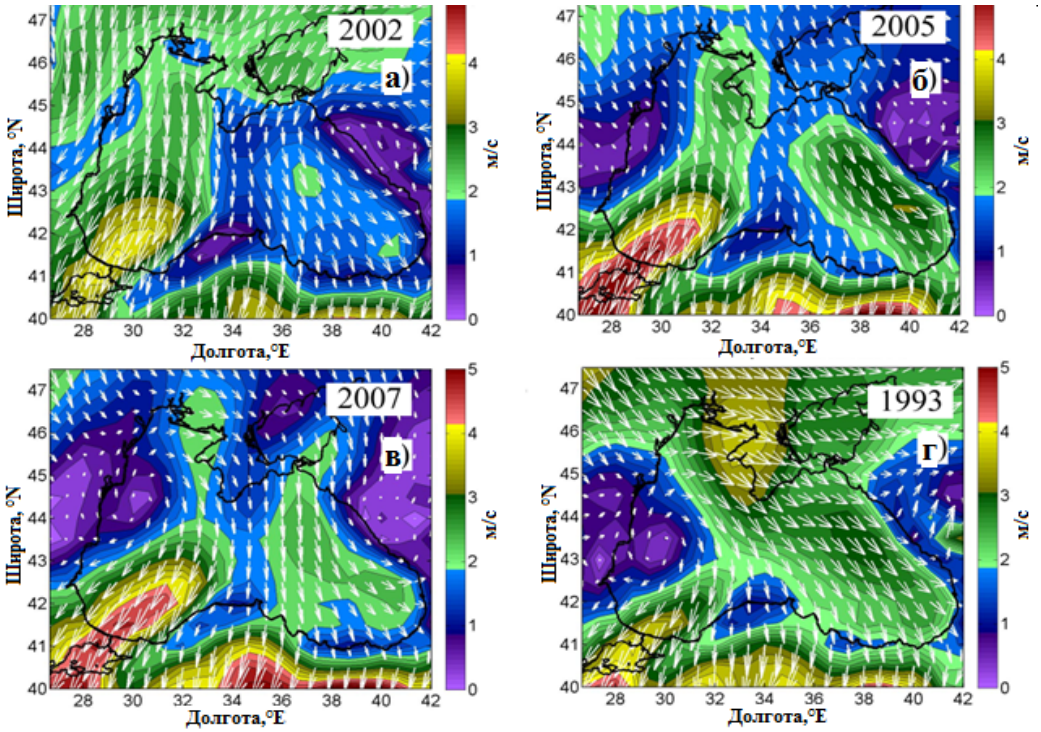

Рисунок 2.20 – Средняя скорость ветра за май-июль для четырех типов распространения Дунайских вод: *а* – 2002 г., «западный» тип; *б* – 2005 г., «юго-восточный» тип; *в* – 2007 г., «северный» тип; *г* – 1993 г., «восточный» тип

Как показано в пункте 1.2.3, развитая геострофическая циркуляция препятствует генерации синоптических антициклонов, образующихся из-за бароклинной неустойчивости при ослаблении ОЧТ [Зацепин и др, 2005; Kubryakov, Станичный, 2015]. Синоптические вихри значительно влияют на кросс-шельфовый перенос шельфовых вод [Oguz et al., 2002; Yankovsky et al., 2004], который подавлен при их отсутствии.

Летние ветры в годы с «западным» типом распространения плюма довольно интенсивны и характеризуются преобладающим северным, северо-восточным направлением над западной частью Черного моря (пример на рисунке 2.20, *а* и рисунок 2.32). Такие северо-восточные ветры способствуют росту завихренности ветра [Шокуров, Шокурова, 2017]. Кроме этого, они вызывают даунвеллинг у западного берега Черного моря, что также способствует аккумуляции вод Дунайского плюма у побережья.

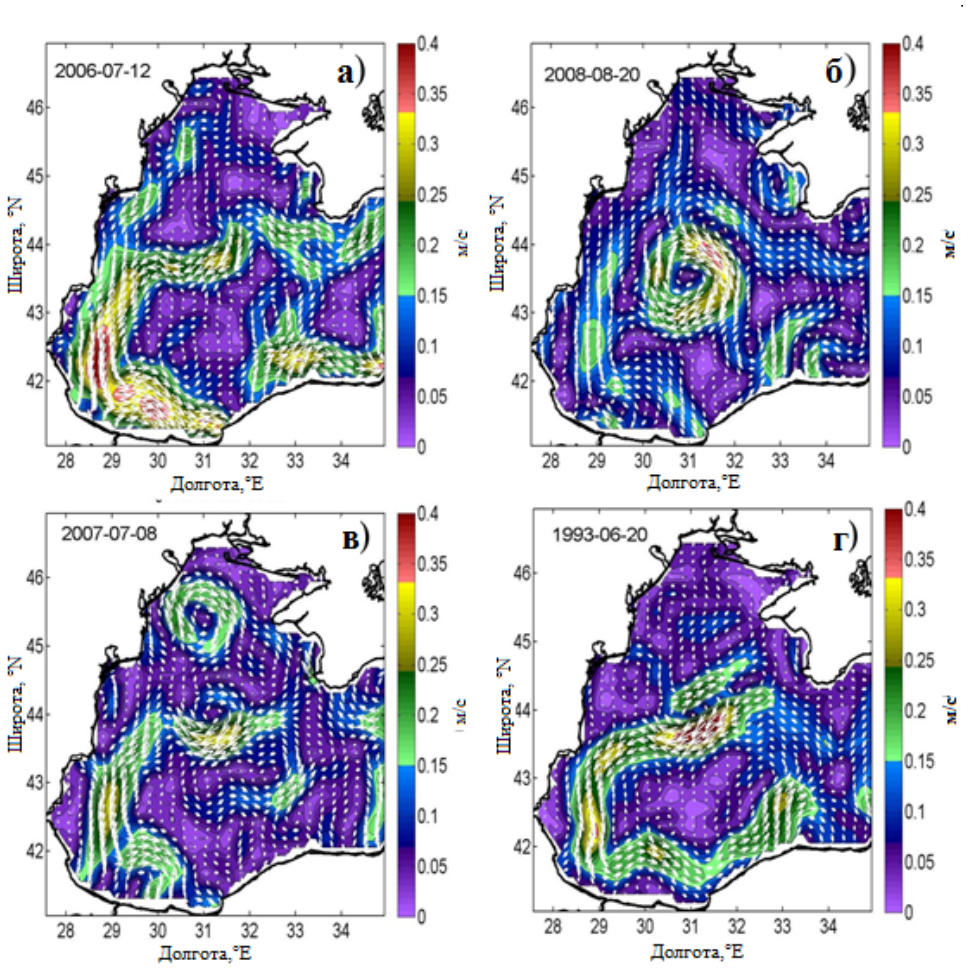

Рисунок 2.21 – Геострофические течения, полученные по данных альтиметрии, для различных типов распространения вод: *а* – «западный» тип, 12 июля 2006 г.; *б* – «юго-восточный» тип, 20 августа 2008 г.; *в* – «северный» тип, 8 июля 2007 г.; *г* – «восточный» тип, 6 июня 1993 г.

Северные и северо-восточные ветры также вызывают появление южного вдольберегового геострофического течения в западной части СЗШ на широтах 44-46°N [Tolmazin, 1985; Korotaev et al., 2003; Kubryakov et al., 2016]. Экмановский перенос, направленный к берегу, вызывает конвергенцию вод у побережья и опускание изопикн. Образующиеся градиенты плотности, особенно резкие в районе устья Дуная, приводят к формированию геострофических течений на СЗШ. При усилении северных ветров в зимний период геострофическая скорость течений в этом районе в среднем достигает 0,1-0,15 м/с (пункт 1.1.1). Еще одной причиной возникновения южных течений в этом районе является сток легких пресных вод Дуная, который вызывает плотностное течение, направленное вправо от устья [Иванов и др. 1996, 1997;.Kourafalou et al., 2004]. В годы с «западным» типом сток Дуная обычно высок (пункт 2.2.3) и этот фактор может оказывать значительное влияние на динамику плюма особенно в приустьевой зоне.

Например, в июле 2006 г. такое течение со скоростью 0,1-0,2 м/с четко наблюдалось по измерениям альтиметров на широтах от 46°N до 44°N, 29°E (Рисунок 2.21). Локальный максимум скорости при этом отмечается напротив устья Дуная. На широтах 44°N это прибрежное течение соединяется со струей ОЧТ (Рисунок 2.21, *а*), что способствует дальнейшему вовлечению речных вод в общебассейновую циркуляцию и, по-видимому, играет важную роль в вентиляции СЗШ. Затем шельфовые воды переносятся ОЧТ вдоль берега вплоть до юго-западной части моря. Здесь у каньона Сакарья шельф резко обрывается и речные воды могут эффективно проникать в глубоководную часть бассейна [Oszoy et al., 1993; Oszoy, Unluata, 1997].

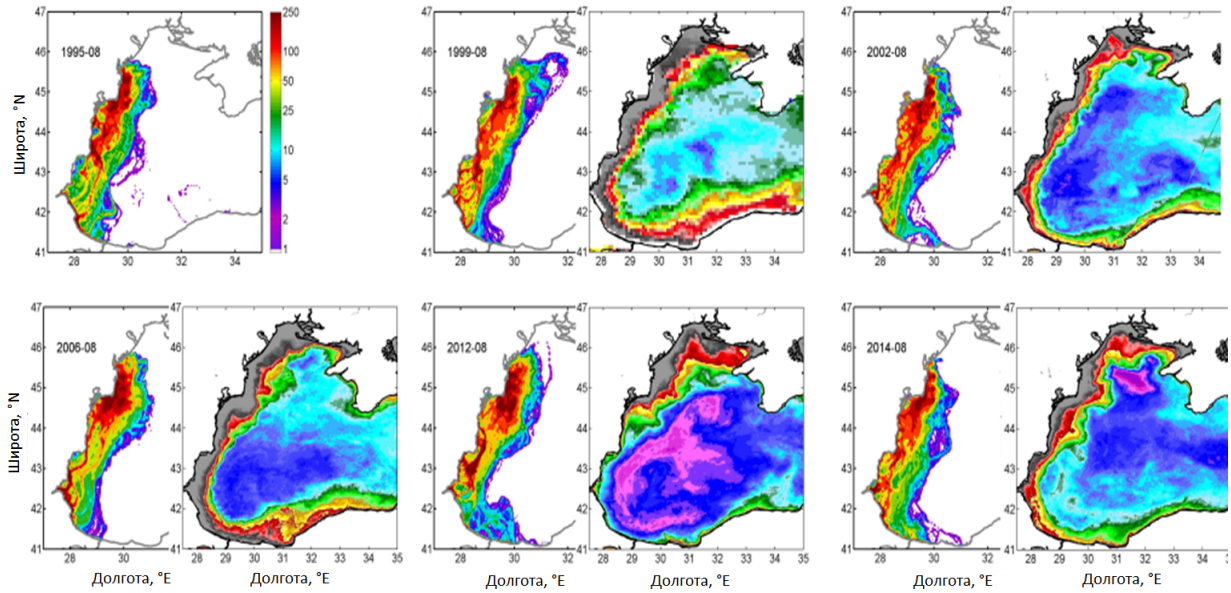

Рисунок 2.22 – Накопленная концентрация виртуальных частиц для мая-августа (слева) и полученная по спутниковым данным карта концентрации Хл (мг/м^3) для июля (справа) в годы с «западным» типом: 1995 (доступны только данные модели), 1999, 2002, 2006, 2012 и 2014 гг.

2.3.2.2 «Юго-восточный» тип. Во время этого типа плюм Дуная также обычно движется на юго-запад под влиянием ОЧТ, однако его большая часть переносится в северо-западную глубоководную часть Черного моря под действием синоптических вихрей. Эти вихри обычно образуются за Крымским полуостровом («севастопольские» антициклоны) и перемещаются со скоростью 1-10 см/с в циклоническом направлении [Ginzburg et al. 2002; Кубряков, Станичный, 2015b] (подраздел. 1.2). Синоптические антициклоны захватывают шельфовые воды и вовлекают их в свое орбитальное движение (Рисунки 2.23, 2.25), в результате чего воды плюма транспортируются через бровку шельфа в глубоководную часть моря, а затем вовлекаются в антициклоническое вращение с орбитальными скоростями 0,2-0,4 м/с.

Такой тип распространения наблюдался в 1994*, 1996, 1997, 1998, 2003*, 2004, 2005, 2008, 2009* 2014* и 2015 гг. (см несколько примеров на рисунке 2.23). Анализ показывает, что в течение теплого периода года (май-август) наблюдается обычно одно, реже два (например, в 1998, 2003 гг.), интенсивных события захвата плюма вихрями. Влияние вихревой горизонтальной адвекции на перенос шельфовых вод в центральной части Черного моря обсуждалось в ряде исследований, например, в работах [Sur et al, 1994, 1996; Ginzburg et al., 2000, 2002; Oguz et al., 2000; Shapiro et al., 2010]. В частности, интенсивный кросс-шельфовый поток, вызванный действием синоптических антициклонов, ранее наблюдался в 1998 г. [Oguz et al., 2002], в 2004 г. [Karageorgis и др., 2016], в 2008 г. [Shapiro et al., 2010], что соответствует результатам расчетов по модели.

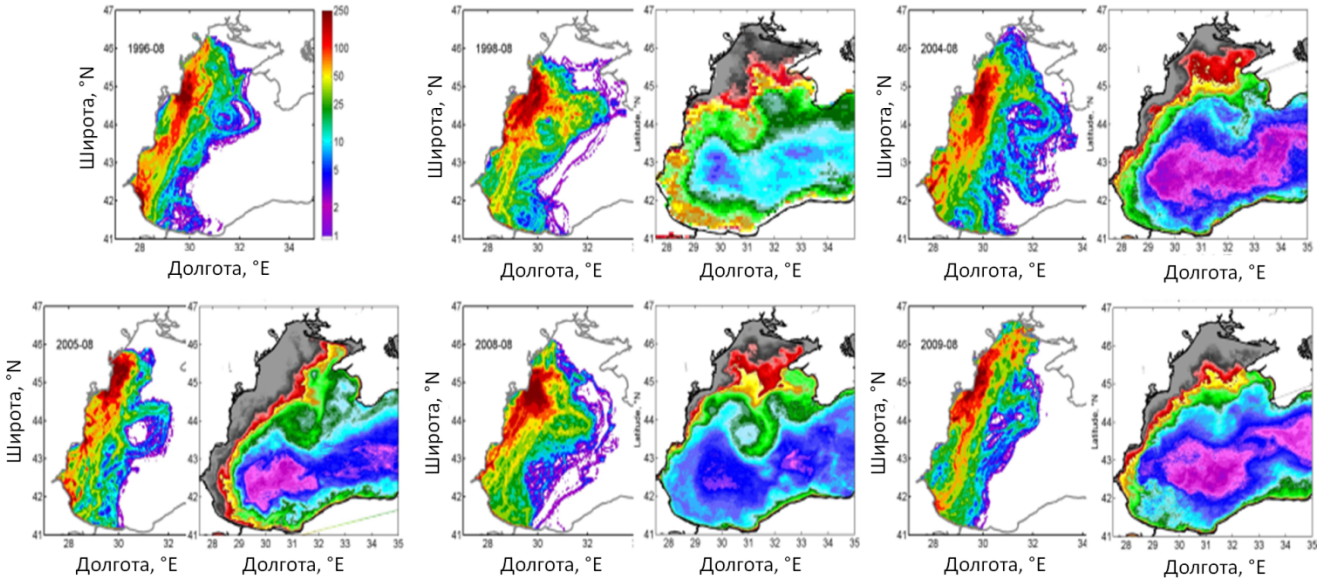

Рисунок 2.23 – Накопленная концентрация виртуальных частиц за май-август (слева); карта концентрации Хл (мг/м^3) (справа) в годы с «юго-восточным» типом: 1996 (доступны только данные модели), 1998, 2004, 2005, 2008 и 2009 гг.

На рисунке 2.19, *б* показан типичный пример траекторий четырех виртуальных частиц, выпущенных 9 июня 2008 г.у устья Дуная. Все эти частицы были вовлечены в антициклон и совершили круговое вращение вокруг него. Этот интенсивный вихрь хорошо виден на карте альтиметрических геострофических скоростей (Рисунок 2.21, *б*). Антициклоны переносят воды плюма на расстояние, сравнимое с их диаметром (40-200 км), вызывая значительные потоки биогенных элементов в центральную часть моря. Средний радиус вихрей в северо-западной части Черного моря, в зоне севастопольского вихря, составляет около 30 км (Рисунок 2.9, *б*), а их средняя орбитальная скорость 0,25-0,3 м/с (Рисунок 2.9, *б*) (пункт 1.2.2). При дальнейшем перемещении вихрей в циклоническом направлении они ослабевают и в западной, и юго-

западной частях моря их радиус и интенсивность уменьшаются до значений 20-25 км и 0,17-0,22 м/с, соответственно (Рисунок 1.25). Таким образом, расстояние, на которое будут переносится воды шельфа, будет больше в северо-западной части континентального склона и меньше в его юго-западной части.

Расчеты модели успешно воспроизводят положение и время событий захвата вихрями вод плюма (Рисунок 2.24). В качестве примера на рисунке 2.24 представлены ежемесячные карты концентрации частиц в конце июня-августа 2004 г. и соответствующие ежемесячные карты Хл. В мае 2004 г. небольшой антициклоническим вихрь диаметром около 50 км захватил плюм в районе 44,2°N и 30,5°E. Этот вихрь перенес шельфовые воды с высокой концентрацией Хл, в глубоководную часть бассейна, где значения Хл были в 2 раза ниже. В июле 2007 г. другой вихрь, значительно больший по размеру – «севастопольский» антициклон, начал захватывать шельфовые воды в районе 45°N и 31°E. (Рисунок 2.24).

Орбитальные движения на северо-восточной периферии антициклона перенесли богатые хлорофиллом воды плюма на 100 км к югу от границы шельфа. Ширина такого кросс-шельфового потока в его начале составляла более 40 км. В дальнейшем она уменьшалась, и содержание Хл в ней значительно снизилось из-за её интенсивного перемешивания с окружающими водами. Эти особенности динамики плюма видны на спутниковых изображениях и хорошо воспроизводятся моделью *FOTS* (Рисунок 2.24). Детальное исследование вызываемого вихрями кросс-шельфового обмена в северо-западной части Черного моря было проведено ранее в работах [Shapiro et al, 2010; Zhou et al., 2014].

В годы с «вихревым» типом распространения ветры имеют преобладающее северо-западное направление и дуют на юг и юго-восток в северо-западной части Черного моря (Рисунок 2.20 *б*, 2.32). Отклонение ветров от южного направления на восток над СЗШ частично связано с вдольбереговыми антициклоническими муссонными ветрами, которые возникают летом в западной части Черного моря [Ефимов, Анисимов, 2011, Kubryakov и др., 2015], и действием Азорского антициклона. Сочетание преобладающих летом крупномасштабных южных ветров и локальных муссонных ветров формирует результирующую картину пространственного распределения скорости ветра (Рисунок 2.20, *б*).

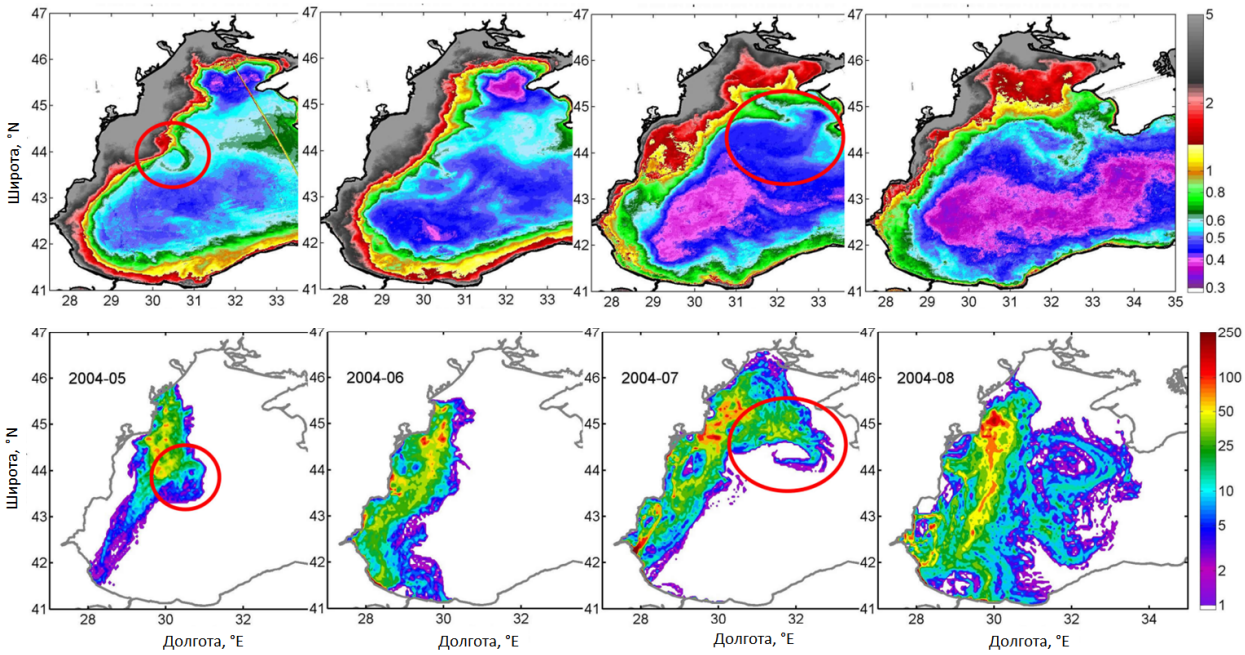

Рисунок 2.24 – Верхняя панель – среднемесячные карты концентрации Хл в мае-августе 2004 г.; нижняя панель – накопленная концентрация виртуальных частиц *N* за май, июнь, июль и август 2004 г.

Анализ модельных расчетов показывает, что короткопериодные дрейфовые течения играют важную роль для кросс-шельфового обмена вод. Интенсивные ветры, дующие на восток и юго-восток, смещают плюм в море и переносят его через изобаты. Здесь плюм может быть захвачен антициклоническими вихрями, которые обычно проходят на внешней кромке континентального склона.

Для оценки этого эффекта были выполнены расчеты, в которых дрейфовые течения принимались равными нулю, и плюм переносился только под действием геострофических скоростей. В этих экспериментах кросс-шельфовый обмен был значительно ослаблен. Такие расчеты не смогли воспроизвести захват плюма синоптическими антициклонами в ряде лет с «юго-восточным» типом. Вместо этого частицы двигались на юг вдоль шельфа, как в «западном» типе. Эти эксперименты показывают, что короткопериодный перенос дрейфовыми течениями играет важную роль для переноса плюма через границу шельфа в открытое море, где в дальнейшем геострофическая циркуляция способствует его переносу на большие расстояния.

Другим важным условием перемещения плюма в глубоководную часть бассейна является наличие синоптических вихрей. В качестве примера на рисунке 2.25 показано взаимодействие плюма с антициклоном в июле 2014 г. по данным модели и измерений *MODIS*. После сильного западного ветра 25-26 июня 2014 г. над СЗШ со скоростями более 10 м/с воды плюма, первоначально прижатые к западному берегу, начинают двигаться на восток. 25-26 июня 2014 г. в районе 44°N, 29,5°E образуется филамента с высокой Хл (Хл более 2 мг/м^3),

вытянутая в восточном направлении. Еще одна схожая филамента наблюдается севернее в районе 45°N. В это же время восточнее первой филаменты находится интенсивный синоптический антициклон с диаметром около 70 км, который вовлекает её в свое орбитальное движение. В результате через 3 дня, 29-30 июня 2014 г., шельфовые воды совершают практически полный оборот вокруг этого вихря. В то же время севернее, где вихрь отсутствовал, филамента лишь незначительно перемещается от берега. Используемая модель успешно воспроизводит эти особенности движения плюма. Таким образом, ветровой дрейф плюма, вызванный западными ветрами, является важным транспортным звеном, необходимым для вовлечения плюма в вихревое движение и его дальнейший перенос в глубоководную часть моря.

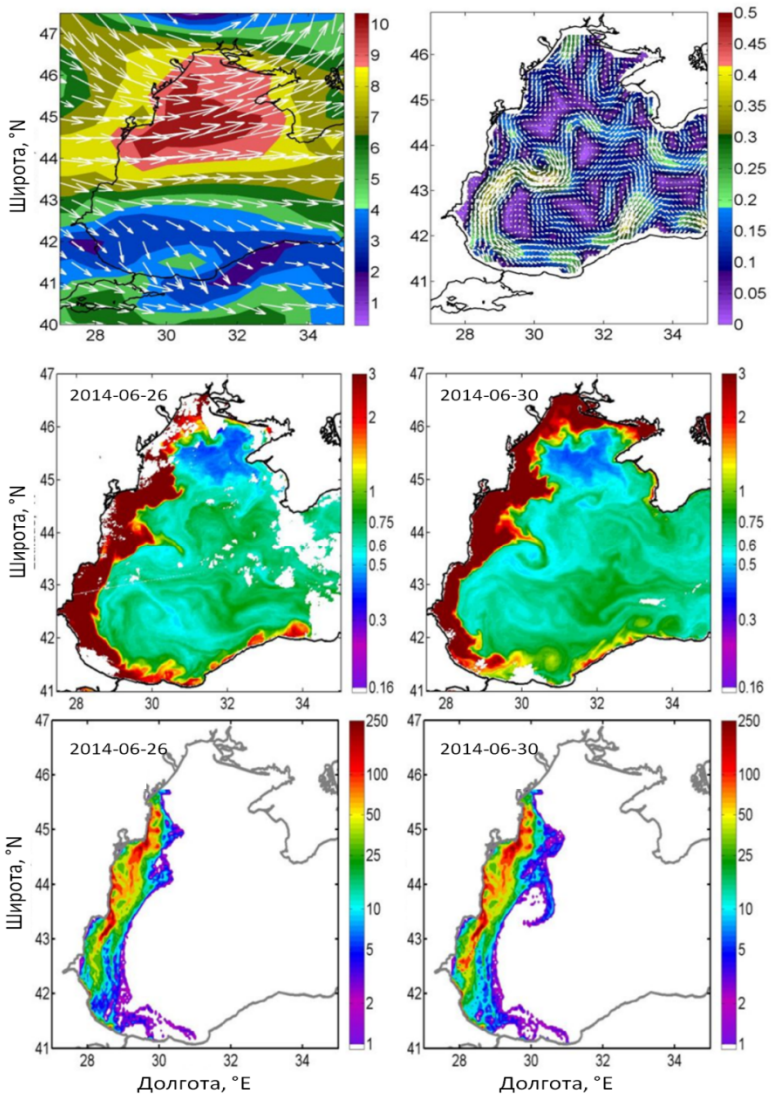

Рисунок 2.25. Верхняя панель – скорость ветра (м/с) по данным *MERRA* за 26 июня 2014 г. 12.00 (слева); геострофические скорости (м/с) по альтиметрическим данным за 26 июня 2014 г. (справа). Средняя панель – концентрация Хл по данным *MODIS-Aqua* за 26 июня 2014 г. (слева)

и 29 июня 2014 г. (справа). Нижняя панель – расчетная концентрация виртуальных частиц *Nc* за 26 июня 2014 г. и 30 июня 2014 г.

Объем вод плюма, вызванный одним антициклоном, можно оценить по количеству частиц, захваченных вихрем. Например, в 2008 г. 256 частиц были вовлечены в один крупный антициклон, что соответствует стоку Дуная в течение 256/4/4=16 дней. Таким образом, одним антициклоном летом 2008 г. транспортировано примерно 16/365=0,04 (4%) годового стока Дуная. Средний сток Дуная составляет 210 км^3/год, поток нитратов ~760·10^3 т/год, фосфатов – 70·10^3 т/год [Kroiss et al, 2006; Pakhomova et al., 2014].

Таким образом, один вихрь транспортирует около 210/365·16≈9 км^3 вод речного плюма в глубоководную часть Черного моря на расстояние 150 км от границы шельфа и, соответственно, около ~33·10^3 т нитратов и около ~3·10^3 т фосфатов. Отметим, что эти оценки могут быть завышены, т.к. воды плюма на некотором удалении от устья будут уже значительно перемешаны с окружающими морскими водами. Тем не менее, такие кросс-шельфовые потоки могут достаточно сильно влиять на поступление пресных вод в центральную часть моря [Shapiro et al., 2010; Zhou et al., 2014; Sharples et al., 2016], изменчивость концентрации Хл [Kubryakov et al. 2016a] (подраздел 2.4) и химический состав вод [Кондратьев, 2015, 2019].

2.3.2.3 «Северный» тип. Третий тип («северный») характеризуется существенно иным направлением распространения вод. Воды плюма от устья Дуная движутся на север (Рисунок 2.19, *с*). Это происходит из-за развития интенсивной атмосферной антициклонической ячейки, расположенной над СЗШ бассейна (Рисунок 2.20, *в*). Подобный антициклонический геострофический вихрь образуется и в море на севере СЗШ, что хорошо видно по данным спутниковой альтиметрии (пример на рисунке 2.21, *в)*. Несмотря на мелководность данного района (глубины 30-50 м) этот вихрь довольно интенсивен, и его геострофическая скорость достигает 0,2 м/с. Вихрь расположен к северу от устья Дуная, что совпадает с положением антициклонической ветровой ячейки. В годы с другими типами циркуляции такой синоптический вихрь не развивается. Таким образом, его формирование в этом районе в большей степени связано с непосредственным воздействием ветра, что обсуждалось ранее в [Tolmazin, 1985; Grégoire, Lacroix, 2003; Korotaev et al., 2003].

Антициклоническая завихренность ветра вызывает конвергенцию вод, перемещая воду из прибрежных зон в центральную северную часть СЗШ. Легкие опресненные речным стоком прибрежные поверхностные воды скапливаются в центре шельфа, образуя линзу с пониженной соленостью/плотностью. Совместное действие экмановской конвергенции и бароклинности, связанное с влиянием речного стока, приводит к образованию крупного синоптического антициклона в северной части СЗШ. Орбитальная скорость этого вихря и антициклонические

дрейфовые течения переносят плюм Дуная на север от устья. Плюм закручивается антициклонически вокруг центра СЗШ и движется к югу около Крымского полуострова. Здесь плюм либо захватывается ОЧТ и дальше двигается на юго-запад в циклоническом направлении, либо вовлекается в орбитальные движения «севастопольского» антициклона, который переносит его далеко на юг вдоль своей восточной периферии. В последнем случае, богатые питательными веществами шельфовые воды проникают в центр западной части Черного моря с севера на расстояние диаметра вихря (т.е., как в «юго-восточном» типе). «Северный» тип распространения наблюдался менее часто, чем первые два типа: в 1994*, 2001, 2007, 2009 и 2013* гг. Северное направление распространения плюма демонстрировалось ранее на основании гидрологических данных в 1994 г. в [Yankovsky et al., 2004], что согласуется с данными настоящих расчетов.

Годы с «северным» типом распространения плюма характеризуются более высокими летними температурами вод, анализ которых дан в [Попов и др., 2012]. Положительные температурные контрасты суша-море способствуют интенсивныи прибрежныи муссонныи ветрам, которые образуют антициклоническую ячейку ветровой циркуляции вокруг СЗШ [Ефимов, Анисимов, 2011]. Рост летних температур воды вызывает увеличение интенсивности муссонных ветров на межгодовых и внутригодовых масштабах [Kubryakov и др., 2015].

Спутниковые данные о концентрации Хл, результаты модели (Рисунок 2.26) и примеры траекторий частиц (Рисунок 2.19, *c*) демонстрируют распространение плюма при «северном» типе в 2007 г. В середине июня действие северных ветров и антициклонических течений над СЗШ переносили воды Дуная к северо-западу СЗШ (Рисунок 2.26). Месяц спустя, после 15 июля 2007 г., виртуальные частицы переместились в северо-восточную часть шельфа и достигли северо-западного побережья Крыма. Здесь часть плюма вовлеклась в крупный «севастопольский» антициклон, который расположен к югу от центральной части СЗШ. Этот антициклон двигался в циклоническом направлении и к концу июля продолжил захватывать воды шельфа, но уже от южной периферии СЗШ на долготе 32°E. Немного позже другой антициклон, следующий за первым, также захватил плюм у западного побережья Крыма. Две недели спустя, 30 июля 2007 г., большая часть плюма вовлеклась в орбитальное движение этих вихрей и вращалась вокруг них. Позже, в конце августа, первый антициклон все еще продолжал захватывать Дунайские воды, перемещая их на юго-запад до 43°N. Второй вихрь перенес шельфовые воды до 44°N широты у западного Крыма. Захват плюма обоими вихрями и его дальнейший перенос хорошо воспроизводится модельными расчётами.

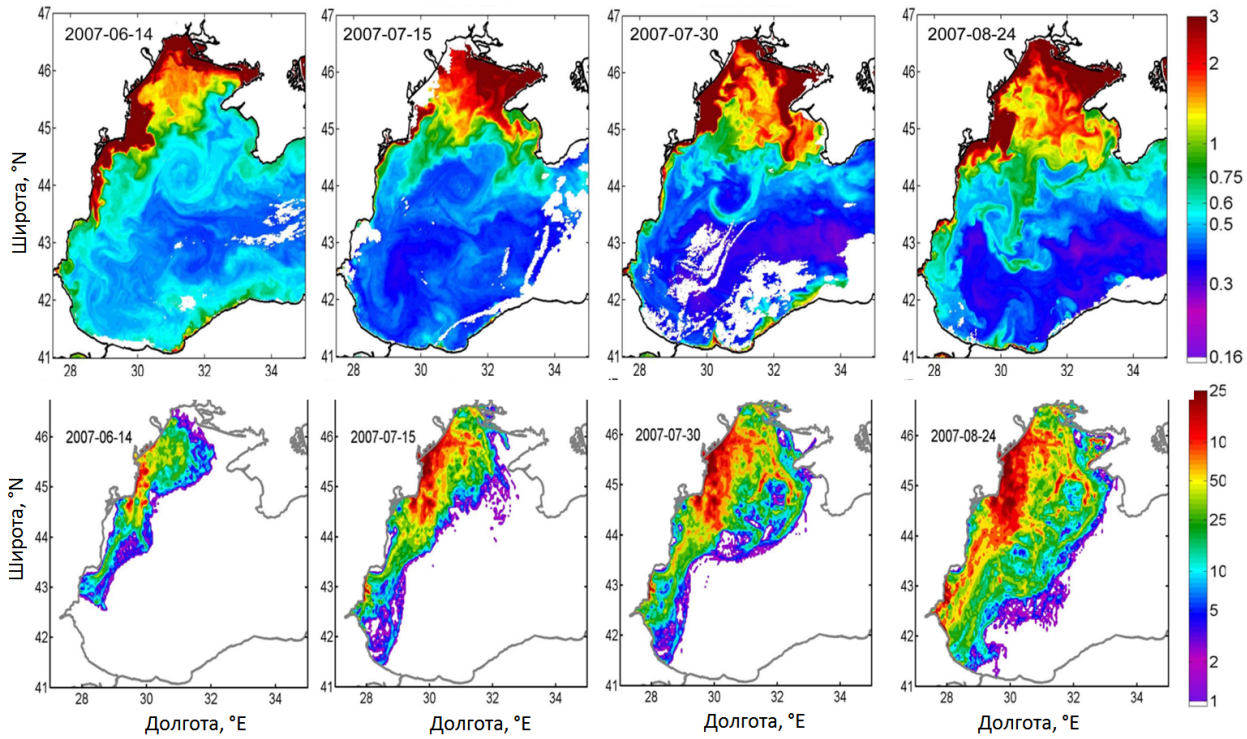

Рисунок 2.26 – Верхняя панель – концентрация Хл по данным *MODIS-Aqua* (мг/м^3) за 14 июня 2007 г., 15 июля 2007 г., 30 июля 2007 г., 24 августа 2007 г. Нижняя панель – накопленная концентрация виртуальных частиц *Nc* с начала расчетов с 1 мая по 14 июня 2007 г.; по 15 июля 2007 г.; по 30 июля 2007 г.; по 24 августа 2007 г.

В то же время часть вод плюма оставалась запертой на СЗШ у юго-западного побережья Крыма. Эта аккумуляция богатых органикой и биогенными веществами речных вод довольно нетипична для западного берега Крыма и может вызывать различные аномалии в экосистеме этой части акватории. При «северном» типе распространения плюм остается заблокированным в СЗШ в течении большей части летнего периода. Скопление вод, богатых биогенными веществами и различными загрязнениями, происходит одновременно с сильным прогревом в годы с жарким летом. Динамика вод плюма, вызванная аномальными тепловыми условиями, может усугублять опасные ситуации эвтрофикации и гипоксии на СЗШ.

2.3.2.4 «Восточный» тип. В годы с «восточным» типом распространения (1993, 2000, 2003*, 2010 и 2011* гг.) антициклоническая завихренность ветра наблюдается над всей западной прибрежной частью Черного моря (Рисунок 2.20, *г*). Интенсивные западные ветры наблюдаются непосредственно над устьем Дуная, что способствует переносу плюма на восток. Здесь воды Дуная захватываются северной периферией Севастопольского антициклона и вовлекаются вихревыми орбитальными движениями далее на восток к западному побережью Крыма (Рисунок 2.21, *г*).

Пример такого распространения наблюдался в 1993 г. в работе [Ginzburg et al.,2002] на основе анализа оптических данных *AVHRR* (Рисунок 2.27, *г*). По данным расчетов в этом году воды Дуная сначала были вовлечены в небольшой антициклон вблизи устья Дуная, формирование которого, возможно, было связано с бароклинной динамикой плюма (Рисунок 2.27, *а*). Этот антициклон перенес плюм на восток и юг на своей северо-восточной периферии. Западные и северо-западные ветры в середине июня 1993 г. вызвали дальнейший направленный на восток перенос вод плюма, где он попал на северную периферию крупного «севастопольского» антициклона (Рисунок 2.27, *б*). Согласно альтиметрическим данным, этот антициклон оставался квазистационарным в северо-западной части моря в течение всего летнего периода. Его радиус составлял ~80 км, а орбитальная скорость на периферии варьировала от 0,3 до 0,5м/с (Рисунок 2.21, *г*). Интенсивные орбитальные движения в этом антициклоне очень быстро, примерно через две недели, перенесли плюм к западному побережью Крыма (Рисунок 2.27, *б*). Здесь плюм вращался вокруг антициклона, а затем был перенесен обратно на запад вдоль южной периферии вихря (Рисунок 2.27, с). Далее он вовлекся в ОЧТ и в его потоке уже двигался на юго-запад бассейна. На изображении *AVHRR* в оптическом диапазоне 0,58-0,68 нм 17 июля 1993 г. хорошо прослеживается вышеописанное движение вод (Рисунок 2.27, *г*). Яркие мутные воды с большим количеством взвешенного вещества двигались на восток и вращались вокруг вышеописанного антициклонического вихря.

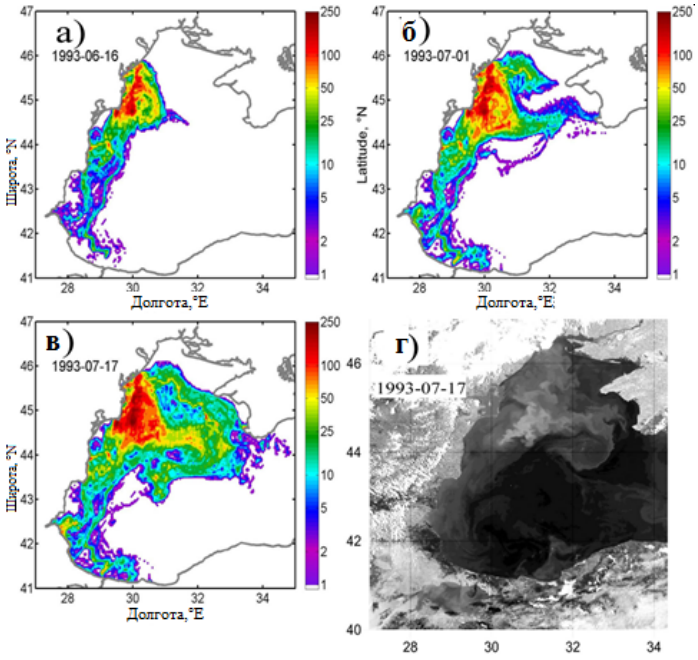

Рисунок 2.27 – Накопленная концентрация виртуальных частиц *Nc* с 1 мая 1993 г. по: *а* – 16 июня, *б* – 1 июля, *в* – 17 июля. *г* – яркость по данным *AVHRR* в диапазоне 0,58-0,68 мкм за 17 июля 1993 г. из [Ginzburg et al., 2002]

Еще один пример эволюции плюма во время «восточного» типа в 2010 г. по расчетам модели и оптическим изображениям показан на рисунке 2.28. Частицы, выпущенные в начале мая, достигли Крымского побережья в конце месяца (Рисунок 2.28, *a*, верхняя панель). Эти частицы двигались по северной периферии крупного «севастопольского» антициклона, который имел орбитальную скорость около 10-15 см/с и был относительно стационарным весь май. В июне 2010 г. вихрь начал двигаться на юго-запад. Шельфовые воды, с содержанием Хл более 1 мг/м^3 вместе с ним начали двигаться на юг, юго-запад по его восточной периферии достигая 43-44°N (Рисунок 2.28). В конце июля-начале августа 2010 г. вихрь диссипирует, после чего в августе все частицы движутся на юг в струе ОЧТ у западного побережья (Рисунок 2.28).

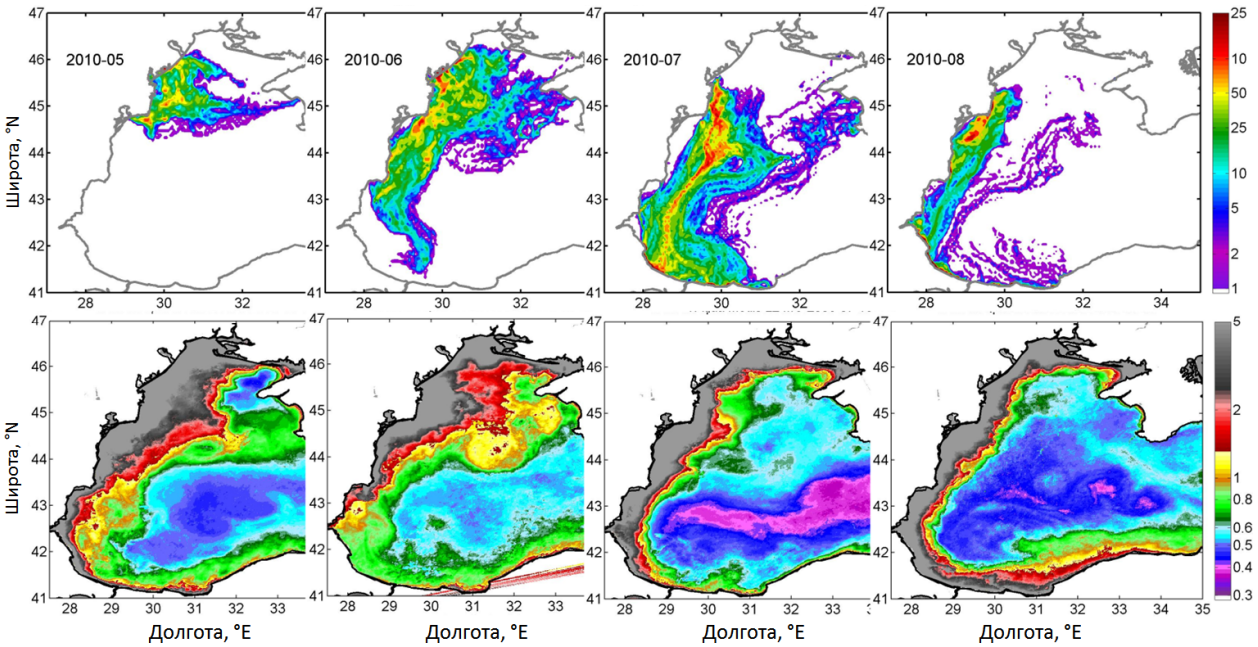

Рисунок 2.28 – Верхняя панель – накопленная расчетная концентрация виртуальных частиц *Nc* за май, июнь, июль и август 2010 г. Нижняя панель – ежемесячные карты концентрации Хл (мг/м^3) в мае-августе 2010 г.

2.3.3 Межгодовая изменчивость распространения плюма Дуная

Типы распространения, выделенные на основе анализа результатов расчета за 1993 – 2015 гг. приведены в Таблице 2.3.

Отметим, что деление на четыре типа носит условный характер, и в некоторые годы воды Дуная могут двигаться в разных направлениях. Например, в 2009 г. Дунайский плюм в июне первоначально быстро перемещался на север («северный» тип), а в июле повернул на юг и был захвачен большим синоптическим антициклоном, который транспортировал его на юго-восток («юго-восточный» тип). В 2013 г. плюм переместился на север в мае и первой половине июня («северный» тип), затем он переместился на юг во время июля-августа («западный» тип)

(Рисунок 2.29). Изменение направления плюма связано со сменой направления доминирующих ветров (с севера на юг), которое может иметь достаточно сильную изменчивость в летний период (Рисунок 2.31). В некоторые годы, например, в 1994 г. виртуальные частицы из двух северных источников двигались на север, в то время как частицы из двух южных источников перемещались на юг и были захвачены в вихрь. В этих сложных случаях в Таблице 2.3 вместо крестика (x) ставится отметка (½).«Юго-восточный» тип распространения наблюдается наиболее часто – 7-10 раз за 22 года – также, как и «западный» (5-8 раз), а типы «восточный» (3-4 раза) и «северный» (2-5 раза) наблюдаются реже.

Таблица 2.3 – Типы распространения вод Дуная за 1993-2015 гг.

Год	1993	1994	1995	1996	1997	1998	1999	2000	2001	2002	2003	2004	2005	2006	2007	2008	2009	2010	2011	2012	2013	2014	2015
«Западный» тип			X				X			X				X					½	X	½	½	X
«Юго-восточный» тип		½		X	X	X					½	X	X			X	½					X	
«Северный» тип		½							X						X		½				½		
«Восточный» тип	X							X			½							X	½				

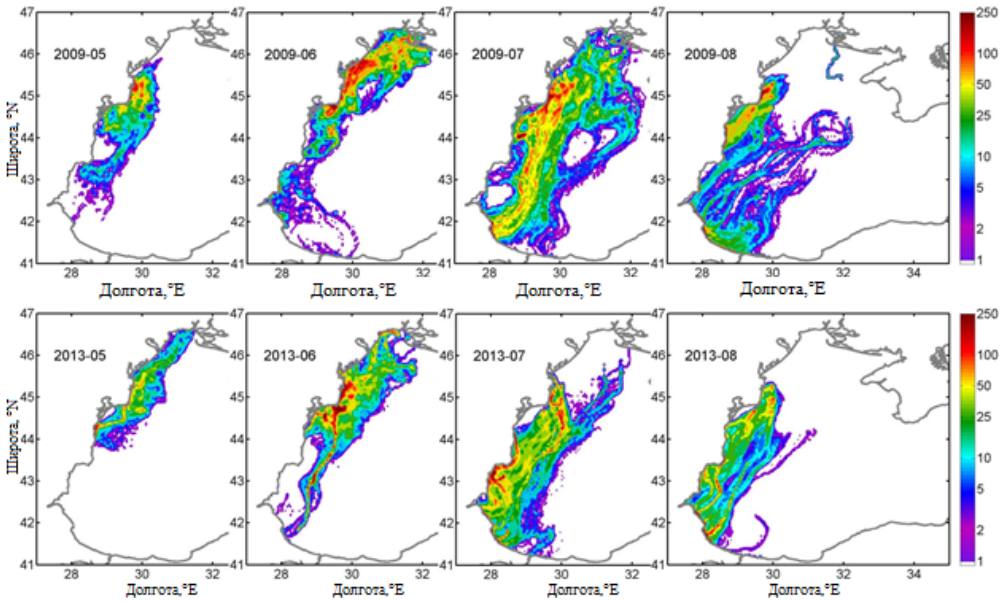

Рисунок 2.29 – Накопленная концентрации виртуальных частиц в мае, июне, июле и августе 2009 г. (верхняя панель) и 2013 (нижняя панель)

Ветровые условия являются одним из основных факторов, определяющих направление распространения Дунайского плюма. Низкочастотная ветровая изменчивость над бассейном модулирует интенсивность геострофического ОЧТ через механизм экмановской накачки (пункт 1.1.1). Сильное циклоническое ОЧТ запирает воды шельфа у берега (пункт 1.1.2) и ограничивает образование прибрежных вихрей (пункт 1.2.3). Ослабление ОЧТ способствует поступлению опресненных вод шельфа в центральную часть моря при релаксации даунвеллинга у берегов, что вызывает увеличение потенциальной энергии вод и образование синоптических антициклонов (подраздел 1.4), орбитальные движения которых вызывают наиболее сильные потоки шельфовых вод в глубоководную часть моря. Дрейфовые течения являются важным транспортным звеном между шельфовой и глубоководной циркуляцией вод. Короткопериодные дрейфовые течения способствуют переносу плюма через кромку шельфа и их вовлечению в крупномасштабные геострофические течения, в частности, в синоптические вихри.

На рисунке 2.30 показана межгодовая изменчивость меридиональной составляющей скорости и завихренности ветра в мае-июле, усредненная по западной части бассейна. Маркеры на этом графике отображают различные типы распространения плюма. На этом графике хорошо видно, что в годы с «западным» типом (красные крестики) ветры значительно отличаются от других лет. В эти годы северные ветры заметно сильнее (отрицательные значения на рисунке 2.30, *а*), а завихренность ветра положительна и высока (Рисунок 2.30, *б*). На рисунке 2.31 показана роза ветров в мае-июле для всех точек в области СЗШ с координатами 44-47°N, 29-34°E. Северо-восточные ветры, характерные больше для зимнего периода, наблюдаются летом в годы с «западным» типом распространения практически все время. Это приводит к росту циклонической завихренности ветра и интенсификации ОЧТ, которое ослабляет вихревую динамику в бассейне [Зацепин и др., 2005; Кубряков, Stanichny, 2015a, Kubryakov et al., 2016a]. Кроме этого, эти даунвеллинговые ветры блокируют плюм у побережья и препятствуют кросс-шельфовому транспорту вод в мористые районы. Такое влияние ветровой циркуляции на геострофические течения приводит к наблюдаемому «западному» типу распространения Дуная. Согласно данным реанализа *MERRA*, доступным с 1979 г., подобные условия можно было наблюдать в 1979, 1981, 1986, 1990 и 1992 гг. Можно ожидать, что «западный» тип распространения плюма и последующее уменьшение кросс-шельфового потока питательных веществ наблюдалось и в эти годы. В частности, в 1992 г. аналогичное движение плюма наблюдалось по гидрологическим данным в [Yankovsky et al., 2004].

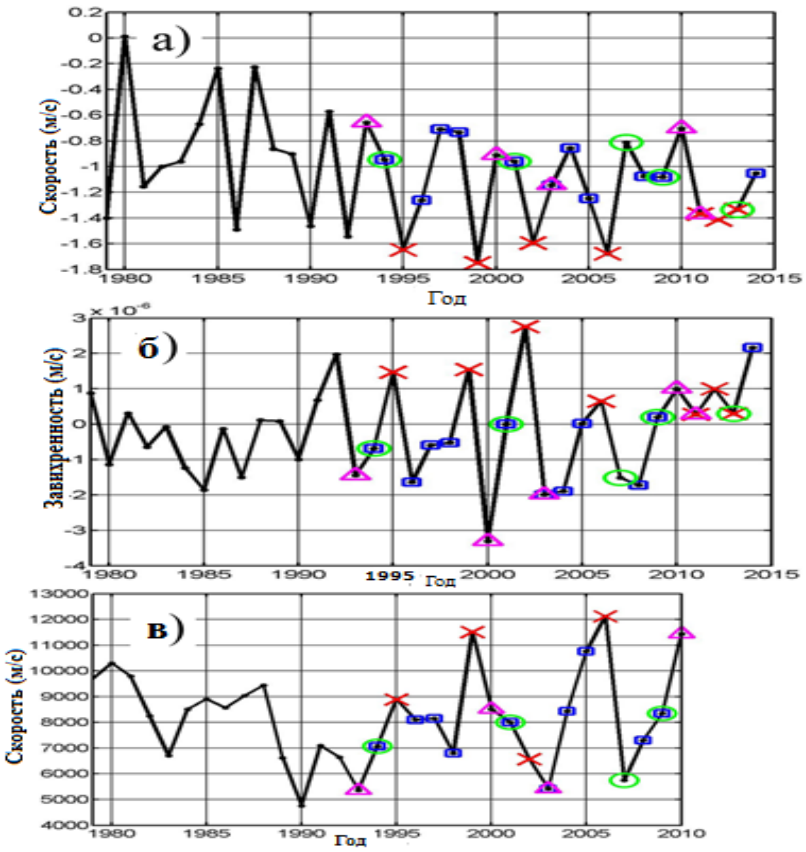

Рисунок 2.30 – Изменчивость усредненной за май-июль: *а* – меридиональной скорости ветра над западной частью бассейна; *б* – завихренности ветра над западной частью бассейна; *в* – стока Дуная. Маркеры указывают тип распределения речных вод: «х» – «западный» тип; «квадрат» – «юго-восточный» тип; «о» – «северный» тип; треугольник – «восточный» тип

В годы с другими типами распространения плюма завихренность ветра была близка к нулю, или была антициклонической (Рисунок 2.30, *б*). Формирование антициклонических ветров в этой области связывается с локальным муссонным эффектам [Ефимов, Анисимов, 2011; Кубряков и др., 2015] и действием Азорского антициклона [Kubryakov et al., 2019]. Суперпозиция преобладающих летом крупномасштабных южных ветров и локальных муссонных ветров формирует результирующую картину средней пространственной изменчивости ветра над СЗШ (Рисунок 2.30, *б*).

Во время «северного» типа распространения плюма антициклоническая ветровая ячейка находится над северной частью шельфа (Рисунок 2.20, *в*). Южные ветры в эти годы наблюдаются с той же частотой, что и северные (Рисунок 2.31). Завихренность ветра и связанная с ней конвергенция вод вызывает образование АВ в северной части СЗШ (Рисунок 2.21, *в*). Вихревые орбитальные скорости и северные дрейфовые течения приносят плюм на север и блокируют его на шельфе.

В годы «восточного» типа распространения ветры над СЗШ и устьем Дуная дуют преимущественно на восток большую часть лета (Рисунок 2.31). Переносимые в восточном направлении воды плюма захватываются на северной периферии «севастопольским» антициклоном, который переносит их к западному побережью Крыма в течении двух недель-месяца. Завихренность ветра (Рисунок 2.31) в эти годы имеет самые большие отрицательные (антициклонические) значения, что приводит к ослаблению ОЧТ и способствует развитию вихревой динамики.

«Юго-восточный» тип распространения наблюдается в годы с более частыми юго-восточными ветрами (Рисунок 2.31). Периодические юго-восточные дрейфовые течения играют важную роль для переноса плюма через изобаты, создавая условия для их захвата орбитальными движениями синоптических антициклонов.

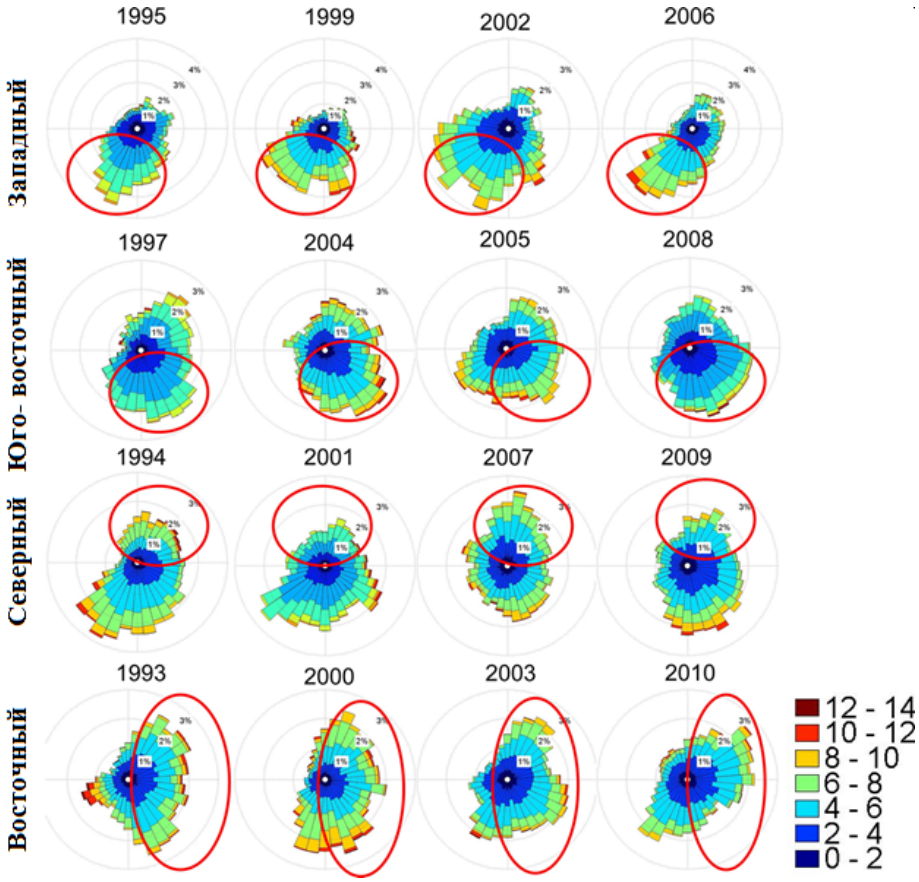

Рисунок 2.31 – Розы ветров в мае-июле разных лет, рассчитанные по данным *MERRA* с использованием всех точек в области СЗШ с координатами 44-47°N, 29-34°E. Столбики на розах показывают направление ветра (в океанографической проекции, т.е. куда дует ветер), длина столбика определяет его вероятность, а цвета определяют вклад ветров различной интенсивности (в м/с)

Собственная бароклинная динамика, вызванная натеканием легких речных вод на плотные морские, может заметно влиять на распространение плюма, особенно в период большого речного стока. На рисунке 2.30, *в* показана межгодовая изменчивость среднего стока Дуная в марте-июле, соответствующая месяцам максимального годового стока за 1979-2010 гг. Данные о стоке Дуная были получены в Государственном океанографическом институте по данным гидрометеорологического мониторинга за период 1991-2010 гг.

Наибольший речной сток наблюдается в годы с «западным» типом распространения, за исключением 2002 г. Интенсивный сток вод Дуная вызывает течения, направленные вправо от устья в северном полушарии, что способствует их дополнительному транспорту в южном направлении. Этот фактор может играть важную роль на начальной стадии движения плюма, обеспечивая его вовлечение в ОЧТ, которое расположено к югу от устья. Для других типов распространения Дунайский сток имеет средние или малые значения и вдольбереговой южный поток на СЗШ должен быть менее интенсивным, что способствует переносу плюма в другие направления, соответствуя полученным результатам.

Характеристики ветровой циркуляции и интенсивность речного стока во многом связаны. Северные ветры в холодное лето, соответствующее «западному» типу распространения, приносят большое количество осадков, в то время как южные ветры и малый сток Дуная, соответствующие «северному» типу, часто наблюдаются в годы с жарким летом.

2.3.4. Влияние динамики плюма Дуная на концентрацию хлорофилла А.

Ареалы распространения Дунайских вод значительно влияет на локальный баланс питательных веществ [Konovalov, Murray, 2001; Lancelot et al., 2002; Ragueneau et al., 2002; Yunev et al., 2007], биологическую продуктивность и концентрацию Хл в Черном море [Oguz et al., 2000, Kubryakov et al., 2016]. Это влияние хорошо наблюдается на августовских картах пространственного распределения аномалии концентрации Хл от ее климатических значений (Рисунок 2.32), рассчитанных на основе измерений *MODIS-Aqua* в 2003-2015 гг. Как уже указывалось, в пункте 2.3.1 численные значения Хл по данным спутниковых измерений могут содержать ошибки, связанные с содержание растворенного органического вещества, взвесей в водах Case 2. Однако, спутниковый Хл является достаточно надежным трассером шельфовых вод, которые содержат большое количество питательных веществ в органической и неорганической форме.

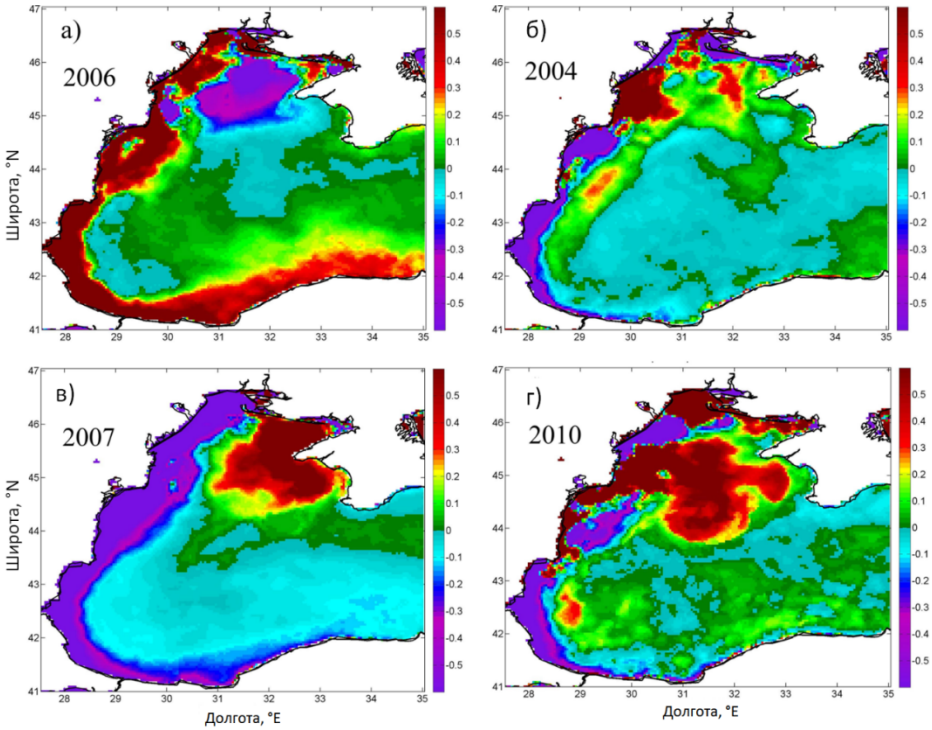

Рисунок 2.32 – Аномалия концентрации Хл от среднеклиматических значений за 2003-2015 гг. для периодов: *а* – июль-август 2006 г., «западный тип»; *б* – июль-август 2004 г., «юго-восточный» тип; *в* – июль-август 2007 г., «северный» тип; *г* – июнь 2010 г. – «восточный» тип

В годы с «западным» типом (например, в 2006 г.) полоса высоких положительных аномалий наблюдалась вдоль западного и юго-западного побережья (Рисунок 2.32, *а*). В такие годы все питательные вещества транспортируются вдоль западного берега, не расходуясь на обмен с центральной частью моря. В результате концентрация Хл у западного, юго-западного и южного побережья значительно выше, чем в среднем. Питательные вещества быстро транспортируются ОЧТ вдоль склона западной части бассейна. Этот тип распространения плюма наиболее типичен в зимние месяцы [Sur et al., 1994; Özsoy, Ünlüata, 1997], когда ОЧТ имеет сезонный максимум. В то же время поскольку сток Дуная в конце весны почти в два раза выше, чем зимой, поток питательных веществ вдоль склона летом в такие годы может быть сопоставим и даже больше, чем зимой.

В то же время в эти годы наблюдается отрицательная аномалия концентрации Хл в восточной и центральной части СЗШ, поскольку питательные вещества из Дуная не попадают в эту часть моря. Пример средней для июля-августа аномалии концентрации Хл в 2004 г. с «юго-восточным» типом распространения показан на рисунке 2.32, *б*. Влияние синоптического антициклона на концентрацию Хл в северо-западной части бассейна отчетливо видно на этой карте. Вихревая горизонтальная адвекция приводит к образованию округлой зоны с повышенным содержанием Хл в южной части СЗШ и в северо-западной глубоководной части

Черного моря. Отметим также, что в эти годы аномалия концентрации Хл выше на мористой части склона и ниже непосредственно у берега. Такое пространственное распределение демонстрирует, что часть плюма в этом году переместилась от берега в море, как «целое». Это, возможно, является следствием действия западных апвеллинговых ветров, которые смещают шельфовые воды от побережья к континентальному склону. Другой возможной причиной такого распространения является релаксация экмановского даунвеллинга и отток воды с периферии бассейна из-за ослабления крупномасштабной геострофической циркуляции (пункт 1.4.3) [Зацепин и др., 2002; Stanev et al., 2004; Кубрякова, Коротаев., 2016].

В 2007 г. с «северным» типом распространения ситуация была противоположна тому, что наблюдалась в годы с «западным» типом. Наибольшая положительная аномалия концентрации Хл находилась над центральной и восточной частями СЗШ (Рисунок 2.32, *г*). Скопление питательных и органических веществ на мелководном шельфе может привести к эвтрофикации [Коновалов и др., 1999] и недостатку освещенности в этой области. Отметим, что вблизи устья Дуная аномалия концентрации хлорофилла в этот год была отрицательна, что по-видимому связано интенсивным выносом оптически-активных веществ на север от устья. Аномальное увеличение первичной продукции в северной части СЗШ действительно было обнаружено осенью 2007 г. в [Karageorgis et al., 2014] на основе контактных измерений. Как следствие, в такие годы обыкновенно с повышенной температурой, в северной части СЗШ может развиваться гипоксия. Эти условия могут приводить к экологической катастрофе, особенно для уникального филлофорного поля (*Rhodophyceae*) [Зернов и др., 1909; Зайцев, 1992], уязвимого к недостатку освещенности и кислорода. В теплый период этих лет обычное перемещение плюма на юг отсутствует и здесь наблюдается мощная отрицательная аномалия (Рисунок 2.32, *г*). Как результат, экосистеме на западном шельфе может не хватать питательных веществ и продуктивность может значительно снижаться. В годы с «северным» типом наиболее чистые воды будут наблюдаться у румынского и болгарского побережья. Питательные вещества, накапливающиеся на шельфе в летнее время, частично будут выведены из СЗШ позже под влиянием синоптических вихрей или адвекции ОЧТ (Рисунок 2.27). Эта задержка в переносе питательных веществ может, вероятно, повлиять на сроки цветения фитопланктона в глубоководной части моря.

Во время «восточного» типа распространения положительная аномалия концентрации Хл отмечается к востоку от устья Дуная над южной частью СЗШ и вблизи западного побережья Крыма (Рисунок 2.32, *г*). Ситуация в эти годы аналогична годам с «северным» типом распространения: питательные вещества блокируются на СЗШ. Однако эта блокировка менее сильна из-за того, что воды плюма расположены не во внутренней северной части СЗШ, а в его южной части, где они могут быть захвачены проходящими синоптическими вихрями. Также,

как и в предыдущем случае, отрицательные аномалии концентрации Хл наблюдаются к югу от устья Дуная, но они ниже по амплитуде.

Естественно, что различные типы распространения плюма также влияют на термохалинную структуру, стратификацию в глубоководной части и шельфовых областях бассейна. Наиболее эффективное перемешивание пресных шельфовых и соленых глубинных вод можно ожидать в северо-западной глубоководной части Черного моря при «юго-восточном» типе распространения плюма. Воды СЗШ будет более пресными и более устойчивыми во время «северного» и «восточного» типа. В западном и юго-западном районах Черного моря наибольшее количество опресненных вод будет наблюдаться во время «западного» типа распространения.

Схема на рисунке 2.33 демонстрирует районы Черного моря, находящиеся под влиянием вод плюма Дуная в летний период во время различных типов распространения. Примерно в 40% случаев наблюдается «юго-восточный» тип, который способствует переносу плюма в северо-западную глубоководную часть Черного моря. Сюда направлен основной поток биогенных элементов, приходящих с речным стоком. В 30% случаев во время «западного» типа кросс-шельфовый обмен практически отсутствует. Все питательные вещества сосредоточены вдоль узкого западного шельфа бассейна (синяя пунктирная линия). В 15% случаев воды плюма захватываются в течение длительного периода времени на СЗШ во время «северного» типа (красный цвет). С той же вероятностью (около 15%) наблюдается «восточный» тип, когда питательные вещества быстро переносятся на восток к западному побережью Крыма (желтый цвет). В эти годы южная часть СЗШ и прилегающие к нему склоны наиболее подвержены влиянию плюма (желтая область).

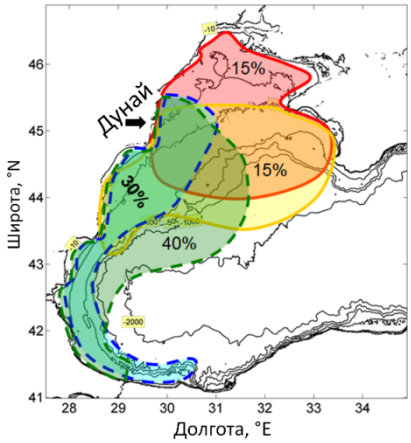

Рисунок 2.33 – Схема, демонстрирующая районы Черного моря, подверженные влиянию плюма в летний период во время различных типов распространения: синий цвет – «западный» тип; зеленый – «юго-восточный» тип; красный – «северный» тип; желтый – «восточный» тип

Изучение ареалов и механизмов распространения плюма Дуная является предметом многочисленных предыдущих исследований [Tolmazin, 1985; Sur et al., 1994, 1996; Иванов и др., 1996, 2004; Ильин и др., 1999; Beckers et al., 2002; Oguz et al., 2002; Lancelot et al., 2002; Yankovsky et al., 2004; Karageorgis и др., 2014 и др.]. В настоящем подразделе впервые проведен статистический анализ распространения вод Дуная в теплые сезоны 1993-2015 гг. на основании спутниковых снимков и лагранжевой модели, базирующейся на альтиметрических измерениях и данных атмосферного реанализа. Использование такой модели дает ряд преимуществ при исследовании динамики плюма. Во-первых, модель позволяет получать информацию для временных периодов, когда спутниковые оптические данные были недоступны, в 1992-1999 гг. Во-вторых, наблюдения за процессом эволюции вод плюма на основе оптических данных может быть затруднено из-за облачности, влияние плюмов других рек (Днестр, Днепр и т. д.), взмучивания придонных осадков, эрозии берегов, цветения фитопланктона, отсутствия оптических градиентов и т. д. Модель базируется на данных микроволновых спутниковых измерений и данных атмосферного реанализа, которые доступны при любых погодных условиях, и позволяют отслеживать траектории распространения плюма Дуная. Это преимущество особенно важно зимой в период наибольшей облачности. В-третьих, модель дает возможность отделить вклад геострофических и ветровых дрейфовых течений для понимания роли этих факторов в динамике плюма.

2.4 Влияние кросс-шельфового обмена на изменчивость концентрации хлорофилла А

2.4.1 Восстановление долговременной изменчивости концентрации хлорофилла А по измерениям *SeaWiFS* и *MODIS*

В настоящем подразделе для исследования изменчивости концентрации Хл использовались спутниковые оптические измерения приборов *MODIS-Aqua* за 2003-2013 гг. и *SeaWiFS* за 1998-2007 гг. Данные *Level* 3 были загружены из архива http://oceancolor.gsfc.nasa.gov/. Концентрация Хл рассчитывалась по стандартной методике с использованием алгоритма *OC*3*M* для *MODIS* и *OC*4 для *SeaWIFS* [O'Reily et al., 1998, 2000]. Пространственное разрешение используемых данных составляет 4 км для *MODIS* и 9 км для *SeaWiFS*, временное – 1 день.

Для исследования временной изменчивости концентрации Хл были использованы только измерения в глубоководной части бассейна (глубины более 500 м), т.к. определение

концентрации Хл в прибрежных водах Черного моря (*Case* 2) может быть затруднено из-за влияния взвеси, желтого вещества и т.д. [Kopelevich et al., 2004; McQuatters-Gollop et al., 2008].

Анализ временной изменчивости концентрации Хл выявил наличие значительных выбросов в стандартных данных *Oceancolor* даже в глубоководной части моря [Kubryakov et al., 2016a]. Эти выбросы, были в первую очередь, связаны с влиянием тени облаков [Alvera-Azcárate et al., 2021], которые значительно изменяют условия освещенности и влияют на отражательную способность вод. В качестве примера на рисунке 2.34, *а* представлено поле концентрации Хл за 14 ноября 2010 г. К северу от большого облака в центре моря можно наблюдать область значительного увеличения концентрации Хл до величин 4 мг/м^3, форма которой соответствует форме облачной тени. Возникновение таких выбросов имеет сезонную изменчивость: наибольшее количество их наблюдается в ноябре-декабре, когда солнце находится на низкой высоте в северном полушарии. Из-за этих ошибок в зимние месяцы средняя по глубоководной части концентрация Хл по спутниковым данным может превышать 10 мг/м^3 (Рисунок 2.34, *б*), что намного выше возможных значений для мезотрофных глубоководных вод Черного моря с типичными концентрациями (0,1-2,0 мг/м^3).

Для фильтрации этих выбросов был применен следующий алгоритм:

1 – в каждом узле временных рядов из сетки были удалены все точки с неопределенными значениями (например, из-за облачности);

2 – полученный ряд был фильтрован по времени с помощью медианной фильтрации по трем точкам ряда;

3 – после этого временные ряды были интерполированы по времени на сетку с шагом 1 день. В результате были получены однородные карты концентрации Хл без пропусков;

4 – далее эти карты были отфильтрованы по пространству двумерным медианным фильтром размером 3×3 точки.

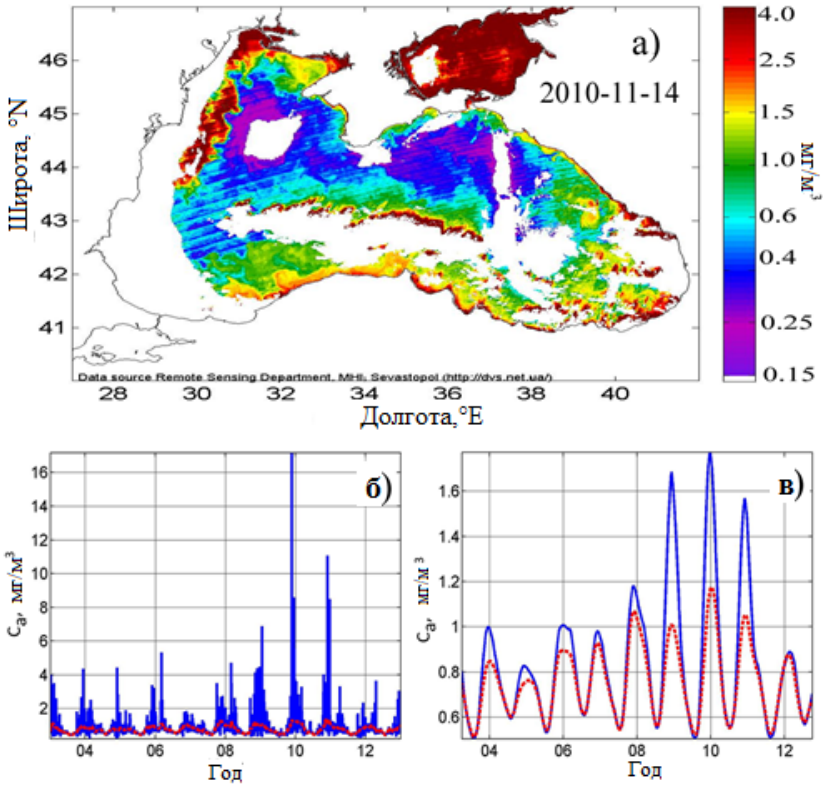

Рисунок 2.34 – Пример карты концентрации Хл по данным *MODIS-Aqua* за 14 ноября 2010 г. Хорошо видно аномальное повышение концентрации Хл к северу от крупного облака в центре бассейна (*а*); временная изменчивость средней по глубоководной части Хл для нефильтрованного (синяя линяя) и фильтрованного массива данных (красная линяя) (*б*); временная изменчивость средней по глубоководной части концентрации Хл для сглаженных по времени рядов скользящим средним с шириной окна 90 дней (*в*)

На рисунках 2.34, *б*, *в* представлено сопоставление временной изменчивости, построенное для нефильтрованного (синяя линяя) и фильтрованного массива данных (красная линия). Видно, что предложенный алгоритм позволяет исключить аномально высокие значения Хл, связанные с описанными выше ошибками, которые могут значительно влиять на оценки сезонной и межгодовой изменчивости концентрации Хл. Если оценить, что в осенний период море свободно от облаков около 10 дней в месяц, реальное значение Хл – 1 мг/м^3, и наблюдался один выброс величиной 10 мг/м^3, то среднемесячная концентрация при наличии таких выбросов будет составлять (9·1+10)/10=1,9 мг/м^3, т.е. в два раза выше искомой величины. Это влияние хорошо видно для рядов, сглаженных скользящим средним с шириной окна 90 дней (Рисунок 2.34, в). Например, в 2009-2011 гг. средне-зимние значения Хл в два раза выше в нефильтрованном массиве данных (синяя линия), что связано с большим количеством выбросов в эти годы. В результате по необработанным данным *Oceancolor* можно наблюдать значительное фиктивное увеличение значений Хл в 2008-2011 гг., которое отсутствует после фильтрации.

Для того чтобы определить изменчивость концентрации Хл за период 1998-2013 гг. был получен комбинированный массив данных *MODIS* и *SeaWiFS*. Для этого по данным двух сенсоров рассчитывалась средняя по глубоководной части моря изменчивость концентрации Хл за общий период измерений (2003-2007 гг.). Далее на основе сопоставления временных рядов определялся линейный коэффициент регрессии (1,055) и среднее отклонение (-0,011) между данными *MODIS* и *SeaWiFS*. После этого данные *MODIS* были скорректированы согласно полученным коэффициентам. Далее данные *SeaWiFS* за 1998-2006 гг. были объединены с измерениями *MODIS* за 2007-2012 гг.

2.4.2 Влияние кросс-шельфового обмена на изменчивость концентрации хлорофилла А

Рассчитанная межгодовая изменчивость концентрации Хл, осредненная по глубоководной части моря (глубины более 500 м) за 1998-2013 гг. представлена на рисунке 2.35, *а*. Наиболее яркой особенностью межгодового хода концентрации Хл является выраженное уменьшение в 2002 г, которое совпадает по времени с резкой интенсификацией ОЧТ, отмеченной в пункте 1.1.1 по альтиметрическим измерениям. Значения Хл уменьшились от величин 1 мг/м^3 в 1998-2001 гг. (период слабой циркуляции) до величин 0,73 мг/м^3 в период интенсивных течений в 2002-2013 гг. (Рисунок 2.35, *а*). Такое резкое изменение концентрации Хл в 2002 г. было отмечено также в [Nezlin, 2006; McQuatters-Gollop et al., 2008].

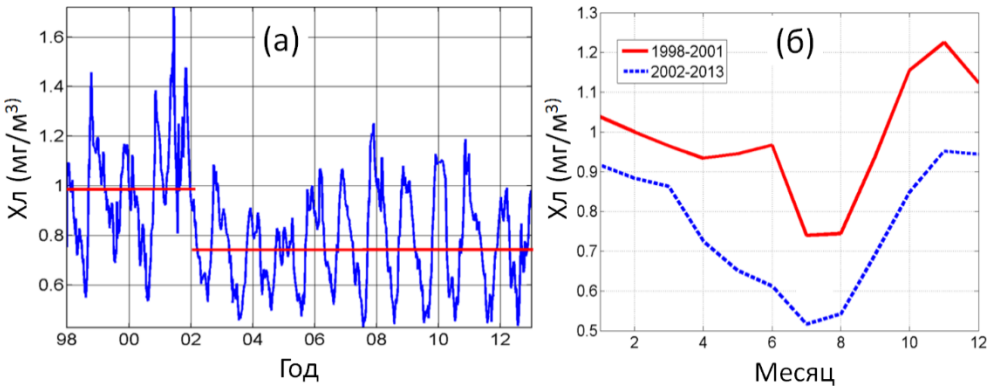

Рисунок 2.35 – Межгодовая изменчивость концентрации Хл, осреднённая по глубоководной части моря (более 500 м) за 1998-2013 гг. (*а*), красная прямая линяя представляет средние значения за 1998-2001 и 2002-2013 гг.; средний сезонный ход концентрации Хл за 1998-2001 гг. (красная линяя) и 2002-2013 гг. (синяя линяя) (*б*)

Сезонный ход концентрации Хл в оба периода характеризуется максимальными значениями в зимний период и минимальными в летний, в согласии с [Yunev et al., 2002; Nezlin,

2008; Финенко и др., 2014]. Однако в 2002-2013 гг. концентрация Хл была ниже во все сезоны: в осенне-зимний период концентрация Хл уменьшилась на 10-20 % от значений 1,0-1,2 мг/м^3 до 0,9-1,0 мг/м^3, в весенне-летний период отмечено максимальное снижение на ~30-40% от значений 0,75-1,0 мг/м^3 до 0,5-0,7 мг/м^3.

Весенне-зимнее цветение фитопланктона в Черном море определяется прежде всего вовлечением биогенных элементов из глубинных слоев в результате зимней конвекции [Yunev et al., 2002, 2005, 2007; Oguz et al., 2006; Финенко и др., 2014; Кубрякова и др., 2018] (Раздел 4). Холодные климатические периоды должны приводить к увеличению вертикального перемешивания в зимний период и, следовательно, к росту вовлечения биогенных элементов, биомассы фитопланктона и концентрации Хл. Однако сопоставление изменчивости температуры поверхности и поверхностной концентрации Хл показывает, что на масштабах порядка 2 лет между этими величинами корреляция отсутствует. В частности, в период резкого усиления течений в наиболее холодные периоды 2003-2005 гг., концентрация Хл на поверхности была, наоборот, минимальна (Рисунок 2.36, *а*). Изменчивость поверхностной концентрации Хл находится в фазе с температурой поверхности на сезонных масштабах, но не коррелирует с ней на межгодовых масштабах [Nezlin, 2006; McQuatters-Gollop et al., 2008].

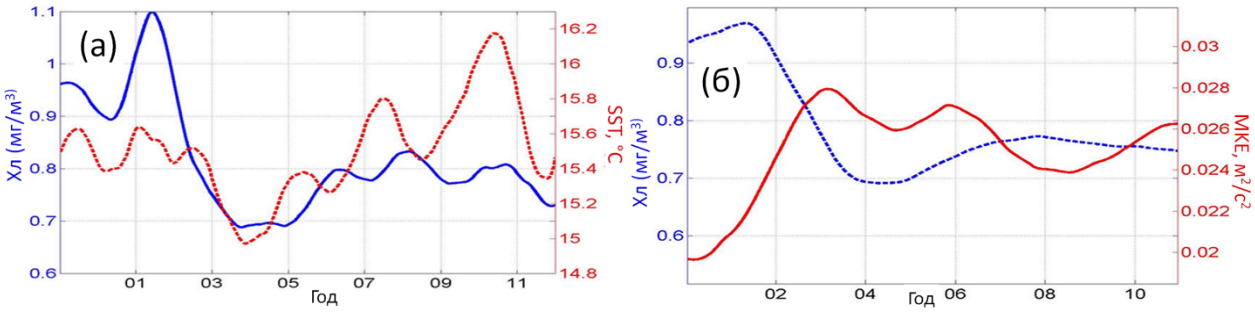

Рисунок 2.36 – Межгодовая изменчивость концентрации Хл (синяя линия) в глубоководной части моря, сглаженная скользящим средним с шириной окна 2 года и : *а* – температуры поверхности по данным *MODIS* (красная линяя); *б* – средней кинетической энергии поверхностных геострофических течений – *MKE* (красная линяя)

Количество вовлеченных биогенных веществ зависит от их концентрации в хемоклине. Последняя имеет значительную межгодовую изменчивость, которая исследовалась в большом количестве работ [Konovalov et al., 1999, 2001; Mikaelyan et al., 2013; Pakhomova et al., 2014; Tugrul et al., 2014]. Важным внешним источником питательных веществ являются речные воды которые под действием различных динамических процессов выносятся из шельфовых в глубоководную часть моря. Как показано в подразделе 2.3, важнейшее влияние на кросс-шельфовый обмен оказывают синоптические антициклоны, которые вовлекают шельфовые

воды в свои орбитальные движения и переносят их в центральную часть моря. Пример такого процесса изображен на карте концентрации Хл за 20 мая 2009 г. на рисунке 2.37. На этом примере можно отчетливо наблюдать три кросс-шельфовых потока с высокими концентрациями Хл, связанные с взаимодействием антициклонов и прибрежных вод.

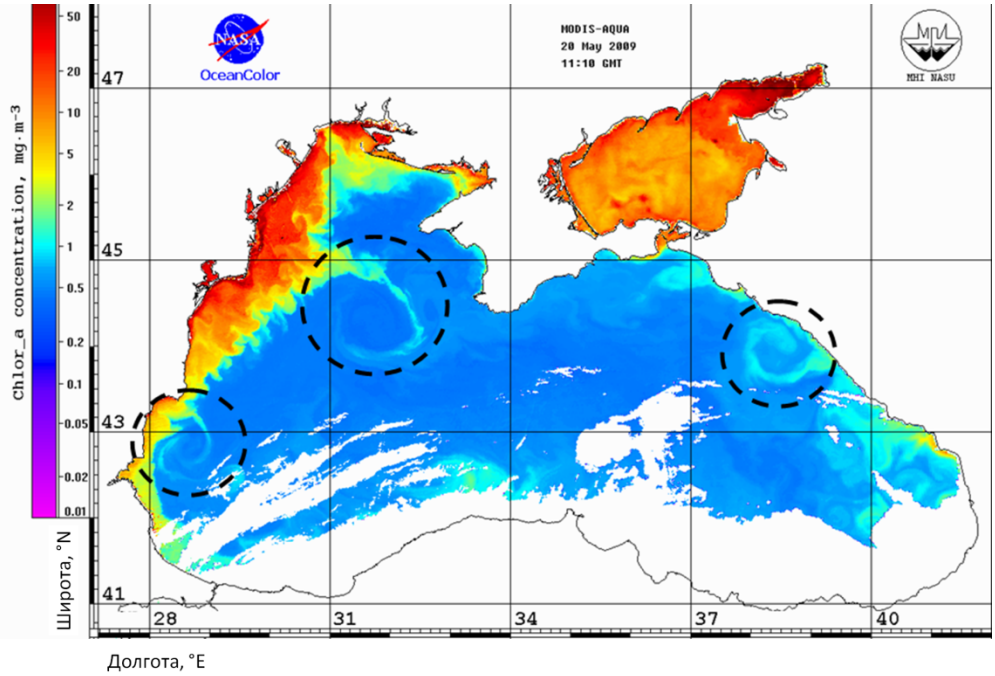

Рисунок 2.37 – Карта концентрации Хл по данным *MODIS-Aqua* за 20 мая 2009 г. На карте отчетливо видны три кросс-шельфовых потока с высокими концентрациями Хл, вызванные вовлечением шельфовых вод в орбитальное движение антициклонических вихрей

Вихревая адвекция увеличивает концентрацию биогенных веществ в хемоклине в прилегающих к шельфу районах над континентальным склоном Черного моря. Последующей зимой эти биогенные вещества будут вовлечены в верхний слой и использованы для питания фитопланктона, а значит интенсивность его поверхностного цветения возрастет. Соответственно, увеличение вихревого переноса будет приводить к увеличению Хл в центральной части Черного моря на достаточно длительных временных масштабах более года.

Увеличение экмановской накачки в 2002 г. , вызвало интенсификацию ОЧТ, уменьшение вихревой динамики (подразделы 1.2 и 1.4) и снижение кросс-шельфового потока питательных веществ в центральную часть моря. Этот процесс привел к тому, что на межгодовых временных масштабах с осреднением по периоду более 2 лет концентрация Хл в глубоководной части моря и кинетическая энергия течений находились в противофазе (Рисунок 2.36, *б*). Действительно, период слабых течений в 1998-2001 гг. и менее значительного минимума в 2007-2009 гг.

соответствует периоду повышенных значений Хл. Минимальные значения поверхностного содержания Хл отмечались во времена наиболее интенсивных течений в 2003-2006 гг.

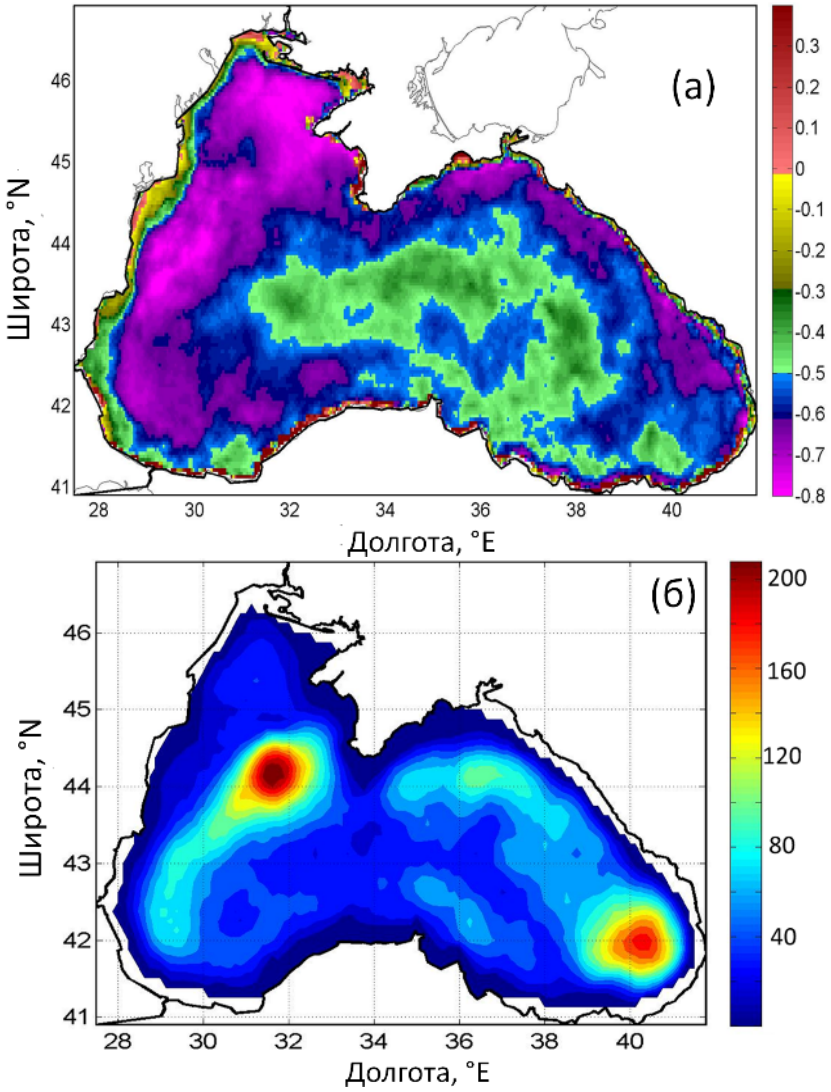

Рисунок 2.38 – Карты коэффициентов корреляции между осредненной по площади бассейна *MKE* и Хл в каждой точке (ряды сглажены однолетним скользящим средним) (*а*); Количество дней в году, в которых в данной точке наблюдался вихрь по альтиметрическим наблюдениям (*б*)

Карта коэффициентов корреляции между средней по бассейну кинетической энергией течений и изменчивостью концентрации Хл в каждой точке демонстрирует пространственный отклик экосистемы Черного моря на увеличение интенсивности течений на межгодовых масштабах (Рисунок 2.38). Интенсификация течений приводит к заметному уменьшению концентрации Хл на СЗШ, континентальном склоне в западной, северной и восточной частях моря, где коэффициенты корреляции равны −0,6…−0,8.

В этих же районах в восточной, западной и северной части континентального склона вихревая активность наиболее интенсивна согласно альтиметрическим данным (рис. 2.38, *б*, Раздел 1.2). В то же время в южной части, где наблюдаются меньшее количество вихрей, корреляции имеют меньшие значения. В центральной глубоководной части моря и южной части бассейна корреляция также отрицательна, но меньше по величине (−0,4…−0,6).

Вихри переносят шельфовые воды вглубь моря на расстояние равное их диаметру, составляющему от ~20 до 80 км, поэтому влияние вихревой адвекции наиболее значимо для районов континентального склона и менее значимо для центральной части. Кроме этого, в центре моря вертикальный подъем нитроклина, вызванный интенсификацией циклонической циркуляции, может частично компенсировать уменьшение горизонтального транспорта биогенных веществ [Kubryakova, Korotaev, 2016].

Высокие отрицательные значения корреляции (от −0,9 до −1,0) наблюдаются также в центре и на востоке СЗШ Черного моря. Как показано в подразделе 2.3, при слабой завихренности ветра (слабой циклонической циркуляции) может возникать «северный» или «восточный» тип распространения вод Дуная (Рисунок 2.30), при котором речные воды аккумулируются в центре и на востоке СЗШ из-за антициклонической завихренности ветра и течений.

В южной части Черного моря корреляции также отрицательны, но малы. В южной части бассейна крупные вихри регистрируются значительно реже и их влияние менее значимо (подраздел 1.2). Кроме этого, данные спутниковых оптических измерений [Karimova, 2011; Каримова, 2012] свидетельствуют о том, что в этом районе фронтальная динамика и образование мелких, прижатых к берегу меандров ОЧТ, усиливается в зимний период. Вертикальные и горизонтальные движения на фронтах влияют на поступление биогенных веществ в эвфотический слой [Oguz et al., 2015] и вызывают снижение наблюдаемой корреляции.

Напротив, интенсификация циклонической завихренности ветра приводит к усилению южных вдольбереговых течений на шельфе и ОЧТ, которые выносят речные воды на юг вдоль западного берега [Yankovsky et al, 2004; Yunev et al., 2007; Kubryakov et al., 2018] и препятствует их переносу в центральную часть моря. Поэтому в узкой прибрежной части бассейна корреляция положительна. Самые высокие положительные коэффициенты корреляции наблюдаются к югу от устья Дуная, в районе в наибольшей степени подверженный влиянию речного стока.

2.4.3 Обсуждение. О влиянии кросс-шельфового обмена на трофическую структуру Черного моря

Следует отметить, что аномальной ситуацией в Черном море является резкое ослабление течений в 1998-2001 гг., а не их последующая интенсификация до средних значений в 2002 г. (Рисунок 1.4, 1.5). Такие события ослабления циркуляции связаны с резкими минимумами в ходе завихренности ветра, которые наблюдаются с периодичностью 7-10 лет (Рисунок 1.5). Самый широкий и интенсивный минимум наблюдался в 1998-2001 гг., что соответствует отмеченному пику поверхностного содержания Хл. Следующий минимум, который также привел к значимому увеличению концентрации Хл, отмечался в 2007 г.

Два других минимума завихренности отмечались в 1983 и 1990 гг. (Рисунок 1.5). Эти годы также характеризовались аномальным состоянием экосистемы Черного моря. Концентрация Хл в 1988-1992 гг. была аномально высокой и резко снизилась в 1993 г. по данным [Yunev et al., 2002] с увеличением завихренности ветра, что хорошо соответствует описанным в этом разделе аналогичным изменениям концентрации Хл в 2002-2003 гг.

Первое наблюдение вселенца гребневика *Mnemiopsys leydyi* в глубоководной части моря было зарегистрировано также во время периода ослабления завихренности ветра в 1982-1983 гг. [Шиганова и др., 2001; Oguz et al., 2006, 2008; Oguz, Velikova, 2010]. Впоследствии этот опасный вид не наблюдался в Черном море в течение нескольких лет. Интенсивный рост популяции *Mnemiopsys leydyi*, который вызвал катастрофические изменения в экосистеме Черного моря, наблюдался в 1989-1992 гг. Этот период соответствует второму минимуму циклонической завихренности ветра (Рисунок 2.39).

В 1992 г. после резкого увеличения завихренности ветра численность *Mnemiopsys leydyi* резко сократилась [Oguz et al., 2006, 2008; Oguz, Velikova, 2010]. Следующий период ослабления циркуляции (1998-2002 гг.) сопровождался вселением гребневика *Beroe ovata* в 1998 г. [Finenko et al., 2003; Oguz et al., 2008], что привело к значительному уменьшению популяции *Mnemiopsys leydyi*.Гребневики, в частности *Mnemiopsys leydyi*, по некоторым данным являются достаточно преснолюбивым типом, который предпочитает районы с высокой продуктивностью и низкой соленостью [Galil, 2012]. Так, наибольшие концентрации гребневиков *Mnemiopsys leydyi* отмечались в районах, подверженных интенсивному влиянию речного стока [Finenko et al., 2001; Shiganova et al., 2001]. Ослабление экмановской накачки и связанный с ней рост кросс-шельфового обмена способствуют выносу речных вод и понижению солености,, что, видимо, могло послужить триггером для резкого роста этих видов-вселенцев в Черном море.

Проведенное в [Mikayelyan et al.,2018] совместное исследование, основанное на анализе долговременных контактных измерений видового состава фитопланктона, показало, что изменчивость динамики Черного моря значительно влияет на сезонную сукцессию фитопланктона, т.е. доминирование и смену определенных групп фитопланктона в бассейне в различные годы. В частности, было показано, что в годы с сильными течениями и подавленным кросс-шельфовым транспортом биогенных веществ в летний период доминируют оносительно мелкие виды – динофлагелляты, а в годы со слабыми течениями преобладают крупные диатомовые, которые имеют конкурентное преимущество в условиях с большим количеством питательных веществ. Вероятно, эти изменения фитопланктона приводят к тому, что годы с минимумом завихренности ветра – 1989-1991 гг. и 1999-2000 гг. – также соответствовали периодам с максимальной популяцией мезозоопланктона [Oguz et al., 2006].

В целом, из ряда биологических исследований [Ковалев и др., 2003] известно, что в шельфовых водах концентрация фито- и зоопланктона превосходит таковую в глубоководной части моря в 5-10 раз. Естественно, что интенсивное смешение этих вод, которое происходит в годы с интенсивной вихревой динамикой, должно способствовать значительному росту биопродуктивности центральной части моря. Все вышеперечисленные результаты свидетельствуют о том, что режим динамики Черного моря значительно влияет не только на изменчивость концентрации хлорофилла А, но и на таксономический состав фитопланктона, и всю трофическую структуру Черного моря.

Несколько резких сдвигов в экосистеме Черного моря в период с 1960 по 2000 гг. были связаны с изменениями в химическом составе вод Дуная, который является важным источником питательных веществ для Черного моря [Коновалов и др., 1999; 2001; Cociasu, Popa, 2004]. В частности, эвтрофикация в 1970 г. была вызвана увеличением антропогенной нагрузки на Дунайские воды в результате сельскохозяйственной, промышленной и городской деятельности человека [Коновалов и др., 1999; Cociasu, Popa, 2004; Tugrul et al, 2014]. Строительство плотины «Железные ворота» в начале 1980-х годов привело к значительному уменьшению концентрации силикатов в Черном море [Yunev et al., 2007; Oguz, Velikova, 2010]. Влияние изменения химического состава речных вод впоследствии наблюдалось во всей глубоководной части моря, приводя к значительному изменению баланса питательных веществ [Коновалов и др., 1999, 2001; Микаэлян и др., 2013; Tugrul et al, 2014] и перестройке экосистемы всего моря [Mikaelyan et al., 1997, 2015; Mousing et al, 2013; Oguz et al., 2006, 2008]. Динамика Черного моря определяет процесс передачи сигнала, связанного с изменением концентрации биогенных элементов во внешних источниках – реках – в шельфовую и глубоководную часть моря и, таким образом, модулирует интенсивность реакции экосистемы на эти изменения.

Выводы к разделу 2

1. Разработана оригинальная методика, которая позволила параметризировать поверхностную дрейфовую скорость течений по данным о скорости ветра. Методика основана на анализе временной изменчивости скорости *SVP*-дрифтеров в период относительно стабильных геострофических течений. Анализ полученных оценок угла поворота дрейфовых течений и амплитудного коэффициента на глубине паруса дрифтера 15 м относительно скорости ветра, показал, что эти величины связаны между собой, в согласии с экмановской теорией. Используя эту зависимость, были определены коэффициенты ветрового дрейфа и угол поворота дрейфовых течений на поверхности, которые составили 13° вправо и 2,8% от скорости ветра, соответственно. При этом полученная параметризация не зависит от вертикальной структуры вод (от экмановской глубины), т.е. может быть использована в различных гидрометеорологических условиях.

2. На основе проведенной параметризации и данных альтиметрических измерений разработаны лагранжевы методы расчета перемещения плавающих объектов на поверхности океана, основанные на спутниковых данных и метеоданных. Метод был успешно опробован на основе сопоставления с данными последовательных радиолокационных и оптических снимков в различных морях Мирового океана. На основе предложенного метода в виде отдельного приложения была создана система расчета перемещения плавающих объектов *FOTS* (*Floating Object Tracking System*). Система была дополнена разработанной моделью растекания и выветривания нефти, учитывающей процессы растекания пленки в различных режимах (гравитационно-инерционном, гравитационно-вязким и режимом поверхностного натяжения), диспергирования, испарения и эмульсификации нефти, что позволило описывать изменение толщины и объема нефти в процессе эволюции пятна на основе спутниковых измерений. Результаты моделирования толщины нефтяной пленки хорошо совпадают с данными, полученными многоугловым методом по радиолокационным измерениям.

3. На основе созданных методов рассчитана межгодовая изменчивость ареалов распространения Дунайских вод в летний период 1992-2015 гг, исследовано влияние ОЧТ, вихревой динамики и дрейфовых течений на движение плюма. Анализ результатов позволил провести условную классификацию типов распространения речных вод в различные годы и показать, что ветровые условия оказывают доминирующее влияние на динамику плюма Дуная. При преобладающих северо-восточных ветрах, сопровождающихся усилением завихренности ветра, ростом стока Дуная, вдольбереговое южное течение перемещает воды Дуная на юг вдоль западного побережья бассейна. Интенсивное ОЧТ, небольшое количество вихрей и даунвеллинговые ветры существенно снижают кросс-шельфовый обмен питательных веществ.

В годы с юго-восточными ветрами завихренность ветра менее сильна, что приводит к ослаблению ОЧТ и генерации синоптических антициклонов. Короткопериодные юго-восточные дрейфовые течения вносят значительный вклад в перенос плюма через бровку шельфа, где они могут эффективно захватываться синоптическими вихрями и переноситься в глубоководную западную часть бассейна. При преобладании западных ветров Дунайские воды под действием дрейфовых течений и орбитальных движений на северной периферии синоптических антициклонов движутся на восток к западному побережью Крыма. Наконец, в годы с жарким летом, когда муссонный эффект вызывает образование сильной антициклонической ветровой ячейки над СЗШ, северные ветры переносят Дунайский плюм на север СЗШ, запирая плюм на шельфе. Антициклоническая циркуляция ветра приводит к конвергенции пресных поверхностных вод в центре шельфа и формированию геострофического антициклона в северной части СЗШ. Этот антициклон захватывает воды Дуная и долгое время удерживает их на шельфе. Межгодовая изменчивость распространения Дуная перераспределяет питательные вещества и взвесь, значительно влияя на пространственное распределение концентрации Хл в западной части Черного моря.

4. Средняя поверхностная концентрация Хл в глубоководной части бассейна на масштабах более 2 лет находится в противофазе со средней кинетической энергией Черного моря. Интенсификация течений в 2002-2003 гг. привела к резкому снижению содержания Хл – на 25% ниже, по сравнению с периодом его аномально высоких значений во время слабой циркуляции в 1998-2001 гг. Усиление завихренности и интенсификация ОЧТ привели к увеличению мощности динамического барьера между шельфом и глубоководной частью моря и снижению количества синоптических антициклонов. Уменьшение вихревого кросс-шельфового транспорта привело к снижению концентрации Хл во всем бассейне, за исключением его западного шельфа. Наиболее значимый эффект наблюдается в зоне действия синоптических вихрей – на континентальном склоне, а также в центре и на востоке северо-западного шельфа. В периоды резкого ослабления завихренности ветра в 1983, 1990, 2000, 2007 гг. в черноморской экосистеме возникают аномальные ситуации. В частности, по данным предыдущих исследований в эти периоды наблюдалось вселение гребневика *Mnemiopsys leydyi* и *Beroe Ovata* [Oguz et al., 2006, 2008; Oguz, Velikova, 2010], рост мезозоопланктона [Шиганова и др., 2001; Oguz et al., 2006, 2008], крупных диатомовых [Mikaelyan et al., 2018], что свидетельствует о значительном влиянии динамики на трофическую структуру Черного моря.

Результаты, представленные в данном разделе, опубликованы в [8, 10-13, 17, 22, 31, 33, 35]

РАЗДЕЛ 3. ВЛИЯНИЕ ДИНАМИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ НА ОСОБЕННОСТИ ИЗМЕНЧИВОСТИ ВЕРТИКАЛЬНОЙ СТРУКТУРЫ ВОД В ЧЕРНОМ МОРЕ

Введение к Разделу 3

Вертикальный обмен в Черном море во многом определяет характеристики экосистемы Черного моря, поскольку влияет на вертикальные потоки биогенных веществ из слоя их подповерхностного максимума, и связанные с ними условия освещенности в верхнем слое моря (Раздел 4). Вертикальное перемешивание в верхнем слое определяется несколькими основным факторами: генерацией турбулентности, связанной, в первую очередь, с механическим воздействием напряжения трения ветра и термической конвекцией, а также стратификацией вод, ограничивающей перемешивание.

Одной из основных характеристик вертикального перемешивания является толщина верхнего квазиоднородного слоя (ВКС) – слоя вод, примыкающих к свободной поверхности моря, в котором температура, соленость, плотность распределены однородно по вертикали. Исследование сезонной и межгодовой изменчивости толщины ВКС Черного моря проводилось в ряде работ [Титов, 2003, 2004a; Kara et al., 2005, 2009; Tuzhilkin, 2007]. В них были даны оценки пространственного распределения ее величины в различные сезоны и исследованы различные параметры ВКС: плотность, температура и их связь с зимним выхолаживанием [Kara et al., 2005, 2009; Белокопытов, 2010; Пиотух и др., 2009, 2011]. Наиболее сильное перемешивание наблюдается в холодный период года, когда ветровое воздействие усиливается, а поток плавучести, связанный с выхолаживанием поверхности моря, отрицателен. Отрицательные потоки плавучести в зимний период приводят к конвективной неустойчивости и перемешиванию вод до изопикнических слоев, соответствующих плотности выхоложенного верхнего слоя. Рост ВКС в зимний период не только влияет на вовлечение биогенных веществ, но и определяет условия освещенности для фитопланктона. При превышении ВКС глубины компенсационной освещенности затраты фитопланктона на дыхание становятся больше, чем энергия фотосинтеза, что является причиной резкого зимнего минимума концентрации Хл в субполярных районах океана [Sverdrup, 1953].

Важными особенностями Черного моря является резкая халинная стратификация. Соленость Черного моря меняется на более, чем 3 *psu* в верхних 150 м. Формирование таких резких перепадов солености связано с интенсивным речным стоком, опресняющим поверхностные слои бассейна и распространением высокосоленых средиземноморских вод в глубинных слоях. Конвективное перемешивание в этом случае ограничено максимальной плотностью ВКС. Пикно-халоклин на глубинах 50-150 м является естестiiивенным халинным

барьером, ограничивающим полное перемешивание снизу [Титов, 2004; Иванов, Белокопытов, 2012]. Резкая халинная стратификация приводит к тому, что в Черном море толщина ВКС значительно меньше, чем в открытом океане и сопоставима с толщиной эвфотической зоны [Mikaelyan et al., 2017a]. Таким образом, незначительные изменения толщины ВКС в зимний период могут приводить к резким изменениям условий освещенности, что делает исследование причин изменчивости толщины ВКС в зимний период еще более актуальной задачей.

В теплый период года резкий сезонный термоклин препятствует перемешиванию и толщина ВКС летом обыкновенно невелика [Stanev et al., 2003; Титов 2004a]. В это время основной причиной вертикального обмена в бассейне является механическое перемешивание, во многом связанное с действием ветра. Интенсивное ветровое воздействие вызывает усиление дрейфовых, инерционных течений, а рост завихренности ветра приводит к интенсификации крупномасштабных геострофических течений. Образующийся в результате вертикальный сдвиг скорости способствует интенсификации турбулентного перемешивания. Эти процессы значительно влияют на перемешивание и в холодный, и теплый периоды года. Однако в теплый период термическая стратификация способствует дополнительному ослаблению вертикального обмена. Тем не менее, сильное ветровое воздействие способно вызвать эрозию сезонного термоклина и резкое увеличение толщины ВКС за счет турбулентного вовлечения даже в теплый период года [Зацепин и др., 2008, Ефимов и др., 2008]. Например в работе [Ефимов и др., 2008] был описан квазитропический циклон над Черным морем в сентябре 2005 г., действие которого привело к уменьшению температуры поверхности до ~9°C, что было более, чем на 14°C ниже окружающих вод. На основе численного моделирования показано, что совместное действие ветрового перемешивания и вертикальной адвекции, вызванной завихренностью ветра, было ключевым факторов, ответственным за формирование этой долгоживущей холодной аномалии в бассейне. В работе [Зацепин и др., 2008] на основе контактных измерений описывается интенсивное турбулентное перемешивание, вызванное штормом в северо-восточной части Черного моря в начале июля 2006 г. После этого шторма температура верхнего слоя снизилась на 7-10°C, сезонный термоклин был полностью разрушен, а глубина верхнего перемешанного слоя увеличилась с 8-10 м до 22-25 м.

Интенсивный вертикальный сдвиг приводит к усилению турбулентности и в глубинных стратифицированных слоях вод бассейна – в слое пикно-халоклина и под ним [Зацепин и др., 2007; Подымов и др., 2017]. На континентальном склоне при росте завихренности ветра возникает интенсивное ОЧТ, скорости которого в особо суровые зимы достигают 50-70 см/с [Иванов, Белокопытов, 2013]. В летний период скорость ОЧТ меньше, однако также может достигать 20-40 см/с. Сдвиг скорости сильных геострофических течений является одной из важных причиной генерации турбулентности на периферии бассейна [Podymov et al., 2020]. В

работах [Podymov et al., 2017, 2020] на основе заякоренных измерений на буе «Аквалог» проведено детальное исследования изменчивости коэффициента вертикальной турбулентной диффузии (*Kz*) в верхнем 50-200 м в 2013-2016 гг. Авторы показали, что *Kz* характеризуется наличием двух интенсивных максимумов в октябре и декабре-феврале, когда *Kz* превышает $10 \cdot 10^{-5}$ м^2/с. При этом в осенний период высокие значения *Kz* достигают сероводородной зоны – изопикны 1016 кг/м^3. Такие высокие оценки *Kz* значительно выше полученных ранее в [Gregg, Ozsoy, 1999; Gregg, Yakushev, 2005] на основе единичных судовых измерений в летний период. Важной причиной возникновения таких высоких *Kz* и их сезонной изменчивости является усиление скорости течений в осенне-зимний период [Зацепин и др., 2007; Podymov et al., 2020]. При этом изменчивость коэффициента *Kz* коррелирует со скоростью геострофических течений и на сезонных и на межгодовых масштабах. Существенный вклад в генерацию турбулентности вносят также синоптические вихри. В работе [Зацепин и др., 2007] на основе тонкоструктурных измерений зафиксирован рост спектральной энергии флуктуаций плотности на периферии вихря, в зоне его максимальных орбитальных скоростей. Кросс-шельфовое вовлечение вод в вихрях при наличии наклона изопинических поверхностей может быть еще одной причиной резкого диапикнического обмена (см. дискуссию в [Ostrovsky, Zatsepin, 2016]).

Еще одним источником вертикального сдвига при действии сильных ветров являются интенсивные инерционные течения. Скорости таких течений в Черном море могут достигать 50 см/с [Богуславский и др., 1996; Холод, Коротаев, 2018; Дианский и др., 2019] и проникать до глубин 2000 м [Клювиткин и др., 2019]. Инерционные течения считаются одним из основных источников перемешивания в глубинных слоях открытых частей океана [*D*'Asaro et al., 1995; Alford et al., 2016]. Детальные измерения в ряде работ фиксируют важнейшее влияние инерционных течений на перемешивание и вовлечение биогенных элементов в верхние слои вод [Zhang et al., 2014]. В частности, по данным [Kubryakov et al., 2019] такой процесс мог являться причиной резкого ослабления стратификации, вызвавшем аномальное цветение фитопланктона в Черном море в 2015 г. (подраздел 4.4).

Перераспределение тепла и соли под действием процессов обмена, а также внешних потоков из атмосферы и окружающих бассейнов, вызывает изменения термохалинной структуры вод Черного моря. В свою очередь эти изменения влияют на гидрологический режим, стратификацию вод и тесно связанные с ними характеристики перемешивания.

Исследователи фиксируют значительные колебания термических и халинных характеристик Черного моря не только в верхних, но и в промежуточных, и глубинных слоях вод [Белокопытов, 2017]. Практически во всем столбе вод Черного моря (50-2000 м) по крайней мере с 1950-х гг. отмечается долговременный рост солености вод [Блатов, 1984; Шокурова, Белокопытов, 2005; Белокопытов, 2010, 2017; Полонский и др., 2013]. Такое увеличение

связывается с проникновением теплых и соленых средиземноморских вод в Черное море, которое приводит к постепенному осолонению бассейна [Шокурова, Белокопытов, 2005; Полонский, Шокурова, 2009; Белокопытов, 2010, 2017]. При этом максимальный рост солености наблюдается на глубине пикно-халоклина (глубины 50-200 м) [Полонский, Шокурова, 2009; Белокопытов, 2017].

В верхних слоях соленость также испытывает значительные межгодовые колебания [Полонский и др., 2013; Белокопытов, 2017] с периодом в несколько десятилетий. По данным этих исследований в период 1960-1980 гг. верхний слой был относительно пресным и теплым, а в следующий за ним период с 1980-1996 гг. – холодным и соленым. Авторы отмечают, что возможной причиной этих изменений является усиление стока рек в холодные годы, что способствует уменьшению температуры и солености в верхнем слое. При этом по данным [Белокопытов, 2010] верхний слой Черного моря опресняется. Устойчивый тренд солености верхнего слоя был отрицателен в 1950-1990 гг. со значением −0,04 *psu* за 10 лет, что частично связывается с уменьшением притока нижнебосфорских вод и ростом стока рек [Ильин и др., 2012]. В то же время в недавнем исследовании Stanev et al. (2019) фиксируют значительный рост солености в верхних слоях бассейна в последнее десятилетие по данным буев Арго. На основе анализа *TS*-диаграмм, Stanev et al. (2019) предположили, что такое осолонение связано с усилением диапикнического перемешивания, причины которого остаются неясными.

Значительные изменения отмечаются и в термической структуре Черного моря. Ряд авторов фиксируют циклические колебания температуры в XX в. с периодом 20-30 лет, которые накладываются на общую тенденцию роста температуры моря [Белокопытов, 1998; Oguz et al., 2006]. Резкое увеличение температуры верхних слоев после 1990-х годов вследствие глобального потепления атмосферы отмечалось в множестве работ [Блатов и др., 1984; Ginzburg et al., 2004; Titov, 2000, 2004; Oguz et al., 2006; Белокопытов, 2010, 2017; Пиотух и др., 2011; Ильин и др., 2012; Miladinova et al., 2017; Capet et al., 2020]. Потепление верхнего слоя привело к ослаблению вентиляции ХПС с температурой менее 8°С на глубинах 50-100 м, вплоть до его полного исчезновения после 2007 г., за исключением лет с крайне холодными зимами [Белокопытов, 2010; Knysh et al., 2011; Пиотух и др., 2011; Полонский и др., 2013; Дорофеев, Сухих, 2017; Akpinar et al., 2017 Miladinova et al., 2017; Stanev et al., 2019; Capet et al., 2020]. При этом прогрев вод по данным [Ильин и др., 2012; Полонский и др., 2013; Белокопытов, 2017] наблюдается в слое 0-300 м. Данные за более длительный период отмечают периодичность этаких колебаний. Так в 1950-е гг. обновление вод ХПС было выше климатической нормы, в 1960-1970 гг. оно было слабым, в 1985-1995 гг. – выше нормы, после 1995 г. – слабое обновление [Белокопытов, 2010]. Эти измения термохалинной структуры

способны значительно влиять на стратификацию вод, которая является главным фактором, сдерживающим вертикальное пермешивание.

Значительное влияние на характеристики вертикального обмена оказывает вертикальная адвекция. Топография пикноклина в Черном море определяется динамикой вод бассейна, которая вызывает интенсивные вертикальные колебания изопикнических поверхностей [Блатов, 1984; Ostrovsky, Zatsepin, 2016]. Эти колебания приводят к резкому изменению стратификации верхнего слоя вод, оказывая значимое влияние на вертикальный турбулентный обмен. На бассейновом масштабе доминирующая циклоническая циркуляция вод приводит к поднятию изопикнических слоев в циклонических круговоротах центральной части моря и к его опусканию в районе континентального склона – в зоне ОЧТ [Иванов, Белокопытов, 2012] (Рисунок 3.1). Важная роль динамики вод в формировании изменчивости ВКС продемонстрирована в работе [Титов, 2004b]. В наиболее суровые зимы сильное выхолаживание вызывает интенсивное охлаждение и уплотнение вод ВКС. В то же время согласно [Титов, 2004b] в Черном море положительной корреляции между толщиной ВКС и выхолаживанием на межгодовых масштабах не наблюдается. Причиной этого считается влияние крупномасштабной динамики бассейна: в суровые зимы усиливается северо-восточный ветер, с которым связан рост циклонической завихренности ветра над бассейном [Титов, 2003, 2004a; Шокуров, Шокурова, 2017]. Такие ветры вызывают усиление общей циклонической циркуляции вод и поднятие основного пикноклина в центре моря, ограничивающего толщину слоя вертикального перемешивания [Титов 2004a, Кубрякова, Коротаев, 2016].

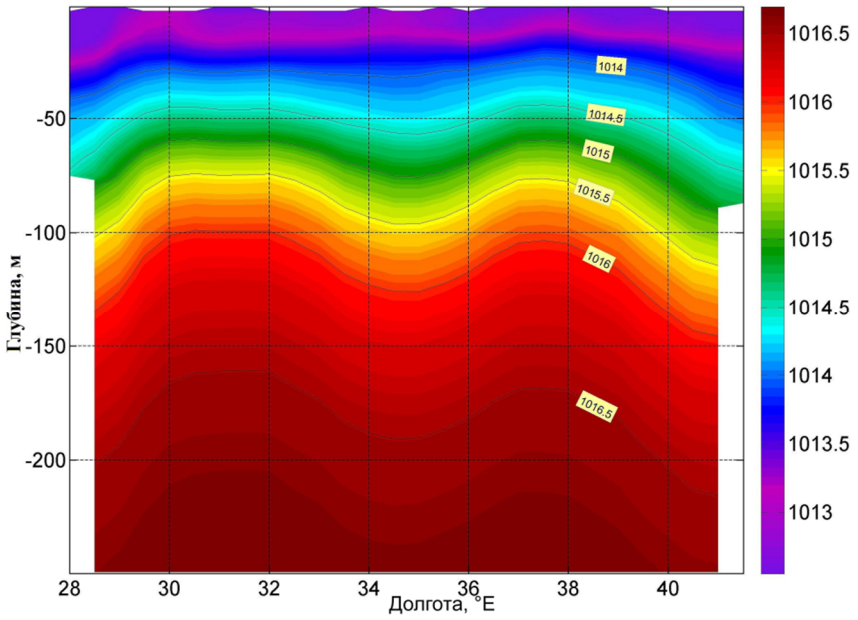

Рисунок 3.1 – Климатический разрез плотности Черного моря вдоль широты 43°N, построенный по гидрологическим измерениям за 1985-2019 гг.

Еще одной важной причиной интенсивных колебаний пикнокина в Черном море является действие синоптических вихрей. Гидрологические измерения (например, [Латун, 1990a; Korotaev et al., 2006]) показывают, что вертикальные движения в крупных антициклонических вихрях в Черном море могут проникать на глубину до 500-1000 м и, таким образом, влияют на генерацию турбулентности и вентиляцию в самых глубоких слоях бассейна. Вертикальная адвекция в вихрях смещает изопикнические поверхности, что приводит к подъему/снижению всех термохалинных и химических слоев [Гинзбург и др., 2008; Иванов, Белокопытов, 2012]. В частности, ХПС в АВ может опускаться до 110-220 м в зависимости от их интенсивности, и подниматься до 30 м в ЦВ [Oguz et al., 1992; Кривошея и др., 1998; Титов, 2002; Zatsepin et al., 2003; Akpinar et al., 2017] от его средних значений 60-90 м для континентального склона. Конвергентные движения в интенсифицирующихся АВ приводят к накоплению поверхностных вод и вод ХПС в их ядрах. В результате ширина ХПС может значительно увеличиваться в АВ [Блатов, 1984; Латун, 1990a; Oguz et al., 1993; Кривошея и др., 2000; Ivanov et al., 2001; Staneva et al., 2001; Zatsepin et al., 2003; Akpinar et al., 2017]. Верхняя граница бескислородной зоны может заглубляться в АВ до 150 м [Zatsepin et al., 2003] или даже до 190-210 м [Латун, 1990a; Кривошея и др., 2000] относительно ее средних значений около 130 м над континентальным склоном. В ЦВ верхняя граница сероводородной зоны может подниматься до глубин 110 м [Zatsepin et al., 2003]. Глубина пикноклина по оценкам [Иванов, Белокопытов, 2012] меняется от 50 м в АВ до 100 м в ЦВ. Смещение пикноклина к поверхности под действием вертикальной адвекции может существенно влиять на его эрозию и вертикальный обмен под действием выхолаживания или штормов. Еще одним важным источником турбулентности в вихревых структурах является интенсивный сдвиг их орбитальных скоростей, вызывающий усиление перемешивания на их периферии [Зацепин и др., 2007].

Термохалинная структура вихрей Черного моря изучалась в ряде исследований на основе гидрологических данных [Латун, 1990a, b, 1995; Голубев, Тужилкин, 1990, 1992; Овчинников и Титов, 1990; Oguz et al, 1992, 1993, 1994, 1999, 2002; Кривошея и др., 1997, 1998, 2000; Титов, 1992, 2002; Ginzburg et al., 2000, 2002a, b; Гинзбург и др., 2008; Zatsepin et al., 2003] и численного моделирования [Staneva et al, 2001; Enrikes et al., 2005; Демышев, Дымова, 2013; Залесный и др., 2013, 2016; Zhou et al., 2014; Коротенко, 2018]. Большинство из работ, посвященных исследованию термохалинной структуры вихрей, базируются на данных судовых съемок, которые, в основном, дают информацию об эволюции единичных вихрей за незначительный промежуток времени. В то же время для понимания основных особенностей изменчивости, эволюции вихревой структуры необходимо получение большего статистического объема информации о вихрях Черного моря.

С 1992 г. – начала эры спутниковой альтиметрии – в Черном море множество судовых гидрологических измерений (более 50 000 профилей) были получены и собраны в базе данных Морского гидрофизического института (МГИ). Появление данных буев Арго с 2002 г. позволило получить большой объем дополнительной информации о термохалинной структуре Черного моря. В частности, данные этих буев использовались для изучения динамики бассейна в глубинных слоях [Коротаев и др., 2006; Маркова и Багаев, 2016], исследования вертикального перемешивания [Stanev et al., 2014], термохалинной структуры бассейна и изменчивости концентрации кислорода в Черном море [Белокопытов, 2011; Белокопытов и Багаев, 2012; Иванов, Белокопытов, 2013; Stanev et al, 2014; Коротаев и др., 2016; Capet et al, 2016; Falina et al, 2017; Akpinar et al, 2017].

Информация о местоположении вихрей, полученная с помощью методов автоматической идентификации по альтиметрическим данным (подраздел 1.2), дает возможность выделить только те гидрологические измерения, которые были выполнены в синоптических вихрях. Использование методов композитного анализа позволяет на основе полученного таким образом большого объема данных получить новую информацию о вертикальной структуре вихрей, их влиянии на термохалинную структуру бассейна, перемешивание и стратификацию, транспорт тепла и соли. Впервые такой подход был применен в работе [Chaigneau et al., 2011] для акватории Южного Тихого океана. Используя полученные данные о структуре и геометрические размеры вихрей по данным альтиметрии, в [Chaigneau et al., 2011] были даны оценки вихревого переноса транспорта тепла и соли в Южном Тихом океане. Позже, такие методы были успешно использованы для исследований в восточной части Тихого океана [Chaigneau et al., 2011], в районе Куросио [Sun et al., 2017] и Гольфстрима [Kang, Curchitser, 2013], в Северной [Kang, Curchitser, 2013] и Южной Атлантике [Amores et al., 2016;], Индийском океане [Castelao, He 2013;] и глобально [Dong et al., 2014].

В Разделе 3 настоящей работы на основе массива гидрологических и спутниковых измерений исследуется ряд механизмов влияния динамических процессов – крупномасштабной, вихревой динамики вод и ветровых характеристик – на изменчивость термохалинной структуры, стратификации и глубины перемешанного слоя Черного моря. В подразделе 3.1 исследуются особенности влияния зимней конвекции и ветрового перемешивания на межгодовую изменчивости температуры, солености и стратификации вод Черного моря в 1985-2019 гг. В подразделе 3.2 на основе комбинирования данных альтиметрии, исторических гидрологических измерений и данных буев Арго исследуются особенности термохалинной структуры вихрей Черного моря, их зависимость от интенсивности вихря, сезона, времени жизни вихря, проводится анализ их суммарного влияния на транспорт соли и тепла в бассейне. Подраздел 3.3 посвящен исследованию пространственно-временной изменчивости толщины

ВКС в различных районах Черного моря, её связи с динамикой вод и атмосферным воздействием.

3.1 Влияние интенсификации ветрового и динамического воздействия на изменчивость термохалинной структуры вод Черного моря

3.1.1 Используемые данные

В настоящем разделе для анализа термохалинных характеристик Черного моря использовались вертикальные профили температуры (*T*) и солености (*S*), полученные:

1) по многочисленным данным гидрологических измерений советских (российских), украинских и турецких судов из банка океанографических данных МГИ РАН с 1985 по 2018 гг. [Моисеенко, Белокопытов, 2008]. Этот массив включает измерения, полученные в результате нескольких гидрологических исследований российских, украинских и турецких экспедиций [Eremeev et al., 2009], а также нескольких термопрофилирующих буев (*SVP-BTC*60) [Толстошеев и др., 2007]. Архив содержит более 50000 измерений. Подробное описание обработки массива данных и контроля его качества приведено в исследовании [Моисеенко и Белокопытов, 2008];

2) в ходе морских экспедиционных работ ИО РАН (НИС «Акванавт») в северо-восточной части Черного моря в период 1997-2008 гг. с помощью высокоточных погружаемых цифровых *CTD*-зондов [Пиотух и др., 2009, 2011];

3) по данным измерений буев-профилемеров Арго за период 2004-2019 гг., взятых из архива *IFREMER* (ftp://ftp.ifremer.fr/). Инструментальная погрешность профилемеров составляет 0,002°C и 0,01 *psu* [Argo Data Management Team, 2017]. Вертикальное разрешение этих измерений в верхнем слое варьирует от 10 м до 1 м для различных буев;

4) по данным *CTD*-зонда, установленного на буе-профилографе «Аквалог» за 2013-2015 гг. на подспутниковом полигоне ИО РАН в северо-восточной части Черного моря [Островский и др., 2013; Зацепин и др., 2014]. Временное разрешение измерений – 6 ч, а вертикальное – 1 м.

Также в работе использовались данные о вертикальном распределении скорости течений, полученные по данным акустического измерителя течений *Nortek Aquadopp*-3*D*, установленного на буе-профилографе «Аквалог».

Данные линейно интерполировались по вертикали на равномерную сетку с шагом 2 м. Потенциальная плотность рассчитывалась по формуле ЮНЕСКО [Fofonoff, Millard, 1983].

3.1.2 Межгодовая изменчивость температуры и солености Черного моря

На рисунке 3.2, *а* изображена межгодовая изменчивость температуры Черного моря в слое 0-150 м за 1985-2019 гг. Чтобы уменьшить влияние пространственной неоднородности данных, для анализа изменчивости в этом подразделе использовались данные только в центральной части моря (глубины более 1500 м).

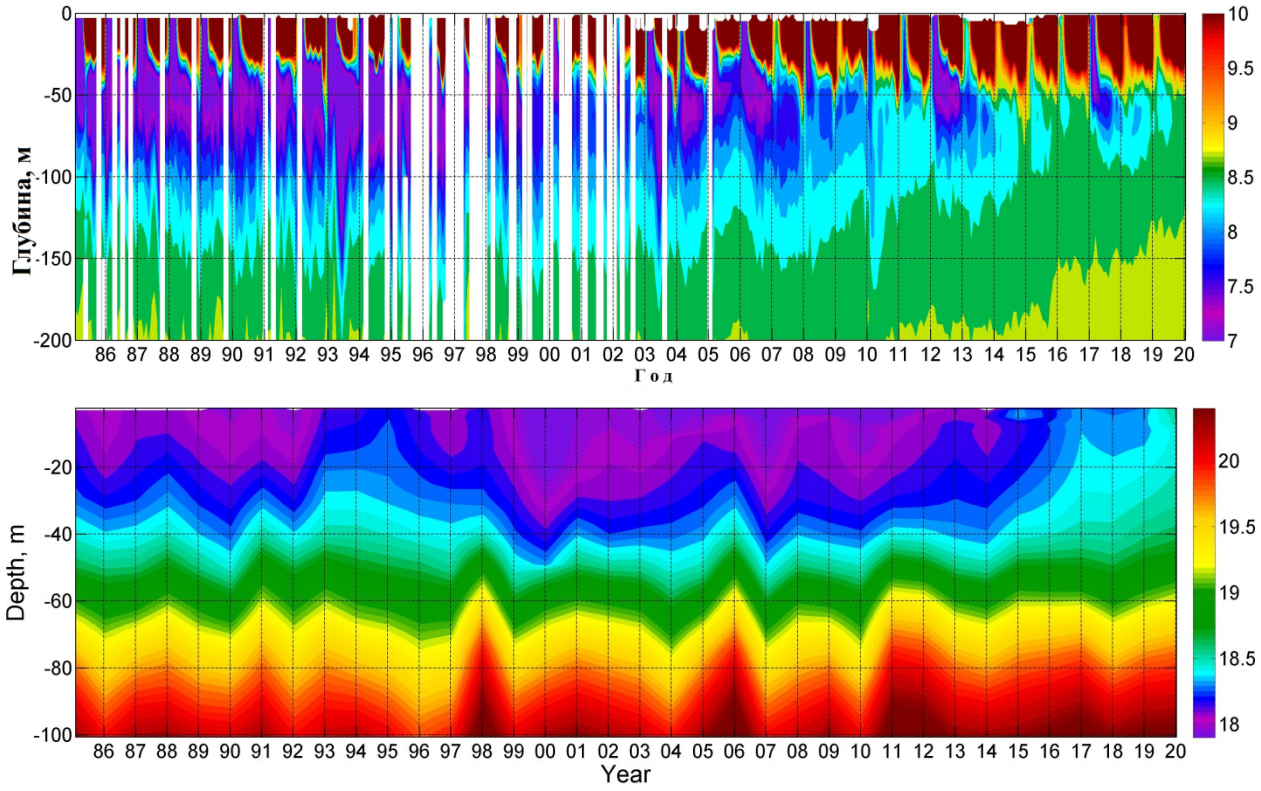

Рисунок 3.2 – Среднемесячная изменчивость температуры (*а*); среднегодовая изменчивость солености в верхнем 150-метровом слое глубоководной части Черного моря (глубины более 1500 м) (*б*)

Наиболее отчетливой особенностью на этой диаграмме является значительное потепление вод на глубинах ХПС (40-120 м). Образование вод ХПС связано с зимним выхолаживанием, проникновению которого в нижние слои препятствует резкая халинная стратификация бассейна. Исторически этот слой определялся как слой с температурой ниже 8°С. В 1985-2007 гг. воды с такими температурами существовали постоянно в слое ниже 40 м, а в последнее десятилетие образуются только в наиболее холодные годы [Белокопытов и др., 2005; 2010; Пиотух и др., 2011; Кныш и др., 2011; Дорофеев, Сухих, 2017; Akpinar et al., 2017; Capet et al., 2016; Stanev et al., 2013, 2019].

Зимняя температура верхнего слоя значительно выросла, достигнув абсолютного максимума 9,3°С зимой 2018 г. (Рисунок 3.3). В 1985-2006 гг. зимняя температура была ниже

7,5°C, за исключением 1999 и 2001 гг., а в некоторые годы (1985, 1994 гг.) снижалась и до 6°C. После 2007 г., температура поверхности моря опускалась ниже 8°C только в годы с суровыми зимами – 2008, 2012 и 2017 гг., в которые и происходило образование/обновление ХПС [Akpinar et al., 2017].

Максимальный рост температуры наблюдается в верхнем 0-30 м слое, где величины коэффициентов её линейного тренда составляют около 0,07°C в год (Рисунок 3.4). При этом, достаточно интенсивный сигнал потепления проникает до глубин 150-200 м, где температура растет на 0,01°C в год.

Рисунок 3.3 – Межгодовая изменчивость средней за февраль-март температуры, □ (черная линия) и солености, *psu* (красная линия) на глубине 5 м в глубоководной части Черного моря (глубины более 1500 м)

Существенные изменения также наблюдаются в халинной структуре бассейна. Наиболее заметной чертой диаграммы на рисунке 3.2, *б* является увеличение солености во всем 0-40-метровом слое в последний период. Подобное увеличение солености было отмечено в недавней работе [Stanev et al., 2019]. Наиболее резкий рост солености начался после 2014 г. С 2014 по 2017 гг. соленость в центральной части моря на глубине 20 м увеличилась на более чем 0,3 *psu* от значения *S*=18,15-18,2 *psu* до *S*=18,5 *psu* (Рисунок 3.2, *б*). Отметим, что такие высокие значения солености наблюдались и ранее, в 1992-1997 гг., после чего они сменились относительно опресненным периодом в 2000-2010 гг. со средним значением *S*=18,15 *psu*. Наличие междесятилетних колебаний солености верхнего слоя было описано в ряде предыдущих работ [Белокопытов, Шокурова, 2005; Полонский и др., 2013; Белокопытов, 2017], в которых, в частности отмечено и понижение солености в 2000-2010 гг.

Профиль трендов солености демонстрирует, что рост солености происходит во всей толще воды Черного моря (Рисунок 3.4). При этом выделяются два выраженных максимума роста. Первый находится в поверхностном слое и составляет около 0,05 *psu* в год. Второй, наибольший максимум, наблюдается в слое основного пикно-халоклина (70-200 м), где соленость увеличивается на 0,05-0,07 *psu* в согласии с предыдущими исследованиями [Белокопытов, Шокурова, 2005; Полонский и др., 2013; Белокопытов, 2017]. В наиболее глубинных слоях 200-2000 м соленость также растет. В отличие от верхнего слоя тренд в глубинных слоях достаточно устойчив и наблюдаются уже более 100 лет с 1920-х гг. [Блатов и др., 1984; Белокопытов, 1998, 2017; Полонский и др., 2013].

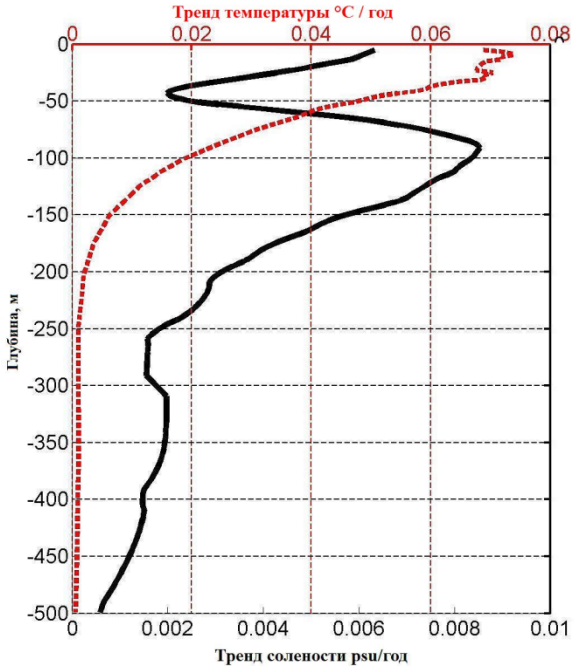

Рисунок 3.4 – Тренды температуры и солености в глубоководной части Черного моря (глубины более 1500 м) в 1985-2019 гг.

На рисунке 3.5 изображена межгодовая изменчивость солености в изопикнических координатах за 1985-2019 гг. На этой диаграмме хорошо видное проникновение высокосоленых вод в верхние изопикнические слои. Например, воды с *S*=18,4-18,7 *psu* (синий цвет) на этой диаграмме занимали слои ρ=1014,4-1014,6 кг/м^3 в 1980-е гг. В 2006-2019 гг. эти изохалины поднялись до ρ=1014,2-1014,5 кг/м^3. Наиболее резкие изменения произошли в 2014-2019 гг., когда такие воды заняли гораздо более широкие изопикнические слои ρ=1014,5-1014 кг/м^3. В то же время слабосоленые воды с *S* <18,4 *psu* (фиолетовый цвет), занимавшие изопикны ρ=1014-1014,4 кг/м^3 до 2010 г., практически исчезли из этого слоя в последнее время.

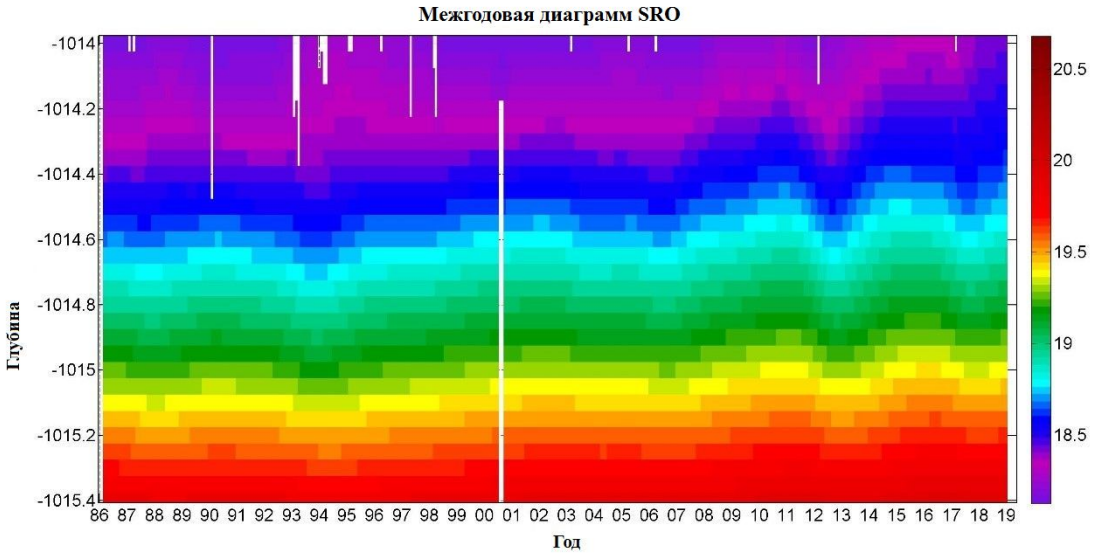

Рисунок 3.5 – Межгодовая изменчивость солености (*psu*) в глубоководной части моря (глубины более 2000 м) в изопикнических координатах

Аналогичные изменения – подъем соленых вод в изопикнических координатах – заметны и в более глубинных слоях. Таким образом, диаграмма на рисунке 3.5 демонстрирует постепенное осолонение верхнего слоя вод Черного моря, причем сигнал осолонения распространяется из нижних слоев в верхние.

Рост солености в глубинных слоях связывается с поступлением средиземноморских вод, которое приводит к постепенному осолонению Черного моря [Белокопытов, 1998, 2010, 2017]. Одна из возможных причин изменений солености в верхних слоях является изменение солевого баланса бассейна из-за уменьшения/увеличение поступления речных вод в теплые/холодные воды [Белокопытов, 2010]. В то же время в работе [Stanev et al., 2019] на основе анализа *TS*-диаграмм по данным буев Арго было высказано предположение, что причиной таких изменений послужила интенсификация вертикального обмена между нижележащими солеными слоям и вышележащими пресными. Вместе с тем причины усиления этого обмена и его влияние на перераспределение соли в бассейне остались не выясненными. Настоящий подраздел посвящен исследованию возможных причин усиления вертикального обмена и его влияния на изменение термохалинной структуры вод Черного моря.

Наиболее наглядно изменения солености в изопикнических координатах видны на диаграмме её аномалии (*s*) от среднемноголетнего профиля. Такой подход позволяет эффективно выделить, временные колебания солености, амплитуды которых составляют около +/−0,2 *psu*, что значительно меньше, чем её средние вертикальные изменения (+/−1 *psu*). Рассмотрим более детально изменчивость температуры и аномалии солености в

изопикнических координатах за последний период 2006-2019 гг. по данным буев Арго (Рисунок 3.6). На этой диаграмме хорошо выделяются два различных типа событий:

– в годы с суровыми зимами и интенсивной зимней конвекцией наблюдается уменьшение температуры на изопикнах 1014,0-1015,5 кг/м^3 (красные овалы). Уменьшение температуры на изопикне компенсируется падением солености на соответствующих изопикнах на s=0,1-0,2 *psu*. Отчетливо такие события наблюдались по данным буев Арго после наиболее суровых зим, которые в последний период наблюдались в 2006, 2012 [Akpinar et al., 2017] и в 2017 гг. [Stanev et al., 2019];

– в ряде лет наблюдается резкое поступление теплых поверхностных вод в нижележащие изопикнические слои бассейна (синие овалы). Так в конце 2014 г. воды с температурой более 9,5°C распространяются вглубь вплоть до изопикны 1014,7 кг/м^3. Такое резкое потепление глубинных изопикнических слоев было отмечено по измерения заякоренного буя «Аквалог» в [Ostrovsky, Zatsepin, 2016]. На рисунке 3.6 видно, что эти события сопровождаются резким компенсирующим увеличением солености на этих изопикнах на s=0,1-0,2 *psu*. В последнее время частота таких событий значительно увеличилась. В частности, в 2006-2019 гг. они наблюдались по данным Арго в конце 2010, 2011, 2014, 2015 и 2016 гг. Рассмотрим эти события более детально.

3.1.3 Охлаждение и опреснение промежуточных слоев под влиянием интенсивной зимней конвекции

Выхолаживание поверхности в суровые зимы приводит к увеличению плотности поверхностных вод и конвективному перемешиванию. Поверхностные воды, проникающие при этом процессе вглубь моря, имеют пониженную температуру и соленость и поэтому этот процесс сопровождается изопикническим выхолаживанием и опреснением. Одно из наиболее сильных недавних таких событий зафиксировано по измерениям буев Арго в 2012 г. [Akpinar et al., 2017]. В качестве примера на рисунках 3.7, *а*, *б* показана эволюция температуры и аномалии солености в этот период по данным буя Арго №69000805. Зимой 2012 г. температура поверхности понизилась до 6,5°C. Действие потоков тепла привело к опусканию выхоложенных пресных вод и их смешиванию с нижележащими более теплыми солеными водами. В результате конвективного перемешивания плотность ВКС достигла 1014,5 кг/м^3, что соответствует её минимальному наблюдавшемуся значению зимой 2012 г. (белый цвет и черный прямоугольник на диаграмме на рисунке 3.7, *а*). В то же время сигнал выхолаживания достаточно быстро проник еще глубже, вплоть до изопикны 1015 кг/м^3 [Akpinar et al., 2017], соответствующей положению пикно-халоклина в Черном море. Поскольку буй находился в

районе континентального склона, эти изопикны соответствуют глубинам ~80 м (Рисунок 3.1). Такое проникновение свидетельствует о значимых процессах обмена, несвязанных непосредственно с термической конвекцией. Вероятной причиной такого обмена является сдвиговая турбулентность (пункт 3.1.4).

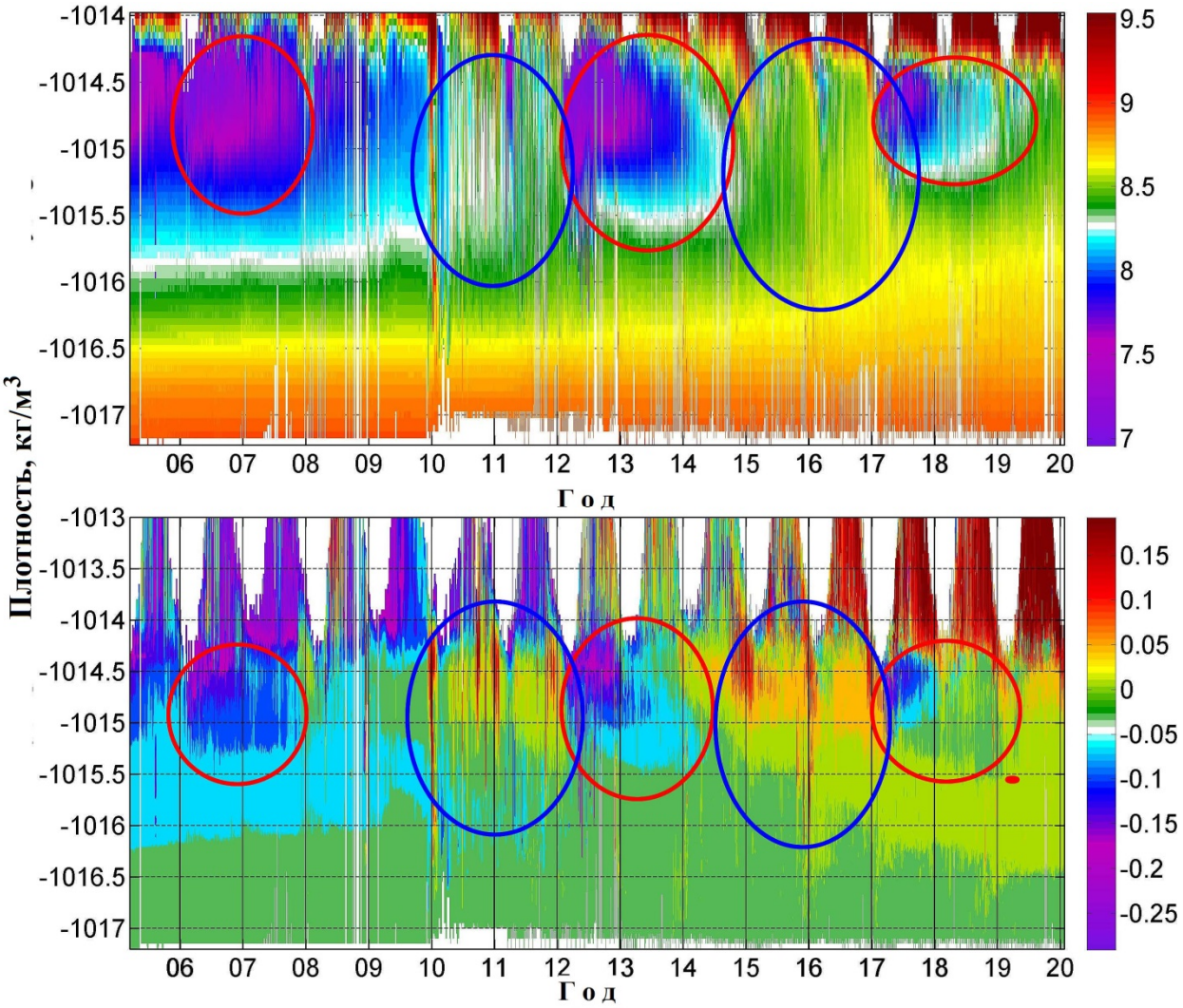

Рисунок 3.6 – Межгодовая изменчивость температуры (верхняя часть) и аномалии солености (нижняя) в изопикнических координатах по измерениям буев Арго в 2005-2019 гг. Красные овалы выделяют процессы выхолаживания/опреснения, синие – потепления/осолонения

Температура изопикнических слоев 1014,5-1015,0 кг/м^3 снизилась на 2,0°С до 6,5°С по сравнению с 8,5°С в предыдущий период. Отметим, что, несмотря на одинаковую температуру, воды в слоях 1014,5-1015,0 кг/м^3 оставались стратифицированными за счет градиентов солености. Поскольку плотность однозначно зависит от температуры и солености, в этих же изопикнических слоях произошло резкое уменьшение солености. В слое вод 1014-1015 кг/м^3 соленость резко упала на *s*=0,15-0,2 *psu* (Рисунок 3.7, *а*, *б*).

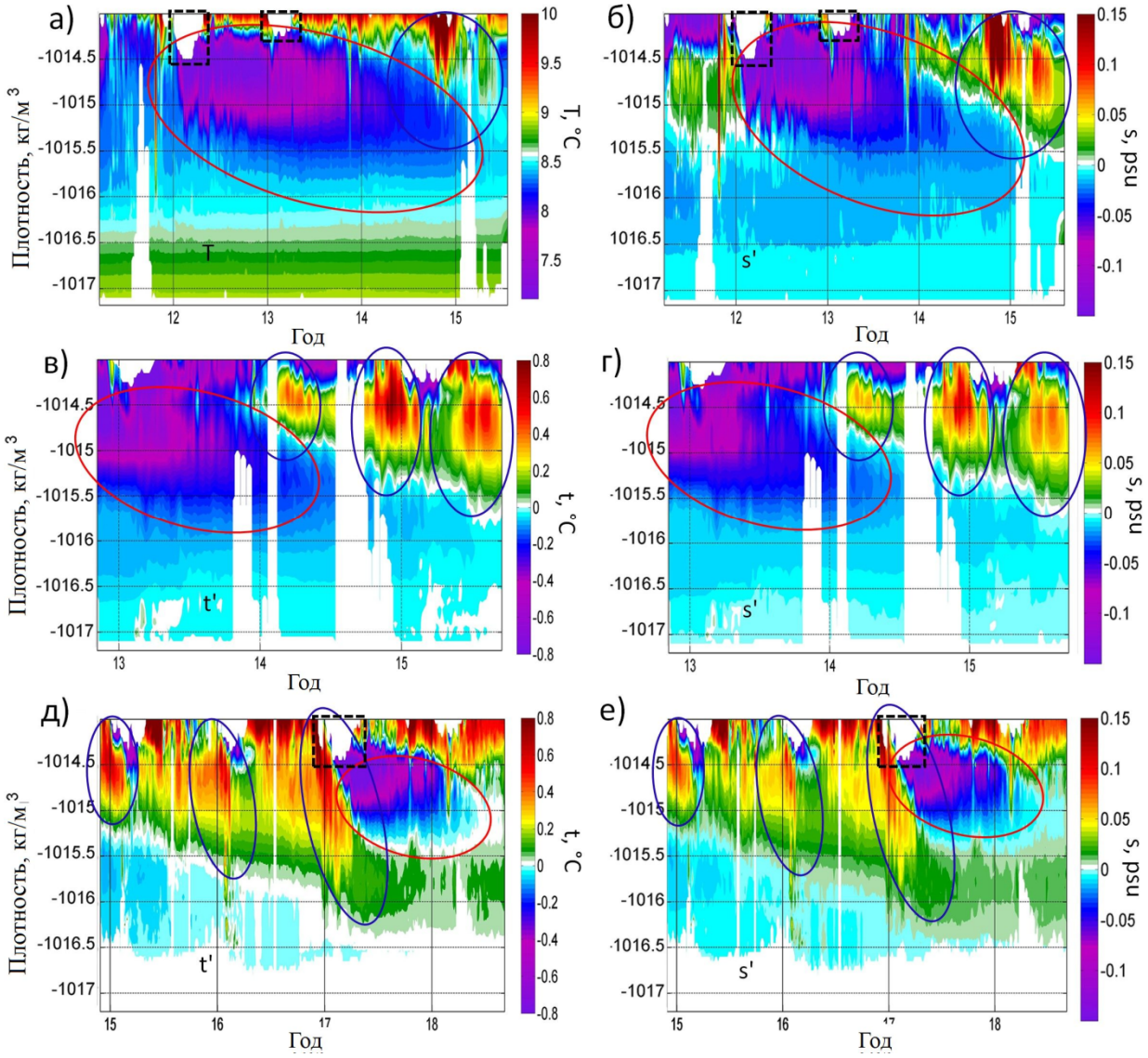

Рисунок 3.7 – Изменения температуры (*а*); аномалии солености в изопикнических координатах по данным буя Арго №6900805 (*б*); изменения аномалии температуры (*в*) и аномалии солености (*г*) в изопикнических координатах по данным буя Арго №6901961; изменения аномалии температуры (*д*) и аномалии солености (*е*) в изопикнических координатах по данным буя №69000807. Красные овалы выделяют процессы выхолаживания/опреснения, синие – потепления/осолонения. Черные прямоугольники отмечают, до какой плотности доходила плотность верхнего слоя в зимний период

Отметим, что выше изопикны 1014,2 кг/м^3, т.е. в наиболее верхних слоях (0-40 м) соленость возрастает. Так после 2012 г. в слое 1014,0-1014,2 кг/м^3 она увеличивается на *s*=0,05 *psu*. Соленость верхнего слоя после интенсивного конвективного перемешивания будет равна средней солености смеси поверхностных и глубинных вод. В процессе прогрева соленость образующихся изопикнических слоев выше сезонного термоклина (0-20 м) будет уже выше, чем в предыдущий год. Это увеличение солености может быть частично компенсировано

действием речного стока в весенний период, который часто интенсифицируется после холодных зим [Белокопытов, 2017] в результате таяния большего количества снега.

Образовавшиеся в результате суровой зимы 2012 г. опресненные и холодные воды, соответствующие водам ХПС, существовали более 3 лет до начала 2015 г. С течением времени отрицательные аномалии соли и тепла ослабевали. В то же время они проникали в нижележащие слои, свидетельствуя о наличии значимых процессов турбулентного обмена под пикноклином. Через полгода сигнал опреснения достиг изопикны ρ=1015,2 кг/м^3, а к январю 2013 г. отрицательные аномалии солености (*s*=0,04 *psu*) и холодные воды с температурой *t*=8°C (с аномалией t=0,5°C) достигли изопикны ρ=1015,5 кг/м^3 (глубины 100-110 м) (Рисунок 3.7б). Еще через 2 года к концу 2015 г. изолинии отрицательные аномалии солености *s*=0,02 *psu* проникли до изопикны ρ=1016 кг/м^3 (глубины 120-140 м), что соответствует верхней границе субкислородной зоны.

Таким образом, в результате сдвигового турбулентного перемешивания сигнал, связанный с зимним выхолаживанием и опреснением в суровую зиму 2012 г., достиг субкислородной зоны (ρ=1016 кг/м^3) Черного моря к 2015 г. Однако из-за малых скоростей обмена такое влияние регистрируется значительно позже – через несколько лет после суровых зим. По наклону изолиний аномалии солености и температуры можно оценить среднюю скорость проникновения сигнала. Она оказалась достаточно мала и составила около 40 м за 3 года или 0,5·10^{-6} м/с.

Схожий процесс выхолаживания наблюдался и в другие годы с интенсивной зимней конвекцией, например, после 2006, 2008 и 2017 гг. В 2008 г. зима была менее суровой, температуры достигали лишь *T*=7°C. Холодная и пресная аномалия в этом случае достигла меньших изопикнических слоев (ρ=1015,5 кг/м^3) и наблюдалась всего 2 года (Рисунок 3.6).

На рисунках 3.7, *д*, *е* красным овалом отмечено событие интенсивной конвекции в холодную зиму 2017 г. по данным буя №69000807. В результате этого события холодные и пресные аномалии проникли вплоть до изопикн 1015,5 кг/м^3, а их значения в слое 1014,4-1015,0 кг/м^3 превышали *t*=1°C и *s*=0,2 *psu*. Воды с такими характеристиками просуществовали около 2 лет до крайне теплой зимы 2019 г.

Таким образом, интенсивная зимняя конвекция в наиболее холодные зимы передает сигнал опреснения, связанный прежде всего с речным стоком, в глубинные слои Черного моря и приводит не только к выхолаживанию, но и к уменьшению солености слоя верхней части пикно-халоклина.

3.1.4 Влияние сдвигового турбулентного перемешивания на осолонение и потепление Черного моря

На диаграмме (Рисунок 3.7, *а*, б, *в*, *г*) видно, что пресная аномалия после зимы 2012 г. наблюдалась вплоть до конца 2014 г. При этом уже в конце 2013 г. отрицательные аномалии солености сменяются на положительные в слое 1014-1015 кг/м^3 (Рисунок 3.7, *б*, *г*). В конце 2014 г. буи Арго зафиксировали еще более резкое проникновение теплых и соленых вод вглубь бассейна. По данным буя №6901959 (Рисунок 3.7, *в*, *г*) к началу 2015°г. теплые воды с t>9,2°С дошли до изопикны ρ=1014,7°кг/м^3 (z~80°м), а воды с t>8,6°С распространились к весне 2015 г. до изопикн ρ=1015,4 кг/м^3 (z~110 м). В это время буй №69000805 зафиксировал резкое поступление вод с температурой до T=10°С в слое 1014,0-1014,7 кг/м^3 (Рисунок 3.7, а). Поступление таких теплых вод привело к полному исчезновению слоя ХПС, образованного после холодной зимы 2012 г. В этих же слоях резко выросла соленость. Соленость в изопикнических слоях 1014-1015 кг/м^3 увеличилась на s=0,1-0,15 *psu*, а в слое 1015-1015,5 кг/м^3 более, чем на s=0,05 *psu*.

Аналогичные процессы наблюдались и в другие годы. Схожие события проникновения теплых и соленых вод отмечались в начале и конце 2014 г. и конце 2015 г. по данным буя №6901961 (Рисунок 3.7, *в*, *г*); в конце 2015 и 2016 гг. по данным буя №69000807 (Рисунок 3.7, *д*, *е*). При этом в отличии от процесса зимней конвекции проникновение аномалии в глубинные слои происходило достаточно быстро. Отметим также, что данные буев Арго наглядно показывают, что череда таких событий в 2014-2016 гг. привела к их аккумулятивному эффекту на аномалию солености в бассейне. Каждое последующее на диаграмме событие (Рисунок 3.7, *г*, *е*) приводило к проникновению теплых и соленых аномалий с большей скоростью в нижележащие изопикнические слои.

К примеру, после начала такого события в конце 2016 г. аномалии солености s=0,1 *psu* и аномалии температуры t=0.3-0.5°С распространились от изопикны ρ=1014.4 кг/м^3 (50 м) до сероводородной зоны (ρ=1016 кг/м^3 – 130 м) всего через 4 месяца к апрелю 2017 г. Оценки вертикального распространения сигнала в данном случае составляют 20 м в месяц (или $7\cdot10^{-6}$ м/с), что в 10-30 раз превышает скорость обмена после зимней конвекции. При этом сигнал аномалии солености может проникать в очень глубокие слои, доходя до изопикн 1016,6 кг/м^3 через полгода после события (летом 2016 г.), т.е. до глубин, превышающих 150-200 м (Рисунок 3,7, *е*). Таким образом, такой обмен затрагивает и субкислородную зону Черного моря, что может вызывать значимые изменения в балансе химических реакций в этой важной для бассейна области.

Рост солености после осени 2016 г. сменился на опреснение в начале 2017 г. во время развития интенсивной зимней конвекции (Рисунок 3.7, *е*). Такая последовательность – смена проникновения соленых теплых вод на холодные пресные воды – наблюдалась и в другие годы: 2015, 2016 гг. Таким образом, события роста температуры и солености чаще всего наблюдаются в осенний период перед началом зимней конвекции, что свидетельствует о наличии сезонной изменчивости диапикнических потоков тепла и соли (пункт 3.1.5).

В 2013-2015 гг. в северо-восточной части Черного моря осуществлялись непрерывные синхронные измерения температуры, солёности и скорости с помощью приборов, установленных на заякоренном профилирующем буе «Аквалог». Эволюция температуры по данным зондирований представлена на рисунке 3.8. Видно, что измерения буя «Аквалог» также фиксируют интенсивное проникновение теплых вод с T>10.5°C в глубинные слои Черного моря до глубин 120 м. Это событие было описано в работе [Зацепин и др., 2013; Ostrovsky, Zatsepin, 2016], в которой авторы показывают, что оно привело к «пробою» и исчезновению ХПС в начале 2015 г.

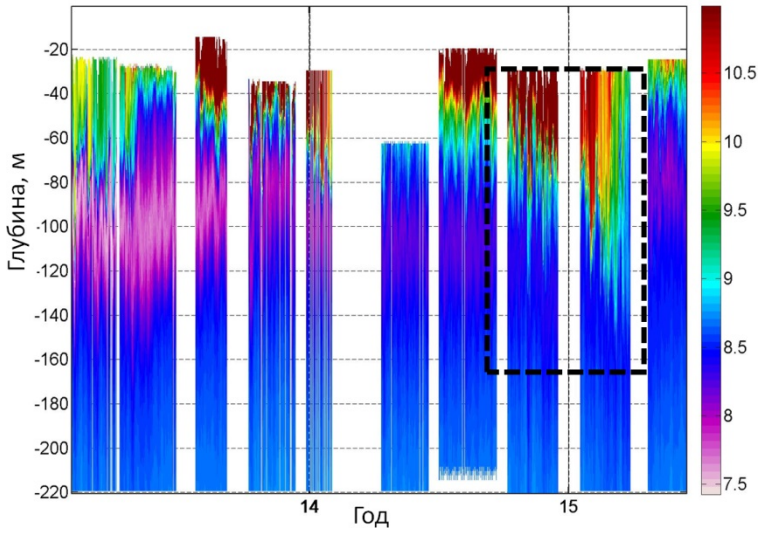

Рисунок 3.8 – Изменчивость температуры (°C) в слое 0-250 м по гидрологическом измерениям на заякоренном профилирующем буе «Аквалог». Черный квадрат выделяет события интенсивного проникновения теплых вод с температурой более 10°C в глубинные слои бассейна

Изменчивость аномалии температуры и солёности в изопикнических координатах по данным буя «Аквалог» приведена на рисунке 3.9. На этих диаграммах отчетливо наблюдается проникновение теплых и соленых вод от поверхности в нижележащие изопикнические слои. Начало этого процесса наблюдалось в осенний период 2014 г., но наиболее интенсивен он был в

январе 2015 г. Наибольшие аномалии (t=1°C и s=0.15 *psu*) доходят до основного пикноклина зимой 2015 г. и отмечаются в слое ρ=1014-1015 кг/м^3. Эти изопикны соответствуют слою 50-130 м по вертикали (черные изолинии на рисунке 3.9). Далее к середине 2015 г. теплые и соленые аномалии проникают еще глубже до субкислородной зоны (ρ=1016 кг/м^3) и глубин 150 м. На этих глубинах влияние турбулентного обмена привело к росту температуры на 0,2°C, солености на 0,02-0,04 *psu*. Схожее, но слабое событие наблюдалось и осенью 2013 г. Оба этих события наблюдались также и по данным буев Арго, которые в это время находились в совершенно другом районе акватории, что свидетельствует о масштабности наблюдаемых процессов (Рисунок 3.6).

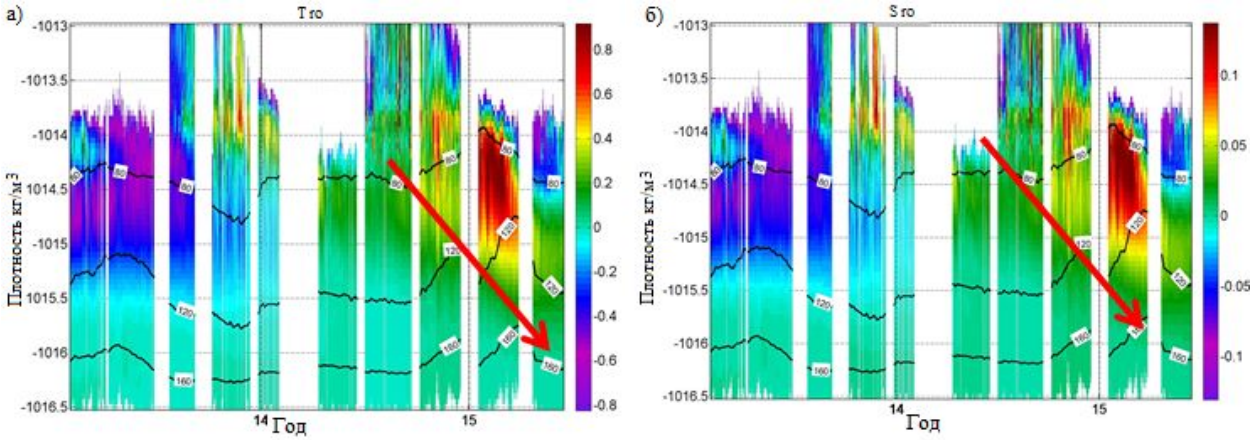

Рисунок 3.9 – Изменчивость гидрологических параметров по измерениям на заякоренном профилирующем буе «Аквалог»: аномалии температуры (*а*); аномалии солености (*б*). Данные сглажены 10-дневным скользящим средним

Анализ измерений скорости течений по данным буя «Аквалог» (Рисунок 3.10, *а*) показал, что начало таких процессов следует за периодами интенсификации течений в осенний период. Усиление скорости течений осенью 2015 г. происходило в изопикнических слоях 1013-1016 кг/м^3 (на глубинах 0-150 м). На этих же глубинах отмечался и рост t и s (Рисунок 3.9). Сравнение временного хода изменений солености во времени (*ds/dt*), скорости течений и вертикального сдвига скорости на изопикне ρ=1014,2 кг/м^3 для рядов, сглаженных 30-дневным скользящим средним приведено на 3.10, *б*. Как видно, два пика увеличения температуры в конце 2013 г. и наиболее сильный пик в декабре 2015 г. хорошо соответствует аналогичным пикам сдвига скорости. Корреляция между этими параметрами составила 0,77 и возрастала до 0,81 при сдвиге в 1 неделю (Рисунок 3.10, *б*). Такая временная задержка между увеличением скорости и увеличением коэффициента вертикального перемешивания была отмечена в работе

[Podymov et al., 2020], где она связывается с продолжительным процессом проникновения перемешивания в нижние слои. В эти же моменты наблюдается увеличение скорости течений (синяя линия на рисунке 3.10, *б*), однако если оно не сопровождается ростом вертикального сдвига, увеличения солености не наблюдается.

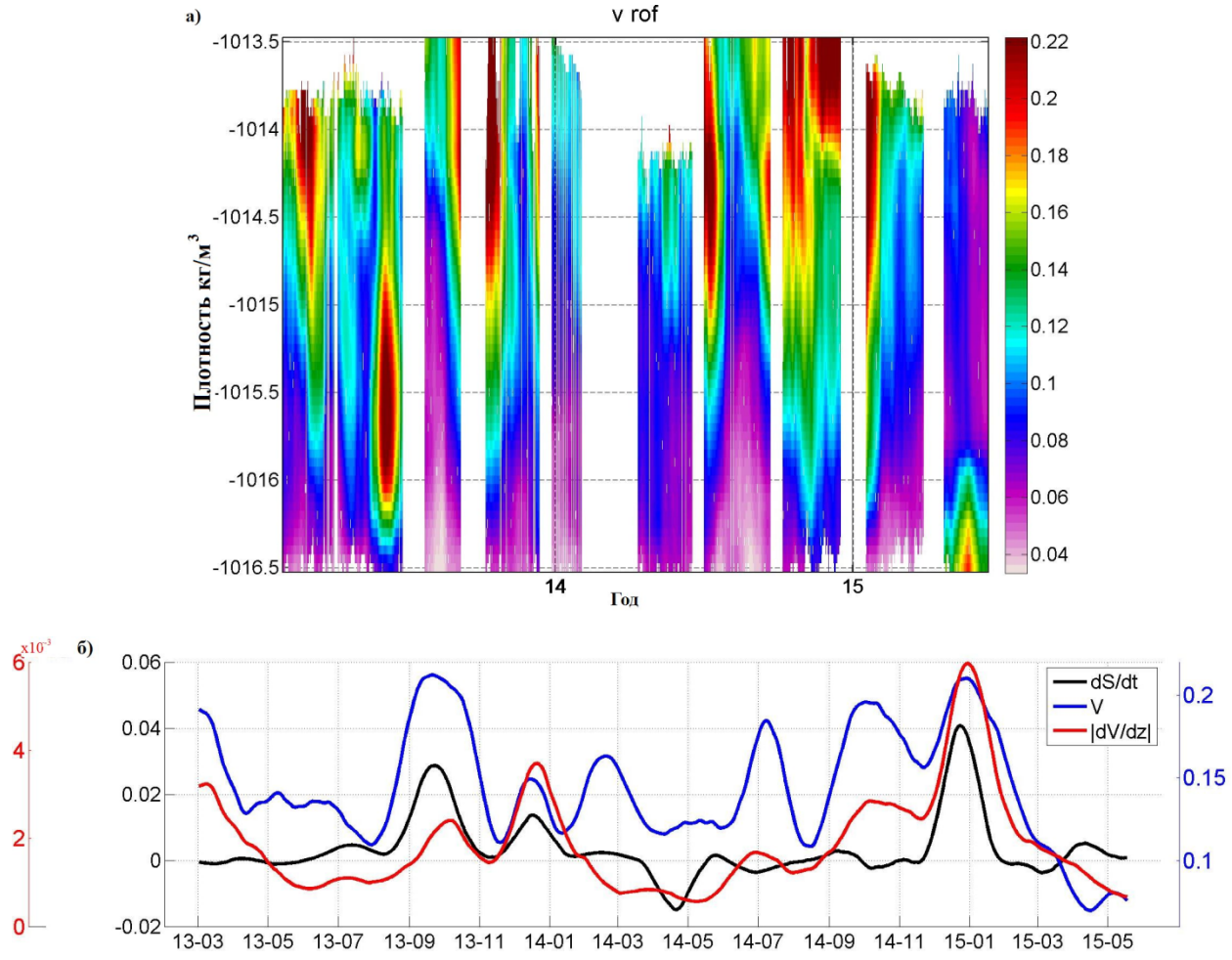

Рисунок 3.10 – Диаграмма скорости течений по измерениям буя «Аквалог» в изопикнических координатах (данные сглажены 10-дневным скользящим средним) (*а*); сопоставление изменчивости градиента аномалии солености во времени (черная линия), скорости (синяя линия) и сдвига скорости (красная линяя) по измерениям буя «Аквалог» (данные сглажены 30-дневным скользящим средним) (*б*)

Наблюдаемый сдвиг течений на континентальном склоне связан прежде всего с интенсификацией ОЧТ, которая значительным образом определяет изменчивость коэффициента турбулентного перемешивания [Podymov et al., 2020].

Еще одной важной причиной увеличения вертикального сдвига скорости является усиление скорости ветра. В осенний период происходит активизация штормовой активности,

которая вызывает интенсивные инерционные течения [Холод, Коротаев, 2018]. Сдвиг скорости инерционных течений является одним из основных источников перемешивания в глубинных слоях открытых частей океана [*D*'Asaro et al., 1995]. Для анализа влияния скорости ветра на обмен солью построим диаграмму зависимости на изопикне ρ=1014,5 кг/м^3 от скорости ветра и температуры поверхности (Рисунок 3.11, *а*). Для построения этой диаграммы данные об аномалии солености, полученные по результатам всех измерений, усреднялись в соответствующих интервалах температуры и скорости ветра. Рисунок 3.11 показывает, что знак возникающей аномалии может быть различен и зависит от температуры вод. Увеличение скорости ветра в теплый период года при температуре поверхности более 8°С вызывает появление положительной аномалии солености.

Диаграмма на рисунке 3.11, *б* демонстрирует отклик вертикального распределения солености на изменение скорости ветра в теплый период времени (*T*>10°С). Усиление скорости ветра приводит к увеличению аномалии солености (и температуры) и их проникновению в более глубинные слои. Значимый рост солености на *s*=0,05 *psu* (синий цвет на рисунке 3.11, *б*) в верхних изопикнических слоях 1014,2 кг/м^3 отмечается при скоростях ветра 7-8 м/с. При увеличении скорости ветра до 12 м/с такие аномалии проникают до изопикн 1015,5 кг/м^3, а в верхних изопикнических слоях 1014-1014,5 кг/м^3 достигают 0,1 *psu*. Во время наиболее мощных штормов (15-20 м/с) наибольшие аномалии (*s*>0,15 *psu*) возникают на глубине пикно-халоклина 1014,5-1015 кг/м^3, а значимые изменения солености вод (*s*=0,05 *psu*) наблюдаются вплоть до изопикны 1016 кг/м^3. Таким образом, воздействие сильных ветров приводит к размытию халоклина, что, в первую очередь, вызывает возникновение наблюдаемых аномалий. Отметим, что для построения этой диаграммы использовались синхронные данные о скорости ветра и солености, что может приводить к недооценке аномалий солености, поскольку для перемешивания требуется некоторое время.

Согласно [Kato, Philips, 1969], скорость вовлечения (E_e) вод в ВКС пропорциональна кубу скорости ветра и обратно пропорционально градиентам плотности: $E_e = 2.5\, U_*^3/(g\Delta\rho H)$, где $U_* = \sqrt{(\tau/\rho_w)}$ – динамическая скорость трения ветра в воде у ее поверхности, H – толщина ВКС, gΔρ – перепад плавучести.

В летний период термическая стратификация очень сильна, что препятствует вертикальному обмену за исключением случаев наиболее сильных штормов [Kubryakov et al., 2019a]. Осенью стратификация ослабевает и вертикальный обмен усиливается. Поэтому при температурах (*T*=9-12°С) близких, но превышающих температуру нижних слоев Т=8°С), аномалия солености на рисунке 3.11, *а* достигает наибольших значений. В это время, когда термическая стратификация ослабевает, при тех же скоростях ветра (12-15 м/с) возникающие

аномалии солености в два раза выше, чем в теплый период года, и действие даже относительно слабых ветров (скорость менее 5 м/с) приводит к росту солености. Таким образом, наиболее сильный рост солености можно ожидать в период ослабления стратификации, когда температура верхних слоев все еще ниже, чем нижних.

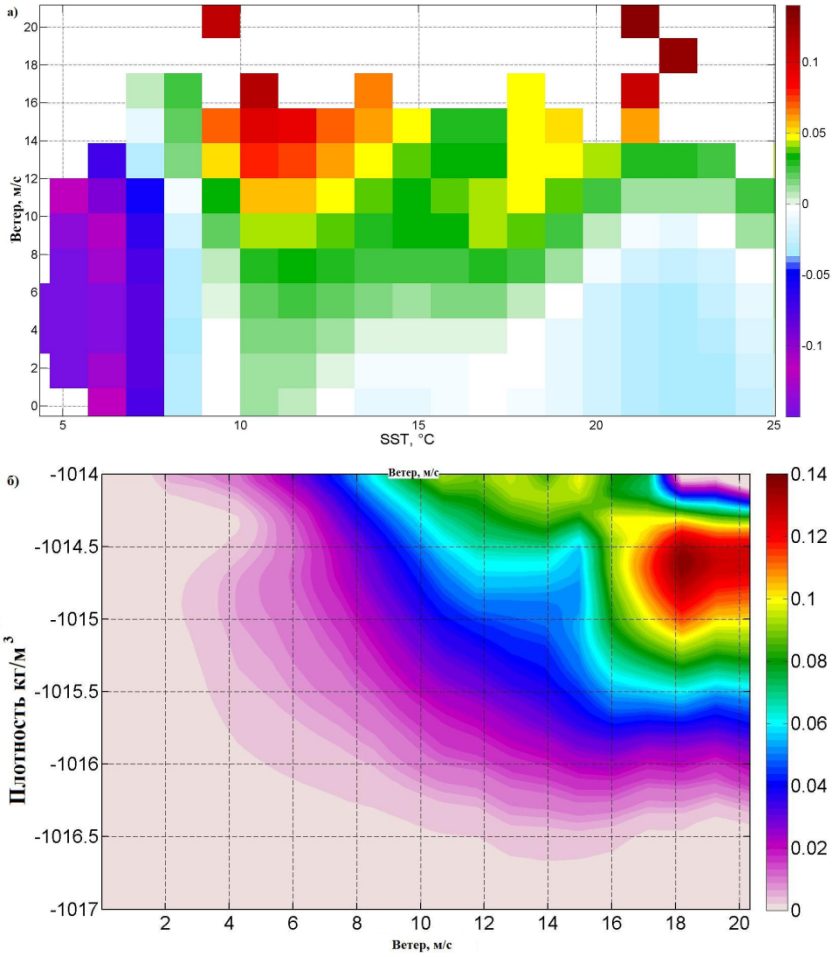

Рисунок 3.11 –Зависимость аномалии солености на изопикне 1014,5 кг/м^3 от скорости ветра и температуры поверхности (а), зависимость аномалии солености на различных изопикнах от скорости ветра (*а*);

Таким образом, рисунки 3.10, 3.11 демонстрируют, что причиной проникновения теплых вод в нижележащие изопикнические слои служит усиление сдвигового турбулентного перемешивания, вызванного ростом вертикального сдвига скорости. Перемешивание вовлекает теплые воды из верхнего слоя вглубь бассейна, до глубин 100 м, что хорошо видно на рисунке 3.8. Одновременно соленые воды вовлекаются из глубинных слоев в поверхностные. В результате на определенных изопикнах устанавливается новый баланс с более теплыми и более солеными водами. При этом такой обмен первоначально наблюдается в верхних

изопикнических слоях и через некоторое время начинает затрагивать нижние слои (стрелки на рисунках 3.9).

В то же время при увеличении скорости ветра в период минимальных зимних температур, соленость уменьшается (Рисунок 3.11, *а*), т.к. перемешивание в данном случае вызывает вовлечение холодных пресных вод в нижние слои. Таким образом, диаграмма на рисунке 3.11, *а* показывает, что ветровое перемешивание приводит к противоположным изменениям халинной структуры в теплый и холодный периоды года, вызывая её увеличение при высоких температурах поверхности и уменьшение при низких температурах.

В рассмотренном случае сигнал потепления или выхолаживание поступает с поверхности в нижние слои. Изменение температуры в определенном слое без учета горизонтальных движений будет определяться вертикальными потоками тепла.

$$\frac{dT}{dt} = -v_z \frac{dT}{dz}, \tag{3.1}$$

где v_z – вертикальная скорость на всех масштабах (включая малые, т.е. турбулентность), которая в среднем направлена вниз (v_z<0).

В определенном изопикническом слое (ρ=const), положение которого для простоты предположим стационарным ($\frac{d\rho}{dz} = 0$)

$$\frac{d\rho}{dt} = \frac{\beta dS}{dt} - \alpha \frac{dT}{dt} = 0, \tag{3.2}$$

где α – коэффициент температурного расширения, β – коэффициент соленостного сжатия.

Тогда,

$$\frac{dS}{dt} = -\frac{\alpha}{\beta} * v_z * \frac{dT}{dz}. \tag{3.3}$$

Температура глубинных вод Черного моря достигает минимума в слое ХПС (~8-8.5°С) и далее увеличивается с глубиной (Рисунок 3.2, *а*). Это связано с особенностями строения вод Черного моря: прогревом его нижних слоев под влиянием теплых средиземноморских вод и действием геотермальной конвекции [Иванов, Белокопытов, 2011]. В суровые зимы в Черном море температура верхнего слоя падает до 6-8°С, в результате градиенты температуры становятся отрицательны *dT/dz*<0. Тогда при проникновении холодных вод в глубинные слои на определенной изопикне *dS/dt* будет также меньше 0, т.е. соленость будет уменьшаться.

В теплый период $dT/dz>0$ поэтому усиление вертикальных потоков тепла, связанных с ветровым перемешиванием, приведет к увеличению солености $dS/dz>0$ в соответствующих изопикнических слоях. Источником солености в данном случае (при отсутствии внешних потоков) являются глубинные воды, находящиеся ниже пикноклина. Процесс роста солености в теплый период можно представить следующим образом. Действие интенсивного сдвигового турбулентного перемешивания в теплый период вызывает проникновение теплых поверхностных вод в глубинные слои. Одновременно соленые воды вовлекаются из глубинных слоев в поверхностные. В результате в слое пикноклина устанавливается новый баланс с более теплыми и более солеными водами. Таким образом, усиление турбулентности именно в теплый период с dS/dz будет способствовать росту солености.

Тем не менее, в осенний период положительные градиенты температуры выше, чем отрицательные в зимний. Температура в октябре-декабре может составлять 10-15°С, что на 2-7°С выше, чем в нижележащих слоях (8°С). Тогда из формулы (3.3) следует, что образующиеся под действием перемешивания аномалии солености в изопикнических слоях также будут выше, чем в зимний период. Поскольку перемешивание пропорционально кубу скорости ветра, то действие очень сильных штормов способно резко изменять температуру и соленость нижележащих изопикнических слоев в это время.

Эти выводы согласуются с результатами анализа диаграмм по данным буев Арго, которые показывают значительно более высокую скорость проникновения аномалий в теплый период, чем в холодный. На сезонной диаграмме (Рисунок 3.12) также видно, что проникновение сигнала потепления и осолонения происходит достаточно быстро. Сигнал к январю достигает изопикн 1015,4 кг/м^3 со среднеклиматическими значениями аномалии солености 0,01 *psu*. Проникновение сигнала под действием зимней конвекции происходит более постепенно.

3.1.5. Влияние вертикального обмена на сезонную и межгодовую изменчивость термохалинной структуры и стратификацию вод Черного моря

Дополнительное подтверждение выдвинутой гипотезы дает анализ сезонной изменчивости аномалии солености в изопикнических координатах (Рисунок 3.12). Начало опреснения (и выхолаживания) приходится на наиболее холодные месяцы (январь-февраль), когда температура поверхности снижается ниже 8°С. В среднем этот сигнал проникает до изопикны 1015,2 кг/м^3 к апрелю, где величины аномалии уменьшаются до 0,05 *psu*.

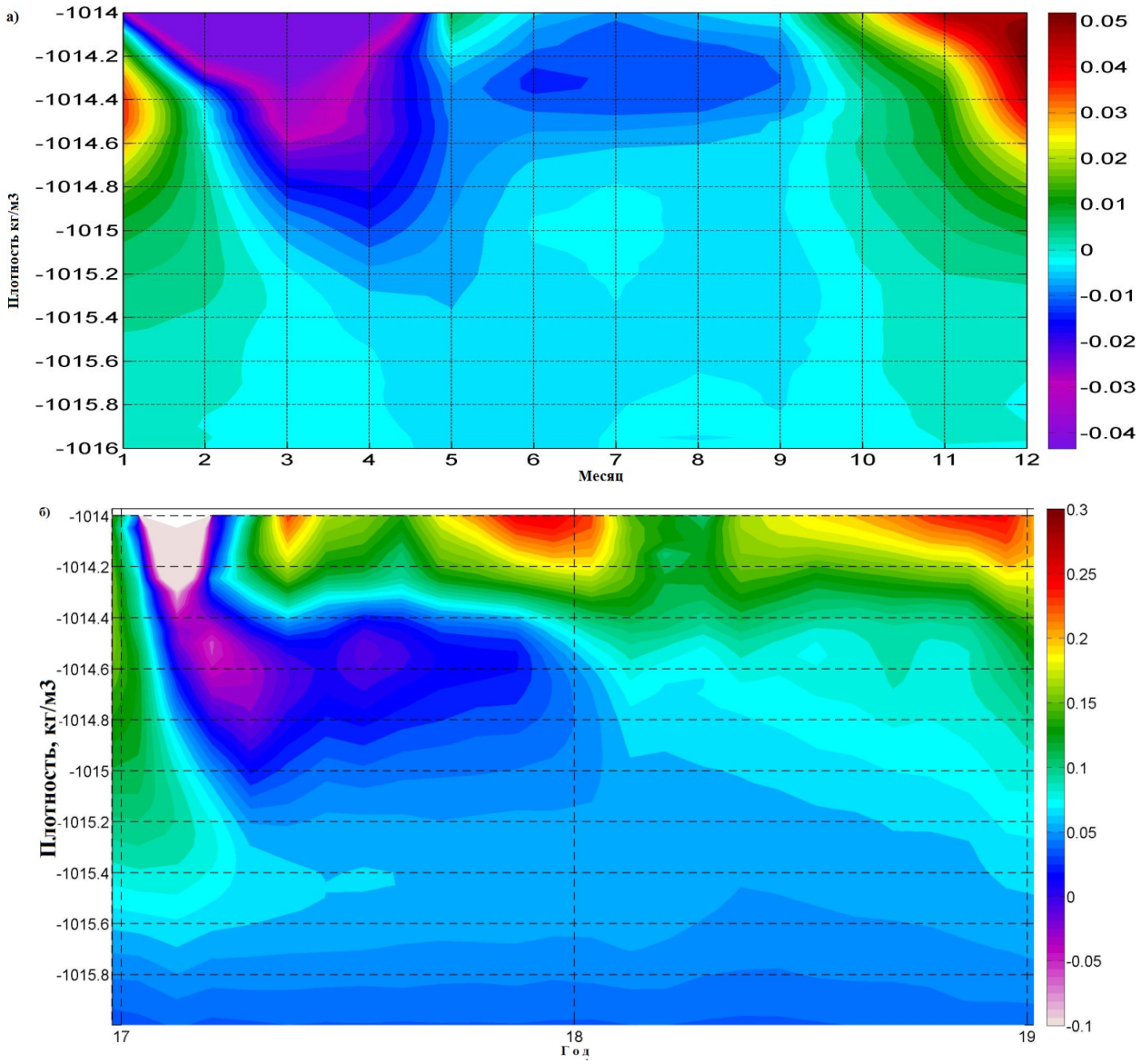

Рисунок 3.12 – Среднеклиматическая сезонная изменчивость аномалии солености (*psu*) на изопикнах в 1985-2019 гг. (*а*), изменение аномалии солености в 2018-2019 гг. (*б*)

В то же время потепление и осолонение в среднем начинается в октябре-ноябре, а наиболее сильно развивается к декабрю. В этот период в Черном море наблюдаются наиболее мощные осенние штормы. Скорости геострофических течений также усиливаются по сравнению с летним периодом. Интенсификация сдвиговой турбулентности вызывает сильное перемешивание, которое вовлекает теплые воды с поверхности вглубь бассейна до глубин 100 м и одновременное вовлечение соленых вод из халоклина в поверхностные слои. Этот процесс приводит к резкому потеплению глубинных вод и, таким образом, может вызывать резкое разрушение ХПС, за которым следует формирование нового ХПС в зимний период.

Рисунок 3.12, *а* демонстрирует среднеклиматическую сезонную изменчивость аномалии солености за 1985-2019 гг. Однако, как демонстрирует пример сезонного хода в 2017-2018 гг. на рисунке 3.12, *б*, в последнее время этот процесс существенно изменился. В связи с глобальным потеплением температура поверхности моря даже в зимний период не падает ниже 8°С (Рисунок 3.3, *б*). Например, зимой 2018 г. средняя температура поверхности моря составляла около 9,2°С, что выше температуры глубинных слоев. В результате в зимний период в верхнем слое не происходит смены знака градиентов температуры. Процесс переноса опресненных вод в слой пикноклина, связанных с выхолаживанием, больше не наблюдается. В 2018 г. (Рисунок 3.12, *б*) положительные значения *s* наблюдаются в течении всего года. В связи с этим в зимний период последних лет происходит то же, что и в осенний – вовлечение теплых вод в нижние слои и размывание основного халоклина.

На рисунке 3.13 изображены аномалии солености и температуры в изопикнических координатах за 1985-2019 гг. Период 1985-1993 гг. был наиболее холодным [Белокопытов, Шокурова, 2005; Белокопытов, 2010; Ginzburg et al., 2004], что привело к значительному опреснению и выхолаживанию изопикнических слоев 1014-1016 кг/м^3. События осолонения и потепления также наблюдаются в это время, однако они достаточно слабы и достигают лишь изопикн 1014,0-1014,5 кг/м^3. После 1995 г. наступает промежуточный период. Однако холодные и соленые аномалии продолжают распространяться вглубь бассейна, достигая к 2000 г. изопикны 1017 кг/м^3, что соответствует глубинам 400 м. Сигнал от самых холодных зим 1991 и 1993 гг. достигает этих глубин через 6-8 лет. Таким образом, фаза изменчивости температуры и солености в этих слоях будет отставать от поверхностной на этот продолжительный срок, необходимый для проникновения сигнала под действием вертикального обмена. Холодная и пресная аномалия в слоях 1015,5-1016,5 кг/м^3 после окончания холодного периода в 1998 г. продержалась еще более десяти лет вплоть до 2010 г.

В 1999-2002 гг. зафиксированы первые события роста солености и температуры изопикнических слоев 1014,5-1015,5 кг/м^3. Этот период характеризовался аномальными ветровыми условиями: минимумом завихренности ветра и скорости течений (подраздел 1.1), что, вероятно, было связано с ослаблением влияния Сибирского антициклона на Черное море [Шокурова и др., 2021]. После этого в 2003-2008 гг. термические условия были средними, а в 2007-2010 гг. начался теплый и пресный период в Черном море. В это время происходит увеличение зимних температур до значений, превышающих 8°С, и формирование ХПС перестает иметь ежегодный характер [Белокопытов, 2010, 2017; Пиотух и др., 2011; Ильин и др., 2012; Miladinova et al., 2017; Capet et al., 2019]. Таким образом, опреснение и выхолаживания слоя пикноклина не происходит. Эти события теперь принимают спорадический характер и наблюдаются только в очень холодные зимы (пункт 3.1.2). В

остальные годы температура верхнего слоя в зимний период была выше температуры вод пикноклина, а значит интенсивное турбулентное перемешивание и в зимний, и в осенний период приводит к вовлечению теплых вод в глубинные слои. В результате, как описано в подразделе 3.1.5, происходит размытие халоклина и компенсирующее увеличение солености в верхних слоях (Рисунок 3.11).

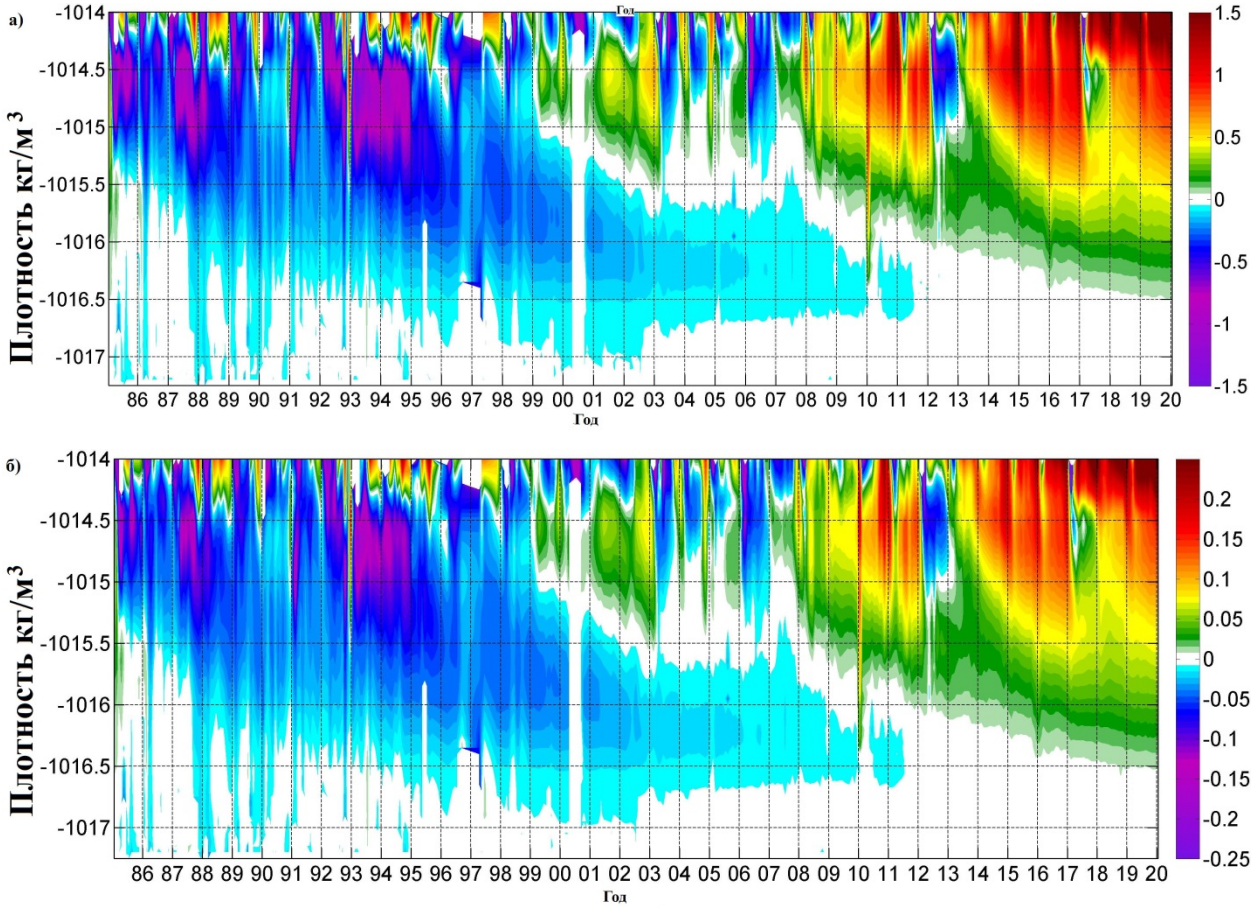

Рисунок 3.13 – Межгодовая изменчивость аномалии солености (*а*), температуры (*б*) в изопикнических координатах в 1985-2019 гг.

В последние годы значительно возрастает скорость ветра и интенсивность течений в Черном море (подраздел 1.1), увеличивается испарение и уменьшается сток рек (пункт 3.1.6). В результате в 2014-2019 гг. исследователи отмечают максимальный рост солености промежуточных слоев [Stanev et al., 2019]. Действие сдвигового турбулентного перемешивание под влиянием ветра и течений накладывается на наблюдаемое глобальное потепление верхних слоев Черного моря. Аккумулятивное действие таких процессов в 2014-2019 гг. приводит к увеличению температуры и солености вод в глубинных изопикнических слоях вплоть до изопикны 1016,5 кг/м^3, т.е. на глубинах порядка 200 м. Здесь в 2019 г. температура возрастает

на ~0,2°C, а соленость на ~0,02 *psu*. Таким образом, диаграмма на рисунке 3.13 демонстрирует постепенный процесс проникновения сигнала глобального потепления в глубинные слои Черного моря. При этом такой процесс сопровождается постепенным увеличением солености верхнего слоя Черного моря, наиболее резким на глубине халоклина 50-200 м.

Ослабление процессов вертикального переноса пресных вод в верхний слой пикноклина и постепенное осолонение верхнего слоя приводит к значительному уменьшению градиентов солености. Диаграмма на рисунке 3.14, *а* представляет вертикальную изменчивость градиентов солености в слое 0-60 м в 2006-2019 гг., сглаженную однолетним скользящим средним. Как видно, область низких градиентов солености в верхнем слое (фиолетовый цвет) расширяется в последнее время. Градиенты солености также существенно падают на верхней границе пикноклина.

Как отмечено в работе [Белокопытов, 2017], вклад солености определяет вертикальную устойчивость вод Черного моря и её многолетнюю изменчивость. На рисунке 3.14, *б* представлены профили трендов $d\rho/dz$, $\beta ds/dz$ и $-\alpha dT/dz$ за 2005-2019 гг. Наиболее сильное ослабление стратификации (черная линяя) наблюдается в верхней части халоклина на глубинах 30-60 м. На этих же глубинах в Черном море расположена верхняя граница нутркилина – подповерхностного максимума концентрации биогенных веществ (Раздел 4). Уменьшение стратификации на этих глубинах будет способствовать их вовлечению в верхний слой.

В то время в его нижней части, в слое 70-140 м, стратификация увеличивается, что свидетельствует о смещении пикнохалоклина в нижние слои из-за его размытия в верхней части. Профили $d\rho/dz$ и $\beta ds/dz$ практически совпадают, что согласуется с [Белокопытов, 2017]. Потепление верхних слоев приводит к уменьшению стратификации в слое 30-60 м. Однако вклад уменьшения солености в 5-10 раз превышает эффект, связанный с потеплением верхнего слоя.

Таким образом, несмотря на наблюдающееся глобальное потепление, стратификация верхнего слоя Черного моря уменьшается. Это во многом связано с размытием халоклина под влиянием интенсификации сдвигового турбулентного перемешивания, которое вносит значительно более существенный вклад в изменение стратификации.

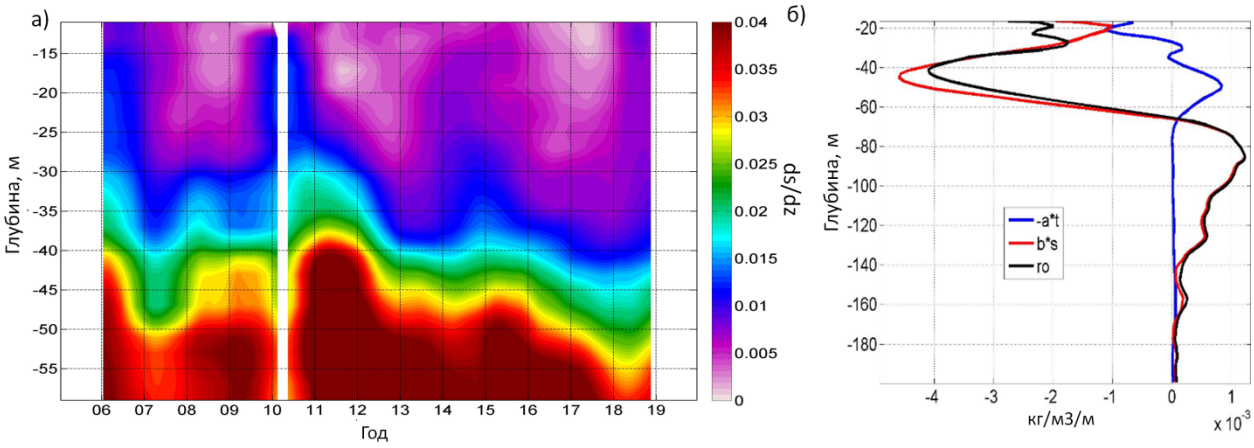

Рисунок 3.14 – Межгодовая изменчивость вертикального распределения *ds/dz* в глубоководной части Черного моря (глубины более 1500 м) (данные, сглаженные однолетним скользящим средним) (*а*); тренды *dρ/dz* (черная линия), *βds/dz* (красная линия) и *−αdT/dz* (синяя линяя) в глубоководной части Черного моря (глубины более 1500м) в 1985-2019 гг. (*б*)

3.1.6 Обсуждение. Влияние внешних факторов на изменения температуры и солёности вод Черного моря

Цель настоящего подраздела – исследовать влияние процессов вертикального обмена на изменение термохалинной структуры вод Черного моря. Однако, безусловно, важное влияние на эту изменчивость оказывают также внешние потоки тепла и соли. Определяющую роль в наблюдаемом изменении характеристик обмена играет глобальное потепление, связанное с увеличением потока тепла. Рост температуры Черного моря и связанное с ним исчезновение слоя ХПС зафиксирован во многих предыдущих работах [Белокопытов, 1998, 2010, 2017; Oguz et al., 2006; Блатов и др., 1984; Ginzburg et al., 2004; Titov, 2000, 2004; Oguz et al., 2006; Пиотух и др., 2011; Ильин и др., 2012; Miladinova et al., 2017; Capet et al., 2019]. Смена знаков вертикальных градиентов температуры приводит к тому, что интенсивное турбулентное перемешивание и в теплый, и в холодный периоды года приводит к вовлечению теплых вод в пикноклин и увеличению солености верхнего слоя.

Значительные изменения претерпел и баланс соли в последнее время. На рисунке 3.15 изображены средняя по пространству изменчивость его основных составляющих: испарение, осадки по данным модели *ERA*-5 и сток рек по данным связанной модели *EFAS*. В 1990-2019 гг. происходит увеличение испарения [Белокопытов, 2017], которое связано с ростом и скорости ветра, и температуры. Увеличение испарения в свою очередь способствует росту потоков влаги в атмосферу, увеличивая потенциальную энергию атмосферных процессов, и скорости ветра. Отражением этого процесса является долговременный тренд скорости ветра [Дивинский и др., 2020; Kubryakov et al., 2019] и вероятности штормовых ветров в 1985-2019 гг. (Рисунок 3.16, *а*,

б). В частности, перегрев поверхностного слоя является одной из важных причин формирования интенсивных циклонов над бассейном [Ефимов и др., 2007; Meredith et al., 2015; Kubryakov et al., 2019]. Такие циклоны могут приводить к катастрофическим последствиям, например, наводнению в Крымске [Meredith et al., 2015]. Они сопровождаются очень сильными скоростями ветра и увеличением экмановской накачки, способствуя интенсивному подъему и эрозии халоклина. Наблюдающийся рост завихренности ветра (Рисунок 3.15, *в*, подраздел 1.1) вызывает долговременную интенсификацию течений Черного моря [Kubryakov et al., 2017, 2019], которая также играют важную роль в генерации турбулентности в бассейне [Зацепин и др., 2007; Podymov et al., 2020]. При этом важно то, что завихренность и скорости ветра возрастают не только в зимний, но и в теплый период года, когда турбулентное перемешивание способствует проникновению теплых вод в глубинные слои бассейна. В частности, абсолютный максимум вероятности штормов на рисунке 3.15, *а* был зафиксирован в октябре 2014 г. В это время вероятность наблюдения штормов со скоростью 10 м/с превысила 18%, что в 1,5 раза выше, чем в среднем. Учитывая, что скорость вертикального вовлечения пропорциональна кубу скорости ветра, такой рост количества экстремальных событий мог значительно повлиять на перемешивание. Рост скорости ветра и интенсификация штормов способствуют дальнейшему усилению размытия халоклина и увеличению солености верхнего слоя.

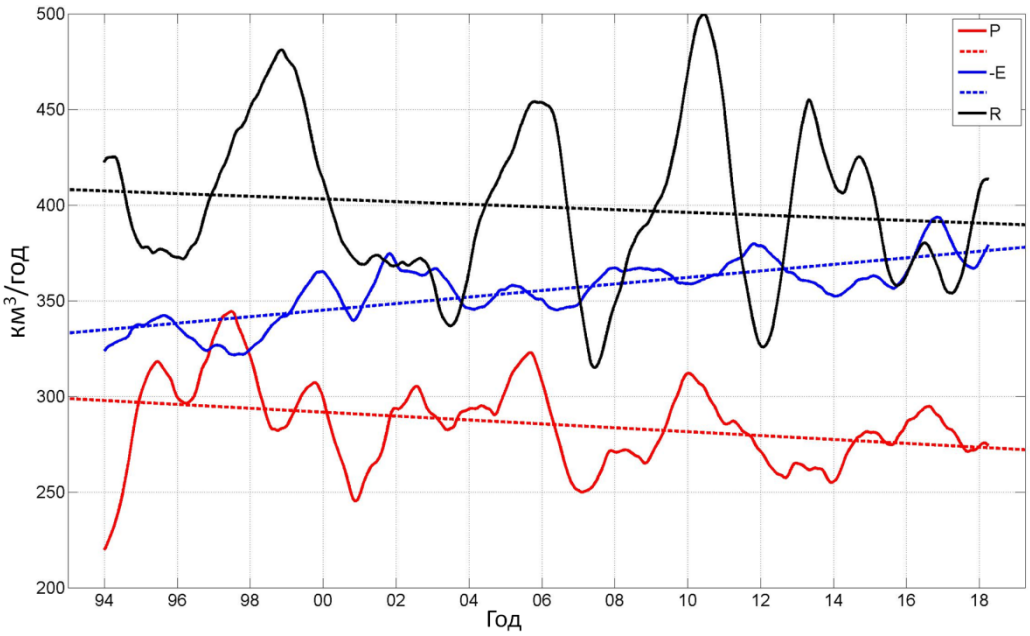

Рисунок 3.15 – Межгодовая изменчивость стока рек в Черное море по данным модели *EFAS* (черная линия), испарения (синяя линия) и осадков (красная линия) (км3/год) над Черным морем по данным модели *ERA*-5

Сток рек (черная линия) и осадки также уменьшаются в последнее время. Ослабление пресного стока вероятно является важной причиной положительного тренда солености в самых поверхностных слоях на рисунке 3.4. Поскольку плотность – функция температуры и солености, проникновение холодных вод в нижние изопикнические слои возможно только при их достаточной опресненности. Таким образом, во время зимнего перемешивания этих вод обострения пикноклина не происходит. Ослабление халинной стратификации в верхнем слое также усиливает действие сдвигового турбулентного перемешивания под действием ветра и течений. Таким образом, наблюдаемое увеличение солености вод связано не только с интенсификацией процессов обмена, но и с уменьшением потоков пресных вод. При этом оба этих фактора связаны с потеплением верхнего слоя и усиливают друг друга.

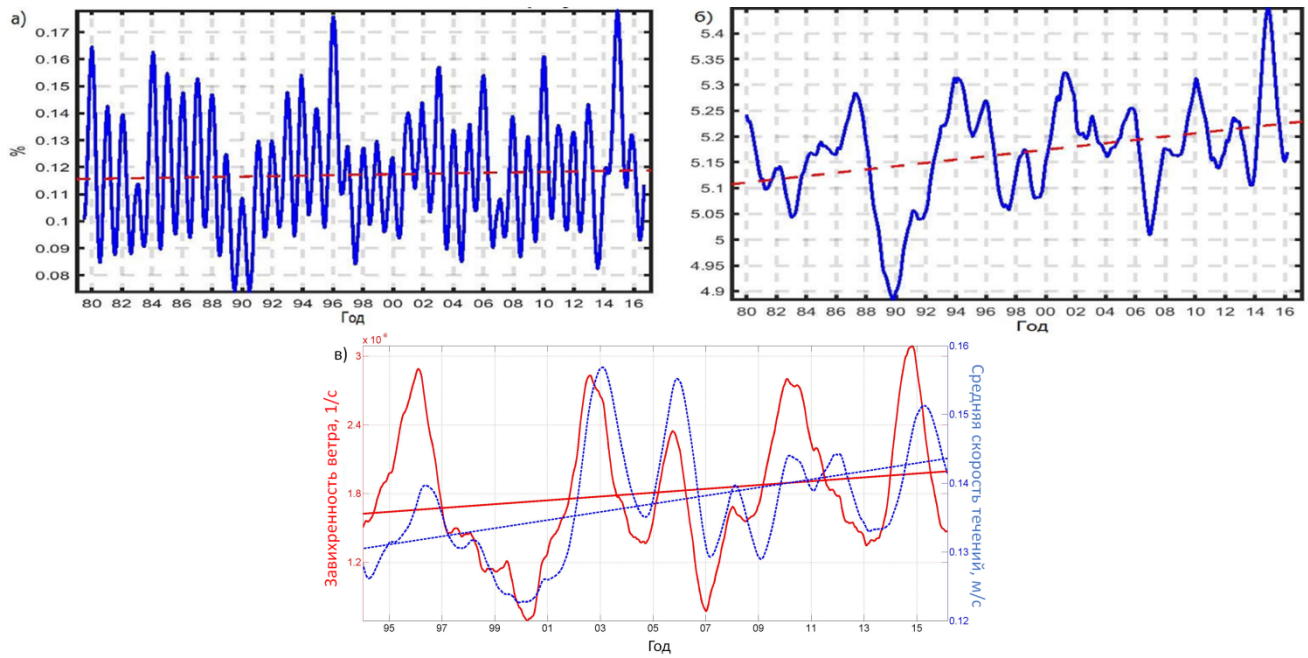

Рисунок 3.16 – Межгодовая изменчивость вероятности штормовых событий со скоростью ветра более 8 м/с (*а*); межгодовая изменчивость скорости ветра (м/с) над бассейном (1-летнее сглаживание) (*б*); межгодовая изменчивость завихренности ветра (1/с, красная линия) и скорости геострофических течений (м/с, синяя линяя) (*в*)

Синхронность роста скорости ветра, интенсификации течений с событиями резкого осолонения верхнего слоя свидетельствуют в пользу выдвинутой гипотезы о важной роли сдвигового турбулентного перемешивания в наблюдающихся изменениях термохалинной структуры вод. Отметим, что долговременный рост солености в глубинных слоях бассейна фиксируется по данным измерений уже на протяжении 100 лет [Белокопытов, 2017], что

связано с постепенным накоплением средиземноморских вод в бассейне. Процессы, описанные в данной работе, способствуют передаче этого сигнала в верхние слои. Измерения показывают, что эти процессы происходят в пульсационном режиме при одновременном увеличении скорости ветра и температуры верхнего слоя. Потепление верхнего слоя и связанные с ним потоки тепла и влаги сами по себе являются источником потенциальной энергии для различных экстремальных атмосферных явлений [Ефимов и др., 2007, 2008; Зацепин и др., 2013; Kubryakov et al., 2019]. Таким образом, глобальное потепление может являться одной из причин последующего осолонения верхних слоев Черного моря под действием турбулентного перемешивания.

Рост температуры верхних слоев Черного моря в результате глобального потепления атмосферы приводит к увеличению устойчивости его верхнего слоя. Зимняя конвекция является одним из важных источников поступления биогенных элементов в эвфотический слой для роста фитопланктона и кислорода из атмосферы в толщу вод. Ослабление конвекции может уменьшить вертикальный обмен, приведя к уменьшению биопродуктивности бассейна [Финенко и др., 2012; Микаэлян и др., 2015, 2018; Кубрякова и др., 2018] и содержания кислорода в его верхних слоях [Capet et al., 2012, 2019].

Однако результаты, полученные в данном подразделе, показывают, что стратификация верхнего слоя Черного моря ослабевает, что связано с резким ростом солености верхнего слоя. Резкая халинная стратификация Черного моря является основной причиной его уникальных характеристик – отсутствию кислорода в слоях ниже 150 м, что препятствует вентиляции глубинных слоев бассейна. Как будет показано в Разделе 4.2 наблюдающееся достаточно интенсивное ослабление градиентов солености вызывает значимое усиление конвективного вовлечения, оказывая заметно влияние на межгодовую изменчивость цветения фитопланктона и функционирование экосистемы Черного моря.

3.2 Термохалинная и динамическая структура вихрей по гидрологическим данным и измерениям альтиметров

Важное влияние на вертикальный обмен в Черном море оказывают синоптические вихри, которые вызывают интенсивное вертикальное смещение всех изопикнических поверхностей и изменение характеристик стратификации вод [Гинзбург и др., 2008; Иванов, Белокопытов, 2012]. В настоящем подразделе исследуются особенности влияния вихрей на термохалинную структуру Черного моря.

3.2.1 Метод композитного анализа структуры вихрей

Для исследования вертикальной структуры вихрей применялся композитный метод, впервые использованный в [Chaigneau и др., 2011]. Зная положения вихрей, идентифицированных по спутниковым альтиметрическим измерениям, были выбраны все гидрологические профили, которые расположены на расстоянии менее радиуса вихря R от его центра. Далее, рассчитывается положение измерений в координатах x_r, y_r относительно центра вихря: $x_r = (x - x_c)/R$; $y_r = (y - y_c)/R$; и расстояние до центра вихря $r = \sqrt{x_r^2 + y_r^2}$, где xr, yr – координаты точки измерения; x_c, y_c, R – координаты центра и радиус вихря, соответственно, определяемые по альтиметрическим данным методом автоматической идентификации.

Всего было выбрано 2490 гидрологических профилей в АВ, 530 профилей в ЦВ. Их положения в относительных координатах приведены на рисунке 3.17. Большее количество доступных данных в АВ объясняется их большими размерами и интенсивностью по сравнению с ЦВ в Черном море (подраздел 1.2) [Иванов, Белокопытов, 2013; Кубряков, Станичный, 2015]. Для расчета композитной структуры данные о температуре, солености в относительных координатах ($t(r, z)$, $s(r, z)$) были усреднены в ячейках размером $0{,}1 \cdot R$ на каждом вертикальном горизонте. Усредненные по площади профили солености $\bar{s}(z)$ и температуры $\overline{t(z)}$ были вычислены путем усреднения $s(r, z)$, $t(r, z)$ по радиусу R. Большой объем гидрологических данных в построенных таким образом «композитных» вихрях позволяет детально исследовать вертикальную структуру АВ и ЦВ в Черном море и их зависимость от различных параметров, например, интенсивности, радиуса вихрей, сезона, времени жизни вихря в пунктах 3.2.2-3.2.6.

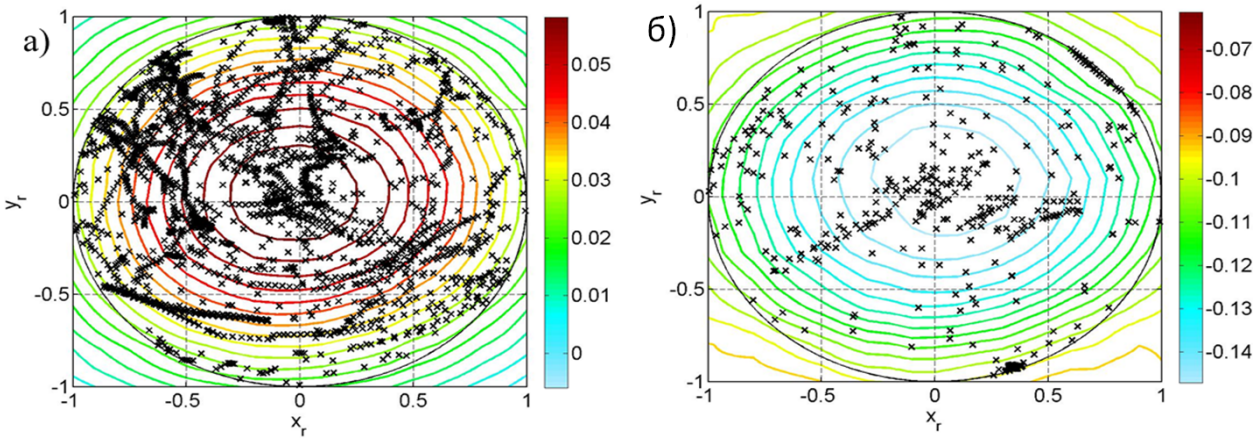

Рисунок 3.17 – Гидрологические измерения, выбранные в «композитных» вихрях: *а* – АВ (2490 профилей); *б* – ЦВ (530 профилей) в относительных координатах. Цвета показывают «композитное» распределение уровня моря (м) в вихрях

Для определения непосредственного влияния вихрей на термохалинную структуру, необходимо было исключить часть сигнала, связанного с крупномасштабной и сезонной изменчивостью гидрологических полей. Для этого анализ проводился для аномалий параметров T, S от климатических полей $\bar{S}, \bar{T}$: $t = T - \bar{T}; s = S - \bar{S}$. Климатические поля на сетке 0,5° были построены на основе всего имеющегося массива гидрологических измерений за 1992-2017 гг. Следует отметить, что использование аномалий может приводить к некоторым неточностям в полученных оценках, поскольку межгодовая изменчивость термохалинной структуры и динамики Черного моря достаточно сильна (подраздел 3.1). Тренды, межгодовые колебания температуры, солености и положения пикноклина влияют на точность рассчитанных аномалий. Тем не менее будем считать, что большой объем данных, используемых для анализа, позволяет получать статистически обоснованные результаты о структуре вихрей Черного моря

.

3.2.2 Термохалинная структура вихрей

3.2.2.1 Соленость. Рассчитанная композитная радиальная структура солености ***s*** в АВ и в ЦВ представлена на рисунке 3.18, *а*. Конвергентные нисходящие движения вызывают образование отрицательной аномалии солености в АВ, так как более пресные воды из верхних слоев замещают более соленую воду в глубинных слоях. Пиковые значения аномалии солености s в АВ (s=−0,5 … −0,7 *psu*) отмечаются на глубине 70-155 м в ядре вихря, на расстоянии 0-0,2R от его центра. Эти глубины соответствуют положению халоклина, где наблюдаются максимальные вертикальные градиенты солености. Нисходящие вертикальные скорости максимальны в ядре вихря, поэтому на периферии вихря максимумы s находятся несколько выше в слое 70-130 м со значениями от s=-0,3 *psu* до s=-0,5 *psu*. Средние радиусы анализируемых в работе АВ и ЦВ составляют 40 и 35 км, соответственно, поэтому масштаб вихревого ядра можно оценить, как 5-10 км. В верхних слоях, 0-40 м, s ниже и составляет в среднем от 0,1 до 0,2 *psu*.

Довольно высокие отрицательные аномалии солености в ядре композитного антициклона наблюдаются на больших глубинах. В частности, на глубине 400 м в центре вихря s может достигать s=0,1 *psu*. Движения в антициклонах проникают до этих глубин даже в сильно стратифицированном черноморском бассейне [Латун, 1990; Korotaev et al., 2006] и могут существенно влиять на изменчивость термохалинных характеристик Черного моря в глубинных слоях.

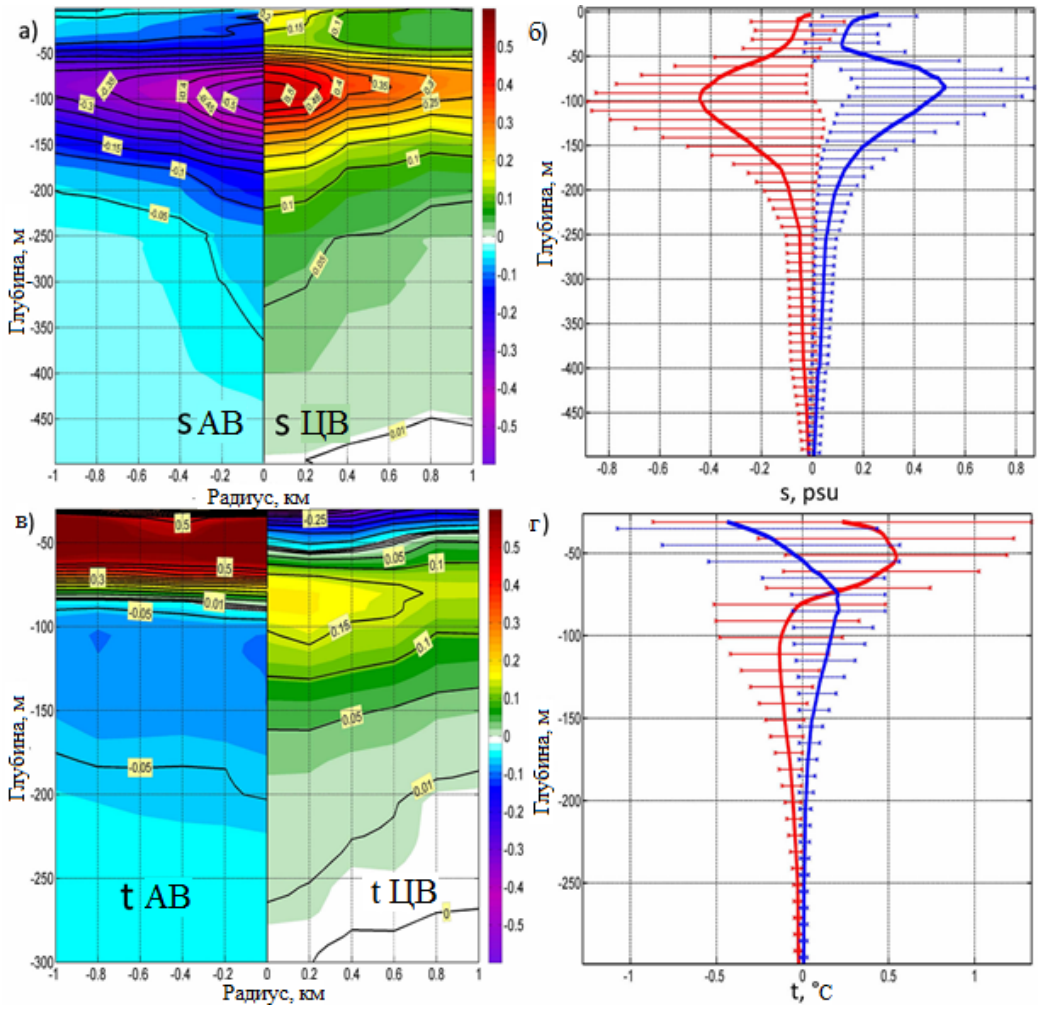

Рисунок 3.18 – Радиальная структура аномалии солености *s* (*psu*) в АВ и ЦВ (*а*); усредненная по площади аномалия солености $\bar{s}$ (*psu*) в АВ (красная линия) и ЦВ (синяя линия) (горизонтальные линии показывают стандартное отклонение *s* на каждом горизонте) (*б*); радиальная структура аномалии температуры $\bar{t}$ (°C) в АВ и ЦВ (*в*); усредненная по площади аномалия температуры $\bar{t}$ (°C) в АВ (красная линия) и ЦВ (синяя линия) (горизонтальные линии показывают стандартное отклонение t на каждом горизонте) (*г*)

Усредненная по площади вихря аномалия солености $\bar{s}$ отрицательна в АВ на всех глубинах (Рисунок 3.18, *б*). Существенные аномалии ($\bar{s}$ <-0,1 *psu*) фиксируются в слое 40-200 м и достигают максимума на 100 м, где они равны $\bar{s}$=-0,4 *psu*. СКО аномалий солености на каждом горизонте представлены на рисунке 3.18, *б* горизонтальными линиями. Наибольшая изменчивость наблюдается на глубине халоклина (около 100 м). Здесь СКО составляет около 0,5 *psu* и значения *s* могут изменятся от *s*=0 psu до *s*=−0,8 *psu*. На поверхности наиболее вероятные значения *s* варьируются от *s* =0 до *s* =−0,2 *psu*. Наконец, *s* в АВ отлично от нуля до 450 м глубины, где она колеблется от *s* =0 до *s* =0,05 *psu*.

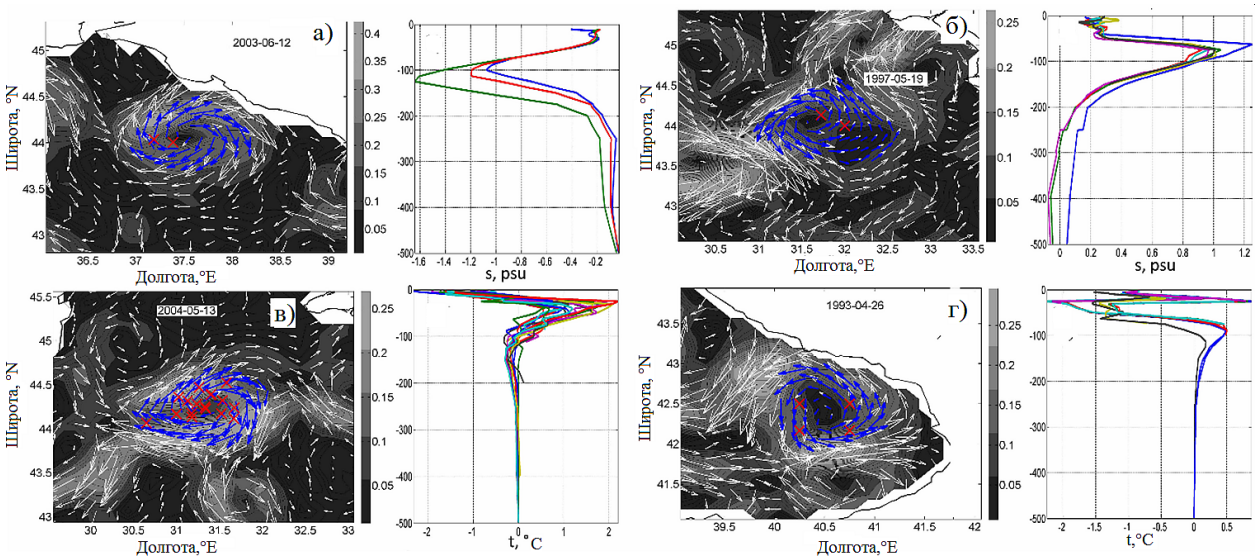

Рисунок 3.19 – Слева: карты аномалии геострофической скорости (м/с), положения измерений, (красные крестики) и идентифицированные вихри по данным альтиметрии (синие векторы) за 12 июня 2003 г. (*а*); 19 мая 1997 г. (*б*); 13 мая 2004 г. (*в*), 26 апреля 1993 г. (*г*). Графики справа у каждой карты, построенные по гидрологическим измерениям в период (± 5 дней от даты полученных по данным альтиметрии карт): *а* – аномалии солености, *psu* (12.06.2003 г.); *б* – аномалии солености, *psu* (19.05.1997 г.); *в* – температуры (°C) (13.05.2004 г.), *г* – температуры (°C) (26.04.1993 г.)

Изменчивость *s* в вихрях связана, в первую очередь, с их интенсивностью (пункт 3.2.6). Еще одним важным фактором, приводящим к росту аномалии солености в АВ, является захват опресненных шельфовых вод (пункт 1.4.1). В результате анализа полученного массива данных в нескольких антициклонах были отмечены очень высокие значения аномалии *s*. Зафиксированный максимум аномалии солености составил $s=-1{,}7$ *psu* на глубине $z=120$ м; $s=1$ *psu* на поверхности и $s=-0{,}2$ *psu* на глубине $z=400$ м. Самые высокие значения *s* часто наблюдаются в Керченских антициклонах в северо-восточной части бассейна. Такие антициклоны могут захватывать воды Азовского моря с соленостью 12 *psu*, проникающие через Керченский пролив в эту часть бассейна. Пример такого АВ, наблюдаемого 15 июня 2003 г., и соответствующие профили аномалии солености показаны на рисунке 3.19, *а*. Этот АВ был довольно небольшим ($R\approx30$ км), но очень интенсивным с максимальной орбитальной скоростью около 40 см/с. Гидрологические измерения, проведенные в центре и на восточной периферии вихря (Рисунок 3.19, *а*), показали, что *s* на глубине 120 м составила $s=-1{,}6$ *psu* (Рисунок 3.19, *а*). В то же время на поверхности *s* была значительно меньше, всего около $s=-0{,}2$ *psu*. Максимальные значения *s* на глубине халоклина с интенсификацией вихрей, вызванной адвекцией опресненных азовских вод, которые приводит к росту нисходящей вертикальной скорости в ядре вихря и появлению высоких значений аномалии солености на глубине

пикноклина (пункт 1.4.1). Дивергенция и подъем изохалин вызывают увеличение солености в ЦВ (Рисунок 3.18, *а*). Относительно высокие значения *s* (от +0,1 до +0,5 *psu*) наблюдаются на глубине 50-170 м в ядре композитного циклона (Рисунок 3.18, *а*). Максимальные значения *s* (от 0,4 до 0,6 *psu*) в ЦВ расположены на глубине 60-120 м в ядре (0-0,2*R*) вихря, т.е. над основным халоклином. Повышенные аномалии солености со средними значениями (от *s*=0,1 до *s*=0,2 *psu*) на периферии композитного ЦВ расположены глубже на 60-120 м. Высокая положительная аномалия солености *s* от 0,2 до 0,3 *psu* также наблюдаются в поверхностном слое (0-25 м) в ядре ЦВ.

Поскольку в ЦВ наблюдается подъем халоклина, пик, усредненной по площади аномалии солености, расположен на 15 м выше, чем в АВ, на глубине 85 м (Рисунок 3.18, *б*). Пиковые значения в среднем составляют около 0,45 *psu* и могут изменяться в пределах от 0,1 до 0,8 *psu*. В верхних слоях (*z* в интервале 0-50 м) значения $\bar{s}$ также относительно высоки, достигая 0,2 *psu* на поверхности. Относительно большие значения аномалии солености в ЦВ (более 0,1 *psu*) наблюдаются до глубин 300 м. Ниже этого слоя средние значения $\bar{s}$ обычно менее 0,05 *psu*.

В некоторых циклонах значения *s* могут быть значительно выше. Например, в ЦВ, образованном к юго-западу от Крымского полуострова, в зоне так называемого «севастопольского вихря» (Рисунок 3.19, *б*) аномалия солености 19 мая 1997 г. в слое халоклина (*z*=80 м) превышали 1,2 *psu*. Этот циклон был окружен двумя мощными антициклонами. Горизонтальный сдвиг на периферии антициклонов мог способствовать интенсификации ЦВ, что привело к более интенсивному подъему халоклина в ядре вихря и наблюдающимся высоким значением аномалии солености.

3.2.2.2 Температура. Термические характеристики верхнего слоя моря подвержены значительной короткопериодной изменчивости, связанной с дневным прогревом, ветровым, конвективным и динамическим перемешиванием. Для того чтобы избежать влияния этих факторов на полученные оценки, для анализа термической структуры вихрей использовались только данные глубже горизонта 30 м.

Конвергенция теплых поверхностных вод в антициклонах приводит к возникновению положительных аномалий температуры в верхнем слое 0-80 м, т.е. $t>0$°C. Средние значения *t* в верхнем слое 40-80 м около $0{,}5\leq t\leq 0{,}8$°C (Рисунок 3.25, *в*). В то же время аномалия в антициклонах отрицательна в слое 70-400 м, т.е. $t\leq 0$°C с максимумом $t=-0{,}2$°C на глубине 120 м. Глубже нижней границы ХПС температура Черного моря начинает повышаться, главным образом за счет проникновения теплых средиземноморских вод, распространяющихся в Черном море на глубинах приблизительно 300-1000 м, $t>0$°C [Иванов, Белокопытов, 2012]. Из-за этого нисходящие вертикальные движения в антициклонах приводят к возникновению

отрицательных аномалий температуры в нижних слоях моря. Относительно холодные воды наблюдаются в слое 70-450 м со значениями t около $-0{,}2 \le t \le -0{,}1$ °С. Максимальные значения $-0{,}2 \le t \le -0{,}1$°С локализуются в слое 90-200 м, то есть ниже ядра ХПС. Эти отрицательные аномалии связаны с аккумуляцией вод ХПС и их опусканием в более глубокие теплые слои вод. Скопление вод ХПС в ядрах антициклонов фиксировалось ранее в ряде работ по контактным измерениям и данным численного моделирования [Латун, 1990a; Oguz et al., 1993; Krivosheya et al., 2000; Ivanov et al., 2001; Staneva et al., 2001; Zatsepin et al., 2003].

Вертикальная структура средней по площади вихря температуры $\bar{t}$ является более сложной, чем $\bar{s}$, так как вертикальные градиенты температуры меняют знак в верхнем и нижнем слоях вихрей из-за существования ХПС (Рисунок 3.18, *г*). В АВ температура положительна в слое 0-80 м и отрицательна на глубинах 80-450 м. Самые большие отрицательные аномалии расположены на глубинах 80-200 м ($\bar{t}=-0{,}1$°С), максимум $\bar{t}$ отмечается на глубине 110 м ($\bar{t}=0{,}15$°С). Изменчивость $\bar{t}$ характеризуется высокими значениями СКО в верхнем 150-метровом слое На глубинах 30-50 м средние аномалии температуры варьируют в диапазоне 0-1°С. В слое 80-120 м $\bar{t}$ может менять свой знак и принимать значение $-0{,}5 \le \bar{t} \le +0{,}5$°С. Эти изменения связаны с интенсивностью вертикальных движений, которые смещают нижнюю границу ХПС на различные глубины. В интенсивных АВ положительная аномалия температуры существенно увеличивается и занимает значительно больший слой (пункт 3.2.6).

Пример профилей t в «севастопольском» антициклоне по измерениям, проведенным в июне 2004 г, представлен на рисунке 3.19, *в*. Оценки орбитальной скорости этого антициклона по альтиметрическим данным составляют около 0,35 м/с. Вихрь диаметром около 80 км аккумулирует теплые поверхностные воды в слое 0-80 м и далее переносит их в юго-западную часть бассейна. Аномалия температуры составляет $t>+1$°С в слое 30-80 м и достигает $t=+2$°С на глубине 40 м. В то же время в слое 100-250 м наблюдается холодная аномалия с достаточно высокими для этих глубин значениями $-0{,}2 \le t \le -0{,}3$°С. Таким образом, вертикальные движения в этом антициклоне способствуют значительной изменчивости температуры в относительно глубинных слоях моря 200-300 м.

Подъем холодных вод ХПС и более теплых глубинных вод в ЦВ приводит к образованию холодной температурной аномалии $\bar{t}$ в верхних слоях и положительной $\bar{t}$ в более глубоких слоях (Рисунок 3.18, *г*). В среднем по площади ЦВ $\bar{t}$ отрицательна на глубинах от 0-60 м и максимальна вблизи поверхности в слое сезонного термоклина с высокими градиентами температуры (Рисунок 3.18, *г*). На глубинах 30-50 м аномалии температуры в среднем составляют $-0{,}4 \le \bar{t} \le -0{,}5$°С, а в поверхностных слоях могут достигать значений (до $\bar{t} = -3$°С), но также могут быть положительными (до $\bar{t}=+0{,}5$°С) в зависимости от условий температурной стратификации и времени года (пункт 3.2.5).

В слое от 60 до 450 м в ЦВ фиксируется положительные аномалии температуры с максимумом на глубине 80 м ($\bar{t}$ =0,2°С). Высокие значения аномалий наблюдаются в слое 70-150 м со значениями *t*≈+0,2°С в ядре вихря на глубине 80-90 м (Рисунок 3.18, *в*). Значения аномалии температуры на этих глубинах может колебаться от 0 до +0,5°С. Средние аномалии температуры *t*> +0,1°С на глубине от 50 до 200 м и далее уменьшаются с глубиной.

Особенно высокие отрицательные аномалии *t* наблюдались в интенсивном циклоническом вихре в апреле 1994 г. в юго-восточной части бассейна (Рисунок 3.19, *г*). В этом ЦВ с орбитальными скоростями 0,25 м/с *t* достигала значений $t = -1{,}5$°С в слое 20-80 м. Такие отрицательные значения свидетельствуют о значительном подъеме ядра ХПС на более, чем 30 м в этом вихре. В то же время в слое 80-250 м наблюдается положительная аномалия температуры с максимальными значениями $t = -0{,}5$°С на глубине 100 м.

3.2.3 Влияние вихрей на стратификацию вод

3.2.3.1 Влияние вихрей на стратификацию вод по данным композитного анализа гидрологических данных. Аномалии термохалинной структуры в вихрях связаны, в первую очередь, со смещением изохалин/изотерм в вихре. Положение глубины пикноклина может рассматриваться как показатель интенсивности вертикальных движений в вихрях. Определим положение пикноклина *Zro* как положение изопикны ρ=1015 кг/м^3, которая соответствует слою максимальных вертикальных градиентов плотности в Черном море. Пикноклин в АВ обычно расположен на глубине 90-110 м, с максимальным количеством наблюдаемых значений на глубине *Zro*=100 м. Это соответствует заглублению пикноклина на *Zro*=15-20 м, где *Zro* – аномалия положения пикноклина, относительно его климатических значений на континентальном склоне (Рисунок 3.20). Максимальное отмеченное значение Zro в АВ составляет 140 м, что на 50 м глубже его климатического положения над континентальным склоном. В ЦВ пикноклин в среднем находится на 30-40 м выше, чем в АВ. Он расположен на глубинах 60-80 м, чаще всего на 70 м, т.е. на 15-20 м выше климатических значений. Наиболее высокое положение пикноклина, отмеченное в ЦВ, составляет 50 м, что соответствует аномалии *Zro*=−40 м.

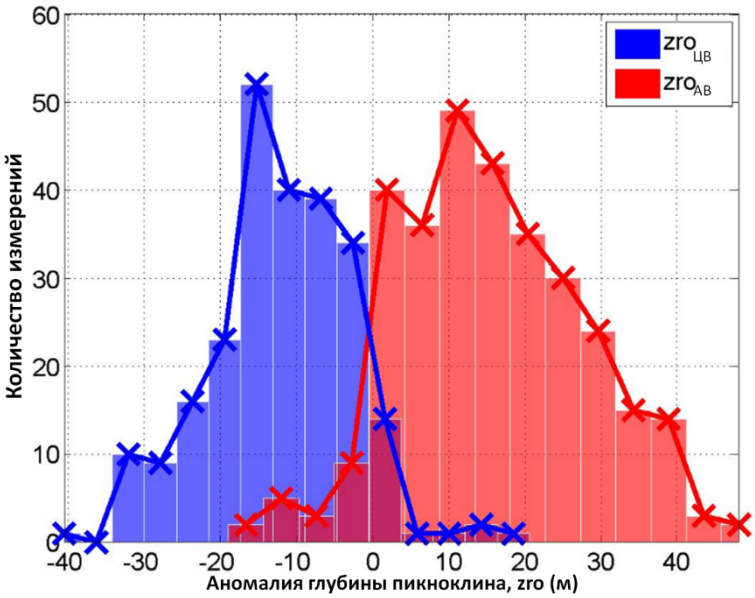

Рисунок 3.20 – Распределение гистограмм глубины аномалии изопикны ρ=1015 кг/м^3 (*Zro,* м) в АВ (красные столбики) и ЦВ (синие столбики)

В некоторых случаях были отмечены положительные аномалии *Zro* в ЦВ и отрицательные в АВ. Это может быть связано с несколькими факторами. Во-первых, для расчета на рисунке 3.20 использованы профили, которые могут быть расположены как в центре вихря, так и на его периферии. На периферии вихря *Zro* может значительно меняться, например, между АВ и ЦВ в вихревой паре. Во-вторых, положение пикноклина существенным образом связано с крупномасштабной динамикой. Межгодовая изменчивость крупномасштабной динамики и термохалинной структуры Черного моря достаточно интенсивны (подразделы 1.1, 3.1), что может приводить к неточностям при вычислении аномалий относительно осредненных за длительный период климатических полей.

Для оценки влияния вихрей Черного моря на стратификацию была рассчитана аномалия частоты Вяйсяля– Брента nb =Nb−$\overline{Nb}$ в вихрях ($Nb = \sqrt{\frac{g}{f}\frac{d\rho}{dz}}$) от ее климатических значений $\overline{Nb}$.

В верхних слоях АВ происходит конвергенция поверхностных вод с однородными термохалинными характеристиками. В результате в поверхностных слоях наблюдается отрицательная аномалия *nb*, т.е. уменьшение стратификации (Рисунок 3.21, *а*). Кроме того, из-за нисходящих движений слой максимальных градиентов плотности в АВ заглубляется, что приводит к наиболее резкому ослаблению стратификации на типичной глубине пикноклина. Усредненные по площади значения $\overline{nb}$ в АВ отрицательны в верхних слоях 0-100 м с пиком на глубине около ~60 м (Рисунок 3.21, *б*). Наблюдаемое снижение стратификации приводит к интенсификации перемешивания в поверхностных слоях АВ во время сильных ветров или

зимней конвекции. В частности, очень большие для Черного моря глубины верхнего перемешанного слоя (более 120 м) в квазистационарном Севастопольском антициклоне были выявлены и описаны в [Иванов и др., 2001; Ильин и Белокопытов, 2005]. В работе [Кубряков и др., 2019] показано, что в областях нисходящих движений ВКС может достигать 150 м. Подробно вопрос влияния вихрей на толщину ВКС исследован в подразделе 3.3.2 настоящей работы.

В то же время в глубинных слоях АВ, ниже 100 м, стратификация значительно возрастает из-за вертикального сжатия изопикнических поверхностей ниже пикноклина. Пикноклин в АВ смещается вниз на глубины 100-140 м (Рисунок 3.21, *б*), из-за чего на этих глубинах отмечается максимальное увеличение стратификации. Кроме этого глубже 100 м в АВ происходит сжатие изопикнических поверхностей, вызывающее дополнительное увеличение *Nb*. Оба этих фактора приводят к тому, что стратификация в основном пикноклине в АВ может достигать максимальных значений. В некоторых АВ *Nb* может превышать значения 0,025 1/с, что примерно в 1,5-2,0 раза выше среднего значения *Nb* на континентальном склоне. Среднее по площади АВ $\overline{nb}$ положительно в слое 100-250 м (Рисунок 3.21, *б*). Наибольшее увеличение $\overline{nb}$ наблюдается в ядре вихря на глубине 110-180 м и на периферии вихря на 80-150 м. Такое увеличение стратификации препятствует вертикальному перемешиванию с окружающими водами в нижних слоях АВ, что, вероятно, может повышать устойчивость АВ.

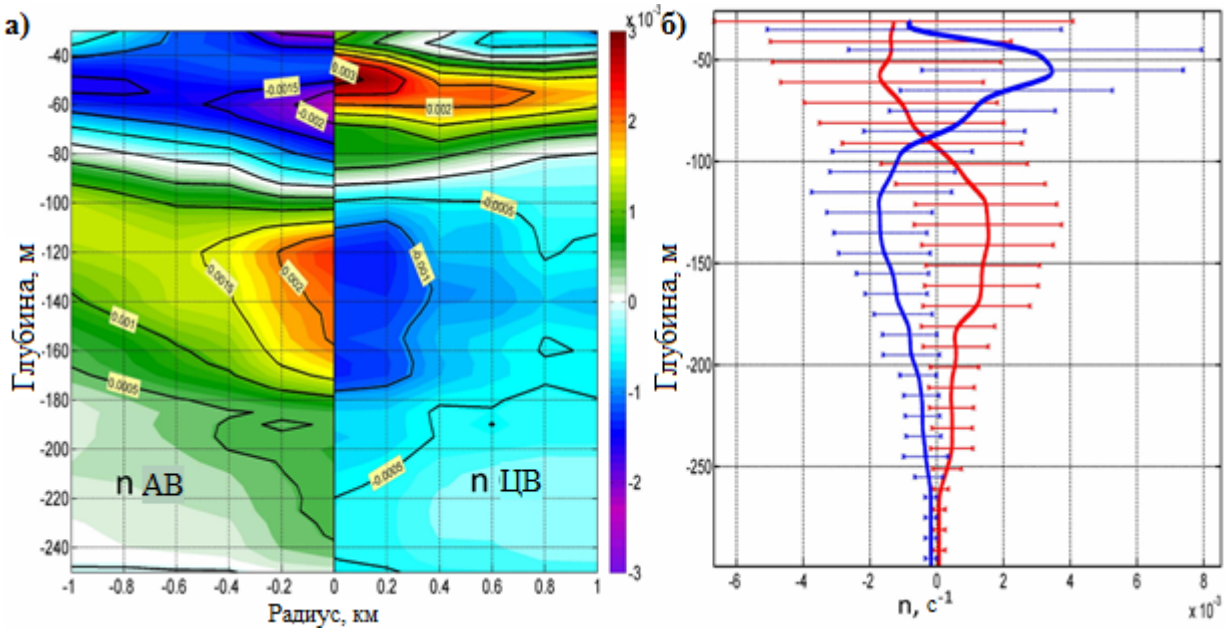

Рисунок 3.21 – Радиальная структура аномалии частоты Брента-Вяйсалля *nb* (1/*s*) в «композитном» АВ и ЦВ (*а*); усредненный по площади профиль (1/*s*) в АВ (красная линия) ЦВ (синяя линия) (*б*). Горизонтальные линии показывают стандартное отклонение nb на каждом горизонте

В ЦВ вертикальная структура *nb* противоположна (Рисунок 3.21, *а*): *nb* положительна в слое 40-80 м и отрицательна в слое 80-300 м. Подъем пикноклина приводит к росту стратификации в верхних слоях ЦВ. Максимальное увеличение *nb* отмечается выше обычного положения пикноклина на глубине 40-60 м в ядре вихря и на глубине 50-80 м на периферии вихря. Подъем пикноклина препятствует вертикальному перемешиванию и вызывает уменьшение толщины ВКС в ЦВ (подраздел 3.3). С другой стороны, подъем изопикнических поверхностей к поверхности усиливает влияние атмосферного воздействие на диапикническое перемешивание. Этот процесс вызывает вовлечение наиболее плотных холодных и соленых вод с наибольшими концентрациями биогенных элементов в верхние слои, что, в частности, может способствовать усилению цветений фитопланктона в ЦВ (подраздел 4.6). В нижних слоях ЦВ стратификация уменьшается из-за смещения пикноклина вверх и вертикального растяжения изопикнических поверхностей. В результате в протяженном слое 80-300 м в ЦВ стратификация ослабляется. Максимальное снижение *nb* отмечается на глубинах 110-170 м (Рисунок 3.21, *б*).

3.2.3.2 Влияние вихрей на стратификацию вод по данным моделирования. Данные моделирования позволяют уточнить особенности влияния вихрей на стратификацию в верхнем слое вод.

Для исследования влияния вихрей на стратификацию вод по данным моделирования использовался метод трехмерной идентификации вихрей из подраздела 1.3. На рисунке 3.22 представлены вертикальные профили средней по площади *s*, *t* и *nb* в антициклонах и циклонах Черного моря. Полученные результаты в целом согласуется с данными гидрологических зондирований, представленных на рисунках 3.17 и 3.21. Однако данные численного моделирования позволяют отметить некоторые особенности стратификации вод в верхнем слое вихрей (Рисунок 3.22, *в*).

Результаты показывают, что в вихрях обоих знаков в верхнем слое выше 20 м происходит уменьшение стратификации, наиболее резкое в поверхностном слое. Такое уменьшение может быть связано с интенсивным сдвигом орбитальных скоростей в вихрях, которое приводит к росту турбулентного перемешивания на их границе. В Черном море такой эффект наблюдался по данным микроструктурных измерений в ядре антициклона в северо-восточной части бассейна в работе [Зацепин и др., 2008].

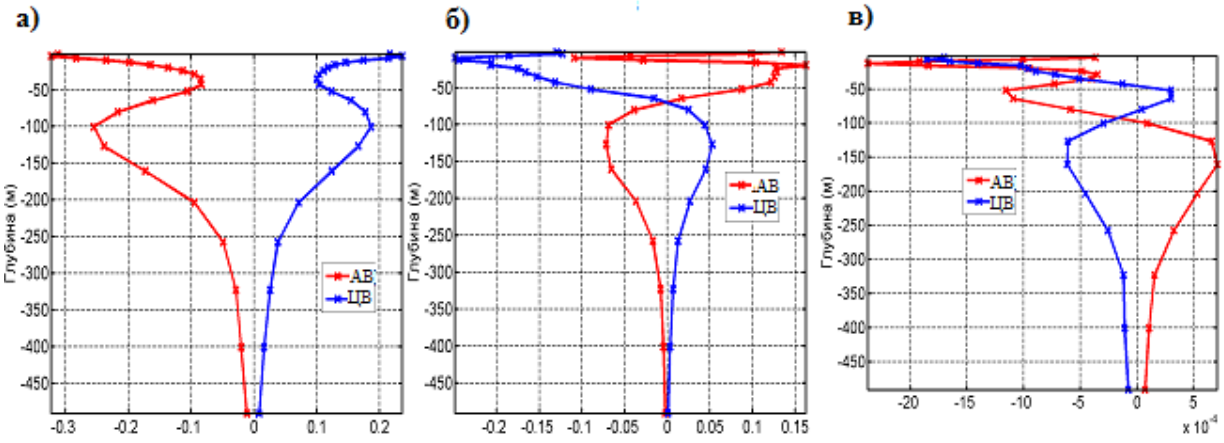

Рисунок 3.22 – Вертикальные профили средней по площади: аномалии солености, *psu* (*а*), температуры, °С (*б*), частоты Вяйсяля-Брента, 1/с (*в*). В АВ (красный цвет) и ЦВ (синий цвет) по результатам моделирования

Действительно наблюдается достаточно выраженная зависимость между увеличением орбитальной скорости и уменьшением средней по глубине аномалии частоты Вяйсяля-Брента в вихре (Рисунок 3.23, *б*), что подтверждает данное предположение. При этом средняя аномалия частоты Вяйсяля-Брента в вихрях обоих знаков отрицательна. В вихрях с *Vmax*=0,1 м/с, *nb* составляет –0,001 1/с, а в вихрях с *Vmax*=0,2 м/с, увеличивается в 2 раза до –-0,002 1/с. Как видно из рисунка 3.23, *а*, уменьшение стратификации происходит в первую очередь за счет ослабления градиентов плотности в верхнем 0-100 м слое вод, где орбитальные скорости наиболее велики. Это ослабление наиболее выражено в интенсивных ЦВ в 0-50 м слое, где динамический эффект сдвига скорости сопровождается подъемом более плотных вод. В АВ дополнительную роль в ослаблении стратификации может играть аккумуляция поверхностных вод с одинаковыми свойствами и, как следствие, увеличение толщины ВКС в их ядрах (подраздел 3.3).

В ЦВ стратификация уменьшается и в глубинных слоях (100-500 м) с вторичным максимумом в слое ниже основного пикноклина (140-160 м). Самая слабая стратификация наблюдается в крупных и мощных ЦВ с *Vmax*>0,25 см/с, что может приводить к росту интенсивности вертикального обмена в этих образованиях. В АВ из-за опускания пикноклина и компрессии изопикн стратификация ниже 100 м растет при усилении нисходящих движений (Рисунок 3.23, *а*).

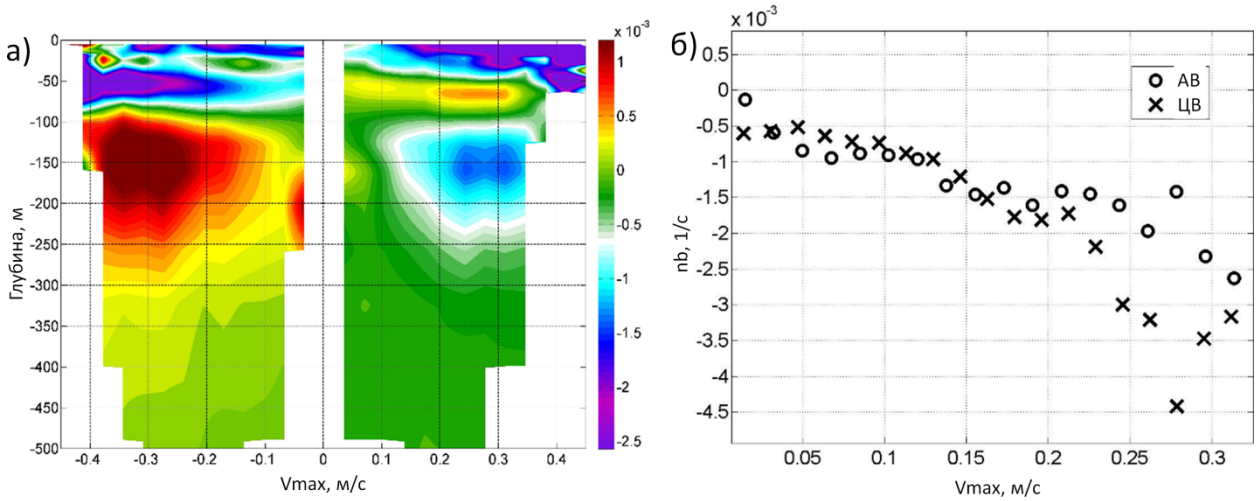

Рисунок 3.23 – Зависимость вертикального распределения (а) и зависимость средней по глубине (б) аномалии частоты Вяйсяля-Брента от максимальной орбитальной скорости вихрей (Vmax)

3.2.4 Динамическая структура вихрей

3.2.4.1 Структура вихрей по данным спутниковой альтиметрии

Для определения пространственной структуры поверхностной геострофической скорости по данным альтиметрии в каждом вихре определялись значения геострофической скорости в относительных координатах (x_r, y_r). После этого полученные пространственные распределения усреднялись по всему ансамблю вихрей. Отметим, что вихри в Черном море не являются свободными и часто находятся во взаимодействии со струей ОЧТ, протекающего вдоль континентального склона. Из-за этого пространственное распределение динамических характеристик в вихрях сильнее зависит от их расстояния от берега, чем от их широты и долготы. Для того чтобы учесть эту связь, относительные координаты для каждого вихря были повернуты таким образом, что точка y_r =1 соответствовала направлению в сторону береговой линии, т.е. разрез по оси y_r для композитного вихря представляет собой разрез, перпендикулярный берегу, от точек со стороны берега y_r =1, до точек, наиболее отдаленных от берега, для y_r =−1 [Chelton et al., 2011; Gaube et al., 2013].

Композитная структура АВ и ЦВ в поле поверхностной геострофической скорости, построенная таким образом по данным альтиметрии, приведена на рисунке 3.24. Для обоих вихрей хорошо заметны характерные особенности: скорости для антициклонов (циклонов) направлены по (против) часовой стрелки. Однако распределение скоростей для вихрей Черного моря существенно ассиметрично. В АВ минимальные скорости располагаются у берега (y_r=1), а в ЦВ вдали от берега (y_r=−1). Такое распределение связано с влиянием ОЧТ. Антициклоны в Черном море преимущественно располагаются между берегом и струей ОЧТ (Раздел 2,

[Кривошея и др., 2000; Иванов, Белокопытов, 2012]). Вблизи берега скорости в антициклоне направлены против скорости циклонического ОЧТ, а на дальней периферии – по течению. Поэтому суммарная скорость крупномасштабных и синоптических движений для антициклонов будет выше у берега и ниже в мористой его части. Аналогичная, но противоположная, ситуация будет наблюдаться и для циклонов, которые чаще образуются с мористой стороны от ОЧТ.

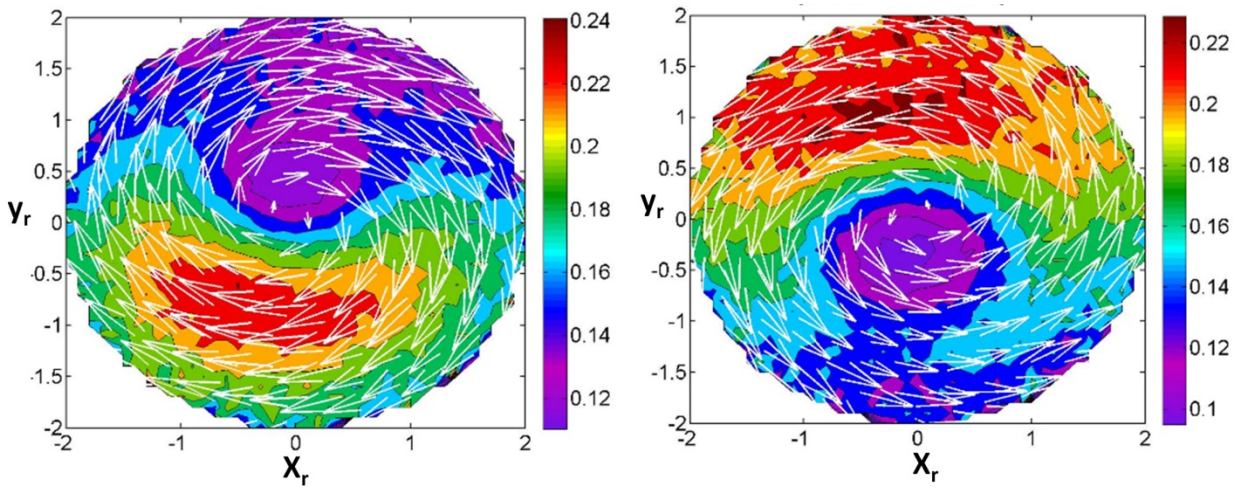

Рисунок 3.24 – Структура композитного антициклона (слева) и циклона (справа) в поле полной поверхностной геострофической скорости. Ось *Y* указывает направление на берег. Цветом показан модуль вектора скорости, м/с

3.2.4.2 Вертикальная динамическая структура вихрей

Для анализа вертикальной динамической структуры вихрей по данным о композитной структуре вихря в поле температуры и солености была рассчитана композитная структура в поле плотности. Далее динамическим методом от относительной глубины 500 м были рассчитаны геострофические скорости в композитном ЦВ и АВ (Рисунок 3.25, *а*). Следует отметить, что усреднение при вычислении композитных вихрей может привести к дополнительному сглаживанию градиентов плотности, что может привести к недооценке рассчитанных значений скорости.

Радиальная структура геострофической скорости в композитных АВ и ЦВ (Рисунок 3.25, *а*) показывает, что относительно большие значения V_g (V_g>0,05 м/с) в среднем наблюдаются на периферии вихря (r>0,4R) на глубинах 0-140 м, т.е. в слое выше основного пикноклина. Это свидетельствует о том, что смещение основного пикноклина является основным источником потенциальной энергии для крупных черноморских вихрей.

Геострофическая скорость в композитном АВ на поверхности составляет около 0,12-0,15 м/с и достигает максимума (V_g=0,18 м/с) на глубине 40 м. В композитном ЦВ скорость

максимальна на поверхности (V_g=0,15 м/с). Скорости с величинами более 0,1 м/с наблюдаются в слое 0-100 м в АВ и в слое 0-70 м в ЦВ. Ниже 150 м глубины и в центре вихря рассчитанные значения скоростей были ниже 0,04 м/с.

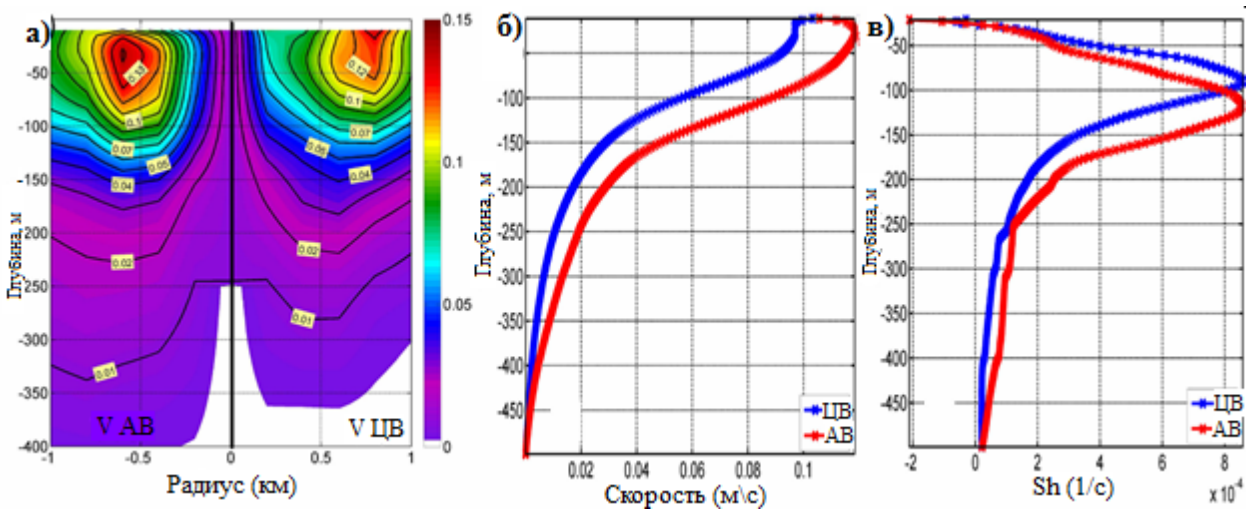

Рисунок 3.25 – Радиальная структура величины геострофической скорости (м/с) в композитных АВ и ЦВ (*а*); усредненный по площади профиль *V* (м/с) в АВ (красная линия) и ЦВ (синяя) (*б*); усредненный по площади профиль *sh* (1/с) в АВ (красная линия) и ЦВ (синяя линия) (*в*)

Анализ вертикальных профилей усредненной по площади геострофической скорости (Рисунок 3.30, *б*) показывает, что на всех глубинах средняя орбитальная скорость в АВ выше, чем в ЦВ на 2-3 см/с. Отметим, что усредненная по площади скорость меньше максимальной орбитальной скорости в вихрях, так как она включает значения в центре вихря, где скорости близки к нулю. Относительно большие усредненные по площади орбитальные скорости (V_{mean}>0,05 м/с) наблюдаются на глубинах до 150 м в АВ и до 100 м в ЦВ.

В поверхностных слоях скорость АВ выше примерно на 20%, а в более глубоких слоях (150-400 м) она в два раза выше, чем скорость ЦВ. Это согласуется с предыдущими исследованиями, которые показывают, что АВ более интенсивны, чем ЦВ в Черном море (подраздел 1.2 [Латун, 1989; Голубев и Тужилкин, 1992; Oguz et al, 1992; Oguz et al, 1993; Иванов, Белокопытов, 2013; Кубряков, Станичный, 2015; Kubryakov, Stanichny, 2015]).

Чтобы понять причину этих различий, был рассчитан вертикальный сдвиг геострофической скорости в АВ и ЦВ, $sh = dV_g/dz$. Усредненные по площади профили $\overline{sh}$ показывают, что его значения практически равны в АВ и ЦВ (Рисунок 3.25, *в*). Однако высокие значения вертикального сдвига расположены глубже в АВ, где большие положительные значения *sh* (усредненный по площади сдвиг $\overline{sh}$ >4·10^{-4} 1/с) наблюдаются на глубинах 60-170 м (Рисунок 3.30, *в*), с пиковыми значениями $\overline{sh}$ ≥8·10^{-4} 1/с на глубине *z*=110 м.

Значения $\overline{sh}$ в ЦВ относительно высоки на глубинах 50-150 м. Максимальное значение $\overline{sh}$, составляет как и для АВ, $\overline{sh}$ =8·10^{-4} 1/с, однако пик находится несколько ниже, чем в АВ, на глубинах z=90 м.

Положение максимума вертикального сдвига $\overline{sh}$ хорошо соответствует глубине пикноклина в вихрях, которая составляет в среднем 90 м в ЦВ и 110 м в АВ (Рисунок 3.20). Геострофическая скорость резко затухает ниже пикноклина. В более глубоких слоях горизонтальные градиенты плотности малы, поэтому вертикальные смещения изопикн вызывают только слабые возмущения горизонтальных градиентов давления, которые не порождают сильные течения. Так как в АВ пикноклин глубже, затухание орбитальных скоростей начинается на большей глубине, поэтому они проникают в более глубинные слои, чем в ЦВ, где пикноклин приподнят. Дополнительный вклад в интенсификацию АВ в глубоких слоях вносят вертикальных градиенты плотности, связанные со сжатием изопикн на глубине 100-200 м (Рисунок 3.21). Напротив, растяжение изопикн в ЦВ (Рисунок 3.23, *а*) вызывает ослабление горизонтальных градиентов плотности, а, следовательно, геострофической скорости в глубинных слоях.

Геострофическая скорость в верхних слоях определяется интегральным по всему нижележащему слою смещением изопикн и связанным с ними геострофическими скоростями. Поскольку нисходящие движения в АВ проникают глубже и занимают более широкий слой, их геострофическая скорость в верхних слоях будет выше, чем в ЦВ. Этот процесс способен объяснить более высокие значения орбитальной скорости в АВ по сравнению с ЦВ, отмечаемое по данным контактных и спутниковых наблюдений в Черном море [Латун, 1987; Kubryakov, Stanichny, 2015a] и Мировом океане [Chelton et al, 2011]. Радиус вихрей Черного моря тесно связан с их орбитальными скоростями (подраздел 1.2 [Кубряков, Станичный, 2015a]). Различный знак вертикальных скоростей в АВ и ЦВ, связанные с ними опускание/подъем пикноклина и сжатие/растяжение изопикнических поверхностей, может объяснить тот факт, что размеры АВ, как правило, больше, чем размеры ЦВ.

3.2.5 Сезонная изменчивость термохалинной структуры вихрей

Для того чтобы оценить сезонную изменчивость термохалинной структуры вихрей были выбраны гидрологические профили вихрей отдельно в каждом сезоне года. Затем, на основании выбранных профилей была вычислена средняя радиальная структура и вихрях. Результат представлен на рисунке 3.26. Во все сезоны, кроме зимы, максимум в АВ примерно соответствует положению основного пикноклина и находится на глубине 100 м

(Рисунок 3.26, *а*). Высокие отрицательные значения ($\bar{s}$<−0,2 *psu*) занимают слой шириной около 120 м на глубинах 50-170 м. Наибольшая аномалия наблюдается летом – осенью с максимумом $\bar{s}$=−0,65 *psu* на 100 м. Весной максимальное значение ниже $\bar{s}$=−0,55 *psu*. В поверхностных слоях $\bar{s}$≈−0,15 *psu* летом и осенью и $\bar{s}$≈−0,1 *psu* зимой и весной.

Зимой аномалии солености в АВ существенно ниже. Слой относительно высоких значений ($\bar{s}$<−0,2 *psu*) расположен на относительно небольших глубинах 50-100 м по сравнению с другими сезонами и имеет значительно меньшую ширину (около 50 м). Максимум наблюдается на глубине *z*=70 м и составляет $\bar{s}$-0,3 *psu*, т.е. в 2 раза ниже, чем в теплый период года.

Такие изменения в АВ хорошо совпадают с оценками сезонной изменчивости орбитальной скорости АВ, полученными по альтиметрическим данным (подраздел 1.2). *Vmax* принимает наибольшие значения в сентябре (в конце лета – начале осени) и наименьшие – в зимний период (январь-февраль) [Kubryakov, Stanichny, 2015b].

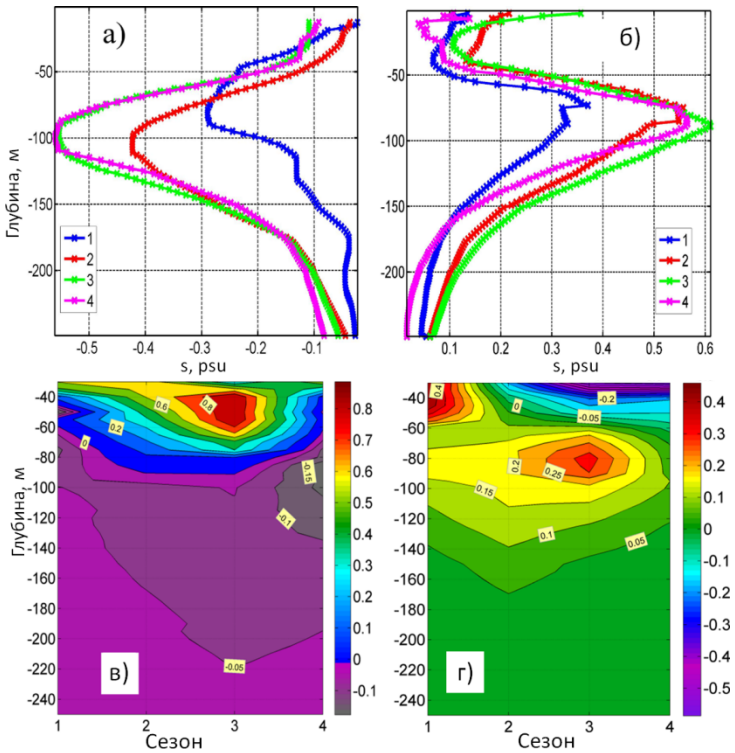

Рисунок 3.26 – Вертикальный профиль средней по площади вихря аномалии солености (*psu*) для разных сезонов: в антициклонах (*а*); циклонах (*б*). Сезонная диаграмма средней по площади вихря аномалии температуры (°С): в антициклонах (*в*); циклонах (*г*). (1 – зима; 2 – весна; 3 – лето; 4 – осень)

Схожий сезонный ход халинной структуры наблюдаются в ЦВ (Рисунок 3.26, *б*). Зимой, в период наименьшей стратификации, аномалия солености минимальна и расположена на самой малой глубине (около 60 м), несколько глубже ВКС на континентальном склоне Черного моря (подраздел 3.3). Максимум солености в ЦВ составляет около 0,35 *psu*, что на 0,05 *psu* выше, чем

в АВ. Летом аномалии солености $\bar{s}$ в ЦВ максимальны. Пиковые значения расположены на глубине 90 м и составляют $\bar{s}$≈0,6 psu. Высокие значения ($\bar{s}$>0,2 psu) наблюдаются в слое 60-120 м зимой и в слое 50-150 м в другие сезоны.

Сезонные различия особенностей вертикальной стратификации являются одной из возможных причин наблюдаемой сезонной изменчивости термохалинной структуры вихрей, в частности, их ослабления в зимний период. Зимой сезонное выхолаживание приводит к формированию однородного по температуре и солености слоя ВКС шириной около 50 м над континентальным склоном бассейна (подраздел 3.3). Проникновение опресненных вод поверхностного слоя на эти глубины вследствие конвективного перемешивания увеличивает вертикальный градиент солености на нижней границе ВКС (пункт 3.1.3). Это приводит к тому, что в зимний период на континентальном склоне здесь формируется второй интенсивный халоклин. Он располагается приблизительно на глубинах 50-70 м примерно на 20-30 м выше, чем основной пикно-халокин. Иллюстрация этого процесса изображена на рисунке 3.27, где показаны средние профили вертикального градиента солености *dS/dz* над континентальным склоном бассейна (глубины 500-1500 м) в июле и январе, рассчитанные с использованием всех доступных данных в 1992-2016 гг. Летом (красная линия) наблюдается только один максимум *dS/dz* на глубине 90 м, соответствующий положению основного халоклина. Зимой на глубинах 60-70 м у нижней границы ВКС образуется второй максимум *dS/dz*, сопоставимый с первым по амплитуде (синяя линяя).

Максимум аномалии солености в синоптических вихрях в зимний период соответствует положению этого второго вышележащего максимума *dS/dz*. Таким образом, основной источник потенциальной энергии зимой для вихрей Черного моря расположен на нижней границе ВКС, а не в основном пикноклине. Неоднородность вертикального перемешивания при зимней конвекции и связанная с ней бароклинная неустойчивость на нижней границе перемешанного слоя является вероятной причиной основной генерации вихрей в холодный период года. Ряд недавних работ показывает, что такой же механизм в большой степени ответственен за генерацию субмезомаштабных циклонов в различных районах Мирового океана [Calies et al., 2015; McWillams et al., 2016].

Аномалии солености $\bar{s}$ в вихрях в зимний период быстро затухают на глубине ниже 100 м. Это говорит о том, что вертикальные движения и связанные с ними орбитальные движения вихрей почти не проникают ниже второго скачка плотности – основного пикноклина. Глубже 150 м значения $\bar{s}$ в АВ в зимний период стремятся к нулю, в то время, как в другие сезоны они достаточно высоки, составляя $\bar{s}$=−0,1 *psu* на глубине 200 м, $\bar{s}$ = 0,05 *psu* на глубине 350 м. Увеличение вертикального сдвига скорости на двух формирующихся пикно-халоклинах

является вероятной причиной быстрого затухания орбитальных скоростей в глубинных слоях в этот период.

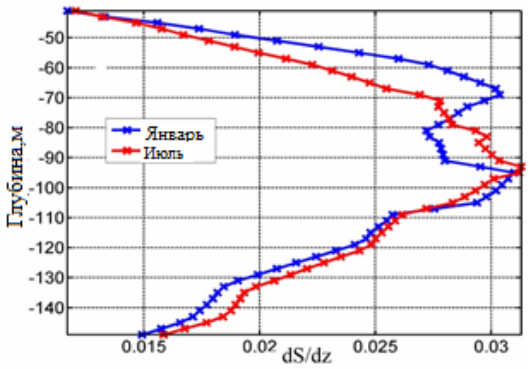

Рисунок 3.27 – Средние профили *dS/dz* (*psu*/м) над континентальным склоном (глубины 500-1500 м) в январе (синяя линия) и июле (красная линия) 1992-2016 гг.

Сезонная изменчивость потоков соли в поверхностных слоях является еще одним фактором, вызывающим интенсификацию вихрей в летний период, и рост аномалии солености в них. В конце весны и начале лета интенсивный сток рек вызывает значительное опреснение верхних слоев Черного моря и увеличение халинной стратификации. Эти солоноватые речные воды переносятся в центральную часть бассейна из-за ослабления крупномасштабной циклонической циркуляции [Кубрякова и др., 2017] и кросс-шельфового переноса, вызванного самими синоптическими вихрями [Oguz et al., 2002; Зацепин и др., 2002, 2003; Shapiro et al., 2010; Kubryakov et al, 2016, 2018a]. Увеличение вертикальных градиентов солености и температуры в теплый период года приводит к росту доступной потенциальной энергии и способствует поверхностной интенсификации вихрей (подраздел 1.4). В то же время зимой вертикальные градиенты солености в верхнем слое 0-50 м ослабевают за счет зимней конвекции, что также приводит к наблюдаемому уменьшению в вихрях Черного моря в холодный период года.

Сезонная изменчивость в АВ (Рисунок 3.26, *в*) характеризуется максимальной аномалией температуры летом и минимальной зимой. Более крупные и более интенсивные летние антициклоны накапливают большее количество тепла в своих верхних слоях. Теплая аномалия в среднем занимает верхний 90-метровый слой и достигает 0,8°C при z=50 м. Холодная аномалия, связанная с аккумуляцией вод ХПС в АВ, также занимает наибольший слой в летний период. Высокие отрицательные значения наблюдаются на глубинах 100-250 м с $\bar{t}$ <-0,05°C. Осенью положительные аномалии температуры в АВ наблюдаются только в самом верхнем слое 0-35 м. В то же время значения отрицательных аномалий в глубинных слоях достигает

максимума в этот период и составляет от $\bar{t}$=0,15°C до $\bar{t}$=0,2°C на глубине 80-140 м. Зимой интенсивность АВ ослабевает и наблюдаются минимальные значения аномалии во всех слоях.

Выразительной особенностью сезонного хода в ЦВ является смена знака в поверхностных слоях в зимний период (Рисунок 3.26, *г*). Зимой температура ВКС может опускаться до крайне низких значений (5°C). В то же время температура глубинных слоев всегда выше 8°C. Таким образом, температура растет с глубиной, а устойчивость вод определяется интенсивной халинной стратификацией. Циклонические вихри вызывают подъем теплых вод из глубоких слоев зимой, которые замещают холодные поверхностные воды ХПС. Этот процесс приводит к возникновению положительных аномалий величиной от 0,2 до 0,4□ в верхнем слое 30-60 м в ЦВ. Весной сезонный прогрев резко повышает температуру верхних слоев, что приводит к формированию ХПС. Вертикальный подъем ХПС в циклонах в теплый период года вызывают отрицательную аномалию на глубинах выше 50 м, где *dt/dz*<0 и положительную ниже этих глубин где *dt/dz*>0. Максимальная отрицательная аномалия температуры в ЦВ наблюдается в поверхностном слое летом и осенью, в период наиболее сильной термической стратификации, когда $\bar{t}$>−0,5°C. Во все сезоны положительна ниже *z*=60 м. Максимальные положительные значения наблюдаются на глубине 60-100 м с пиком в летний период. В это время аномалия температуры на *z*=85 м превышает значение 0,4°C. Весной относительно большие положительные аномалии (>0,05°C) в ЦВ наблюдаются до глубины *z*=160 м.

3.2.6 Связь термохалинной структуры и интенсивности вихрей

Как показано в подразделах 3.2.2-3.2.5, основной причиной наблюдаемых термохалинных аномалий в вихрях является смещение пикно-халоклина. Сравнение *Zro* и усредненной по столбцам аномалии солености в слое *z* от 20 до 500 м показывает наличие прямой связи между этими двумя параметрами (Рисунок 3.28, *а*). $\bar{s}_{(20-500)}$ линейно пропорционально *Zro* с корреляцией ~0,87. Чем глубже пикноклин, тем ниже аномалия солености. Снижение/подъем пикноклина на 10 м приводит к уменьшению/увеличению аномалии на 0,1 *psu* (Рисунок 3.28, *а*). Тогда усредненная по глубине аномалия солености в слое 20-500 м может быть представлена как линейная функция *Zro*:

$$\bar{s}_{(20-500)} = C_s * zro, \tag{3.5}$$

где C_s =-0.1psu/m.

Температурные аномалии в вихрях также зависят от изменения глубины пикноклина. Однако из-за существования ХПС знак этой зависимости противоположен в верхних и нижних слоях вихря: *t* в слое от (0-60 м) прямо пропорционален *Zro*, в то время как *t* в слое (60-500 м)

обратно пропорционален *Zro* (Рисунок 3.28, *б*, *в*). Зависимость практически линейна для обоих слоев и может быть выражена как:

$$\bar{t}_{(60-500)} = -C_{t1} * zro; \bar{t}_{(0-60)} = C_{t2} * zro \quad (3.6)$$

Здесь $C_{t1} = -0.0045$ °/м, $C_{t2} = 0{,}07$ °/м

Корреляция между *t* и *Zro* слабее, особенно в верхних слоях, температура которых значительно зависит от влияния короткопериодных атмосферных колебаний. В более интенсивных ЦВ/АВ положение верхней границы ХПС может подниматься/опускаться выше или ниже, чем условная глубина *z*=60 м (СКО на рисунке 3.18, *г*). Из-за этого для слоя 60-500 м значение корреляции между *t* и *Zro* является умеренным (-0,6), а для слоя 0-60 м оно относительно мало (+0,3).

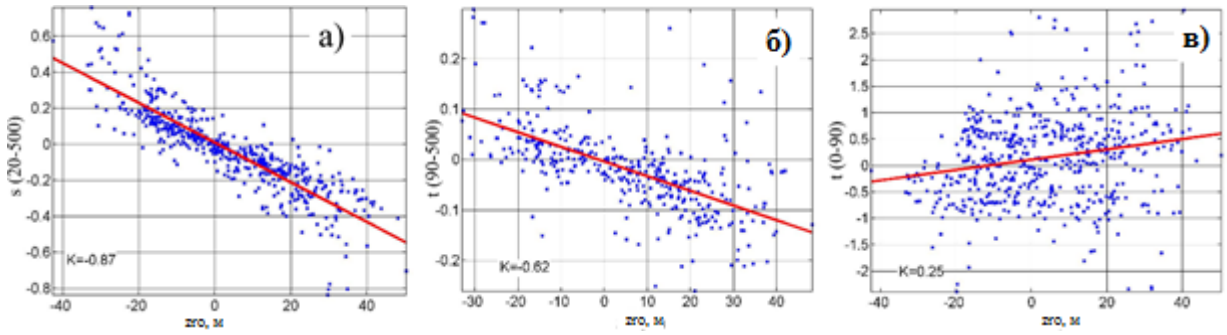

Рисунок 3.28 – Зависимость усредненной по глубине аномалии солености в слое 20-500 м, *psu* (*а*); аномалии температуры (°С) в слое 60-500 м (*б*); аномалии температуры (°С) в слое 0-60 м в вихрях обоих знаков от аномалии положения пикноклина *Zro*, м (*в*)

В то же время глубина пикноклина *Zro* в вихрях в значительной степени связана с рассчитанными по данным альтиметрии орбитальными скоростями вихрей (Рисунки 3.29, *а*, *б*). Для определения этой связи были использованы только гидрологические профили вихря на расстоянии не более 0,5*R* от центра вихря, т.е. там, где смещения пикноклина должны быть наиболее выражены. Очевидно, что в более интенсивных вихрях вертикальная скорость и аномалия положения пикноклина будет возрастать. Например, в АВ с *Vmax*=0,10 м/с пикноклин заглубляется на 10 м; в АВ с *Vmax*=0,3 м/с на 20 м. Корреляция между *Vmax* и *Zro* для АВ составляет 0,64. В ЦВ значение корреляции ниже (*k*=0,52), что может быть связано с меньшим количеством доступных в ЦВ измерений. Зависимость между *Vmax* и *Zro* для АВ и ЦВ можно описать как:

$$zro_{AE/CE} = \pm \mathrm{Cz} * Vmax_{AE/CE}, \quad (3.7)$$

где коэффициент *Cz* =90 с.

Используя уравнения (3.5-3.7), можно получить, что:

$$\bar{s}_{(20-500)} = \mp k_s * Vmax_{AE/CE}; \quad (3.8)$$

$$\bar{t}_{(60-500)} = \mp k_{t_deep} * Vmax_{AE/CE}; \quad (3.9)$$

$$\bar{t}_{(0-60)} = \pm k_{t_surf} * Vmax_{AE/CE}; \quad (3.10)$$

где коэффициенты: k_s=0,9 (*psu*·с/м); k_{t_deep}=0,4 (°·с/м); k_{t_surf}=6,3 (°·с/м).

Эти уравнения будут использованы в пункте 3.2.8 для количественного определения тепло– и солезапаса в вихрях Черного моря на основе полученных по альтиметрическим данным значений орбитальных скоростей вихрей.

Орбитальная скорость и радиус в вихрях Черного моря в значительной степени коррелируют. Зависимость между *R* и *Vmax* в синоптических вихрях Черного моря: R=140·10^3·*Vmax* представлена в пункте 1.2.2 [Кубряков, Станичный, 2015]. Следовательно,

$$\bar{s}_{(20-500)} = \mp 6{,}5 * 10^{-6} R_{AE/CE}; \bar{t}_{(60-500)} = \mp 2{,}8 * 10^{-6} R_{AE/CE}. \quad (3.11)$$

Это соотношение может быть использовано для количественных оценок термохалинной структуры относительно крупных синоптических вихрей с использованием данных об их размере, полученных по оптическим или инфракрасным спутниковым изображениям.

Для расчета зависимости вертикального распределения $\bar{s}$ от орбитальной скорости вихря, данные о вихрях были разбиты по интервалам *Vmax* в диапазонах 5±3.2 см/с, 10±3.2 см/с и т.д. (легенда на рисунке 3.29 *в*, *г*). Рассчитанная зависимость вертикального распределения $\bar{s}$ от *Vmax* в АВ показана на рисунке 3.29, *в*. В слабых АВ (*Vmax*<0,13 м/с) $\bar{s}$ достаточно мало и отлично от нуля только в слое 0-100 м с максимумом на глубине 60 м (0,2 *psu*). В более интенсивных вихрях (*Vmax* от 0,15 до 0,2 м/с – зеленая линия) аномалии солености в 2 раза выше с максимальным значением $\bar{s}$=−0,4 *psu*. Дальнейшая интенсификация вихрей приводит к значимому заглублению нижней границы слоя с высокими отрицательными аномалиями солености на глубинах 100-250 м. Наибольшие аномалии, которые достигают $\bar{s}$=−0,8 *psu*, наблюдаются на глубине 110 м для АВ с *Vmax*>0,45 м/с. Отметим также наличие второго

максимума $\bar{s}$ в глубинных слоях бассейна с пиком на глубине 300 м в интенсивных АВ с *Vmax*>0,2 м/с, где достигает достаточно высоких значений: $\bar{s}$ =−0,1 *psu*. Этот второй максимум находится в зоне сопряжения вод Черного моря с водами средиземноморского происхождения, поступающих через Босфорский пролив и распространяющимися в слое 250-500 м в бассейне [Иванов, Белокопытов, 2012; Falina et al., 2017]. Локальный рост градиентов солености между этими водами и вышележащими менее солеными водами Черного моря приводит к появлению отрицательных аномалий солёности в результате нисходящих движений в АВ. Рост градиентов плотности в слое 250-350 м может способствовать дополнительному увеличению потенциальной энергии вихрей, способствуя их интенсификации в этих глубинных слоях бассейна.

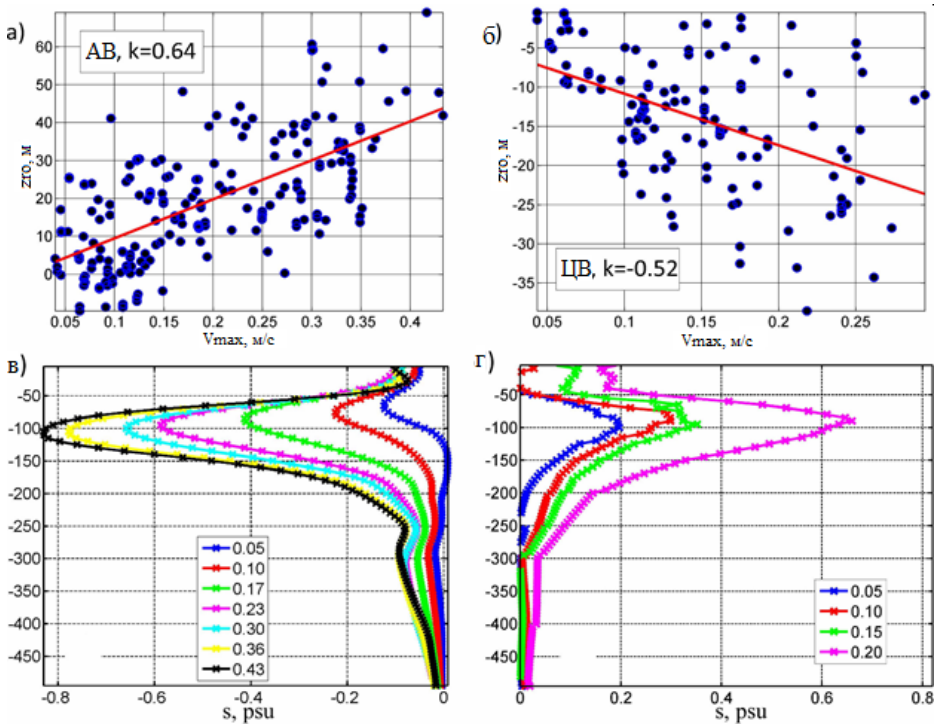

Рисунок 3.29 – Диаграмма зависимости между аномалией глубины пикноклина *Zro* (м) и максимальной орбитальной скоростью *Vmax* (м/с) в: *а* – АВ, *б* – ЦВ (красная линия показывает линейную регрессию); радиально усредненные профили *s* (*psu*) в АВ (*в*), ЦВ для различных значений вихревой максимальной орбитальной скорости *Vmax* (*г*)

Аналогичная зависимость между интенсивностью вихрей и вертикальным распределением $\bar{s}$ наблюдается для ЦВ (Рисунок 3.29, *г*). В самых слабых ЦВ максимум $\bar{s}$ составляет от 0,1 до 0,2 *psu* на глубинах 50-150 м. С увеличением орбитальной скорости до 0,2 м/с, $\bar{s}$ возрастает до значений $\bar{s} = 0{,}25$ *psu*. Относительно большие аномалии солености

($\bar{s} > 0{,}1$ *psu*) при этом наблюдаются в слое 0-200 м. В наиболее интенсивных ЦВ $\bar{s}$ на глубине пика 90 м составляет $\bar{s} = 0{,}65$ *psu* и превышает $\bar{s} = 0{,}2$ *psu* на глубинах 50-200 м.

3.2.7. Эволюция и вертикальная скорость вихрей

Для исследования изменений характеристик синоптических вихрей в процессе их развития и затухания по данным альтиметрии был рассчитан относительный возраст *EL* вихрей, который определяется как время существования вихря, деленное на время его жизни. Далее, рассчитывался усредненный по площади композитный профиль термохалинных характеристик для разных интервалов возраста вихрей (*EL*=0÷20%, 20÷40%, 40÷60%, 60÷80%, 80÷100%) (Рисунок 3.30, *а*, *б*). Для этого анализа были использованы гидрологические измерения только в долгоживущих вихрях, время существования которых превышало 30 дней. Среднее время жизни для таких вихрей, составило 40 дней для АВ и 35 дней для ЦВ. Максимальное время жизни вихря в используемом массиве было равно 9 месяцев.

Максимальное значение $\bar{s}$ наблюдается в середине жизни АВ (*EL*=50 %) (Рисунок 3.30, *а*). При *EL*=10% пик $\bar{s}$ находится на глубине 100 м и $\bar{s}$=−0,4 psu, для *EL*=30% $\bar{s}$ =−0,6 *psu*, для *EL*=50% $\bar{s}$ принимает наибольшее значение $\bar{s}$=−0,7 psu. Затем $\bar{s}$ начинает уменьшаться: при *EL*=70% $\bar{s}$=−0,5 *psu*, а при *EL*=90 % $\bar{s}$ =−0,4 *psu*. Таким образом, в течение первой половины жизни АВ аномалии солености в нем возрастают, то есть происходит заглубление изохалин и интенсификация вихря. После *EL*=50% АВ начинает ослабевать и аномалии солености в нем уменьшаются. Эти результаты согласуется с анализом эволюции отдельных вихрей в Разделе 1.4.1.

Отметим, что на первом этапе жизни вихря *EL*=10 %, аномалия солености уже достаточно велика ($\bar{s}$ = 0,4 *psu*). Вероятно, процесс образования вихря сопровождается наиболее значительными вертикальными движениями, сопровождающимся резким увеличением аномалии солености и заглублением пикноклина. Аналогичным образом диссипация вихрей может приводить к резкому уменьшению *s*: от $\bar{s} = -0{,}4$ *psu* до $\bar{s}$ = 0 *psu*. Кроме того, подобные высокие значения могут быть связаны с усреднением при построении профилей композитных вихрей.

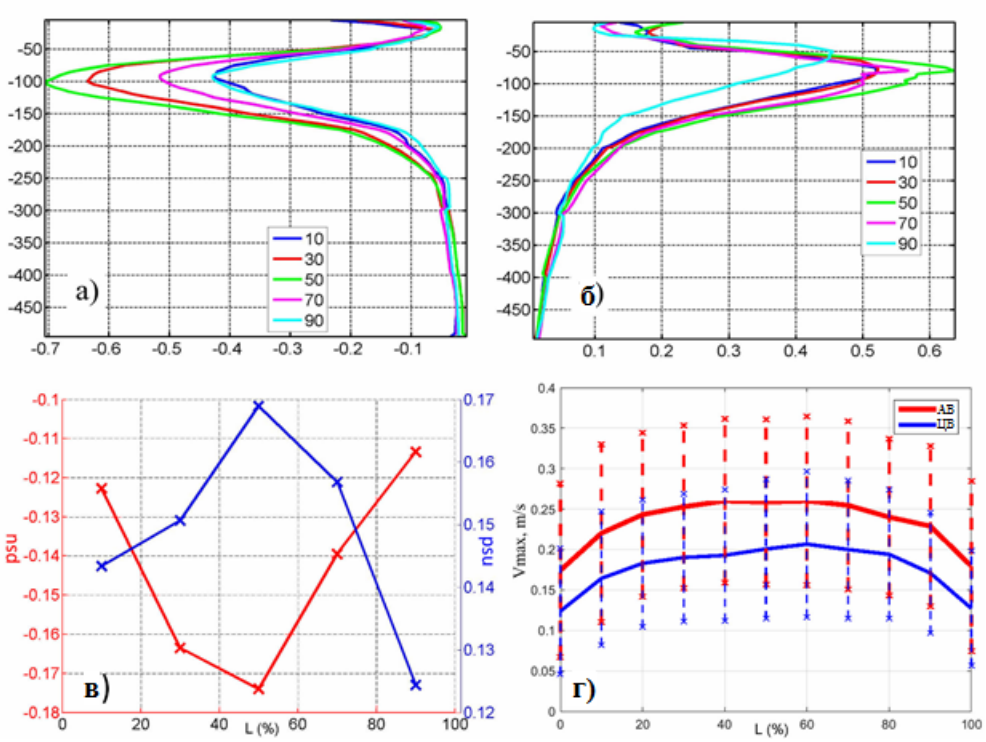

Рисунок 3.30 – Профили $\bar{s}$ на разных стадиях их жизни в АВ (*а*), ЦВ (*б*). Цвет профиля отображает процент времени жизни вихря, который указан в легенде). Зависимость $\bar{s}$ (*psu*) в АВ (красная линия) и ЦВ (синяя линия) в 20-500 м слое от процента времени существования вихря (*в*); полученная по альтиметрическим данным зависимость между максимальной орбитальной скоростью (м/с) в АВ (красная линия) и ЦВ (синяя линия) от процента времени существования вихря (*г*). Вертикальные линии на рисунке 3.30, *г* показывают стандартное отклонение *Vmax* на каждой стадии жизни

Схожая, но противоположная по знаку картина эволюции $\bar{s}$ наблюдается в ЦВ (Рисунок 3.30, *б*). В начале жизни ЦВ положительные аномалии солености с максимумом ($\bar{s}$ =0,5 *psu*) наблюдаются на глубине 75 м. В дальнейшем $\bar{s}$ растет, его пик заглубляется, достигая максимальных значений в середине жизни вихря (*EL*=50 %), когда $\bar{s}$ на глубине 90 м принимает значение $\bar{s}$ =0,65 *psu*. Самые слабые аномалии солености наблюдается в конце существования ЦВ. При *EL*= 90 % значение максимума $\bar{s}$ =0,4 *psu* и находится на самой малой глубине 50 м.

Эволюция усредненных по глубине аномалий солености $\bar{s}_{(20-500)}$для АВ и ЦВ показана на рисунке 3.30, *в*. В АВ аномалии солености растут от $\bar{s}_{(20-500)} = -0{,}12$ *psu* при *EL*=10 % до $\bar{s}_{(20-500)} = -0{,}18$ *psu* при *EL*=50 %, а затем уменьшается до значений $\bar{s}_{(20-500)} = -0{,}1$ *psu* при *EL*=90%. Схожая, но противоположная по знаку изменчивость наблюдаются в ЦВ, где

$\bar{s}$ увеличивается от $\bar{s}$ =0,14 *psu* при *EL*=10 % до $\bar{s}$ =0,17 *psu* при *EL*=50 %, а затем уменьшается до $\bar{s} = 0{,}12$ *psu* при *EL*=90 %.

Полученная изменчивость термохалинных характеристик вихря аналогична изменчивости их орбитальной скорости в процессе эволюции (Рисунок 3.35, *в* и подраздел 1.2) [Кубряков и др., 2015]. Аналогичная зависимость получена и для других акваторий, например, для восточной части Тихого океана [Chaigneux и др., 2008]. *Vmax* быстро растет в течение первых 25% времени жизни вихря, в период от *EL*=25 % до *EL*=50 % скорость роста снижается, но продолжает расти до максимума при *EL*=50 %. После середины жизни вихря Vmax медленно уменьшается до *EL*=80 %, а затем резко падает до минимальных значений.

Таким образом анализ показывает, что в первую половину жизни АВ интенсифицируется, это вызывает конвергенцию в верхних слоях, что приводит к аккумуляции опресненных вод в его ядре. Когда вихрь достигает середины своей жизни, он начинает замедлятся, конвергенция ослабевает, и аккумулированная вода высвобождается из его ядра. Таким образом, во второй половине жизни в АВ будет наблюдаться не конвергенция, а дивергенция вод. Такое изменение знака дивергенции, предсказанное ранее в работах [Sweeney, 2003], может значительно влиять на развитие физико-биологических процессов на разных стадиях жизни вихря.

Вертикальная скорость v_z в вихре может быть оценена как $v_z = d(Z(\rho))/dt$, где Z(ρ) – глубина залегания изопикнических поверхностей в вихре, *dt* – временной интервал. Следует отметить, что этот параметр представляет не полную вертикальную скорость (которая включает, в том числе агеострофические движения), но вертикальную скорость смещения изопикн.

Для вычисления v_z на основе всего массива данных были определены профили аномалии плотности ρ' в ЦВ и АВ. Затем к этим аномалиям был прибавлен средний профиль плотности в бассейне <ρ>: ρ=ρ'+<ρ>. Далее рассчитывалась вертикальная диаграмма зависимости ρ относительно возраста *EL*. После этого была определена зависимость *Z*(ρ) от *EL* для каждой изопикны с шагом по плотности 0,05 кг/м^3. Вертикальная скорость смещения изопикн была рассчитана как $v_z = d(Z(\rho))/dt$, где *dt* была принят за $0{,}2 \cdot \overline{EL}$. Здесь $\overline{EL}$ – средняя продолжительность жизни вихря (40 дней для АВ и 35 дней для ЦВ).

Эволюция, рассчитанной вертикальной скорости, в течение времени жизни АВ показана на рисунке 2.31, *а*. Вертикальная скорость v_z меняет свой знак в середине жизни вихря, когда вихрь начинает ослабевать и изопикны в нем начинают выравниваться. В начале формирования АВ наблюдается конвергенция, которая приводит к нисходящей вертикальной скорости и

опусканию изопикн. Во время интенсификация АВ (в интервале значений от *EL*=0% до *EL*=40%) v_z велика и отрицательна на глубинах 50-300 м. Значения v_z в начале жизни АВ достигают v_z=−8·10^{-6} м/с (около 0,7 м/сут) с максимумом на 110 м, что соответствует глубине пикноклина. Отметим, что в то же время v_z направлена вверх в поверхностных слоях (0-50 м) и в наиболее глубинных слоях ниже 300 м. В частности, на глубине 400 м v_z=+10^{-6} м/с. Это свидетельствует о том, что в верхнем слое АВ (*z*=50 м) наблюдается растяжение изопикнических поверхностей в то время, как в глубинных слоях наблюдается сжатие изопикн.

Ситуация полностью меняется после *EL*=50% в период ослабления АВ. Во всех слоях знак v_z изменяется на противоположный, поскольку изопикны начинают выпрямляться. Следовательно, частицы, расположенные на изопикнах на глубинах 50-300 м, движутся вверх, что приводит к дивергенции в АВ в течение второй половины его жизни. В АВ v_z достигает максимальных положительных значений (v_z=6·10^6 м/с или 0,5 м/сут) на глубине 120 м при *EL*=70%. Как было отмечено выше, наиболее значительное изменение термохалинной структуры вихрей происходит в начале и в конце жизни вихря, в этот период вертикальные скорости могут достигать максимальных значений. Если оценить скорость изменения изопикн от их невозмущенного состояния до их положения в вихре при *EL*=10 %, то полученные значения вертикальной скорости будут в 10 раз выше. Скорости, рассчитанные во время формирования вихря, достигают v_z=8·10^{-5}м/с, т.е. около 10 м/сут.

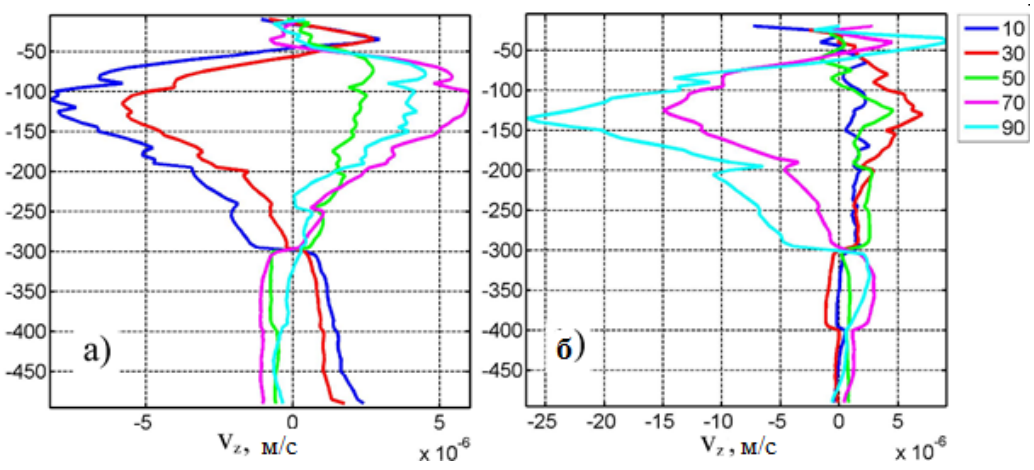

Рисунок 3.31 – Профили вертикальной скорости v_z (м/с) в АВ (*а*), ЦВ на разных этапах их жизни (*б*)

В ЦВ изменчивость v_z противоположна: v_z положительна в первой половине жизни вихря (*EL*=0-60%) и отрицательна во второй половине (*EL* в интервале 60-100%)

(Рисунок 3.31, *б*). Однако эволюция v_z в ЦВ более сложна, чем в АВ, что, вероятно, связано с меньшим количеством измерений доступных для анализа. Вертикальная скорость в ЦВ во время фазы ослабления значительно выше, чем во время интенсификации вихря. Пиковые значения v_z во время развития вихрей наблюдаются в 50-200 м слое на глубине 140 м (v_z=6·10^{-6} м/с). Как и в АВ на глубинах 0-50 м и ниже, чем 300 м, v_z имеет противоположные знаки: т.е. скорость направлена вниз при формировании ЦВ. После *EL*=60% вертикальная скорость меняет знак на всех глубинах. Отрицательная скорость во время затухания вихрей наиболее интенсивна и максимальна на глубине 140 м, где значение v_z =2,5·10^{-5} м/с, т.е. 2 м/сут. Зависимость вертикальной скорости от стадии развития вихря была ранее показана в исследованиях [Sweeney, 2003]. Авторы показали, что в период интенсификации ЦВ вертикальные скорости были направлены вверх (наблюдался подъем вод), а после начала ослабления они были направлены вниз (наблюдался даунвеллинг, вызванный релаксацией циклона). Эти изменения знака вертикальной скорости индуцировали различные механизмы влияния ЦВ на морскую экосистему. В частности, в формирующихся ЦВ наблюдался апвеллинг и рост питательных веществ в то время, как во время его ослабления происходит даунвеллинг, который уменьшал биологическую продуктивность. Полученные в этом разделе результаты согласуются с этими данными и дают количественную оценку изменения вертикальной скорости во время фазы ослабления/интенсификации вихрей различных знаков.

3.2.8 Влияние вихрей на термохалинную структуру бассейна

Метод автоматической идентификации вихрей на основе альтиметрии позволяет определить пространственное распределение скорости перемещения вихрей *vc*, орбитальной скорости *Vmax*, радиуса *R* и вероятности наблюдений вихря в Черном море (подраздел 1.2). Отметим, что пространственное распределение этих параметров характеризуется сильной меридиональной асимметрией. Вихри являются самыми крупными и наиболее интенсивными в северной, восточной и западной частях бассейна (Рисунок 1.25), а в южной части их размер и орбитальная скорость значительно меньше [Кубряков, Станичный, 2015].

Конвергенция приводит к аккумуляции поверхностных вод в АВ, дивергенция вод – к аккумуляции глубинных вод в ЦВ. Используя уравнение 3.8-3.10, можно оценить аномалию интегрального теплозапаса *hc* в слое 60-500 м и солезапаса sc в слое 0-500 м в вихрях, зная их радиус и орбитальную скорость по данным спутниковой альтиметрии:

$$sc_{AE/CE} = \rho \cdot \pi R^2 \cdot \bar{s}_{(20-500)} \cdot H = \mp \rho \cdot \pi R^2 \cdot k_s \cdot Vmax \cdot H, \qquad (3.12)$$

$$hc_{AE/CE} = \rho \cdot cp \cdot \pi R^2 \cdot \bar{t}_{(60-500)} \cdot H = \mp\rho \cdot cp \cdot \pi R^2 \cdot k_{t_deep} \cdot Vmax \cdot H, \quad (3.13)$$

где R – радиус вихрей;

Vmax – максимальная орбитальная скорость вихря;

ρ = 1016 кг/м$^{3-}$ средняя плотность столба жидкости;

cp = 4200 Дж/(кг·С) – теплоемкость;

k_s=0,9 (*psu*·с/м);

k_{t_deep}=0,4 (°·с/м),

H – глубина интегрирования (*H*=480 м для *sc* и 440 м для *hc*).

Заметим, что рассчитанные таким образом оценки теплозапаса пропорциональны оценкам солезапаса и отличаются на постоянный множитель:

$$hc = cp * \frac{k_{t_deep}}{k_s} * sc. \quad (3.14)$$

Рассчитанное распределение среднего солезапаса в АВ или ЦВ приведено на рисунке 3.32, *а*, *б*. Вихри с наибольшими значениями *sc* наблюдаются в северной части континентального склона, а вихри с наименьшими значениями – в южной центральной части бассейна. Поскольку АВ в среднем больше и интенсивнее *sc* и *hc* в АВ примерно вдвое больше, чем в ЦВ. Среднее значение солезапаса в АВ *sc*=−16·10^{10} кг, в ЦВ *sc*=9·10^{10} кг. Среднее значение теплосодержания составляет *hc*=−2,8·10^{17} Дж для АВ и *hc*=+1,6·10^{17} Дж для ЦВ. Вихри с наибольшими значениями теплосодержания наблюдаются в районе квазистационарных Севастопольского, Батумского и Керченского вихрей на северо-западе, юго-востоке и северо-востоке, соответственно.

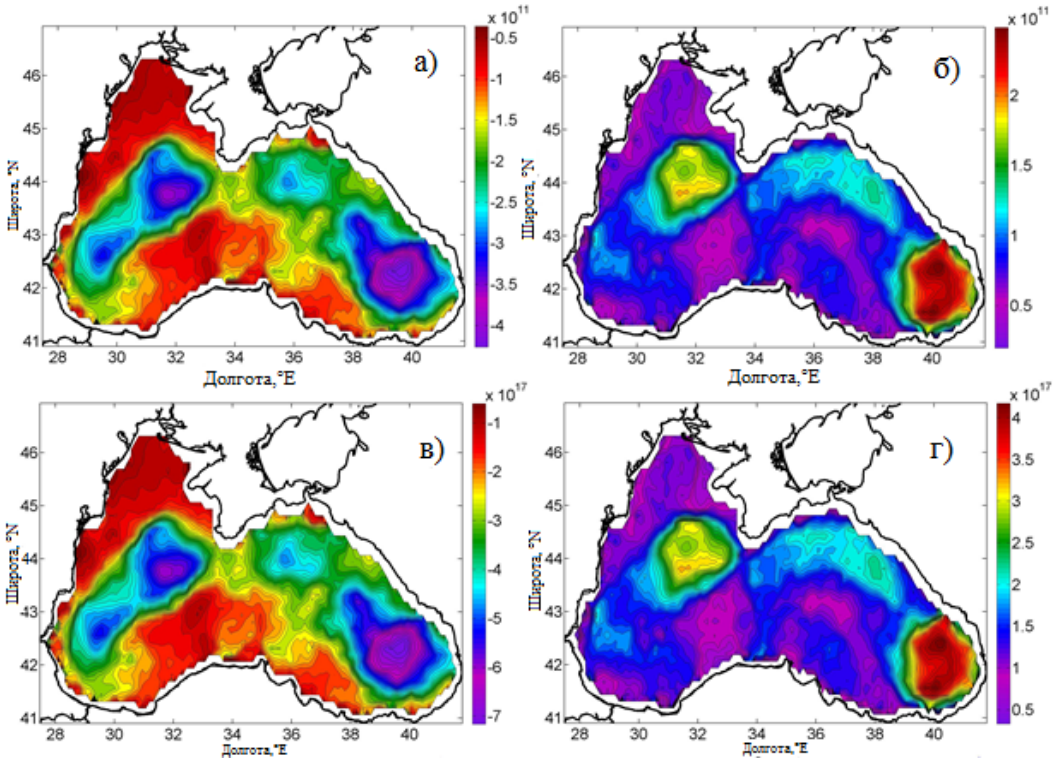

Рисунок 3.32 – Пространственное распределение: солезапаса *sc* (кг) в слое 20-500 м в вихрях: антициклонического (*а*), циклонического (*б*) знака в различных районах бассейна; теплозапаса *hc* (Дж) в слое 100-500 м в вихрях: антициклонического (*в*); циклонического (*г*) знака в различных районах бассейна

Суммарный транспорт, вызванный одним вихрем через разрез, расположенный по нормали к его направлению перемещения, может быть оценен как:

$$F = H * R * vc, \tag{3.14}$$

где *vc* – скорость перемещения вихря, *R* – радиус вихря.

Предполагая, что *R*=40 км, толщина *H*=500 м, *vc*=0,02 м/с, мы можем оценить среднее значение *F* как ~$4 \cdot 10^5$ $м^3$=0,4 Sv. Вихревой перенос соли *FS* и тепла *FT* одним вихрем можно рассчитать, как:

$$FH = \rho * cp * \bar{t}_{(60-500)} * F;\ FS = \rho * \bar{s}_{(20-500)} * F. \tag{3.15}$$

Усредненный по времени транспорт соли, вызванный влиянием АВ и ЦВ показан на рисунке 3.33, а, *б*. Как показано в подразделе выше, вихри в Черном море, как правило, перемещаются вдоль континентального склона со скоростью 0,02-0,04 м/с (Рисунок 1.23). В АВ аномалия солености отрицательна и транспорт соли направлен против их движения, что означает, что АВ приносят пресные воды в циклоническом направлении. ЦВ переносят соленые

воды в циклоническом направлении, однако их вклад примерно в два раза ниже, чем в АВ. Средние значения *FS* для АВ (Рисунок 3.33, *а*) на континентальном склоне на севере бассейне составляет 35 т/с, а для ЦВ (Рисунок 3.33, *б*) составляет 25 т/с. Наибольшие значения *FS* наблюдаются на западном континентальном склоне, где скорость перемещения вихрей vc максимальна. Здесь *FS* составляет 70 т/с и 40 т/с для АВ и ЦВ, соответственно.

Поскольку вихри наблюдаются в бассейне с некоторой вероятностью *p*, то их суммарный вклад в транспорт соли в бассейне буден равен *p·Fs*. Поскольку *p*<1, эти оценки будут ниже предыдущих. Вклад АВ, ЦВ и суммарный вклад обоих вихрей в общий транспорт соли в бассейне показан на рисунках 3.33 *в*, *г*, *д*. Наиболее высокие значения этого вклада отмечаются над северо-западным континентальным склоном, где вихри наблюдаются достаточно часто и значения *vc* высоки. Здесь значения *p·Fs* для АВ составляют от 20 т/с до 50 т/с; для ЦВ от 10 т/с до 20 т/с (Рисунок 3.33, *в*, *г*). Умеренные значения наблюдаются в северо-восточной части моря 10-15 т/с для АВ и 5-10 т/с для ЦВ. Полный транспорт соли (Рисунок 3.33, д) направлен в антициклоническом направлении со значениями около 10 т/с в северо-западной части и 3 т/с в восточной части.

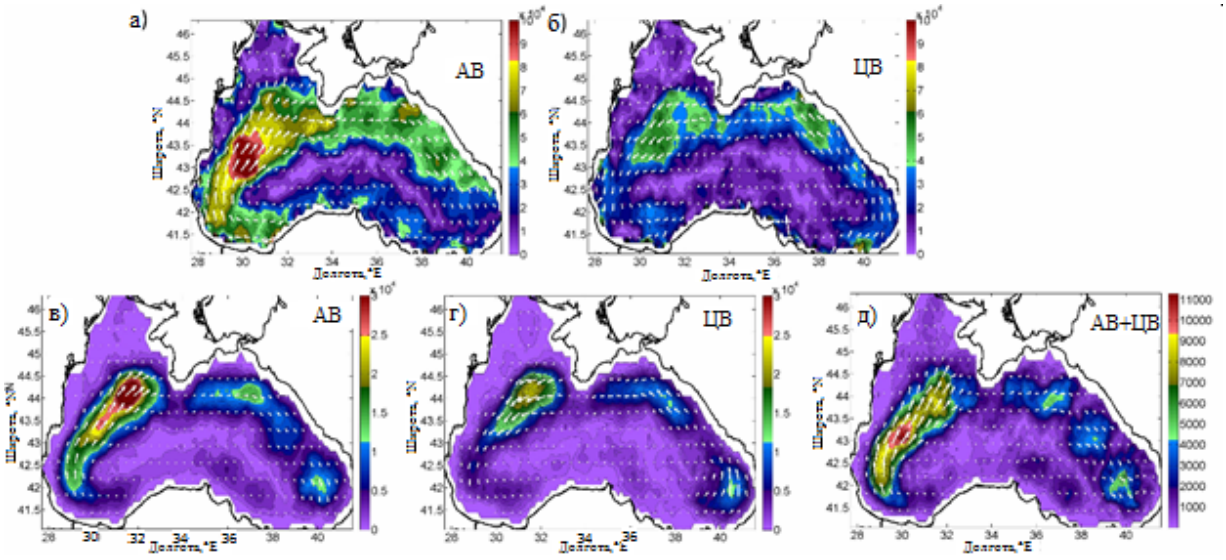

Рисунок 3.33 – Транспорт соли (кг/с), вызванный единичными вихрями в различных частях бассейна: *а* – АВ и *б* – ЦВ; суммарный вклад вихрей в транспорт соли (кг/с) в бассейне для АВ (*в*), ЦВ (*г*) и суммы АВ+ЦВ (*д*)

Приведенные выше оценки представляют «классическую» оценку транспорта вихрей, которая, в основном, используется для вихрей открытого океана. В открытых частях океана вихри захватывают воду в свое ядро и переносят ее на запад на большие расстояния [Гилл, 1986; Lehann et al., 2011; Chelton et al., 2011]. Этот процесс вносит значительный вклад в

транспорт веществ, поскольку крупномасштабные течения в центральной части океана незначительны.

В Черном море наблюдается иная ситуация: вихри находятся в потоке ОЧТ. ОЧТ транспортирует водные массы в том же направлении, что и вихри. Однако средняя скорость крупномасштабных циклонических течений составляет v_{rc}=0,2-0,4 м/с и в течение всего года выше в 5-10 раз, чем скорость перемещения вихрей (значения *vc* от 0,02 до 0,04 м/с). Транспорт ОЧТ может быть оценен как $F_{rc} = H_{rc} * D * V$, используя приблизительные параметры H_{rc}=200 м – толщина ОЧТ [Иванов, Белокопытов, 2012], *D*=100 км – ширина ОЧТ, $V = 0{,}2$ м/с – скорость ОЧТ. В результате рассчитанное *Frc*=4 *Sv*, что в 10 раз выше, чем оценки транспорта одним крупным антициклоном (0,4 *Sv*).

Это означает, что в среднем в Черном море частицы движутся достаточно быстро в циклоническом направлении, за исключением областей, которые захвачены в ядра синоптических вихрей, где скорость частиц в 5-10 раз меньше. Таким образом, в отличие от вихрей открытого океана, вихри в Черном море снижают средний транспорт вод в циклоническом направлении в бассейне. Вихри замедляют перенос тепла и соли в своих ядрах на величину, пропорциональную разнице между скоростью ОЧТ и скоростью перемещения вихря *Vrc*−*Vc*, которая составляет от –0,15 до –0,35 м/с. В системе координат, связанной с фоновыми течениями и движущейся со скоростью ОЧТ, вихри вызывают «относительный» транспорт частиц в антициклоническом направлении противоположно крупномасштабным течениям. «Относительный» транспорт может быть оценен как $H * R * (\mathrm{V} - \mathrm{Vc})$ и будет в 5-20 раз сильнее, чем общий транспорт вихрей, оцененный согласно уравнению (3.14).

Этот эффект будет замедлять перенос термохалинных аномалий в бассейне и приводить к их скоплению в районах существования крупных вихрей. Наиболее интенсивные вихри наблюдаются в области континентального склона на севере бассейна, а наименее интенсивные и крупные – на юге (Рисунки 1.24). Поэтому в северной части моря «относительный» транспорт термохалинных аномалий в антициклоническом направлении – на восток – будет наиболее выражен. Поскольку АВ более интенсивны, чем ЦВ, то суммарное влияние этого эффекта будет приводить к скоплению пресных и холодных вод на глубине 60-500 м в восточной и северо-восточной части моря.

Схема, иллюстрирующая влияние «относительного» вихревого транспорта на распределение солености в Черном море, приведена на рисунке 3.34. В южной части моря, где синоптические вихри менее интенсивны, глубинные соленые воды с соленостью S_2 и поверхностные пресные S_1 воды движутся со скоростью ОЧТ (Рисунок 3.34-1). Когда эти воды поступают в восточную и северную части Черного моря, часть пресных поверхностных вод

соленостью S_1 аккумулируется в медленно движущихся антициклонах (Рисунок 3.34-2). Из-за их воздействия транспорт этих аномалий замедляется в северной части моря, они задерживаются здесь на более длительный промежуток времени (Рисунок 3.34-3). В результате на глубинах воздействия вихрей в слое 30-500м, в северной и восточной части моря будет наблюдаться накопление относительно пресных вод, а в южной и западной части – их дефицит (Рисунок 3.34-4). В результате на глубинах воздействия вихрей в слое 30-500м, в северной и восточной части моря будет наблюдаться накопление относительно пресных вод, а в южной и западной части – их дефицит (Рисунок 3.34-4). Иначе говоря, в зоне воздействия крупных антициклонов в северной части моря в среднем усиливается даунвеллинг, который вызывает скопление промежуточных вод и может влиять на зональную асимметрию термохалинных полей Черного моря.

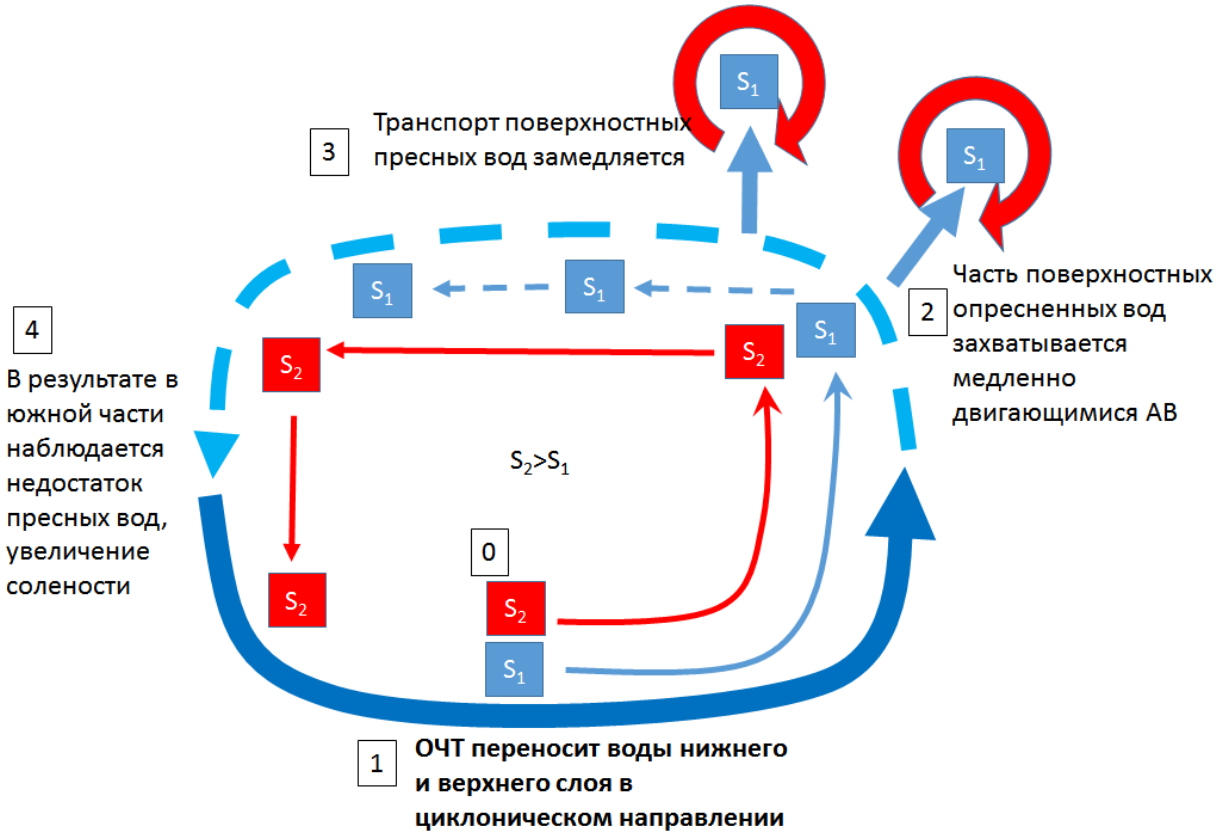

Рисунок 3.34 – Схема, иллюстрирующая влияние вихрей на замедление транспорта и аккумуляцию поверхностных опресненных вод в северной части бассейна

Действительно, на карте среднего за 1992-2016 гг. распределения солености и температуры на глубине 400 м можно наблюдать значимую асимметрию между восточной и западной частями Черного моря (Рисунок 3.35), которая может быть частично связана с эффектом «относительного» вихревого транспорта. Воды в восточной части характеризуются

пониженной соленостью и температурой. Наиболее пресные и холодные воды расположены над восточным континентальным склоном и в юго-восточной части в районе интенсивного Батумского антициклона. Такая западно-восточная асимметрия наблюдается во всем слое глубиной от 50 м до 1000 м. Однако этот эффект наиболее выражен в глубинных слоях моря, поскольку вклад вихрей в динамику на этих глубинах возрастает по сравнению с вкладом других факторов (таких как изменчивость ОЧТ и атмосферное воздействие).

Отметим, что еще одним процессом, который может способствовать наблюдаемой асимметрии между восточной и западной частями Черного море, является проникновение соленых и теплых средиземноморских вод через пролив Босфор [Özsoy, Ünlüata, 1997]. Распространение этих вод моря также может способствовать увеличению солености и температуры в юго-западной части моря по сравнению с восточным бассейном.

В этом случае влияние вихрей также может играть определенную роль. «Относительный» вихревой транспорт будет препятствовать распространению холодных и пресных вод в западную часть Черного моря, поддерживая наблюдаемую асимметрию термохалинной структуры в глубинных слоях бассейна.

Таким образом, представленные в подразделе 3.2 результаты демонстрируют, что синоптические вихри значительно влияют на термохалинную структуру, стратификацию и вертикальные движения вод, дают количественные характеристики этого влияния.

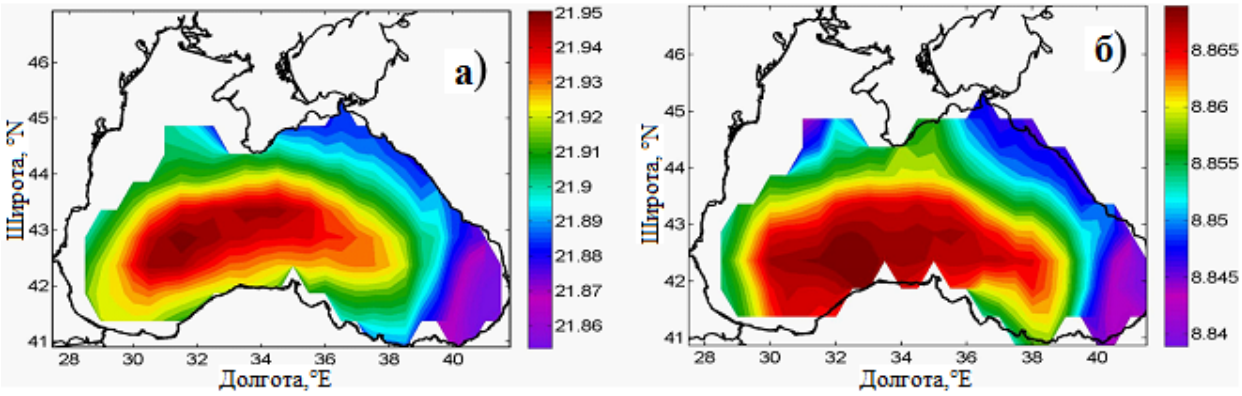

Рисунок 3.35 – Среднее распределение: *а* – солености (*psu*) и температуры (°C), *б* – на глубине 400 м по данным за 1992-2016 гг.

3.3 Изменчивость глубины верхнего квазиоднородного слоя под влиянием различных физических факторов

3.3.1 Сезонная и межгодовая изменчивость толщины верхнего квазиоднородного слоя

Одной из основных характеристик вертикального перемешивания является толщина верхнего квазиоднородного слоя – слоя вод, примыкающий к свободной поверхности моря, в котором температура, соленость, плотность распределены однородно по вертикали. И термическая, и халинная стратификация оказывает значительное влияние на перемешивание в Черном море в разные сезоны. Поэтому для определения толщины ВКС в данной работе использовался плотностной критерий: толщина ВКС рассчитывалась как глубина, на которой потенциальная плотность воды больше ее потенциальной плотности на верхнем уровне измерений на заданную величину $\Delta\rho$ [Kara et al., 2009]. На основе эмпирического подхода была выбрана величина $\Delta\rho$=0,007 кг/м^3. Для точной оценки толщины ВКС из анализа были исключены профили, в которых было менее пяти измерений в слое 0-50 м. Кроме того, в теплый период года были исключены профили, в которых было менее 2 измерений в слое 0-10 м. Следует отметить, что часто вертикальное разрешение в этом слое было недостаточным для определения толщины ВКС в теплый период года, когда реальные значения толщины ВКС были менее 5 м. Поэтому в летний период рассчитанные значения толщины ВКС могут быть несколько завышены. Всего было получено более 32000 оценок толщины ВКС в Черном море за 1985-2017 гг.

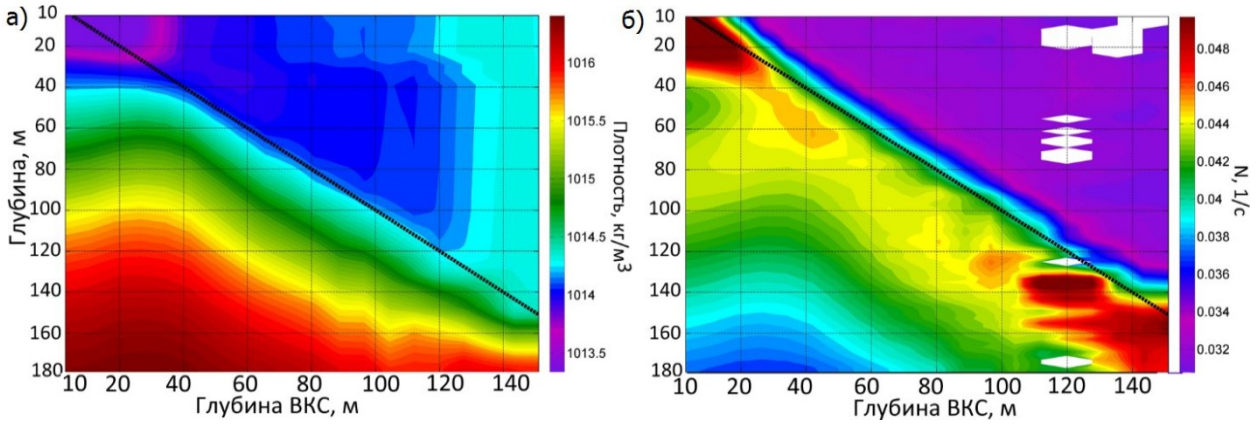

Рисунок 3.36 – Композитная (средняя) вертикальная структура: *а* – потенциальной плотности (кг/м^3); *б* – частоты Вяйсяля-Брента (1/с) для разных интервалов значений глубины ВКС

Для проверки выбранного критерия на Рисунке 3.1 представлены композитная (средняя по всем профилям) вертикальная структура потенциальной плотности и частоты Вяйсяля-

Брента для разных интервалов значений толщины ВКС. Для расчета диаграммы на рисунке 3.36, *а* брались все профили плотности для каждого определённого интервала значений глубины ВКС (например, 20-30 м) и усреднялись, результат наносился цветом на рисунок 3.36, *а*. Как видно, выше определенной, с помощью плотностного критерия толщины ВКС (черная диагональная линия) (Рисунок 3.36, *а*), плотность практически однородна, а частота Вяйсяля-Брента минимальна и близка к нулю (Рисунок 3.36, *б*), что означает, что вышележащий слой воды перемешан по вертикали. Таким образом, рисунок 3.36 иллюстрирует пригодность выбранного критерия для определения толщины ВКС в Черном море. Отметим, что критерий $\Delta\rho$=0,007 кг/м^3 меньше, чем $\Delta\rho$=0,125 кг/м^3, выбранный в работе [Kara et al., 2009]. Таким образом, полученные в [Kara et al., 2009] оценки толщины ВКС будут несколько выше, чем в настоящей работе.

На рисунке 3.37, *а* показана рассчитанная сезонная изменчивость толщины ВКС, пространственно-осредненная по различным районам акватории: черная линия – осреднение по центральной части моря (глубины 2000-2500 м), синяя линяя – осреднение по району континентального склона (100-1500 м). Сезонная изменчивость толщины ВКС, в первую очередь, определяется ходом потока тепла между океаном и атмосферой. С увеличением падающей коротковолновой радиации в конце марта-апреле в верхнем слое, на глубинах 10-20 м, начинает формироваться сезонный термоклин (Рисунок 3.38, *а*). Термический прогрев вызывает увеличение стратификации вод в верхнем слое, что приводит к резкому уменьшению толщины ВКС. График зависимости толщины ВКС от температуры (Рисунок 3.37, *б*) на горизонте 5 м показывает, что при росте температуры верхнего слоя от зимних значений 8°С до 10-12 °С, т.е. всего на 2-4 °С толщина ВКС уменьшается в 2 раза от 30-40 м до 10-20 м.

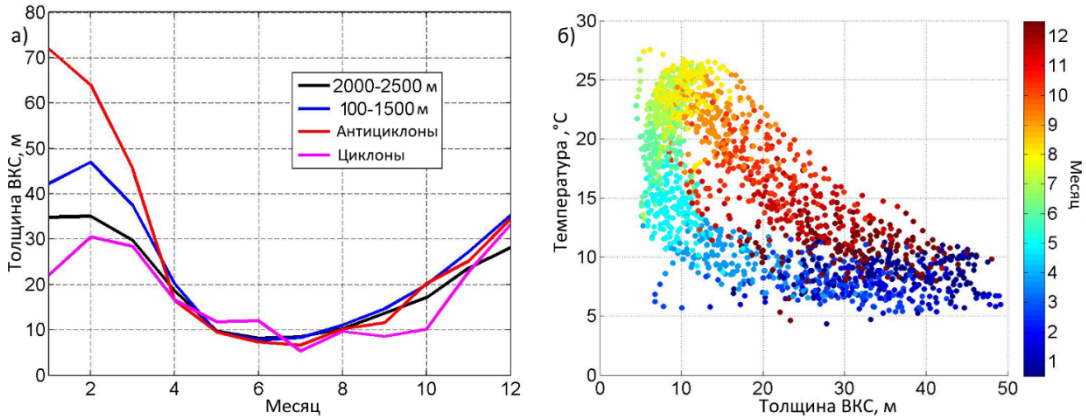

Рисунок 3.37 – Сезонная изменчивость толщины ВКС в центральной части моря (глубины больше 2000 м, черная линия), в районе континентального склона бассейна (глубины 100-1500 м, синяя линия), в антициклонических вихрях (красная линия), в циклонических вихрях (фиолетовая линия) (*а*); зависимость толщины ВКС в центре моря от температуры на глубине 5 м (цветом показаны месяца) (*б*)

При дальнейшем увеличении температуры от 12 до 22°С в весенне-летний период толщина ВКС изменяется слабо (Рисунок 3.37, *б*). В летний период с мая по сентябрь она составляет в среднем 5-10 м. Периодическое воздействие ветра и волн вызывает перемешивание в верхнем слое моря, поэтому среднемесячные значения толщины ВКС редко снижаются ниже 5 м даже в период максимального летнего прогрева.

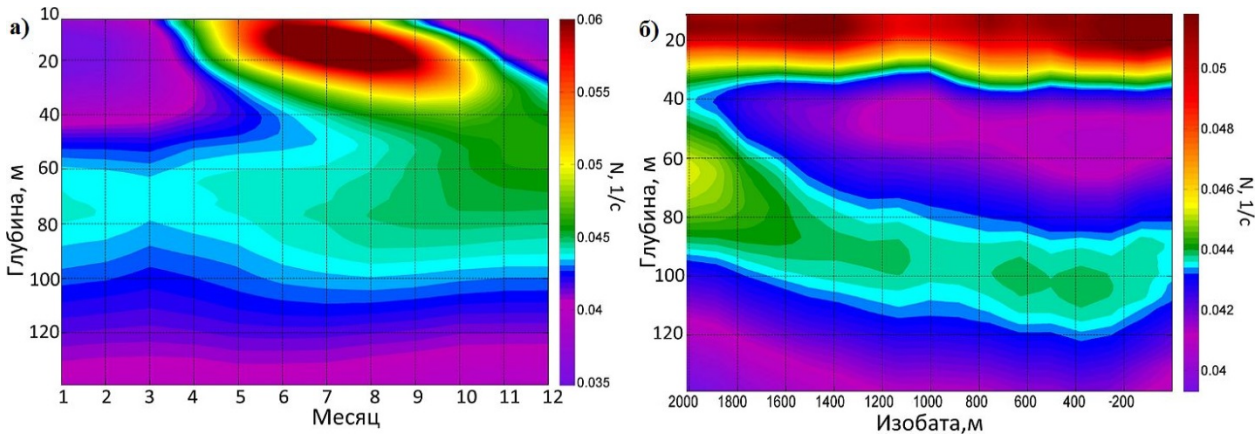

Рисунок 3.38 – Сезонная изменчивость частоты Вяйсяля-Брента (1/с) в центральной части моря (глубины больше 2000 м) (*а*); среднее распределение частоты Вяйсяля-Брента (1/с) для различных изобат Черного моря (*б*)

Максимальный градиент плотности с апреля по август отмечается на глубине 5-15 м (Рисунок 3.38, *а*). Уменьшение потока тепла в конце августа приводит к постепенному заглублению термоклина в осенний период. В это время с сентября по январь толщина ВКС в центре моря практически линейно зависит от температуры поверхности (Рисунок 3.37, *б*). На вертикальной диаграмме сезонной изменчивости частоты Вяйсяля-Брента (Рисунок 3.38, *а*) видно, что сезонный термоклин определяет стратификацию верхнего слоя (0-40 м) с апреля по ноябрь. В это время средние толщины ВКС не превышают 25 м. В декабре-январе сезонный термоклин полностью разрушается и основную роль в препятствовании вертикальному перемешиванию начинает играть основной пикно-халоклин (Рисунок 3.38, *а*).

Межгодовая изменчивость толщины ВКС, рассчитанная на основе всего массива данных представлена на рисунке 3.39. Для расчета данные были для центральной части моря усреднены за каждый месяц, далее ряд был сглажен с использованием скользящего среднего с шириной окна 90 дней. Отметим некоторые особенности межгодового хода. Максимальные значения толщины ВКС повторялись примерно с 10-летней периодичностью в 1993-1995, 2005, 2015-2017 гг. Такой период может быть связан с 10-ти летними колебаниями в поле температуры поверхности моря [Шокурова, Белокопытов, 2005; Oguz et al., 2006]. Заметен также многолетний рост глубины ВКС в теплый период года. До 2000-х гг. толщины ВКС в летний период составляли 6-8 м, а после 2010 г. они в среднем превышали 10 м. Такой рост, вероятно,

является результатом ослабления халинной стратификации и увеличения интенсивности ветрового воздействия (подраздел 3.1).

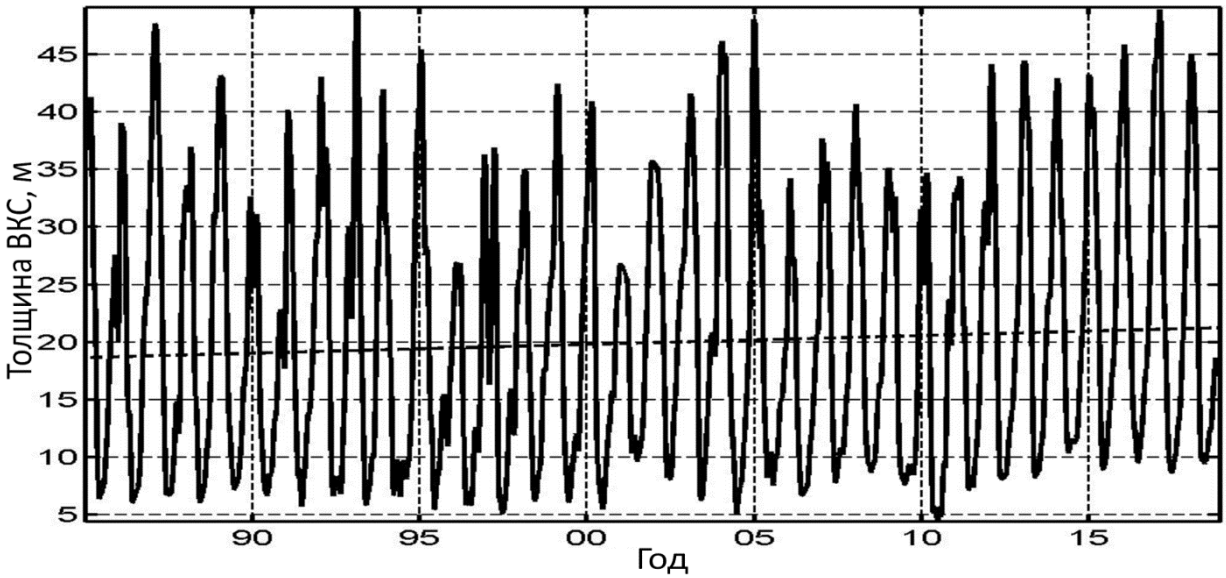

Рисунок 3.39 – Межгодовая изменчивость толщины ВКС (м) в центральной части моря (90-дневная фильтрация скользящим средним)

3.3.2 Зимнее распределение толщины верхнего квазиоднородного слоя и ее связь с динамикой вод

В зимний период распределение толщины ВКС по площади бассейна характеризуется значительной пространственной изменчивостью (Рисунок 3.40, *а*). Эта изменчивость вызвана различием в глубине положения основного пикноклина в разных частях бассейна. Из-за общей циклонической циркуляции вод пикноклин приподнят в центральной части моря и понижен на его периферии. Пространственное распределение значений частоты Вяйсяля-Брента *Nb* на диаграмме глубина-изобата показывает (Рисунок 3.38, *б*), что в глубинной части моря (за изобатой 2000 м) пикноклин располагается на глубине 40-90 м, а в верхней части континентального склона (H>500 м) на 40 м ниже: на глубине 80-120 м. Такая топография основного пикноклина приводит к тому, что в зимний период выхолаживание вод и ветровое воздействие перемешивает более глубокий слой на периферии бассейна. Поэтому в наиболее холодный период года, с января по март (Рисунок 3.37, *а*, 3.40, *а*), толщина ВКС в центре моря значительно ниже, чем в районе континентального склона [Титов, 2004а]. В центральной части моря средние значения толщины ВКС составляют 35, 35 и 30 м в январе, феврале и марте, соответственно (Рисунок 3.37, *а*), в то время как в районе континентального склона (изобаты 200-1500 м) они на 7-10 м больше и равны 42 м, 47 м, 40 м, соответственно.

Максимальное значение толщины ВКС наблюдается в северо-западной части моря, где в феврале-марте оно превышает 50 м (Рисунок 3.40, а). Существуют, по крайней мере, две возможные причины возникновения максимума в этой области. Во-первых, она соседствует с широким СЗШ моря. Зимой в мелководных районах СЗШ воды значительно охлаждаются и перемешиваются практически до дна. Если в результате выхолаживания их плотность превышает плотность вод в центральной части моря, то они стекают по склону бассейна и способствуют увеличению толщины ВКС в соседних с шельфом районах [Stanev et al., 2003, 2005; Ильин, Белокопытов, 2010].

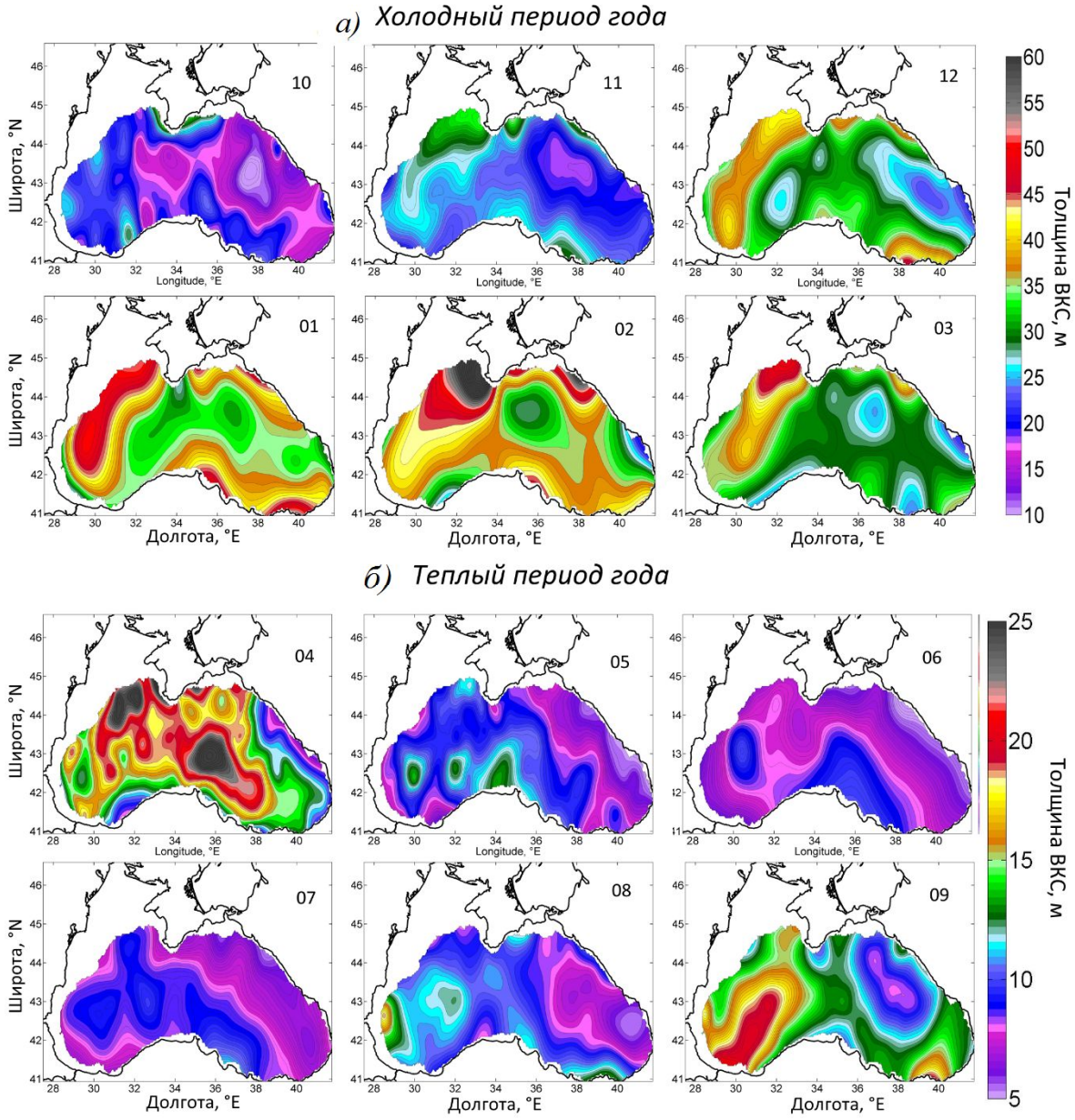

Рисунок 3.40 – Пространственное распределение глубины ВКС: *а* – в холодный период года (октябрь-март); *б* – в теплый период года (апрель-сентябрь). Цифрами на картах указан номер месяца

Во-вторых, северо-западная часть моря характеризуются интенсивной синоптической вихревой динамикой. Здесь наблюдается образование и стационирование крупного Севастопольского антициклона. Аномалия глубины залегания пикноклина в этих образованиях может достигать 50 м [Kubryakov et al., 2018]. Конвергенция в антициклонах приводит к скоплению поверхностных вод, что вызывает максимальное значение холодозапаса в их ядрах и интенсивное формирование вод ХПС [Латун, 1990; Stanev et al., 2003; Zatsepin et al. 2003; Ильин, Белокопытов, 2010; Akpinar et al., 2017]. Скопление поверхностных вод с одинаковыми свойствами и опускание основного пикноклина вызывает ослабление стратификации верхнего слоя в антициклонах [Kubryakov et al., 2018] (подраздел 3.2). Как показано в работе [Ильин, Белокопытов, 2010] толщины ВКС в Севастопольском вихре могут достигать достаточно высоких значений, превышая 50-60 м.

В зимний период СКО для значений ВКС достаточно велико и составляет 10 м для центральной части моря и 15 м для района континентального склона. Такая изменчивость связана с динамическими процессами: интенсивностью вихревой и крупномасштабной динамики в бассейне.

Для исследования влияния вихрей на толщину ВКС был использован метод композитного анализа (подраздел 3.2) альтиметрических и гидрологических данных [Kubryakov et al., 2018]. Для исследования были выбраны только те гидрологические профили, которые находились в интенсивных синоптических вихрях, орбитальная скорость которых превышала 15 см/с. Всего в антициклонах было выделено 1290, а в циклонах 230 профилей. На основе выбранных профилей определялась сезонная изменчивость глубины ВКС в вихрях различного знака.

Как видно (Рисунок 3.37, *а*), вихревая динамика значительно влияет на глубину ВКС в зимний период, когда вертикальное перемешивание ограничивается основным пикноклином. Опускание изопикн в антициклонах приводит к увеличению глубины ВКС, а подъем в циклонах – к ее уменьшению. В циклонических вихрях глубина ВКС минимальна и составляет всего 20 м в январе и 30 м в феврале-марте. В антициклонах средняя глубина ВКС максимальна: в январе она достигает 70 м, в феврале – 65 м, а в марте составляет 50 м. Отметим резкий скачок толщины ВКС от 35 до 75 м в антициклонических вихрях от декабря к январю. В декабре происходит окончательное разрушение сезонного термоклина (Рисунок 3.38, *а*) и основной пикноклин начинает играть определяющую роль для сдерживания вертикального перемешивания. Поскольку в антициклонах основной пикноклин опущен, в январе в этих вихрях толщина ВКС резко возрастает. Заглубление пикноклина определяется интенсивностью вихрей [Kubryakov et al., 2018] и можно ожидать, что в наиболее мощных антициклонах глубина ВКС может достигать и больших значений.

Для того чтобы выделить районы наиболее интенсивного перемешивания по вертикали (Рисунок 3.41, *а*), были отмечены измерения, для которых толщина ВКС в изучаемый период превосходила 70 м (серые крестики) и 100 м (черные крестики). Как видно (Рисунок 3.41, *а*), такие высокие значения наблюдаются только в районах континентального склона бассейна, где пикноклин заглублен. Толщина ВКС более 100 м наиболее часто наблюдалась в северо-западной части моря. Нисходящие движения в Севастопольском антициклоне и склоновая конвекция способствуют увеличению интенсивности вертикального перемешивания в этом районе. Кроме этого, глубина нижней границы ВКС более 100 м отмечалась 8 раз в северо-восточной части моря в районе Геленджика по измерениям заякоренного профилирующего буя «Аквалог», 1 раз в юго-западной части моря у пролива Босфор и дважды в районе Анатолийского побережья. Отметим, что частично такое распределение высоких значений толщины ВКС связано с пространственной неоднородностью количества измерений: в базе данных Морского гидрофизического института находится больше данных для северной части моря у побережья Крыма, а заякоренный профилирующий буй «Аквалог» предоставляет многочисленные данные регулярных измерений с периодичностью раз в 6 ч в северо-восточной части моря.

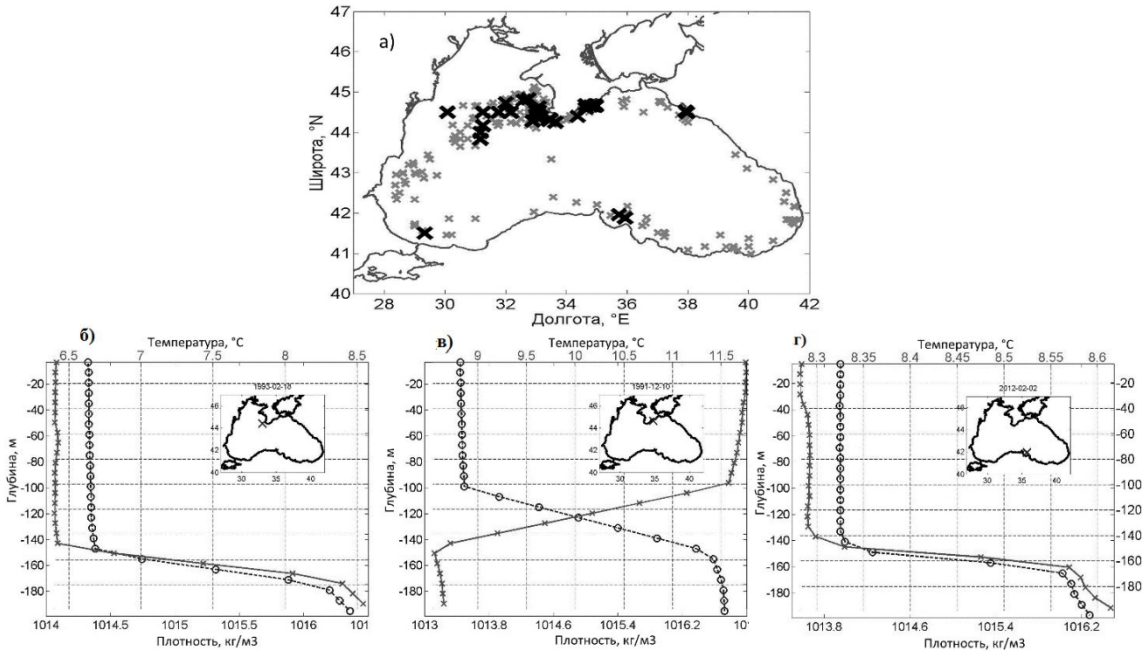

Рисунок 3.41 – *а* – Положение точек наблюдения аномально высоких значений толщины ВКС: более 70 м (серые крестики) и более 100 м (черные крестики); примеры профилей плотности (кружки) и солености (крестики) для измерений с толщинами ВКС более 100 м: 18 февраля 1993 г., северо-западная часть моря (б); 10 декабря 1991 г., южное побережье Крыма (*в*); 2 февраля 2012 г., южная часть моря (*г*)

Пример профиля температуры и плотности в районе Севастопольского вихря за 18 февраля 1993 г. изображен на рисунке 3.41, *б*. В 1993 г. зима была суровой и температура ВКС достигала крайне низких значений 6,5°С. По профилю плотности видно, что верхний слой перемешан до глубин, превышающих 150 м. Тем не менее, из-за низких значений солености (18 *psu*), плотность ВКС не превосходит 1013,4 кг/м^3, т.е. относительно невысока для такой глубины перемешивания. Это говорит о том, что в данном районе наблюдалось скопление пресных вод и опускание пикноклина, что, вероятно, связано с действием Севастопольского антициклона. Резкое зимнее выхолаживание привело к формированию ВКС большой толщины в этом вихре.

На примере за 10 декабря 1991 г. (Рисунок 3.41, *в*) у южного берега Крыма значения толщины ВКС также высоки – более 100 м. Однако ВКС был достаточно теплым, и его температура составляла более 8,8°С, а плотность – менее 1013,6 кг/м^3. Таким образом, в этом случае динамические причины – опускание пикноклина, а не поток отрицательной плавучести через поверхность моря – были основной причиной формирования глубокого ВКС.

В южной части бассейна большие значения толщины ВКС фиксировались по современным измерениям буев Арго зимой 2012 г., которая также была холодной. На примере профиля за 2 февраля 2012 г. (Рисунок 3.41, *г*) видно, что толщина ВКС в южной части моря достигала экстремальных для Черного моря значений – 140 м. Соленость до глубины 140 м была 18,2 *psu*, а затем резко возрастала на более чем 2 *psu* до значений 20,7 *psu* на глубинах порядка 160 м. Такой резкий перепад свидетельствует об очень интенсивном халоклине, начинающимся сразу на нижней границе ВКС и ограничивающим вертикальное перемешивание. В то же время температура ВКС была достаточно высокой – около 8,3°С, т.е. он содержал относительно теплые поверхностные воды и образование «нового» ХПС (с температурой ниже 8°С) не происходило.

Большие значения толщины ВКС могут негативно влиять на биологическую продуктивность бассейна, поскольку глубина эвфотического слоя в зимний период значительно меньше (приблизительно 40-50 м) (подраздел 4.4). Поэтому зимой в зонах наиболее интенсивных нисходящих движений на континентальном склоне и в антициклонах можно ожидать снижение концентрации Хл [Sverdrup, 1953; Mikaelyan et al., 2017].

Как следует из рисунка 3.36, *а*, экстремально большая толщина ВКС в Черном море (более 70 м) наблюдается только в случае динамического заглубления основного пикноклина (ρ=1015 кг/м^3), т.е. только в районах сильных нисходящих движений: в зонах даунвеллинга в районе континентального склона или в интенсивных антициклонических вихрях. Максимальная плотность воды в ВКС, даже при его толщине 150 м, не превышает 1014,5 кг/м^3 (черная линия на рисунке 3.1, *а*). Отметим также, что при увеличении толщины ВКС (более 100 м)

стратификация в нижележащих слоях резко возрастает (Рисунок 3.1, *б*). Это связано с сжатием изопикнических слоев, которая происходит в результате их заглубления в верхнем слое [Kubryakov et al., 2018] (пункт 3.2.3). Таким образом, даже при экстремальных значениях толщины ВКС вертикальное перемешивание не способно преодолеть барьер пикно-халоклина и вовлечь в верхний слой нижележащие воды. Максимально зафиксированная потенциальная плотность ВКС составила 1014,97 кг/м^3. Всего значений плотности, превышающих 1014,9 кг/м^3 было отмечено 19, а превышающих 1014,8 кг/м^3 – 50, что составляет менее 0,1% от всего массива. Большинство этих высоких значений наблюдались в центре восточного циклонического круговорота во время съемок в холодном феврале 1991 г., когда температура поверхности была менее 5°С.

Следовательно, нижележащие слои с большей плотностью (больше 1015 кг/м^3) не могут находиться в непосредственном контакте с атмосферой, и поступление кислорода в них ограничено резкой плотностной стратификацией. Проникновение кислорода в нижние слои возможно только в результате диапикнических процессов, в частности с турубулентной диффузии, связанной, например, с вертикальным сдвигом скорости в ОЧТ [Ostrovsky, Zatsepin, 2017].

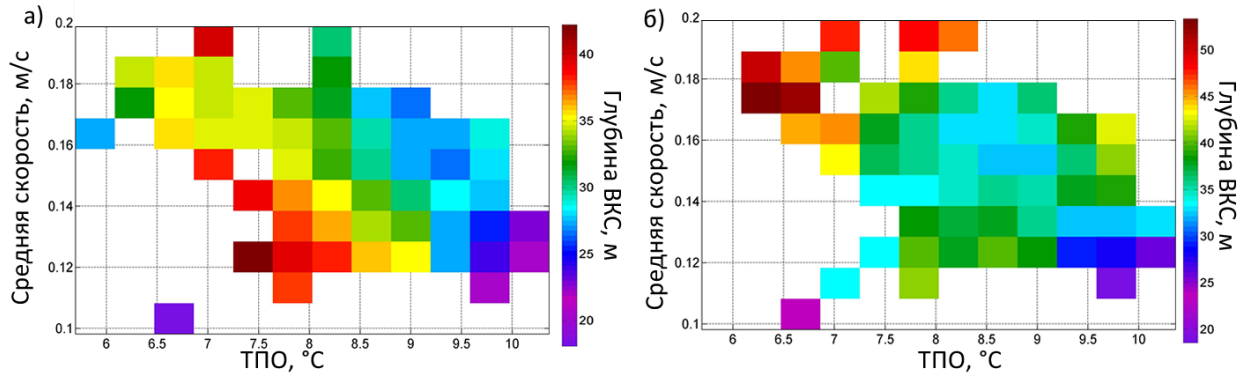

Рисунок 3.42 – Зависимость средней толщины ВКС от средней по бассейну скорости течений, полученной по альтиметрическим данным и от температуры поверхности в центральной части Черного моря (*а*); на его периферии (*б*)

Толщина ВКС в зимний период тесно связана с положением основного пикноклина, которое, в свою очередь, модулируется динамикой бассейна. Как уже говорилось выше, при интенсификации общей циклонической циркуляции вод в Черном море происходит подъем пикноклина в центре моря и его опускание на периферии. Таким образом, более интенсивная циркуляция при одном и том же атмосферном воздействии должна приводить к утолщению ВКС над континентальным склоном моря и его утончению в центре моря. Это связь видна на рисунке 3.42, где представлена зависимость средней толщины ВКС в центральной части моря и на его периферии от средней по бассейну скорости течений, полученной по альтиметрическим

данным, и от температуры поверхности. При увеличении средней скорости течения от 0,10 до 0,18 м/с толщина ВКС в центре моря уменьшается от 35-40 м до 25-35 м для значений температуры поверхности от 7 до 9°С. В то же время при увеличении скорости течения на периферии моря, толщина ВКС растет от 35 м до 50 м в диапазоне значений температуры 7-8°С, и от 25 м до 40 м в диапазоне значений температуры 9-10°С. Отметим, что при наиболее низкой скорости течения на континентальном склоне эта связь нарушается – толщина ВКС растет при ослаблении средней скорости течения от 0,14 до 0,12 м/с. При сильном ослаблении ОЧТ в этом районе интенсифицируется образование антициклонов. Заглубление изопикн в них может приводить к увеличению, а не к уменьшению толщины ВКС.

3.3.3 Толщина верхнего квазиоднородного слоя в теплый период года и её связь со скоростью ветра

В теплый период года значения средней толщины ВКС составляют 5-20 м (Рисунки 3.40, *б*, 3.43, *а*). Минимальное значение толщины ВКС наблюдается в период максимального прогрева в июне-июле, когда они в среднем меньше 10 м. Положение сезонного термоклина определяется балансом потоков плавучести и турбулентной энергии вблизи границы раздела море-атмосфера. При этом положительный поток плавучести обеспечивается, в основном, притоком солнечной коротковолновой радиации. Поскольку последняя приблизительно равномерна для различных изобат, средние толщины ВКС на периферии и в центре моря практически совпадают и не превышают 10 м (Рисунок 3.37, *а*). СКО оценок толщины ВКС летом также невелико и составляет 2-3 м. В то же время пространственное распределение толщины ВКС в весенне-осенний период характеризуется минимальным значением в восточной части и большими значениями на западе бассейна (Рисунок 3.43, *а*).

Такое распределение связано с пространственными особенностями поля скорости ветра над бассейном (Рисунок 3.43, *б*). Преобладающее направление ветра над Черным морем – северо-восточное. Располагающиеся в восточной части высокие Кавказские горы формируют зону ветровой тени. В этом районе средние значения скорости ветра не превышают 4 м/с. Максимальная скорость ветра (более 6 м/с) наблюдается в юго-западной части моря. Положительный приток плавучести, обусловленный источниками пресных вод Кавказских рек, и значительные осадки в юго-восточной части моря также, вероятно, могут способствовать уменьшению толщины ВКС в этой части моря.

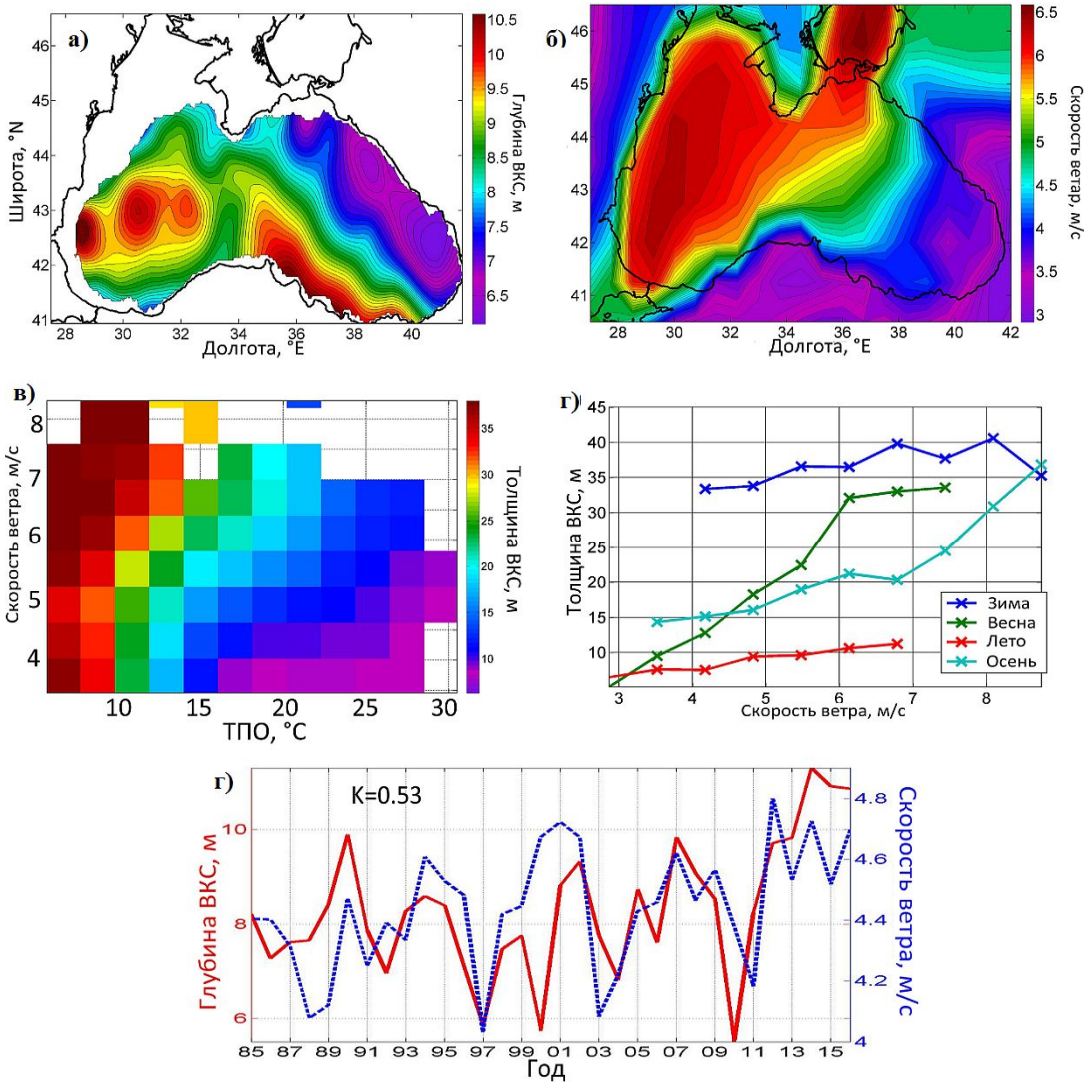

Рисунок 3.43 – Пространственное распределение средней по бассейну толщины ВКС (*а*); скорости ветра в летний период (*б*); диаграмма зависимости средней по бассейну толщины ВКС от средней по бассейну скорости ветра и температуры поверхности (*в*); зависимость средней по бассейну толщины ВКС от средней скорости ветра в различные сезоны (*г*); межгодовая изменчивость средней по бассейну толщины ВКС и скорости ветра над Черным морем в летний период (*д*)

Ветровое воздействие является наиболее значимой причиной изменчивости глубины ВКС в теплый период года. Диаграмма зависимости толщины ВКС от средней по бассейну скорости ветра и температуры поверхности (Рисунок 3.43, *с*) отражает особенности взаимосвязи термической стратификации и ветрового перемешивания. Хорошо заметно, что в интервале значений температуры 10-25°С толщина ВКС значительно возрастает при увеличении средней скорости ветра. Например, при температуре 15°С средняя по бассейну толщина ВКС растет в 2-3 раза: от 5-10 м до 25 м при увеличении скорости ветра от 4 до 8 м/с. Менее чувствительна толщина ВКС к изменениям скорости ветра при высоких значениях температуры. При Т=24°С аналогичный рост скорости ветра от 4 до 8 м/с приводит к

увеличению ВКС от 5-10 м всего до 15 м, поскольку сильная термическая стратификация препятствует турбулентному вовлечению, обусловленному ветровым воздействием.

На рисунке 3.43, *г* представлена зависимость толщины ВКС от скорости ветра в различные сезоны. Как видно, наиболее значительные изменения толщины ВКС при росте скорости ветра наблюдаются в весенний и осенний период. Рост средней скорости ветра от 4 до 8 м/с весной приводит к увеличению толщины ВКС от 10 до 30 м. В это время года сезонный термоклин только начинает формироваться и еще слаб, поэтому сильное ветровое воздействие способно быстро разрушить его и перемешать ВКС до более высоких (зимних) значений его толщины. Осенью при остывании моря термоклин ослабляется. Сильные осенние штормы способны за несколько дней разрушить его и привести к состоянию близкому к зимнему [Зацепин и др., 2007]. Осенью и весной СКО средних оценок толщины ВКС составляет 6-10 м. Значительно менее чувствительна толщина ВКС к влиянию ветрового воздействия летом. В этот период СКО толщины ВКС не превышает 2-3 м, поскольку солнечный прогрев обеспечивает стратификацию верхнего слоя и наиболее развит термоклин. Слабая зависимость ВКС от ветра наблюдается и зимой, когда основной халоклин препятствует вертикальному перемешиванию даже при штормовых условиях. Тем не менее в центральных районах моря, где основной пикноклин поднят максимально близко к поверхности, конвективно-ветровое перемешивание должно вызывать его эрозию и уплотнение (осолонение) вод ВКС. Так, согласно гипотезе Овчинникова и Попова (1987), выхоложенный и осолоненный ВКС в центральных частях циклонических круговоротов является основным источником вод новообразующегося ХПС в Черном море.

Для летнего периода межгодовая изменчивость толщины ВКС и скорости ветра над бассейном имеет положительную корреляцию с коэффициентом 0,54 (Рисунок 3.43, *д*). В годы наиболее сильного летнего ветрового воздействия со средней скоростью более 4 м/с толщина ВКС превосходила 10 м, в годы со слабыми летними ветрами она была менее 8 м. Отметим, что из-за относительно невысокой вертикальной дискретности измерений в верхнем слое реальные значения толщины ВКС могут быть несколько ниже. В летний период максимальные значения толщины ВКС наблюдались в 1990, 1994, 2001, 2013-2016 гг. На рисунке 3.43, *д* можно также отметить тенденцию к росту толщины ВКС в последние годы (2013-2016 гг.) по сравнению с 2000-2012 гг. Как показано в подразделе 3.1, эта тенденция связана с ослаблением халинной стратификации и интенсификацией штормовых событий в последний период. Например, в июне 2001 г. в Черном море произошел сильный шторм, действие которого вызвало уменьшение среднемесячной температуры на 3°С по сравнению с климатическим значением (т.е. 18°С по сравнению с 21°С). Ряд сильных штормов был отмечен также в августе 2015 г. Эти события отражены и на графике изменчивости толщины ВКС. Как показано ниже (подраздел

4.6), увеличение интенсивности штормов летом может приводить к вовлечению биогенных веществ в поверхностный слой и возникновению аномальных летних цветений фитопланктона в Черном море [Kubryakov et al., 2019a], что значительно влияет на функционирование его экосистемы.

Выводы к Разделу 3

1. На основе исторических гидрологических измерений и данных буев Арго за в 1985-2019 гг. исследовано влияние конвективного и сдвигового турбулентного перемешивания на сезонную и межгодовую изменчивость термохалинных характеристик Черного моря в изопикнических слоях 1014-1017 кг/м^3. Зимняя конвекция в период интенсивного выхолаживания является важным механизмом поступления опреснённых вод в нижележащие изопикнические слои бассейна, которое происходит при формировании ХПС. Этот процесс приводит к уменьшению солености в верхнем слое халоклина и росту халинной стратификации. Сигнал опреснения/выхолаживания относительно медленно проникает в нижележащие изопикнические слои бассейна под действием турбулентного перемешивания. После холодного периода в начале 1990-х гг. этот сигнал достиг изопикн 1016,7 кг/м^3 к 1998-2008 гг.

В то же время усиление вертикального обмена в теплый период, при действии штормовых ветров или интенсификации геострофических течений, приводит к росту солености и температуры в промежуточных слоях. Турбулентное перемешивание во время существования теплого верхнего слоя вызывает проникновение теплых вод в нижележащие изопикнические слои. Увеличение температуры в изопикническом слое должно компенсироваться ростом солености, источником которй вероятно выступают вовлекающиеся глубинные соленых вод из слоя халоклина. Этот процесс обмена происходит со скоростью на порядок превышающую скорость обмена, вызванную конвективным выхолаживанием. На сезонных масштабах потепление и осолонение изопикнических слоев 1014-1015,4 кг/м^3 происходит осенью во время осенних штормов в октябре-декабре, а затем сменяется в январе-марте на опреснение\выхолаживание под действием зимней конвекции. Резкое вовлечение теплых вод во время сильных осенних штормов в нижние слои является одним из важных факторов исчезновения ХПС.

2. Долговременный рост температуры Черного моря в зимний период привел к тому, что температура верхнего слоя даже во время максимального выхолаживания превышает температуру пикноклина. В результате этого, действие турбулентного перемешивания в зимний период вызывает увеличение температуры и солености нижних изопикнических слоев. Вместе с этим процесс опреснения глубинных слоев, связанный с формированием ХПС, значительно

ослаб и наблюдается только в очень холодные годы. В то же время наблюдается интенсификация скорости и завихренности ветра и связанное с ним усиление ОЧТ. Все эти процессы приводят к размытию халоклина и резкому увеличению солености верхних слоев, которая выросла в слое 0-40 м после 2014 г. на более чем 0,2 *psu*. Резкий рост солености и температуры в 2010-х гг. прослеживается вплоть до изопикн 1016,5 кг/м^3 (что соответствует глубинам 200-250 м). Увеличение солености верхнего слоя вызывает уменьшение градиентов солености и ослабление стратификации верхнего слоя Черного моря, несмотря на наблюдаемый тренд потепления. Такие изменения халинной структуры вод могут значительно влиять на особенности перемешивания и вовлечения биогенных веществ из слоя их подповерхностного максимума (подраздел 4.2).

3. Разработан метод исследования термохалинной структуры вихрей на основе композитного анализа исторических гидрологических измерений: данных буев Арго и данных спутниковой альтиметрии. На основе полученных методов исследованы вертикальное распределение аномалии температуры и солености в циклонах и антициклонах Черного моря, её связь с интенсивностью вихрей, сезонная изменчивость. Определена связь между интенсивностью вихря, положением пикноклина в нем и суммарной аномалии солености и температуры. На основе предложенной параметризации рассчитано пространственное распределение и сезонная изменчивость тепло- и солесодержания в вихрях различного знака. На основе альтиметрических данных о скоростях перемещения вихрей получены карты вихревого транспорта соли и тепла. Скорости переноса тепла и соли в вихрях в районе континентального склона значительно ниже (~5см/с), чем в ОЧТ (~20-40 см/с). Поскольку крупных антициклонов значительно больше в северной части, чем в южной, этот эффект приводит к накоплению пресных и холодных вод на севере Черного моря, что может способствовать наблюдающейся зональной асимметрии полей температуры и солености в промежуточных слоях Черного моря.

4. На основе композитного метода была определена композитная структура аномалии частоты Вяйсяля-Брента в вихрях обоих знаков. В верхних слоях антициклонов (0-100 м) из-за аккумуляции вод с одинаковыми характеристиками и заглубления пикноклина стратификация ослабевает. В то же самое время в слое 100-200 м наблюдается значительное увеличение стратификации, вызванное сжатием изопикнических поверхностей в нижних слоях антициклона. В циклонах в слое 40-80 м стратификация усиливается из-за поднятия пикно-халоклина и уменьшается в глубинных слоях (100-500 м) с вторичным максимумом в слое ниже основного пикноклина (140-160 м). В верхнем (0-40 м) слое наблюдаются наибольшие аномалии частоты Вяйсяля-Брента, где они отрицательны для вихрей обоих знаков и особенно велики для ЦВ. Причиной такого ослабления стратификации является интенсивный сдвиг

орбитальных скоростей в верхней части вихрей, который приводит к росту турбулентного перемешивания, что подтверждается наличием выраженной зависимости между увеличением орбитальной скорости и уменьшением средней по глубине аномалии частоты Вяйсяля-Брента.

5. Исследована эволюция динамических характеристик и термохалинной структуры в процессе существования вихря. В среднем до половины времени жизни вихревого образования его радиус и орбитальная скорость растут, после примерно 80% времени жизни вихря они начинают быстро убывать. В то же время средняя завихренность и плотность кинетической энергии максимальны во время образования вихря и убывают на протяжении его дальнейшего существования. В среднем в первую половину жизни в антициклоне/циклоне пикноклин заглубляется/поднимается, достигая самого низкого положения в середине жизни вихря, а затем начинает подниматься до исходных значений. На основе вертикального смещения изопикн получены профили вертикальной скорости в вихрях различного знака. В процессе эволюции вихря вертикальная скорость в вихре меняет свой знак. Для вихрей обоих знаков максимум вертикальной скорости наблюдается на глубинах пикно-халоклина в начальный (в среднем - $8 \cdot 10^6$ 1/с для АВ, $6 \cdot 10^6$ 1/с для ЦВ) и конечный период (в среднем $8 \cdot 10^6$ 1/с для АВ, – $20 \cdot 10^6$ 1/с для ЦВ) развития вихря.

6. На основе массива данных гидрологических измерений (более 30 тыс.) проведен анализ сезонной и межгодовой изменчивости значений толщины ВКС в Черном море за период 1985-2017 гг. В холодный период года, когда основной пикно-халоклин ограничивает вертикальное перемешивание, на толщину ВКС значительное влияние оказывает динамика вод бассейна. В центральных районах моря, где пикноклин приподнят, толщина ВКС с января по март составляет 30-35 м, что на 7-15 м меньше, чем в районах континентального склона бассейна, где пикноклин заглублен. Максимальное значение толщины ВКС наблюдается в интенсивных синоптических антициклонах, где в среднем зимой они достигают 65-70 м, а минимальные – 25-30 м в циклонических синоптических вихрях. В ряде случаев зафиксированы экстремально высокие для Черного моря значения толщины ВКС, достигающие 100 м и даже 150 м. Все эти случаи относились к периферии бассейна к зоне опускания пикноклина. При этом даже при таких больших значениях толщины ВКС плотность его вод никогда не превышала 1015 кг/м^3, т.е. воды основного пикноклина, за исключением самой его верхней части, не вовлекаются в перемешивание и не вступают во взаимодействие с атмосферой.

7. В период прогрева воздействие ветра является основным фактором, вызывающим изменчивость толщины ВКС. Слабые ветры в восточной части моря и сильные в юго-западной приводят к соответствующему пространственному распределению толщины ВКС с максимумом на западе и минимумом на востоке бассейна. Влияние ветра наиболее значимо в весенний и осенний периоды ослабленной стратификации вод верхнего слоя и менее выражено

летом, в период максимального прогрева и развитого термоклина. На межгодовых масштабах наблюдается достаточно выраженная положительная корреляция между толщиной ВКС и скоростью ветра в летний период. В последние годы (после 2013 гг) отмечается рост летних значений толщины ВКС, связанный с интенсификацией летних штормов.

Результаты, представленные в данном разделе, опубликованы в [4, 18, 27, 30]

РАЗДЕЛ 4. ВЛИЯНИЕ ВЕРТИКАЛЬНОГО ОБМЕНА И УСЛОВИЙ ОСВЕЩЕННОСТИ НА БИООПТИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ЧЕРНОГО МОРЯ

Введение к Разделу 4

Биопродуктивность океана, в первую очередь, определяется двумя основными факторами: количеством биогенных элементов, необходимых для строительства клеток фитопланктона, и количеством света, доступного для фотосинтеза.

Большинство исследователей сходятся на том, что межгодовая изменчивость характеристик фитопланктона в Черном море определяется, прежде всего, изменчивостью потоков питательных веществ в эвфотический слой. Большое количество работ демонстрируют важное влияние речного стока на эту изменчивость. Изменения химического состава впадающих рек, связанное с антропогенными факторами, такими как строительство плотины «Железные ворота» и эвтрофикации в 1980-х гг., привело к значительной перестройке экосистемы Черного моря [Микаэлян и др., 1997; Mikaelyan et al., 2013; Yunev et al., 2002, 2005; Oguz, Velikova, 2010]. Речные воды распространяются в акватории бассейна под действием различных динамических факторов. Изменчивость кросс-шельфовых потоков биогенных элементов может значительно влиять на межгодовую изменчивость Хл и таксономический состав фитопланктона [Kubryakov et al, 2016, 2018; Mikaelyan et al., 2018; Дорофеев, Сухих, 2020]. Эти вопросы подробно рассмотрены в Разделах 1, 2 настоящей работы.

Второй важнейший источник биогенных элементов находится в слое их подповерхностного максимума, где они образуются в результате реминерализации органического вещества. Речные воды с высоким содержанием взвесей, РОВ и фитопланктона [Бурлакова и др., 1997; Маньковский и др., 2003; Vladimirov et al., 1997; Constantin et al.., 2016; Kaiser et al., 2017] приводят к значительному уменьшению прозрачности вод Черного моря. В результате интенсивного ослабления света продуктивный слой в Черном море относительно неглубок по сравнению с открытыми частями Мирового океана [Ведерников, Демидов, 1993]. Поэтому верхняя граница нутриклина – слоя повышенных градиентов питательных веществ – также расположен на небольших глубинах [Konovalov et al., 2001; Konovalov, Murray, 2001]. В сильно стратифицированном Черном море глубина нутриклина значительно связана с положением изопикн [Konovalov et al., 2005]. Из-за этого плотность верхнего слоя можно использовать как показатель интенсивности вертикального вовлечения питательных веществ из глубинных изопикнических слоев [Кубрякова и др., 2018]. Верхняя граница нутриклина в Черном море расположена приблизительно на глубинах 30-50 м в центре бассейна, что соответствует изопикне 1014,2 кг/м^3 , а максимальные концентрации нитратов и фосфатов

находятся на изопикнах 1015,5-1015,7 кг/м^3 [Konovalov, Murray, 2001]. Из-за близости поверхности и нутриклина вертикальные движения вод, связанные с крупномасштабной, вихревой динамикой бассейна, воздействием ветра в Черном море, могут существенно влиять на поступление биогенных элементов в эвфотический слой.

Осенне-зимняя конвекция является одним из основных механизмов, вызывающим вовлечение питательных веществ из их подповерхностного максимума в эвфотический слой в средних и высоких широтах [Сорокин, 1983; Gregoire, Beckers, 2004; Кривенко, Пархоменко, 2015; Williams & Follows, 2003; Severin et al., 2014; Mayot et al., 2017]. Зимнее конвективное перемешивание является причиной осенне-зимнего [Mikaelyan et al., 2017a, 2018] и весеннего цветения диатомовых [Георгиева, 1993; Ведерников, Демидов, 1997; Финенко и др., 2014; Кубрякова и др., 2018]. Рост стратификации и освещенности в весенний период приводит к потреблению вовлеченных зимой биогенов фитопланктоном и его интенсивному ранневесеннему цветению в верхних слоях океана (Sverdrup, 1953; Sorokin, 2002). После этого цветения часть питательных веществ оседает в нижние слои в органической форме, а другая часть реминерализируется, способствуя развитию фитопланктона в теплый период года (Williams & Follows, 2003). В Черном море, по данным (Lebedev&Vostokov,1984; Karl & Knauer, 1991), лишь небольшая часть (~10%) потока органического вещества оседает в анаэробный слой, а большая часть питательных веществ (~90%) остается в верхнем слое (Oguz et al., 1999).

Из-за этого зимняя конвекция в Черном море влияет на концентрацию фитопланктона не только в весенний, но и в последующий летний период года, а также на его среднегодовые характеристики (Кривенко, Пархоменко, 2010). Наиболее интенсивное зимнее – ранневесеннее цветение диатомовых водорослей (Маштакова, 1985; Сорокин, 2002; Mikaelyan et al., 2018; Miladinova и др, 2020) и следующее за ним раннелетнее цветение кокколитофорид (Буренков и др., 2011; Mikaelyan et al., 2015; Silkin et al., 2014, 2019; Kubryakov et al., 2021; Vostokov et al., 2021) в Черном море наблюдаются после холодных зим, что связывается с вовлечением питательных веществ в эвфотический слой в зимний период выхолаживания. Результаты численного моделирования (Кубрякова, Кубряков, 2018), показали, что интенсивность подповерхностного максимума концентрации фитопланктона в летний период также растет после холодных зим. Согласно спутниковым данным изменчивость концентрации Хл на поверхности моря на межгодовых временных масштабах коррелирует с зимней температурой поверхности моря (Oguz et al., 2006; Финенко и др., 2014; Miladinova et al., 2020). Многолетний анализ натурных данных (Mikaelyan et al., 2018) показал, что зимняя температура существенно влияет на таксономический состав и сезонную сукцессию фитопланктона в Черном море на протяжении всего теплого периода года.

Интенсивность конвективного перемешивания зависит не только от поверхностного выхолаживания, но и от стратификации вод, которая в Черном море, в первую очередь, определяется соленостью. Как показано в Разделе 3, в Черном море в последний период происходят значительные изменения поля солености и связанной с ней стратификацией. Такие изменения халинной структуры могут значительно влиять на проникновение зимнего конвективного перемешивания в толщу вод и связанное с ним вовлечение питательных веществ из нутриклина, однако их влияние на цветения фитопланктона в Черном море до сих пор не было исследовано.

Штормовое ветровое перемешивание также может вызывать возникновение интенсивных потоков питательных веществ в эвфотический слой. Этот механизм особенно важен в теплое время года, когда конвективное перемешивание отсутствует. Штормовое воздействие, в частности влияние интенсивных атмосферных циклонов, является одной из причин спорадического цветения фитопланктона в разных районах Мирового океана [Lin и др, 2003;. Babin et al., 2004; Han et al., 2012; Morozov et al., 2015]. Экмановская накачка и турбулентное ветровое перемешивание, вызванные этими циклонами, приводят к подъему питательных веществ и фитопланктона из подповерхностных слоев. Эти процессы сопровождаются ростом Хл, наблюдаемым по спутниковым оптическим измерениям [Babin et al., 2004; Walker et al., 2005; Wu et al., 2008; Gierach, Subrahmanyam, 2008; Byju et al., 2011]. Одной из важных причин увеличения биологической продуктивности является вовлечение питательных веществ в эвфотический слой, вызванное вертикальным сдвигом интенсивных инерционных течений, возникающих после шторма [*D*'Asaro et al., 1995; Gardner et al., 2001; Alford et al., 2016]. Этот процесс вызывает наиболее сильный отклик экосистемы на динамическое воздействие в подповерхностных слоях [Zhang et al., 2014; Chacko, 2017]. Действие нескольких последовательных штормов усиливает наблюдаемое влияние ветра на термохалинную и биологическую структуру океана [Babin et al., 2004; Fu et al., 2016]. Динамика океана модулирует интенсивность вертикальных потоков биогенных веществ, поскольку определяет топографию нутриклина, усиливая эффект шторма в циклонических областях поднятия вод и ослабляя его в областях опускания вод [Walker et al., 2005; Gierach, Subrahmanyam, 2008; Liu et al., 2009; Lin, 2012].

В Черном море в некоторые годы в теплый период времени наблюдалось развитие аномальных поверхностных цветений фитопланктона после сильных штормов. Такие явления фиксировались по спутниковым данным в 2001 г. [McQuatters-Gollop et al., 2008], в 2015 г. [Kubryakov et al., 2019] и в 2017 г. [Зацепин и др., 2017]. Неглубокое положение верхней границы подповерхностного максимума хлорофилла (15-20 м) и нутриклина (30-40 м) в Черном море, и преобладающая циклоническая циркуляция бассейна усиливают влияние штормов на

биологическую продуктивность Черного моря. В работе [Mikaelyan et al., 2017] показано, что такие кратковременные экстремальные атмосферные воздействия являются одним из триггеров начала осеннего цветения фитопланктона. Вместе с тем, подробного исследование физических механизмов влияния штормовых ветров на возникновения аномальных цветений фитопланктона в Черном море до настоящего времени не проводилось.

Важнейшей характеристикой морских экосистем является концентрация хлорофилла А (Хл), которая во многом определяет первичную продуктивность в океане [Демидов, 2009; Финенко и др., 2009; Yunev, 2011]. Спутниковые данные предоставляют большой объем данных о пространственно-временной изменчивости поверхностного содержания Хл [Финенко и др., 2014; Kopelevich et al., 2002; Nezlin, 2008; Kubryakov et al., 2016]. В частности, они позволили выявить важную роль вихревой адвекции в кросс-шельфовых потоках питательных веществ и Хл в глубоководную часть бассейна [Oguz et al., 2002; Shapiro et al., 2009; Kubryakov et al., 2016], описать роль эпизодических событий термической стратификации на рост Хл в зимний период [Mikaelyan et al., 2017]. Долгосрочный анализ спутниковых и контактных измерений показал, что сезонный пик поверхностной Хл определяется началом зимней конвекции в глубоководных районах бассейна и речным стоком в шельфовых районах моря [Кривенко, Пархоменко , 2010; Финенко и др., 2014; Кубрякова и др., 2018].

Однако спутниковые данные дают информацию только о поверхностной изменчивости Хл. Вместе с тем, Хл и другие характеристики фитопланктона обладают значительной вертикальной изменчивостью. Исследованиям этой изменчивости в Черном море посвящено большое количество работ, основанных в большинстве на судовых измерениях. Многие из них были посвящены оценке сезонного цикла биомассы фитопланктона, Хл и первичной продукции, региональным особенностям этих характеристик и их зависимости от различных физических факторов [Сорокин, 1983; Зернова, Незлин, 1983; Ведерников, Демидов, 1993; Микаэлян, 1997; Демидов, 1999, 2008; Берсенева и др., 2004; Финенко и др., 2005; Стельма, 2006; Кривенко, 2010; Кривенко, Пархоменко, 2011; Mikaelyan et al., 2011, 2018; Silkin et al., 2019]. В частности было показано, что интегральная по глубине Хл обычно имеет три сезонных максимума (зима-начало весны, лето, осень) [Ведерников, Демидов, 1993; Демидов, 1999; Финенко и др., 2005; Кривенко, 2010; Кубрякова и др. ,2018], тогда как Хл в верхнем слое характеризуется двумя максимумами: поздней осенью и ранней весной [Берсенева и др., 2004; Демидов, 2009; Кривенко, Пархоменко, 2010]. При этом спутниковые данные на поверхности фиксируют обыкновенно только один пик Хл – осенне-зимний, а в летний период отмечают наиболее глубокий минимум Хл [Nezlin, 2008; Финенко и др., 2014, 2019; Кубрякова и др., 2018].

Основной особенностью вертикального распределения Хл в Черном море является заглубление пика Хл в теплый период года и формирование подповерхностного максимума Хл [Сорокин, 1983; Ведерников, Демидов, 1993], также как и в других районах Мирового океана на умеренных и высоких широтах [Cornec et al., 2020]. Изменчивость толщины, глубины и формы подповерхностного пика Хл в теплый период в Черном море была детально исследована в [Финенко и др., 2005; Кривенко, 2010]. Согласно классической точке зрения [Cullen, 2015], подповерхностный максимум Хл формируется в толще вод между слоями с достаточными значениями освещенности у поверхности моря и глубинными слоями с повышенной концентрацией питательных веществ. Вовлечение питательных веществ в эвфотический слой в теплый период тесно связан с турбулентным перемешиванием, связанным со короткопериодным воздействием штормов [Iverson et al., 1974; Zhang et al., 2014; Kubryakov et al.., 2019], апвеллингов или вертикальной адвекции в вихрях [McGillicuddy et al., 1998; Микаелян и др., 2020]. Эти физические процессы вызывают вертикальные потокам биогенных элементов в нижней части эвфотической зоны и являются одной из важных причин роста фитопланктона в слое его подповерхностного максимума [Jonhson et al., 2010; Cullen, 2015]. Другой причиной формирования подповерхностного максимума Хл является увеличение фотосинтетически активной радиации (ФАР) в летний период, которое приводит к расширению эвфотического слоя и углублению продуктивной зоны [Letelier et al., 2004; Mignot et al., 2014]. В то же время высокие значения освещенности вызывают снижение Хл и флуоресценции вблизи поверхности [Platt et al., 1982] в результате нескольких эффектов, включая нефотохимическое тушение, фотоингибирование и фотоадаптацию [Falkowski & Raven, 2013; Silkin et al., 2021].

Несмотря на то, что контактные измерения позволили исследовать основные особенности вертикальной изменчивости сезонного хода Хл, ряд вопросов остается открытым. В первую очередь, это связано с ограниченным временным и вертикальным разрешением контактных измерений. Данные о вертикальном распределении Хл в глубоководной части моря обычно получают во время судовых экспедиций, которые проводится преимущественно раз в сезон. Измерения зачастую имеют довольно грубое разрешение по вертикали – 5-10 м. Принимая во внимание тонкую вертикальную структуру Хл в океане [Маньковский и др., 2010; Durham, Stoker, 2012], такое низкое разрешение может привести к сглаживанию особенностей вертикальных характеристик фитопланктона в зонах резких изменений Хл и физических характеристик, т. е. вблизи пикноклина или хемоклина.

Еще одним важнейшим физическим фактором, существенно влияющим на вертикальное распределение и изменчивость Хл, является освещенность. Ряд недавних работ показывает, что классическое определение эвфотической глубины – 1 % от поверхностной ФАР не определяет

реальную толщину продуктивного слоя [Banse, 2004; Letelier et al., 2004], поскольку Эффективность фотосинтеза зависит от абсолютных значений *Ed* [Jassby, Platt, 1976]. Поэтому эвфотическая глубина, рассчитанная при помощи относительных оценок, может привести к значительным ошибкам при определении глубины продуктивной зоны [Banse, 2004]. В частности, в ряде работ показано, что фитопланктон часто наблюдается в слоях, которые значительно глубже, чем глубина, соответствующая 1% поверхностной ФАР [Letilier et al., 2004; Marra et al., 2014]. В Черном море авторы нескольких классических работ [Ведерников, Демидов, 1993; Демидов, 1999] используют 0,1 % вместо 1 % для описания эвфотической зоны. Тем не менее, есть свидетельства того, что автотрофный фитопланктон в Черном море можно наблюдать и ниже границы 0,1 % от поверхностной ФАР [Демидов, 1999].

К сожалению, в литературе практически отсутствуют исследования, основанные на анализе синхронных долговременных измерений характеристик фитопланктона и параметров освещенности, – фотосинтетически активной радиаций (ФАР), показателя вертикального ослабления света (*kd*) в Черном море. Данные о сезонных изменениях глубины эвфотической зоны был получены лишь в ограниченном количестве исследований [Ведерников, Демидов, 1993; Демидов, 1999; Финенко и др., 2002], их детальный совместный анализ с Хл в бассейне практически не проводился. Таким образом, в настоящий момент не ясно какие значения ФАР являются лимитирующими для фотосинтеза и как условия освещенности и параметры фитопланктона связаны на сезонных масштабах.

Фотосинтетические пигменты во время интенсивного цветения фитопланктона вызывают резкое ослабления света [Morel, 1991]. Этот эффект, известный как самозатенение, может существенно влиять на рост фитопланктона в глубинных слоях с высоким количеством питательных веществ [Shigesada & Okubo, 1981; Morel, 1991; ; Churilova et al., 2020] и на положение подповерхностного максимума Хл [Letelier et al., 2004; Leach et al., 2018]. Механизм самозатенения является одним из важных факторов, определяющих изменчивость и таксономический состав фитопланктона в наиболее продуктивных водоемах, например, в озерах, реках и прибрежных водах [Morel, 1991; Leach et al., 2018]. Для океанических условий [Letelier et al., 2004] показали, что интенсивное зимнее цветение фитопланктона в тропической части Тихого океана приводит к поднятию эвфотической зоны примерно на 20 м, угнетая развитие фитопланктона в глубинных слоях. В то же время влияние эффекта самозатенения на межгодовую изменчивость вертикального распределения Хл в открытом океане и, в частности, в центральной части Черного моря практически не учитывается.

Кроме этого, концентрация РОВ в Черном море в несколько раз выше, чем в Мировом океане [Ducklow et al., 2007], что отчасти объясняется влиянием речного стока [Cauwet et al., 2002; Saliot et al., 2002; Ducklow et al., 2007; Костылева и др., 2015a; Margolin et al., 2016; Kaiser

et al., 2017]. В то же время причины изменчивости РОВ даже на сезонных масштабах в верхнем слое Черном море в настоящее время изучены недостаточно. Ряд авторов указывают, что корреляция между РОВ и соленостью практически отсутствует на континентальном склоне и глубоководной части Черного моря и даже в районе СЗШ [Cauwet et al., 2002; Saliot et al., 2002; Kaiser et al., 2017]. Эти работы подчеркивают важную роль автохтонных процессов в образовании и изменчивости РОВ, связанных, в первую очередь, с лизисом клеток фитопланктона [Cauwet et al., 2002; Ducklow et al., 2007; Костылева и др., 2015b; Kaiser et al., 2017]. Сезонная динамика окрашенного РОВ может значительно влиять на условия освещенности и вертикальное распределение характерситик фитопланктона, значительно зависят от динамики, однако особенности и механизмы её изменчивости в настоящее время практически не изучены.

Одной из важных особенностей экосистемы Черного моря являются очень интенсивные цветения кокколитофорид, представленных, в основном, видом *Emiliania huxleyi* [Манковский, 1992; Сорокин, 1983; Микаэлян и др., 2005; Паутова и др., 2007; Ясакова, Станичный, 2012; Cokacar et al., 2004]. Кокколитофориды играют одну из доминирующих ролей в фитопланктонном сообществе Черного моря [Сорокин, 1983; Паутова и др., 2007; Стельмах и др., 2009; Mikaelyan, 1997; Eker-Develi, Kideys, 2003], и их вклад в биомассу фитопланктона возрос в последние десятилетия [Mikaelyan et al., 2011, 2015; Yasakova et al., 2017]. Концентрация кокколитофорид в Черном море в отдельные годы достигает чрезвычайно высоких значений, превышающих 16 млн клеток в литре морской воды [Ясакова, Станичный, 2012] и даже 30 млн клеток в литре морской воды [Michnea, 1997]. Согласно обзору [Tyrell, Merico, 2004] эти значения превышают зафиксированные в каких-либо других акваторий Мирового океана, за исключением данных 1950-х гг., полученных в Норвежских фьордах [Birkenes, Braarud, 1952].

Кокколитофориды используют CO_2 для образования известняковых пластинок (кокколит) вокруг своей клетки. Образующиеся кокколиты после цветения оседают на дно, значительно влияя на углеродный цикл в системе океан-атмосфере [Holligan et al., 1983; Milliman, 1993; Shutler et al., 2013; Kondrik et al., 2017]. Кокколиты вызывают сильное обратное рассеяние и обладают высокой отражательной способностью (*RRS – remote-sensed reflectance*) на всех оптических длинах волн. Это уникальное свойство позволяет обнаруживать и исследовать динамику этого вида фитопланктона по оптическим спутниковым и контактным измерениям [Holligan et al., 1983; Groom, Holligan, 1987; Balch et al., 1991]. Спутниковые наблюдения широко использовались для изучения пространственной и временной изменчивости, интенсивности и сроков цветения кокколитофорид и их связи с физическими факторами в Черном море [Карабашев и др., 2007; Буренков и др., 2011; Cokacar et al., 2001,

2004; Kopelevich et al., 2014] и Мировом океане [Groom, Holligan, 1987; Tyrrell, Merico, 2004; Iida et al., 2012; Moore et al., 2012].

Обычно наиболее интенсивное цветение кокколитофорид наблюдается в поверхностном слое в конце весны – в начале лета (далее – «раннелетнее цветение») в Мировом океане [Tyrrell, Merico, 2004; Moore et al., 2012; Hopkins et al., 2015; Kondrik et al., 2017] и Черное море [Cokacar et al., 2001, 2004; Микаэлян и др., 2005; Паутова и др., 2007; Kopelevich et al., 2014; Корчемкина, Ли, 2014]. Одной из возможных причин таких цветений является уникальная способность кокколит рассеивать свет и противостоять фотоингибированию, что делает кокколитофориды более конкурентоспособными в поверхностном слое в периоды высокой солнечной радиации и малых глубин ВКС [Paashe, 2002; Tyrrell, Merico, 2004; Monteiro et al., 2016; Xu et al., 2016].

Обширное цветение кокколитофорид в Черном море отмечается также и в холодный осенне-зимний сезон [Сорокин, 1983; Суханова, 1995; Стельмах и др., 2009, 2013; Yasakova et al., 2017]. В частности, цветение кокколитофорид отмечалось в центральной части Черного моря в ноябре 1993 г. [Суханова, 1995], в северо-восточной части в конце декабря 2006 г. [Yasakova et al., 2017], в северо-западной части в феврале 2003, 2006, 2007 гг., и октябре-ноябре 2010 г. [Stelmah et al., 2009, 2013], а также в проливе Дарданеллы в январе 2004 г. [Turkoglu, 2010]. Зимнее цветение занимало весь ВКС (40 м) и наблюдалось в условиях низкой освещенности и температуры (меньше 9°С) [Stelmah et al., 2009; Ясакова и др., 2017]. Зимнее цветение кокколитофорид, занимающее весь ВКС, также недавно было зарегистрировано в Северной Атлантике [Schiebel et al., 2011].

Спутниковые и контактные измерения показывают, что цветения кокколитофорид обладают значительной межгодовой изменчивостью [Cokacar et. al., 2004; Mikaelyan et al., 2011; Kopelevich et al., 2014]. Анализ многолетних контактных измерений с 1967 по 2005 гг., показывает долговременную тенденцию увеличения цветения кокколитофорид [Mikaelyan et al., 2011]. В течение последнего 30-летнего периода структура фитопланктона в начале лета изменилась от сообщества с доминированием диатомовых водорослей (с вкладом в биомассу ~70%) к сообществу с доминированием кокколитофорид (с вкладом от 50 до 80%) [Mikaelyan et al., 2015; Yasakova et al., 2017]. Одной из возможных причин такого роста является долговременное повышение концентрации фосфатов в верхних слоях Черного моря [Konovalov, Murray, 2001; Mikaelyan et al., 2013]. Наличие фосфатов считается одним из факторов, способствующих развитию кокколитофорид. Этот факт был продемонстрирован в ряде лабораторных экспериментов и на основе натурных данных в Черном море [Silkin et al., 2009, 2014] и других регионах Мирового океана [Paasche, Brubak, 1994; Riegman et al., 1992, 2000; Townsend et al., 1994; Tyrell, Mexico, 2004; Krumhardt et al., 2017].

Лишь крайне ограниченное число исследований в Черном море дает информацию о вертикальной структуре цветений кокколитофорид [Микаэлян и др., 2005; Паутова, 2007]. Эти исследования показали, что высокая концентрация кокколитофорид в 2005 г. (более $1{,}1 \cdot 10^6$ клеток $л^{-1}$) наблюдалась в ВКС (0-10 м) в центральной части моря. На континентальном склоне цветение занимало более глубокий слой (0-20 м), который включал ВКС и верхнюю часть сезонного термоклина.

Таким образом, в настоящий момент все еще существует ряд существенных пробелов в понимании изменчивости вертикального распределения различных характеристик фитопланктона и её связи с физическими факторами, в частности с характеристиками освещенности и перемешивания даже на сезонных временных масштабах. Одной из важных причин этих пробелов является отсутствие долговременных биооптических измерений, особенно в центральной части Черного моря. Разработка и запуск буев Био-Арго с установленными на них биооптическими датчиками дает возможность преодолеть эту проблему [Claustre et al., 2010]. Сегодня буи Био-Арго предоставляют синхронные измерения нескольких ключевых биооптических свойствах океана, в том числе о нисходящей освещенности, Хл, обратном рассеянии и других параметрах на регулярной основе и с исключительно высоким вертикальным разрешением в 1 м. Эти данные уже сейчас позволили получить ряд новых представлений о динамике фитопланктона в различных районах Мирового океана (список ссылок на сайте проекта [http://biogeochemical-argo.org/]).

В 2014-2015 гг. на Черном море было выпущено несколько буев Био-Арго. Эти измерения были использованы для изучения процессов на границе субкислородной зоны, изменчивости концентрации кислорода, распределения взвешенных частиц и диапикнического перемешивания в Черном море [Stanev et al., 2013, 2017, 2018; Capet et al., 2016]. Кубрякова и др. (2018) на основе данных Био-Арго провели исследование характеристик сезонной изменчивости интегральной концентрации Хл. Закономерности сезонной и межгодовой изменчивости вертикального распределения Хл были рассмотрены в [Kubryakov, Stanichny, 2016; Kubryakov et al., 2020], а изменчивость показателя вертикального ослабления света на длине волны 490 нм была исследована в [Organelli et al., 2017]. В работе [Kubryakov et al., 2019] по этим измерениям проведено подробное исследование вертикальной эволюции цветений кокколитофорид в Черном море в летний и зимний период, а также их связь с изменчивостью Хл и влияние на образование растворенного органического вещества.

В Разделе 4 настоящей работы на основе спутниковых измерений, данных буев Био-Арго и полученных в Разделе 3 преставлениях, исследуется влияние различных физических факторов (освещенности, перемешивания, вертикальной адвекции) на изменчивость основных биооптических характеристик Черного моря: концентрации хлорофилла А, показателя

обратного рассеяния света, показателя вертикального ослабления света на масштабах от месячных до межгодовых. В подразделе 4.1 настоящей работы описываются использованные в этом Разделе данные и методика. В подразделе 4.2 на основе спутниковых данных и данных буев Био-Арго исследуется влияние физических факторов на межгодовую изменчивость характеристик цветений кокколитофорид и их вертикальную эволюцию. На основе анализа сезонной изменчивости показателя вертикального ослабления света в УФ-диапазоне демонстрируется, что летние цветения кокколитофорид оказывают важнейшее влияние на изменчивость концентрации окрашенного РОВ и связанные с ней условия освещенности в верхнем слое Черного моря в летний период. В подразделе 4.3 проводится исследование сезонной динамики вертикального распределения характеристик освещенности вод и их взаимосвязи с вертикальным распределением Хл. Детальное исследование особенностей сезонного хода вертикального распределения Хл в 2014-2019 гг., ее связи с характеристиками освещенности и вертикальным перемешиванием дается в подразделе 4.4. В разделе 4.5 проводится анализ особенностей влияние зимнего выхолаживания и эффекта самозатенения на межгодовую изменчивость положения и интенсивности подповерхностного максимума концентрации хлорофилла А в Черном море. Физические механизмы влияния штормовых ветров на возникновения интенсивных цветений фитопланктона в теплый период года исследуются в подразделе 4.7.

4.1 Данные и методы

Исследование вертикального распределения биооптических характеристик основано на данных 4 буев Био-Арго в Черном море за 2014-2019 гг. Данные были загружены из архива данных *IFREMER* [ftp://ftp.ifremer.fr/]. Большую часть времени буи были расположены над континентальным склоном и в глубокой части Черного моря (глубина более 1000 м) (Рисунок 4.1). Данные буев Арго имеют высокое временное (от 1 до 5 суток) и вертикальное разрешение (1 м).

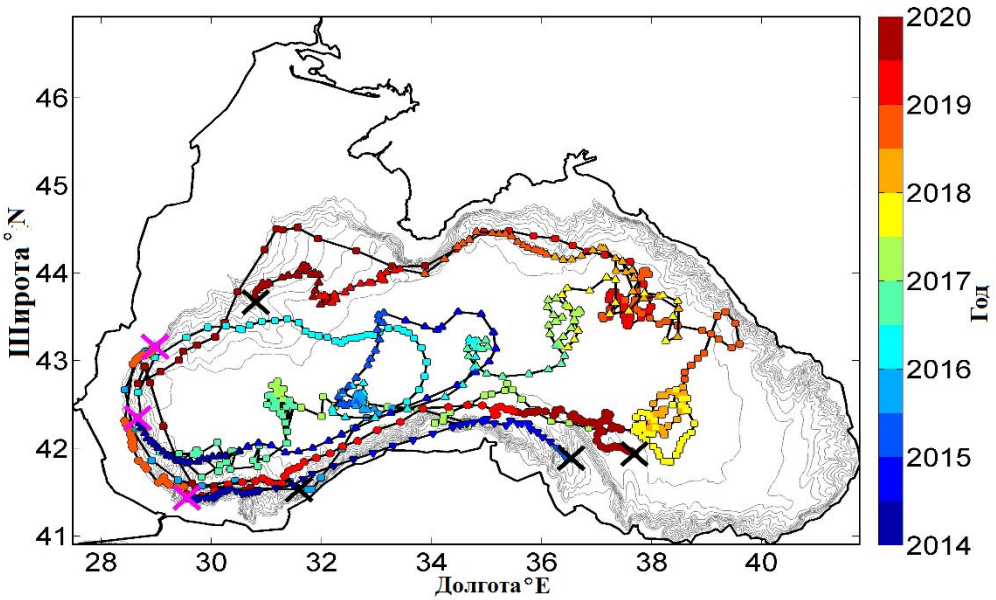

Рисунок 4.1 – Траектории буев Био-Арго за период январь 2014 г. – декабрь 2019 г. Черные линии – изобаты. Цвета показывают год измерений, маркеры – разные буи. Пурпурные крестики показывают начальное положение буев, черные крестики – конечное

В работе анализируются данные о Хл, коэффициенте обратного рассеяния на длине волны 700 нм (b_{bp}), и нисходящей облученности на длинах волн 380 нм, 412 нм, 490 нм и ФАР.

Хл определялась по измерениям флуоресценции Хл датчиком *Wetlabs ECO Triplet Puck* по методике, описанной в [Xing et al., 2011]. Использовался продукт "*CHL_ADJUSTED*", который включает коррекцию на нефотохимическое тушение [Roesler et al., 2017] и коррекцию на вклад флуоресценции органического вещества [Xing et al., 2017]. Как показано в работе [Xing et al., 2017], последняя поправка очень важна для Черного моря, содержащее большое количество РОВ [Organelli et al., 2017]. Данные были загружены из архива данных *IFREMER* [ftp://ftp.ifremer.fr/ifremer/argo]. Описание используемого протокола приведено по адресу http://www.argodatamgt.org/Documentation. Измерения Хл были выполнены около полудня по местному времени на восходящей фазе измерений (т.е. в момент поднятия буя) и около полуночи на нисходящей фазе измерений. Таким образом, данные включали и ночные, и дневные измерения флуоресценции. Всего за период 2014-2019 гг. доступно более 1250 профилей Хл по данным буев Био-Арго.

Мультиспектральный радиометр для измерения цвета океана (*OCR*-504, *SATLANTIC Inc.*) был использован для получения данных о нисходящей облученности (*Ed*) на длинах волн 380 нм, 412 нм и 490 нм и ФАР. Точность прибора составляет 5 мкмоль фотонов $м^{-2}$ $с^{-1}$. При создании продукта выбросы, связанные с влияниеи облачности и фокусировкой волн были фильтрованы с помощью коррекции, предложенной в [Zaneveld et al., 2001] были отмечены и удалены из каждого профиля. Большинство измерений ФАР были сделаны около полудня по

местному времени. В исследовании были использованы только измерения ФАР, сделанные в течение ±1,5 ч около полудня (10:30-13:30 ч). Всего было отобрано 518 профилей ФАР, а 50 профилей были исключены из анализа. Пренебрегая суточными вариациями облачности, измерения ФАР вблизи полудня приблизительно представляют максимальное за день значение ФАР, которое будет обозначаться *Ed*.

Вертикальные градиенты *Ed* были использованы для расчета показателя вертикального ослабления света – *kd:*

$$kd(\lambda, z) = ln\left(\frac{Ed(\lambda,z+dz)}{Ed(\lambda,z)}\right)/dz, \quad (4.1)$$

где z – глубина, м;

dz=1 м – длина волны.

Скорость фотосинтеза, в первую очередь, зависит от суточной интегральной солнечной радиации (*Qs*, моль фотонов $м^{-2}$ $сут^{-1}$). Это значение может быть оценено из максимального значения ФАР в полдень (*Ed*) и длины светового дня (*DL*), которая является функцией широты *y* и дня года N_{day} [Kirk et al., 1983; Legendre et al., 1993]:

$$Qs=2DL\cdot(y,N_{day})\cdot PAR/\pi. \quad (4.2)$$

Для черноморских широт (40°-45°N) продолжительность светового дня увеличивается с 9 ч в декабре до 15 ч в июне. При этом линейный уклон между *Qs* и *Ed* изменяется примерно от 5,5 до 9 зимой и летом, соответственно.

Данные об ослаблении света на коротких длинах волн могут быть использованы для оценки концентрации растворенного органического углерода (РОУ). Для приблизительной оценки используем уравнение из работы [Smith et al., 2004, Таблица 4]:

$$DOC = 250 * kd(380)^{0.66}. \quad (4.3)$$

Это уравнение было получено для акватории Великих озер, где химические и оптические характеристики значительно отличаются от характеристик Черного моря. Для адаптации этого уравнения к условиям Черного моря средний профиль РОУ, полученный по этой формуле на основе осредненных данных буев Био-Арго о *kd*(380), был сопоставлен с профилем, полученным по контактным измерениям в недавней работе [Kaiser et al., 2017]. Результаты

сравнения показали, что рассчитанные значения РОУ отличаются от измеренных на постоянную константу *a*0=70 мкм. Эта константа была использовано для коррекции уравнения (4.3):

$$DOC = a0 + 250 * kd(380)^{0.66}. \quad (4.4)$$

Это уравнение используется в дальнейшем для получения приблизительной оценки концентрации РОУ по измерениям буев Био-Арго. Следует отметить, что уравнение (4.4) является чрезмерно упрощенным, поскольку другие оптически активные компоненты могут также влиять на *kd*(380). Кроме того, РОВ состоят не только из РОУ, но также включают растворенный органический азот и растворенный органический фосфор. Относительный вклад этих соединений может варьироваться во времени и по вертикали, но вклад РОУ обычно является доминирующим. В частности, в Черном море [Kaiser et al., 2017] показал, что отношение РОУ к растворенному органическому азоту составляет около 7. Отметим, что региональная валидация с использованием контактных данных необходима для получения точной информации о РОВ из биооптических измерений.

В ряде предыдущих работ было показано (Twardowski et al., 2004; Twardowski, Donaghay, 2002; Loiselle et al., 2009; Helms et al., 2008; Vodacek et al., 1997; Danhiez et al., 2017), что спектральный наклон kd в коротковолновом диапазоне является индикатором молекулярной массы (состава) органического вещества. В частности уменьшение спектрального наклона является индикатором фотодеградации РОВ, которое приводит к образованию более простых зимических соеденений из сложных (Blough et al., 1993; Twardowski, Donaghay, 2002 и др.). Это вывод основан на имеющихся данных о том, что поглощение простых органических веществ (с малой молекулярной массой) более интенсивно в наиболее коротковолновой части видимого диапазон, а комплексных органических веществ (с большой молекулярной масссой) на более длинных волн коротковолновой части видимого диапазона. Такие данные были подтверждены экспериментально. Спектральный наклон показателя вертикального ослабления света s_{kd} на длинах волн 380 и 412 нм

$$\boldsymbol{s_{kd}}(380/490) = ln\,(kd_{380}/kd_{412})/(412 - 380) \quad (4.5)$$

был использован для оценки молекулярной массы химических составляющих РОУ.

Данные о коэффициенте обратного рассеяния на длине волны 700 нм (далее b_{bp}) основаны на измерении датчика *Wetlabs ECO Triplet Puck*, установленного на буях Био-Арго [Schmechtig et al., 2015b]. Измерения b_{bp} имеют точность порядка 10-15% [Bisson et al., 2020].

Кокколиты вызывают интенсивное обратное рассеяние, что вызывает резкий рост b_{bp} и яркости восходящего излучения (R_{rs}) в относительно чистых водах центральных частях морей и океанов во время их «цветений» [Hooligan et al., 1983; Balch et al., 1991, 1996]. В Черном море данные о $R_{rs}(555)$ были использованы для изучения цветений кокколитофорид в [Cokacar et al., 2001, 2004; Kopelevich et al., 2014]. Эти работы показывают, что увеличение R_{rs} в мае-июне в глубокой части бассейна является надежным индикатором цветения кокколитофорид. Суслин, Чурилова (2012) провели сравнение спутниковых R_{rs} и натурных измерений концентрации кокколитофорид в Черном море и показали наличие прямой зависимости между R_{rs}, b_{bp} и концентрацией кокколитофорид (N).

Для исследования цветений кокколитофорид по спутниковым измерениям использовались ежесуточные данные о яркости восходящего излучения R_{rs} на длине волны 555 нм с разрешением 1 км (*Level* 2), полученные со спутникового сканера *MODIS-Aqua*, за период с 2003 по 2019 гг. Использовался стандартный продукт, полученный в архиве *OceanColor*. Обработка данных включает в себя также стандартную процедуру фильтрации облаков. Отметим, что области очень интенсивных цветений коколитофорид могут быть в ряде случаев помечены как облака из-за очень высоких значений R_{rs} [Land et al., 2018]. Такие ситуации, в частности, наблюдались во время мощного цветения в 2012 и 2017 гг. (Рисунок 4.7 в разделе 4.1). Эти ошибки могут привести к некоторому занижению (на ~10% по данным [Land et al., 2018] оценок R_{rs} во время наиболее интенсивных цветений кокколитофорид).

Литогенные частицы также могут вызывать рост обратного рассеяния и R_{rs}. В Черном море существует несколько основных источников литогенных частиц: речной сток; эрозии берегов; взмучивание донных осадков [Алескерова и др., 2020]. Все эти процессы происходят в шельфовой части бассейна. Чтобы минимизировать влияние литогенных частиц, для оценки межгодовой изменчивости интенсивности цветения кокколитофорид в настоящей работе будут использованы спутниковые измерения только в глубоководной части бассейна (глубины более 1000 м).

Изменчивость b_{bp} по данным буев Био-Арго и ее сравнение со спутниковыми R_{rs} в поверхностном слое (z=1 м) приведены на рисунке 4.2. Для сравнения данные R_{rs} были линейно интерполированы по времени и пространству на положение измерений буев Био-Арго. Изменчивость b_{bp} и R_{rs} достаточно хорошо согласуется (Рисунок 4.2, *б*, *в*). Два пика обоих сигналов наблюдаются в мае-июне и январе-феврале, что соответствует летнему и зимнему цветению кокколитофорид [Kubryakov et al., 2019]. Отличительной особенностью, наблюдавшейся в обоих массивах данных, был резкий пик b_{bp} летом 2017 г., когда в Черном море было зафиксировано рекордное цветение в спутниковую эру. Коэффициент корреляции между b_{bp} и R_{rs} составил 0,9 ($n=453$, $p<10^{-6}$) для нефильтрованных временных рядов

(Рисунок 4.2, *б*) и был больше 0,95 для временных рядов, сглаженных 30-дневной скользящей средней (Рисунок 4.2, *в*). Для вычисления коэффициентов корреляции здесь и ниже мы используем корреляционный метод Пирсона.

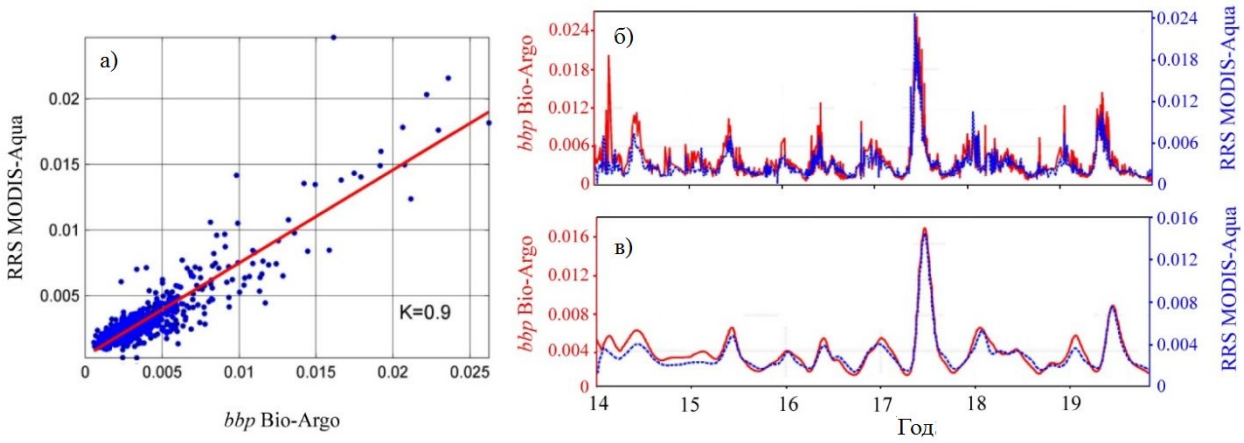

Рисунок 4.2 – Сравнение b_{bp} (м$^{-1}$) на глубине z=1 м по данным буев Био-Арго и спутниковым измерениям R_{rs} (ср$^{-1}$) по данным *MODIS-Aqua* (*а*). Красная линия – аппроксимация линейной функцией $b_{bp}(700)=R_{rs}(555)\cdot 0.7$; временная изменчивость b_{bp} и R_{rs} (*б*); временная изменчивость b_{bp} и R_{rs} для рядов сглаженных 30-дневной скользящей средней (красная линия – b_{bp}; синяя линия – R_{rs}) (*в*)

В обоих массивах данных отсутствуют выраженные тренды, свидетельствующие о том, что данные буев Био-Арго и спутниковые измерения относительно стабильны во времени. Из диаграммы рассеяния (Рисунок 4.2, *а*) b_{bp} можно представить в виде простой линейной функции от R_{rs}

$$bbp(700) = 0{,}7 \cdot RRS(555). \qquad (4.6)$$

СКО между параметризированным и измеренным b_{bp} составляет менее 0,001 м$^{-1}$. При более высоких значениях b_{bp}, соответствующих цветениям коккоолитофорид, оно увеличивается до 0,0023 м$^{-1}$ для b_{bp} в диапазоне 0,005-0,025 м$^{-1}$ и до 0,0025 м$^{-1}$ в диапазоне 0,01-0,025 м$^{-1}$. Таким образом, спутниковые измерения R_{rs} являются эффективной мерой обратного рассеяния частиц в Черном море, в том числе во время цветений кокколитофорид.

Для количественного сравнения полученных результатов с данными натурных биологических измерений оценим концентрацию кокколитофорид по спутниковым данным и измерениям буев Био-Арго. Для оценки приблизительной концентрации кокколитов (*nc*) по данным b_{bp} используем уравнение из [Balch et al., 1991]:

$$bbp(546) = 0.00128 + 1.2896 * 10^{-7} nc - 8.4063 * 10^{-14} * nc^2, \quad (4.7)$$

где *nc* – концентрация кокколитов ($\times 10^3$ л$^{-1}$).

Для оценки $b_{bp}(700)$ из $b_{bp}(546)$ использовался спектральный коэффициент 1,35, предложенный для использования в алгоритме восстановления концентрации кокколит по данным *MODIS* [Gordon, Balch, 1999]. Этот коэффициент соответствует данным [Voss et al., 1998], в которых получены коэффициенты 1,4 для отделенных кокколит, 1,2 для покрытых кокколитами клеток. Тогда

$$bbp(700) = (546/700)^{1,35} \cdot bbp(546). \quad (4.8)$$

Обратное рассеяние во время цветения кокколитофорид представляет собой смесь сигналов от кокколитофорид и отделенных кокколит. При этом количество присоединённых кокколит (*nc*) к клетке может сильно варьироваться. Более того, по мере развития цветения количество отделившихся кокколит в воде увеличивается. На стадии цветения соотношение между количеством клеток и кокколит составляет 1 к 10-35 [Balch et al., 1991]. В Черном море во время пика цветения по измерениям Микаэлян и др. (2005) оно составляет в среднем 1 к 57.

В настоящей работе используем среднее значение *nc*=30 в соответствии с [Neukermans, Fournier, 2018]. Тогда концентрацию кокколитофорид (*N*) можно оценить, как *N*=*nc*/30. Эту формулу можно рассматривать только как приближенную [Balch et al., 1991, 1996; Paasche, 2001], которая дает более корректные оценки для периода от начала до пика цветения, когда сигнал формируется в основном кокколитами, прикрепленными к клетке.

Используя формулы 4.7 и 4.8 и соотношение *N*=*nc*/ 30, получим, что

$$N = 0{,}8 * 10^9 \cdot bbp(700)^{1,21}. \quad (4.9)$$

Анализ показывает, что оценки *N*, рассчитанные по уравнению 4.9, сопоставимы со значениями, полученными с помощью формулы, предложенной в работе [Чурилова, Суслин, 2012]:

$$N=1{,}6 \cdot 10^8 \cdot bbp(555) - 320000. \quad (4.10)$$

Эта формула основана на данных натурных измерений, полученных во время цветений кокколитофорид в 1998 и 2000 гг. в Черном море.

Уравнения (4.6) и (4.9) могут быть использованы для количественной оценки количества клеток кокколитофорид по данным спутниковых измерений R_{rs}:

$$N = 1.2 * 10^9 \cdot RRS(555)^{1.21}. \quad (4.11)$$

Уравнение 4.11 будет далее использовано для оценки концентрации кокколитофорид по оптическим данным для сравнения с предыдущими биологическими исследованиями. Тогда уровню цветения, т.е. N=1 млн кл/л соответствует значение b_{bp}, равное 0,005 м$^{-1}$. Следует еще раз подчеркнуть, что эту формулу можно рассматривать только как приблизительную, поскольку количество кокколит по сравнению с живыми клетками может сильно варьировать на разных стадиях цветения и в разных океанографических условиях [Balch et al., 1991, 1996; Paasche, 2001].

4.2 Влияние физических факторов на межгодовую изменчивость характеристик цветений кокколитофорид и связанные с ними изменения условий освещённости в Черном море

В июне 2012 г. спутниковый сканер *MODIS-Aqua* зафиксировал необычайно высокие значения R_{rs} в центральной части Черного моря, достигающие 0,025 ср$^{-1}$ [Ясакова, Станичный, 2012; Корчемкина, Ли, 2014]. Концентрация клеток кокколитофорид, измеренных в полевой экспедиции на северо-востоке Черного моря, в том году была исключительно высока и превышала $16 \cdot 10^6$ клеток л$^{-1}$ [Ясакова, Станичный, 2012]. В июне 2017 г. R_{rs} побил рекорд 2012 г. [Корчемкина и др., 2020]. На глобальной карте яркости океана Черное море выглядело как «яркое» пятно в «темном» Мировом океане (Рисунок 4.3). Данные *MODIS* показали, что значения R_{rs} в 2017 г. достигли исторического максимума в спутниковую эру, свидетельствуя о чрезвычайно интенсивном цветении кокколитофорид.

Непрерывные пятилетние измерения буев Био-Арго в Черном море позволяют впервые исследовать особенности сезонной и межгодовой изменчивости вертикального распределения различных биооптических характеристик Черном моря: обратного рассеяния (b_{bp}) и показателя вертикального ослабления света, ФАР (подраздел 4.3) и Хл (подраздел 4.4). Долговременные измерения профилей b_{bp} на длине волны 700 нм позволяют впервые изучить сезонную и межгодовую изменчивость вертикальной эволюции цветений кокколитофорид в зимний и летний период года, а также их связь с другими биооптическими параметрами.

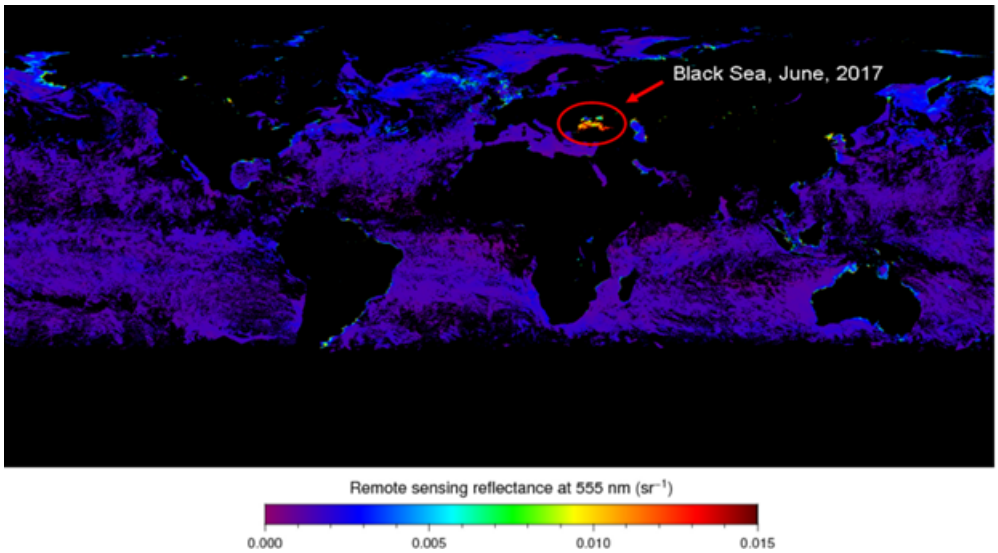

Рисунок 4.3 – Глобальная карта R_{rs}(555 нм) по данным спутниковых измерений *MODIS-Aqua* в июне 2017 г. (загружена с сайта https://oceancolor.gsfc.nasa.gov/).

Цель настоящего подраздела – исследование физических причин сезонной и межгодовой изменчивости цветений кокколитофорид в Черном море и их вертикальной эволюции, а также исследование влияния этих цветений на сезонную динамику окрашенного РОВ и условия освещенности в Черном море.

4.2.1 Межгодовая изменчивость летних цветений кокколитофорид

Кокколиты вызывают интенсивное обратное рассеяние, что вызывает резкий рост b_{bp} и яркости восходящего излучения (R_{rs}) в относительно чистых водах центральных частях морей и океанов во время их «цветений» [Hooligan et al., 1983; Balch et al., 1991, 1996]. Диаграмма межгодовой изменчивости сезонного хода R_{rs} в глубоководной части бассейна (глубины более 1000 м) за 2003-2017 гг. представлена на рисунке 4.4. Анализ демонстрирует наличие ежегодного максимума R_{rs} в июне, что согласуется с полевыми данными [Mikaelyan et al., 2011, 2015] и с предыдущими спутниковыми наблюдениями [Cokacar et al., 2001, 2004]. Единственное исключение составляет 2016 г., когда пик наблюдался в мае. Медианное значение R_{rs} в июне составляло 0,0066 $ср^{-1}$, а его среднее значение – 0,0077 $ср^{-1}$. В большинстве лет усредненная по бассейну R_{rs} в июне составляла 0,005 $ср^{-1}$ (зеленый цвет на диаграмме на рисунке 4.4) или ниже. Такие значения согласно уравнению 4.11, соответствуют концентрации кокколитофорид $1\text{-}2\cdot10^6$ клеток/л (Рисунок 4.5). Эти годы с усредненными по бассейну R_{rs} (менее 0,006 $ср^{-1}$) будут далее называться «обычными» годами со «слабым» цветением.

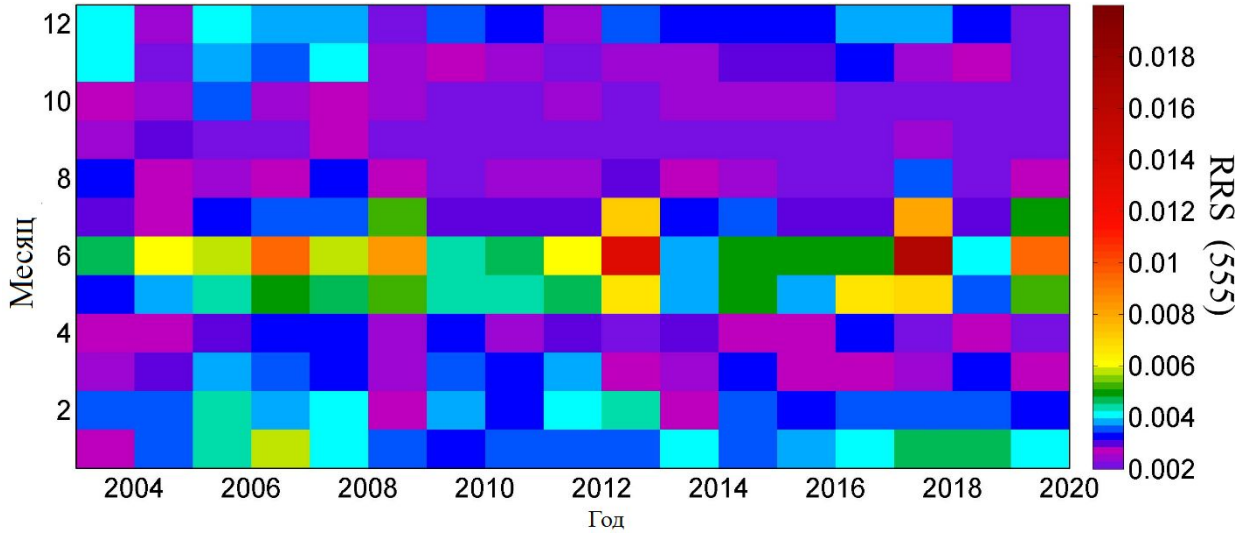

Рисунок 4.4 – Диаграмма межгодовой изменчивости сезонного хода средней по бассейну R_{rs} (ср$^{-1}$, цветовая шкала) по данным *MODIS-Aqua* в глубоководной части Черного моря (глубины более 500 м)

Заметными исключениями являются 2006, 2008, 2012, 2017 и 2019 гг. (черные кружки на рисунке 4.5) (далее годы «сильного цветения»). Усредненные по бассейну значения R_{rs} в 2006, 2008 и 2019 гг. были примерно в 2 раза выше, чем в обычные годы со значениями R_{rs}=0,009-0,012 ср$^{-1}$, соответствующими 4-6·10^6 клеток/л. Интенсивные летние цветения в 2006 и 2008 гг. в Черном море были описаны в предыдущих исследованиях на основе натурных и спутниковых данных [Mikaelyan et al., 2011, 2015; Kopelevich et al., 2014].

Очень высокие значения R_{rs} наблюдались в 2012 и 2017 гг., когда они были в 3 раза выше максимальных значений в «обычные» годы. Чрезвычайно сильное цветение в 2012 г. было описано ранее и считалось исключительным [Ясакова, Станичный, 2012; Корчемкина, Ли, 2014; Mikaelyan et al., 2015]. Однако максимальное значение R_{rs} в 2017 г. было еще выше. Среднее по бассейну значение R_{rs} в июне 2017 г. составило 0,018 ср$^{-1}$ по сравнению с 0,015 ср$^{-1}$ в 2012 г, что соответствуют концентрации N=10·10^6 кл/л .

Продолжительность «сильного» цветения также была больше, чем в обычные годы. В 2008, 2012, 2017, и 2019 гг. усредненные по бассейну значения R_{rs}, превышающие 0,05 ср$^{-1}$ (зеленый или желтый цвет на рисунке 4.4), наблюдались в течение трех месяцев – с мая по июль – по сравнению с одним месяцем для «обычных» лет.

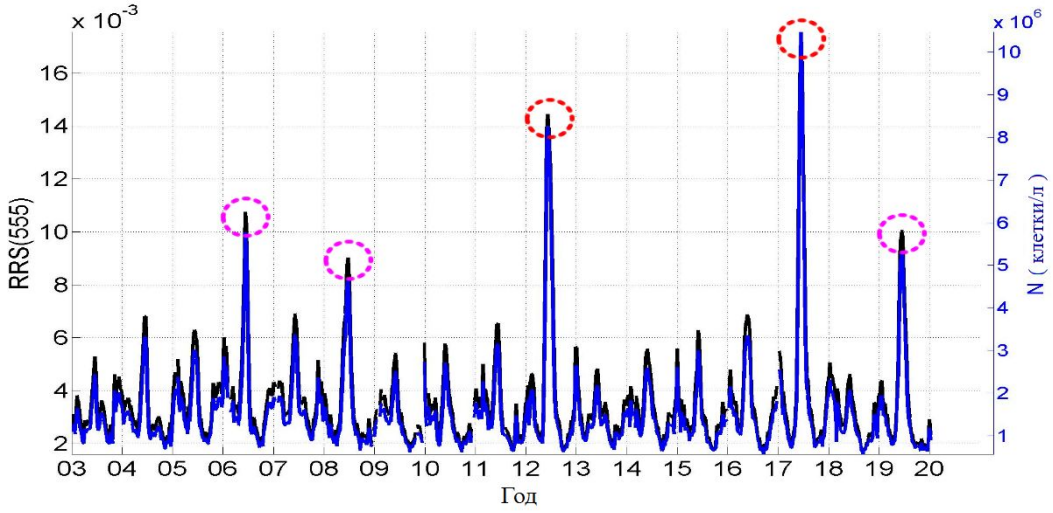

Рисунок 4.5 – Межгодовая изменчивость средней по глубоководной части Черного моря (глубины более 500 м) R_{rs} (ср$^{-1}$, черный цвет) и клеток кокколитофорид N (клетки/л, синий цвет) по данным *MODIS*

Цветение кокколитофорид характеризуется сильной пространственной изменчивостью (Рисунок 4.6). В «обычные» годы относительно высокие значения R_{rs} часто занимают только часть бассейна. Чаще всего цветение наблюдалось на периферии бассейна над континентальным склоном и в шельфовых районах и реже в центральной части моря (2011, 2014, 2015 гг.). Единственный регион, где цветение кокколитофорид было слабым на протяжении всего периода исследования, находился на северо-востоке СЗШ (30-32°E, 45-46,5 N) (Рисунки 4.6, 4.7).

В 2003-2005, 2007, 2016 гг. высокие значения R_{rs} занимали почти всю периферию бассейна, а в другие – 2009, 2010, 2013, 2018 гг. – только её часть. Восточная область обычно характеризовалась наиболее высокими значениями R_{rs}. В локальных районах значения R_{rs} могут заметно превышать усредненное по бассейну значение (Рисунки 4.4, 4.5). Например, в 2004 и 2005 гг. значение R_{rs} на восточной периферии моря достигало 0,012 ср$^{-1}$, что соответствует уровню от $6 \cdot 10^6$ до $7 \cdot 10^6$ клеток/л и согласуется с результатами полевых наблюдений, проведенными в северо-восточной части бассейна в 2005 году [Mikaelyan et al., 2013, 2015; Yasakova et al., 2017].

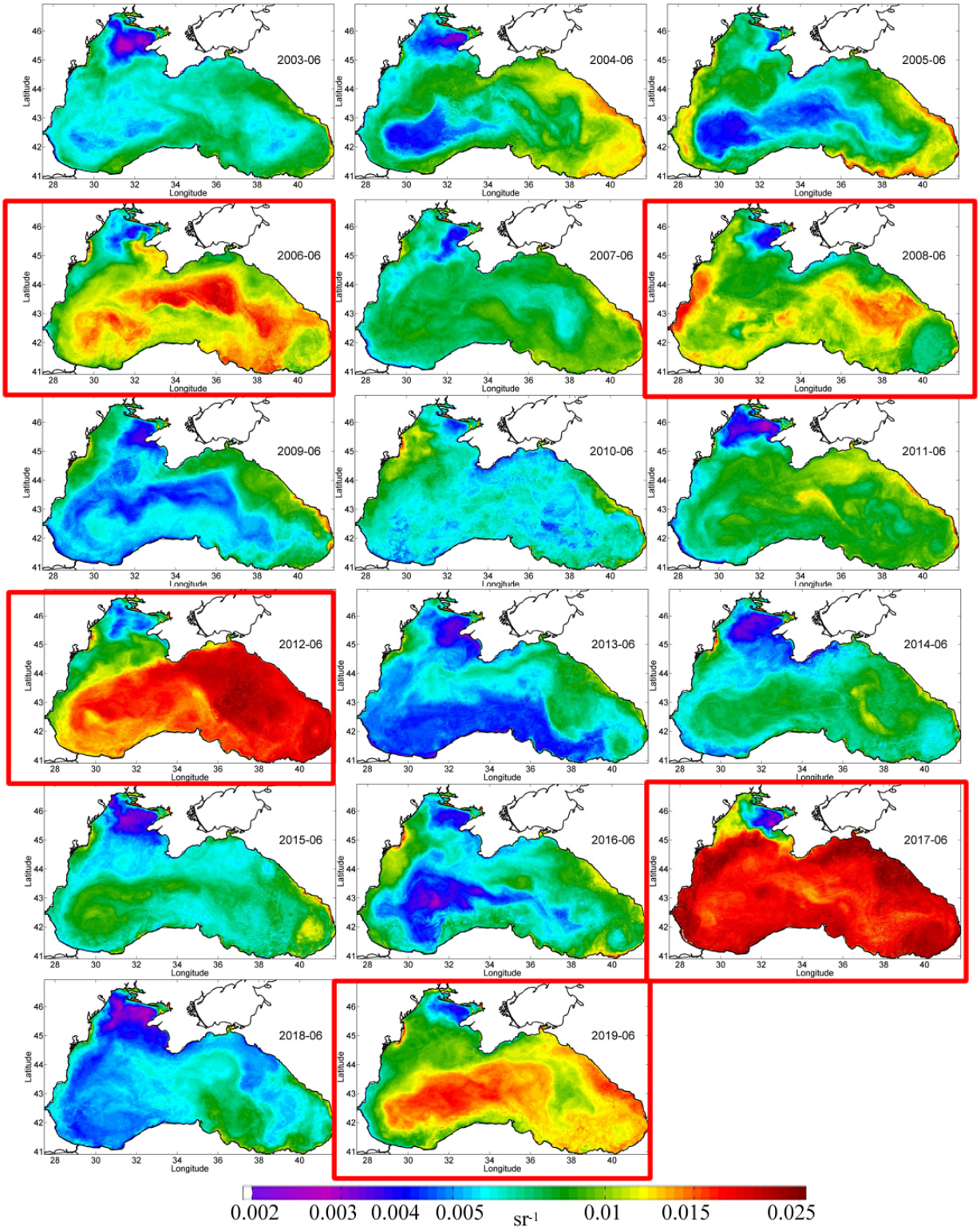

Рисунок 4.6 – Средние карты спутниковой R_{rs} (ср$^{-1}$) за июнь 2003-2019 гг. Красные рамки показывают года с наиболее сильным цветением кокколитофорид

В годы с сильным цветением (выделенные красные прямоугольниками на рисунке 4.6) цветение кокколитофорид (R_{rs}>0,006 ср$^{-1}$, N>1·10>^{6} клеток/л) охватывало почти весь бассейн, включая центральную часть, а иногда и южную часть СЗШ. Наиболее ярко это проявилось в

2017 г. Примеры 8-дневных усредненных карт R_{rs} за 9 июня 2012 г. и 15 июня 2017 г. показывают, что в течение обоих лет R_{rs} достигало очень высоких значений ~0,03 $ср^{-1}$, что дает оценку концентрации кокколитофорид, равную $20 \cdot 10^6$ клеток/л (Рисунок 4.7). В 2012 г. такие значения наблюдались в центральной части моря в восточном циклоническом круговороте. В северо-восточном регионе N достигало примерно $16 \cdot 10^6$ кл/л, что близко согласуется с натурными наблюдениями, проведенными в этом районе [Ясакова, Станичный, 2012].

В 2017 г. пиковые значения (более $20 \cdot 10^6$ кл/л) наблюдались над континентальным склоном в северо-восточной и западной частях бассейна (Рисунок 4.7, *б*). В центральной части бассейна N было ниже, примерно 9-12·10^6 клеток/л. В отличие от 2012 г., в 2017 г. высокие значения R_{rs} наблюдались во всем бассейне, включая районы его западного шельфа (Рисунок 4.4, 4.5).

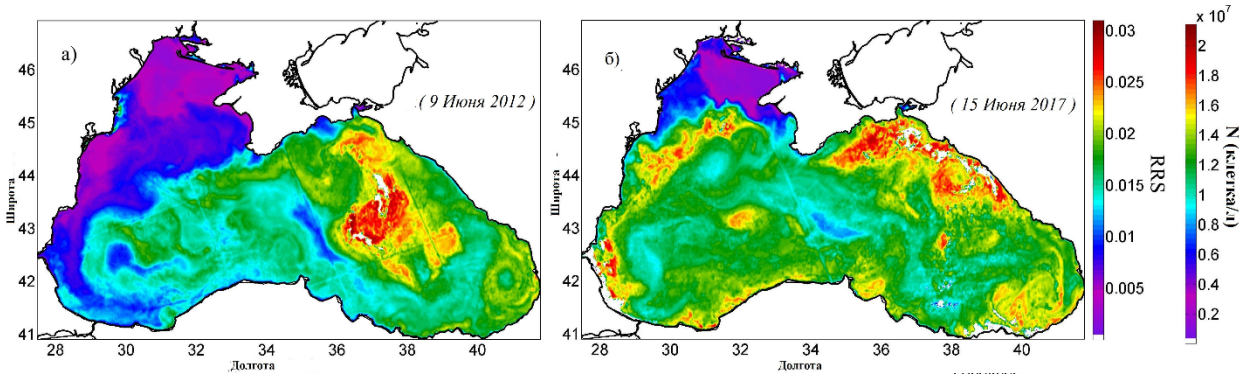

Рисунок 4.7 – 8-дневные карты R_{rs} во время чрезвычайно сильного цветения кокколитофорид 9 июня 2012 г. (*а*); 15 июня 2017 г. по спутниковым данным *MODIS* (*б*). Цветовая шкала справа показывает концентрацию кокколитофорид (клетки/л), оцененную с использованием уравнения 4.5

4.2.2 Вертикальная эволюция летних цветений кокколитофорид

Кокколит вызывают резкий рост обратного рассеяния, что позволяет оценить их концентрацию (подраздел 1.1) и исследовать вертикальную эволюцию их цветений по измерениям буев Био-Арго. Сезонная изменчивость вертикального распределения b_{bp}, рассчитанная по усредненным данным трех буев Био-Арго (Рисунок 4.8, *а*) за 2014-2018 гг. и среднемесячные данные в отдельные годы этого периода (Рисунки 4.8, *б*, *в*, *г*, *д*, *е*) демонстрируют наличие двух сезонных пиков b_{bp}. Наиболее резкий пик наблюдается в мае-июле, что соответствует наиболее интенсивному раннелетнему цветению кокколитофорид в бассейне [Cokacar et al., 2001; Сорокин, 1983; Микаэлян и др., 2005]. Второй – зимний пик b_{bp} приходится на декабрь-февраль, с максимумом в январе.

Значения b_{bp} больше 0.005 м$^{-1}$, соответствующие условиям цветения (зеленый цвет на рисунке 4.8), в начале лета наблюдаются в верхнем 30-метровом слое. Сезонный максимум b_{bp} на глубине z=1 м наблюдался в июне. В это время среднее значение b_{bp} составляло 0,008 м$^{-1}$, а рассчитанная концентрация клеток N=2·10^6 клеток л$^{-1}$ (Рисунок 4.9, *а*). Пик b_{bp} в мае-июне наблюдался в условиях низких значений Хл, равных 0,2-0,3 мг/м^3 (Рисунок 4.9, *а*, *б*). Интенсивность, продолжительность и вертикальная протяженность летнего цветения кокколитофорид значительно варьировали от года к году. Вертикальная протяженность области высоких значений b_{bp} составляла 30 м в 2014 г., 35 м в 2015 г., 30 м в 2016 г. и 25 м в 2017 г. (Рисунок 4.8).

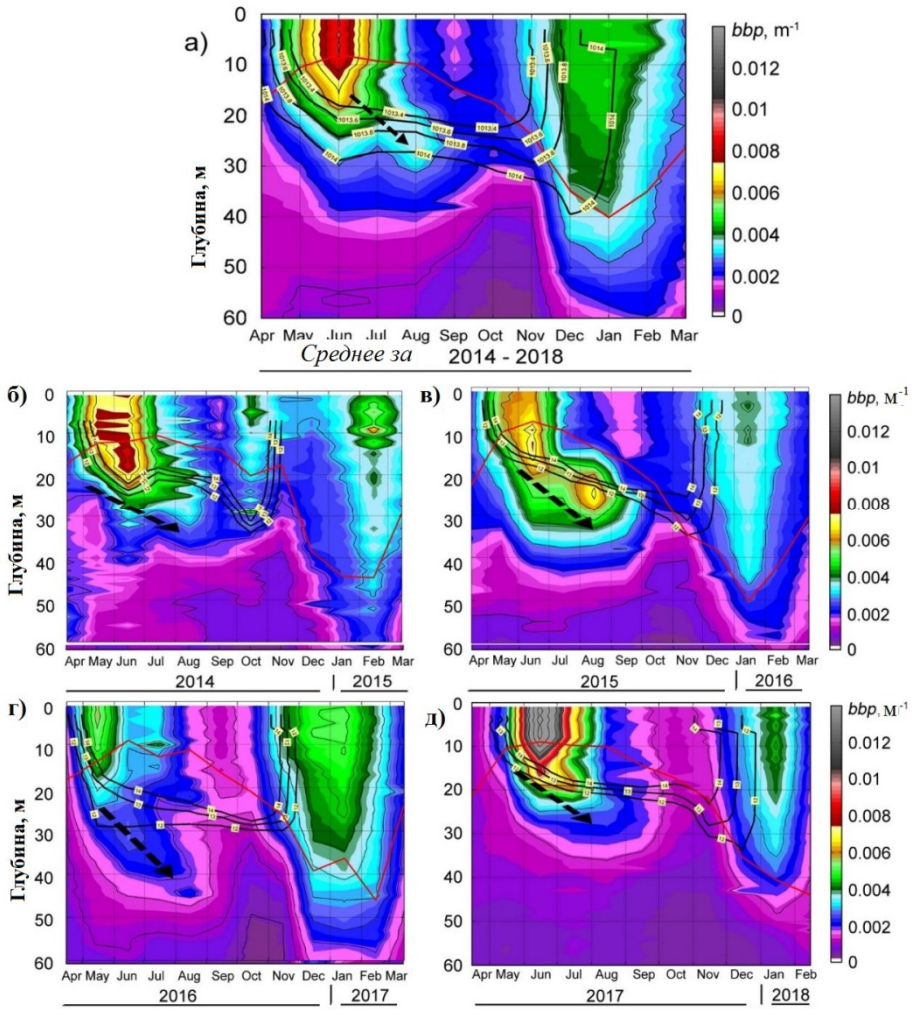

Рисунок 4.8 – Вертикальное распределение: среднемесячных значений b_{bp} за 2014-2018 гг. (*а*); b_{bp} за апрель 2014 – март 2015 гг. (*б*), b_{bp} за апрель 2015 – март 2016 гг. (*в*), b_{bp} за апрель 2016 – март 2017 гг. (*г*), b_{bp} за апрель 2017 – январь 2018 гг. (*д*) в глубоководной части Черного моря (глубины>1000м). Красные линии показывают толщину ВКС. Черные линии показывают положение изопикн 1013,4, 1013,6, 1013,8 и 1014 кг/м^3 на рисунке 4.15, *а* и изотермы 12, 13, и 14°С на рисунках. 415 б, *в*, *г*, *д*. Временная шкала начинается с середины апреля для того, чтобы выделить оба сезонных пика b_{bp}. Черные стрелки показывают оседание частиц

В среднем раннелетнее цветение наблюдалось с мая по июль (Рисунок 4.8, *а*, 4.9, *а*). В 2017 г. аномально интенсивное цветение длилось на один месяц дольше, до августа 2017 г. В этом году, значения b_{bp} превышали 0,025 м$^{-1}$ в верхнем 10-метровом слое, что соответствует расчетным значениям N=8-10·10^6 клеток л$^{-1}$ (Рисунок 4.9, *в*) в три-четыре раза выше, чем в другие годы, когда b_{bp}=0,006-0,008 м$^{-1}$, а N – от 1·10^6 до 3·10^6 клеток л$^{-1}$.

Умеренное раннелетнее цветение наблюдалось в 2014 и 2015 гг. (Рисунок 4.8; 4.9 *в*, *г*). b_{bp} и N на поверхности колебались от 0,007 до 0,009 м$^{-1}$ и от 2·10^6 до 2.5·10^6 кл./л. Самые низкие значения b_{bp} наблюдались в 2016 г., когда пиковое значение в июне составило всего 0,06 м$^{-1}$ (N=1,5·10^6 кл./л), свидетельствуя о слабом цветении кокколитофорид. Однако анализ спутниковых данных показал, что в 2016 г. цветение было умеренным и даже интенсивным вблизи берега, где значение R_{rs}(555) достигало 0,02 (Рисунок 4.6). Напротив, в 2014 и 2015 гг. (Рисунок 4.6), цветение наблюдалось в центральных районах бассейна. В 2016 г. все буи Био-Арго располагались ближе к центральной части бассейна, вне зоны цветения. Таким образом, данные буев Био-Арго в 2016 г. отражали только «слабое» цветение в центральной части моря. Анализ данных R_{rs}(555) показал, что в другие годы (2014, 2015, и 2017) все измерения буев проводились в пределах зоны цветения кокколитофорид.

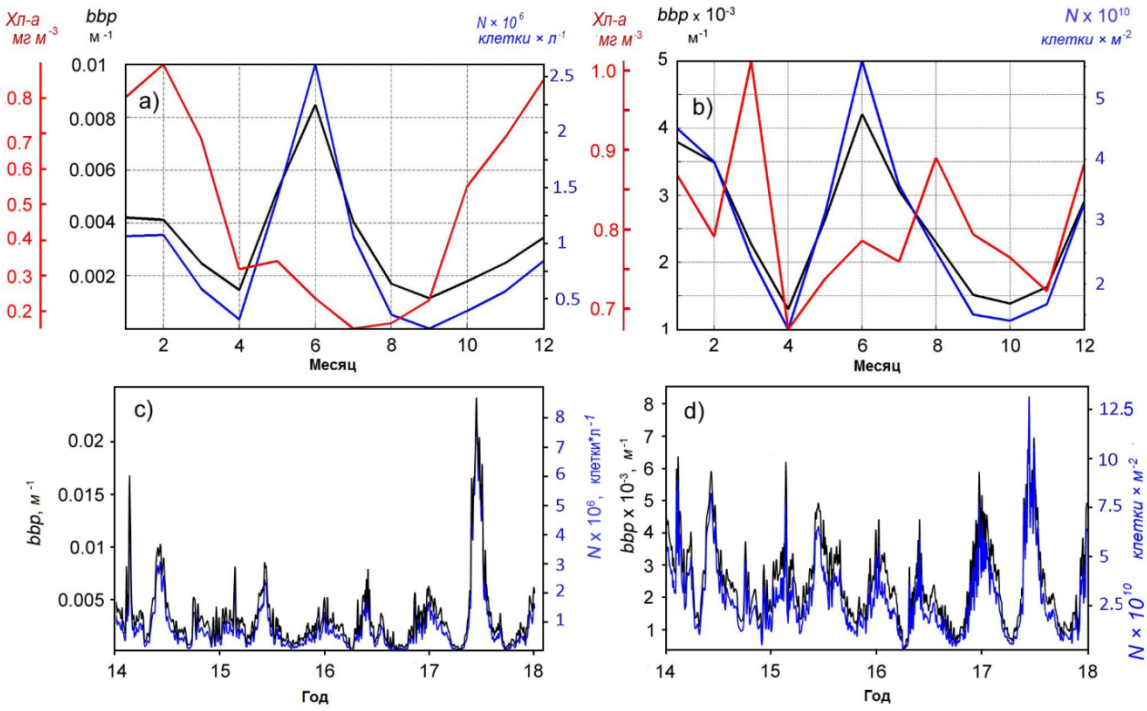

Рисунок 4.16 – Сезонная изменчивость b_{bp} (м$^{-1}$), *Хл* (мг/м^3) и концентрации кокколитофорид (*N*, клетки л$^{-1}$): *а* – на глубине *z*=1 м; *б* – усредненные по глубине значения b_{bp} (м$^{-1}$) и *Хл* (мг/м^3) и интегральные значения *N* (клетки м$^{-2}$) в слое 0-50 м. Черная линия – b_{bp}; красная – Хл; синяя – *N*. Межгодовая изменчивость b_{bp} (м$^{-1}$) и *N*, (клетки l^{-1}); *в* – на глубине *z*=1 м; *г* – усредненные по глубине b_{bp} (м$^{-1}$) и интегральная концентрация кокколитофорид (*N*, клетки м$^{-2}$) в слое 0-50 м

Раннелетнее цветение быстро развивается в мелком летнем ВКС (0-10 м) (Рисунок 4.8). В течение всех лет цветение начиналось, когда температура ВКС достигала 12-13°C (изотермы на рисунках 4.8, *б*, *в*, *г*, *д*). Максимальные значения b_{bp} в июне 2014-2016 гг. отмечены при температуре 17-20°C. В июне-июле 2017 г. самые высокие значения b_{bp} были зарегистрированы при температуре 19-23°C.

Сразу после начала цветения нижняя граница зоны высоких значений b_{bp} начинает заглубляться до сезонного термоклина (10-30 С). Это заглубление наблюдается с мая по июль (черные стрелки на рисунке 4.8). Глубина нижней границы цветения во все годы совпадала с глубиной изопикны 1014 кг/м^3 (Рисунок 4.8, *а*). С апреля по август температура поверхностных слоев повышается, следовательно, плотность уменьшается, что вызывает заглубление изопикн (Рисунок 4.8, *а*). Тесная связь между положением изопикн и нижней границей цветения может свидетельствовать о том, что плотность вод, возможно, играет важную роль в оседании кокколитофорид. В результате оседания частиц примерно через месяц после поверхностного пика b_{bp}, в июле-августе, максимальные значения b_{bp} наблюдаются на глубине 30 м. Заглубление изолиний b_{bp} на вертикальных диаграммах на рисунке 4.8 позволяет оценить скорости оседания частиц во время цветения кокколитофорид. Например, на рисунке 4.8, *а*, изолиния b_{bp}=0,004 м$^{-1}$ (зеленый цвет) заглубляется на 10 м с мая по июнь, что дает оценку скорости оседания 0,3 м/сут.

4.2.3 Влияние летних цветений кокколитофорид на образование растворенного органического вещества

После достижения глубин 15-35 м в июле-августе сигнал b_{bp} резко исчезает из верхних слоев (Рисунки 4.8, 4.10). Таким образом, в этот момент рассеивающие частицы резко выводятся из верхнего слоя вод Черного моря.

Анализ показателя вертикального ослабления света *kd* (Рисунок 4.10, *б*) дает некоторое представление о возможных причинах резкого снижения b_{bp}. Наибольшие значения коэффициента ослабления света наблюдаются на глубине 15-35 м в летний сезон (июль-август). Значения *kd*_412, превышающие 0,25 м$^{-1}$, наблюдаются в это время года в 2014, 2015, и 2017 гг. (Рисунок 4.10, *б*). *kd* зависит от поглощения чистой водой, желтым веществом, пигментами фитопланктон, рассеянием на взвешенных частицах и чистой воде (Маньковский и др., 2011). Поглощение дает максимальный вклад в ослабление света, так как вклад обратного рассеяния составляет в данном случае не более 10%. Глубина повышенных значений *kd* не коррелировала с положением высоких значений Хл, которая обычно рассматривается в качестве основного поглощающего свет пигмента (Рисунок 4.10, *в*). При наложении изолиний высоких значений

*kd*_412=0,25 м$^{-1}$ на диаграмму b_{bp} (Рисунок 4.10, *а*) хорошо видно, что максимальное поглощение наблюдается на глубине и в момент прекращения летнего цветения кокколитофорид в подповерхностном слое.

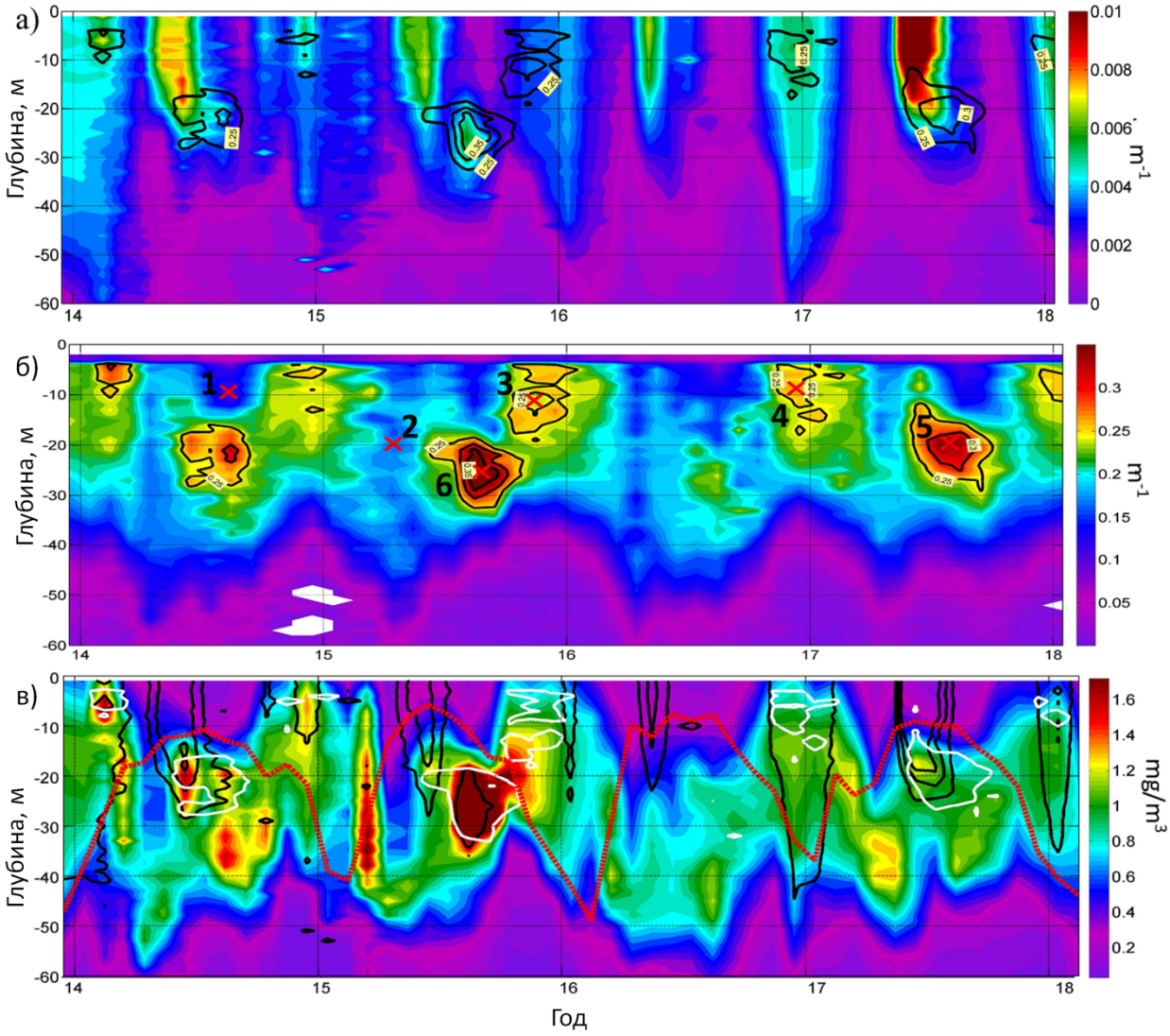

Рисунок 4.10 – Межгодовая изменчивость биооптических характеристик в центральной части Черного моря по данным Био-Арго: *а* – b_{bp} (м$^{-1}$), черные контуры показывают изолинии *kd_412*=0,25, 0,3, 0,35 м$^{-1}$; *б* – *kd*_412 (м$^{-1}$); *с* – *Chl-a* (мг/м^3). Черными линиями показано положение изолиний высоких значений b_{bp},*белой* линией показаны изолинии *kd*_412=0,25 м$^{-1}$, красная пунктирная линией показывает изменчивость толщины ВКС (м). Красными крестиками и цифрами на рисунке 4.17, *б* показаны точки, выбранные для спектрального анализа *kd* на рисунках 4.19, *а*, *б*

В 2014 г. повышенные значения b_{bp}, превышающие 0,006 м$^{-1}$, наблюдались с мая по июль. Сразу после них в июне-сентябре на глубинах 15-30 м возникли высокие значения kd_412 (более 0,25 м$^{-1}$) (Рисунок 4.10, *а*, *б*). В 2017 г. *kd*_412 превышало 0,25 м$^{-1}$ на глубинах 10-30 м в мае-сентябре и 0,3 м$^{-1}$ в июле-августе на глубинах 15-25 м. В 2015 г. максимальные значения

*kd*_412 за период наблюдений были обнаружены в июле-сентябре, когда *kd*_412 превысило 0,35 м$^{-1}$. В 2016 г. также наблюдалось увеличение *kd*_412 в летний период, но оно было значительно ниже. Это, вероятно, было связано с вышеупомянутым пространственным несоответствием между измерениями Био-Арго и зоной максимального цветения кокколитофорид. Во все годы резкий рост *kd*_412 отмечался в период окончания цветения кокколитофорид, и его высокие значения наблюдались в течение последующих 1-2 месяцев.

Тесная связь между цветением кокколитофорид и ослаблением света подтверждается также сравнением межгодовой изменчивости b_{bp} на глубине 15 м и *kd*_412 на глубине 20 м (Рисунок 4.11). Амплитуда значений b_{bp} определяет интенсивность последующего максимума *kd*_412. Пик *kd*_412 следовал за раннелетним ростом b_{bp} с временным лагом около 10-30 дней. Для временного лага в 10 дней коэффициент корреляции между b_{bp} и *kd*_412 на глубине 20-30 м составляет 0,67.

Максимумы *kd*_412 и Хл не совпадали по времени в течение 2014, 2016, и 2017 гг. (Рисунок 4.10, *в*). Исключение составил 2015 г., когда в августе в слое 20-30 м наблюдались высокие значения всех параметров: Хл, b_{bp} и *kd*_412. Такой аномальный рост был, вероятно, связан с воздействием нескольких сильных штормов в августе 2015 г., которые существенно изменили биооптическую структуру бассейна. Подробное описание этого события дано в настоящей работе в Разделе 4.6.

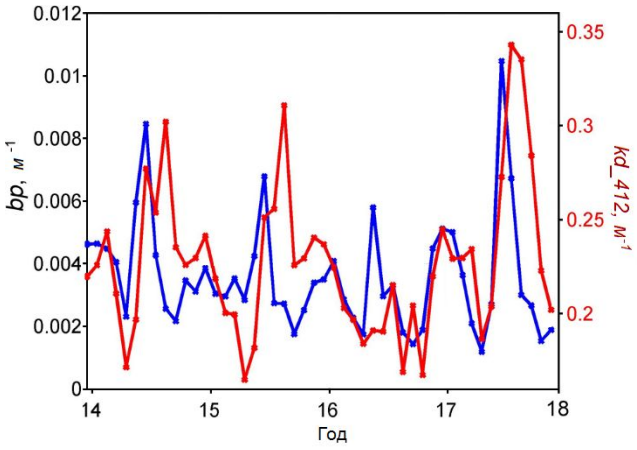

Рисунок 4.11 – Временная изменчивость среднемесячных значений b_{bp} на глубине 15 м (синяя линия) и *kd*_412 на глубине 20 м (красная линия) в 2014-2017 гг.

Повышенные значения *kd* в период прекращения цветения кокколитофорид наблюдались также на длинах волн 380 и 490 нм. Рисунок 4.19, *а* демонстрирует примеры спектров *kd* в различных условиях, указанных красными крестиками на рисунке 4.10, *б*. Кривые 1-2 отображают спектры в относительно прозрачных водах (точка 1 – сентябрь 2014 г., 10 м;

точка 2 – апрель 2015, 20 м); кривые 3-4 – спектры во время зимнего пика *kd* в поверхностном слое (3 – ноябрь 2015 г., 10 м; 4 – декабрь 2016 г., 8 м); кривые 5-6 – спектры во время летнего пика *kd* в подповерхностном слое во время окончания летнего цветения кокколитофорид (5 – июль 2017 г., 20 м; 6 – август 2015 г., 25 м). Во всех случаях, максимальное поглощение света приходилось на наиболее короткую длину волны λ=380 нм, что соответствует поглощению света РОУ. После летнего цветения кокколитофорид в июле-августе (пурпурно-черная линия), *kd*_380 достигает наибольших значений 0,5 м$^{-1}$. В это время, *kd*_380 был в 2,5 раза выше, чем в наиболее прозрачных водах в верхнем слое в летние месяцы – точка 1 – или во всей водной толще в апреле – точка 2.

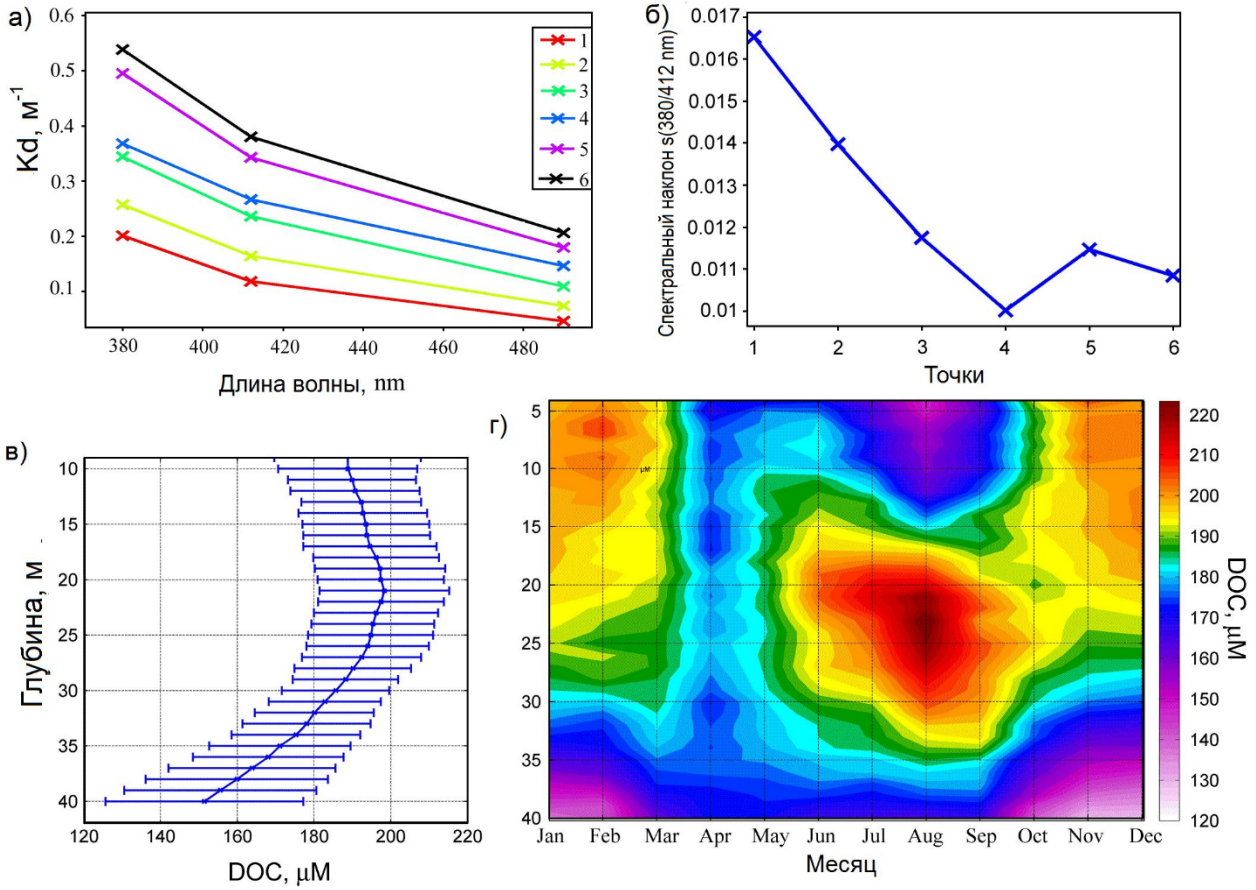

Рисунок 4.12 – Спектры *kd* в разные сезоны года и на разных глубинах (*а*). Выбранные для оценок спектров точки отмечены красными крестиками на диаграмме временной изменчивости *kd*_412 на рисунке 4.17, *б*. Они соответствуют: 1) сентябрь 2014 г., *z*=10 м; 2) апрель 2015 г., *z*=20 м; 3) декабрь 2015 г., *z*=12 м; 4) декабрь 2016 г., *z*=8 м; 5) июль 2017 г., *z*=20 м; 6) июль 2015 г., *z*=20 м; спектральный наклон *s*(380/412) для точек 1-6 (*б*); средний профиль РОУ (мкМ) в 2014-2018 гг., оцененный по измерениям *kd*_390 буев Био-Арго (*в*); диаграмма средней сезонной изменчивости РОУ (мкМ) по данным за 2014-2018 гг., оцененная по измерениям *kd*_390 буев Био-Арго (*г*)

Рост концентрации РОУ после бурного цветения фитопланктона [Buchan et al., 2014] обычно ассоциируется с экссудацией липидов из клеток фитопланктона. Спектральный наклон

s_{kd}, вычисленный по данным об ослаблении света с использованием уравнения (4.5), может быть использован для оценки особенностей химического состава РОВ (Рисунок, 4,12, *б*). Во время окончания цветения кокколитофорид значения s_{kd} снижались до 0,01-0,012 по сравнению с остальным периодом (точки 1, 2), где s_{kd} колебалось от 0,014 до 0,017. Такие низкие значения указывают на присутствие высокомолекулярных соединений в РОВ, обычно выделяющихся при лизисе фитопланктона (Blough et al., 1993; Twardowski, Donaghay, 2002 и др.). Рост s_{kd} наблюдался в начале лета, когда значения Хл были относительно низки. Это указывает на то, что сезонный максимум *kd* вероятно вызван увеличением автохтонного РОВ, вызванного лизисом клеток кокколитофорид.

Данные Био-Арго об изменчивости *kd*(380) и уравнение (4.4) были использованы для оценки сезонной изменчивости РОУ в Черном море. Средний профиль РОУ (Рисунок 4.12, *в*) имеет максимум в верхнем слое 0-30 м со значениями 180-200 мкМ. Ниже сезонного термоклина на глубине 40 м, что приблизительно соответствовало потенциальной плотности 1014 кг/м^3, РОУ уменьшается до значения 150 мкМ. Самые низкие значения РОУ наблюдаются в верхнем 40-метровом слое в апреле (~170 мкм) во время сезонного минимума Хл в апреле (Рисунок 4.12, *г*). Наиболее высокие значения РОУ (~220 мкМ) наблюдались в июле-сентябре на глубинах 15-30 м после прекращения раннего летнего цветения кокколитофорид. С апреля по август РОУ увеличивается на 30-50 мкМ в слое 5-40 м. Подповерхностный максимум РОУ ослабевает после августа, но наблюдается вплоть до октября. В это время РОУ составляет около 195 мкМ, что на 20-25 мкМ меньше, чем в августе. С октября по март оцененные концентрации РОУ максимальны в ВКС (0-30 м), составляют около 200 мкМ.

4.2.4 Влияние вертикального вовлечения в зимний период на летнее цветение кокколитофорид

Ряд предыдущих исследований показал, что интенсивность цветения кокколитофорид значительно зависит от доступного количества питательных веществ, в первую очередь фосфатов [Mikaelyan et al., 2011, 2015; Silkin et al., 2009, 2014]. В сильно стратифицированном Черном море глубина нутриклина тесно связана с определенными изопикнами. Из-за этого изменчивость концентрации биогенных элементов в σ-координатах значительно меньше, чем в z-координатах [Tugrul et al., 1992; Konovalov et al., 2005]. Среднемноголетние вертикальные профили нитратов (NO_3) и фосфатов (PO_4) в σ-координатах для октября – месяца, предшествующего началу интенсивной зимней конвекции, показаны на рисунке 4.13. Эти профили были рассчитаны на основе натурных гидрохимических измерений за период с 1990

по 2017 гг. В верхних слоях в течение всего года концентрация NO_3 и PO_4 была всегда выше нижнего предела обнаружения [Сорокин, 1983; Mikaelyan et al., 2013]. Например, в октябре – месяце, предшествующем началу интенсивного зимнего перемешивания, концентрация нитратов и фосфатов составляет около 0,2 мкМ и 0,15 мкМ, соответственно (Рисунок 4.13). Концентрация начинает постепенно увеличиваться ниже изопикн 1013,8 кг/м^3 и резко возрастает ниже изопикны 1014,4 кг/м^3, где расположена верхняя часть нутриклина [Konovalov, Murray, 2001]. Чем более глубоких изопикн достигнет зимняя конвекция, тем больше новых питательных веществ будет вынесено в верхний эвфотический слой. Отношение азота к фосфору (N/P) в нутриклине Черного моря значительно меньше отношения Редфилда (16) и изменяется примерно от 4 до 6 [Tugrul et al., 1992; Mikaelyan et al., 2013], т. е. наблюдается избыток фосфора по сравнению с азотом.

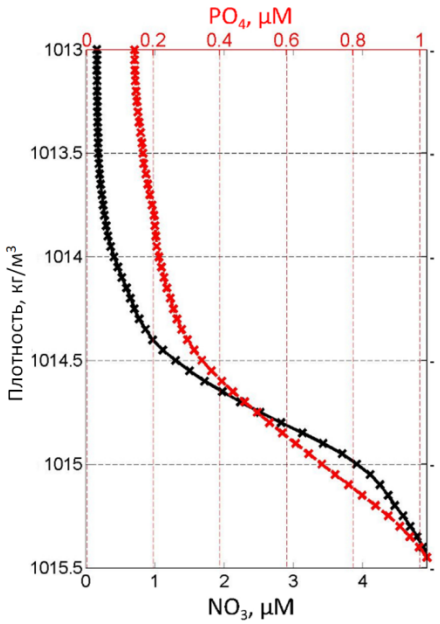

Рисунок 4.13 – Среднеклиматические вертикальные профили NO_3 (мкМ, черная линия) и PO_4 (мкМ, красная линия) за октябрь в σ-координатах в глубоководной части Черного моря (глубины более 1500 м), полученные из гидрохимической базы данных МГИ

Тесная связь между изопикнами и концентрацией химических элементов [Konovalov et al., 2005] позволяет предположить, что плотность ВКС в зимнее время может быть использована для оценки количества питательных веществ, которые были вовлечены в ВКС в результате зимней конвекции [Кубрякова и др., 2018]. Сезонная эволюция вертикальной структуры потенциальной плотности, рассчитанная на основе судовых измерений и данных буев Арго, представлена на рисунке 4.14. Хорошо видно, что наиболее «сильные» цветения следовали за зимами, в которые на поверхность выклинивались наиболее плотные

изопикнические слои, например, в 2008, 2012, и 2017 гг. (Рисунок 4.14 – нижний ряд). В эти годы среднемесячная плотность в поверхностном слое достигала 1014,3-1014,5 кг/м^3 в феврале-марте. В то же время в «обычные» годы (2007, 2011 и 2015 гг.) со «слабым» цветением кокколитофорид эта величина достигала лишь 1013,7-1013,9 кг/м^3 (Рисунок.4.14 – верхний ряд).

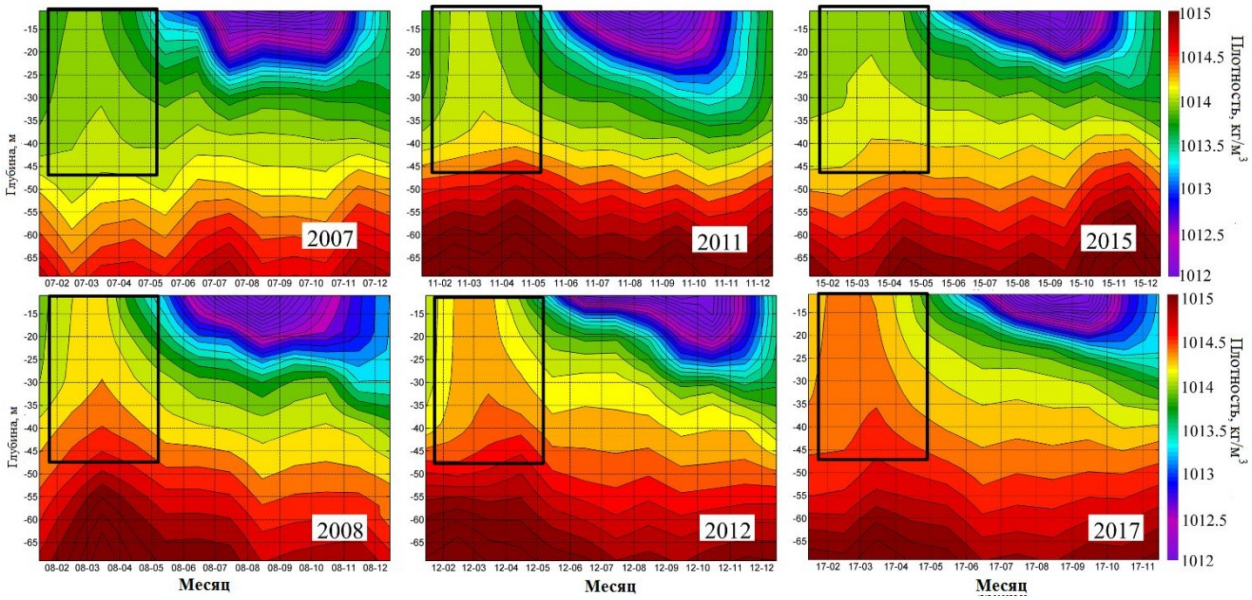

Рисунок 4.14 – Вертикальная диаграмма сезонной эволюции плотности во время «обычных» лет (верхняя панель) и лет «сильным цветением» (нижняя панель) в глубоководной части бассейна (глубина более 1500 м), полученная по объединенным данным судовых съемок и буев Арго. Черные прямоугольники выделяют периоды подъема изопикн в зимний период

Предполагая, что изменения концентрации питательных веществ в σ-координатах относительно малы, можно оценить вертикальное вовлечение биогенных элементов на основе данных о потенциальной плотности. Следует отметить, что плотность в Черном море имеет заметную пространственную изменчивость (Рисунок 4.1). Из-за преобладающей циклонической циркуляции изопикны и, следовательно, нутриклин поднимаются в центре моря и заглубляются в районе континентального склона [Блатов и др., 1984]. Черное море имеет приблизительно эллиптическую форму и более или менее симметричное распределение батиметрических и термохалинных полей [Иванов, Белокопытов, 2011]. Поэтому вертикальную структуру плотности можно приблизительно представить в виде функции изобат (Рисунок 4.15, *а*). В центре моря изопикны 1014,2 и 1014,5 кг/м^3 расположены на 10-20 м ближе к поверхности, чем на периферии бассейна, соответственно. Используя вертикальное распределение $NO_3(\rho)$, $PO_4(\rho)$ (Рисунок 4.13) и данные о $\rho(H, z)$, где H – изобата, а z – глубина (Рисунок 4.15, *а*), можно

оценить распределение $NO_3(H, z)$ и $PO_4(H, z)$. Для примера это распределение для фосфатов показано на рисунке 4.16, *б*. Следует отметить, что концентрация питательных веществ даже в σ-координатах может меняться как во времени, так и в пространстве [Konovalov, Murray, 2001; Mikaelyan et al., 2013]. Эти изменения, в частности, зависят от перераспределения питательных веществ, поступающих в шельфовые зоны со стоком крупных рек. Поэтому полученное распределение на рисунке 4.15, *а* соответствует только «климатически усредненным» условиям в глубоководной части бассейна.

Используя полученное распределение можно приблизительно оценить концентрацию новых питательных веществ, которые будут вовлечены в ВКС, если его плотность достигнет определенного значения ([Кубрякова и др., 2018]). Для этого рассчитаем среднее увеличение концентрации NO_3 и PO_4 выше определенных изопикн

$$C_{PO4} = \frac{1}{z(\rho)} \int_0^{z(\rho)} (PO_4\text{-}\min(PO_4))dz, \quad (4.12)$$

где $z(\rho)$ – вертикальное положение изопикны, соответствующее плотности ВКС ρ.

Формула 4.6 и данные (рисунок 4.15, *б*) были использованы для оценки концентрации биогенных веществ, вовлеченных в верхний слой. В качестве примера зависимости концентрации биогенных веществ от плотности ВКС для изобат H=2000 м и H=1200 м, соответствующих центральной части моря и континентальному склону, приведены на рисунке 4.15, *в*. Очевидно, что концентрация питательных веществ возрастает с увеличением плотности ВКС. Например, с увеличением плотности от 1014 кг/м^3 до 1014,4 кг/м^3 концентрация NO_3 возрастает от 0,05 до 0,18 мкМ и от 0,05 до 0,22 мкМ на периферии бассейна и в центре моря, соответственно, что приблизительно согласуется с предыдущими оценками [Кривенко, Пархоменко, 2014; Gregoire, Beckers, 2004]. Аналогичный рост PO_4 для этих областей составляет от 0,025 до 0,05 мкМ и от 0,025 до 0,06 мкМ, соответственно.

Зависимость концентрации питательных веществ (C) от плотности ВКС (черная и красная кривые на рисунке 4.10, *в*) можно параметризировать степенной функцией:

$$C = a * (\rho - 1013.8)^b, \quad (4.13)$$

где коэффициенты a и b были подобраны с помощью метода наименьших квадратов.

Для нитратов получены следующие значения коэффициентов: a=0,3 мкМ/(кг/м^3) и b=2.8 для центральной части моря (изобаты 1900-2100 м); a=0.2 мкМ/(кг/м^3) и b=2,2 на периферии

бассейна (изобаты 1100-1300 м). Для фосфатов те же коэффициенты составляют: a=0,06 мкМ/(кг/м^3), b=2 и a=0,055 мкМ/(кг/м^3), b=1,5, соответственно. Среднеквадратичная ошибка параметризации составила менее 0,008 для нитратов и менее 0,002 для фосфатов при R^2>>0,99. Отметим, что полученная зависимость не линейная, а квадратичная или даже кубическая в центральной части бассейна. Таким образом, даже сравнительно небольшое увеличение плотности может приводит к довольно сильному росту концентрации питательных веществ в верхнем слое. Увеличение плотности ВКС на периферии бассейна приводит к меньшему увеличению концентрации питательных веществ, так воды бедные биогенными элементами занимают здесь больший слой, разбавляя вовлеченные биогенные элементы при конвекции.

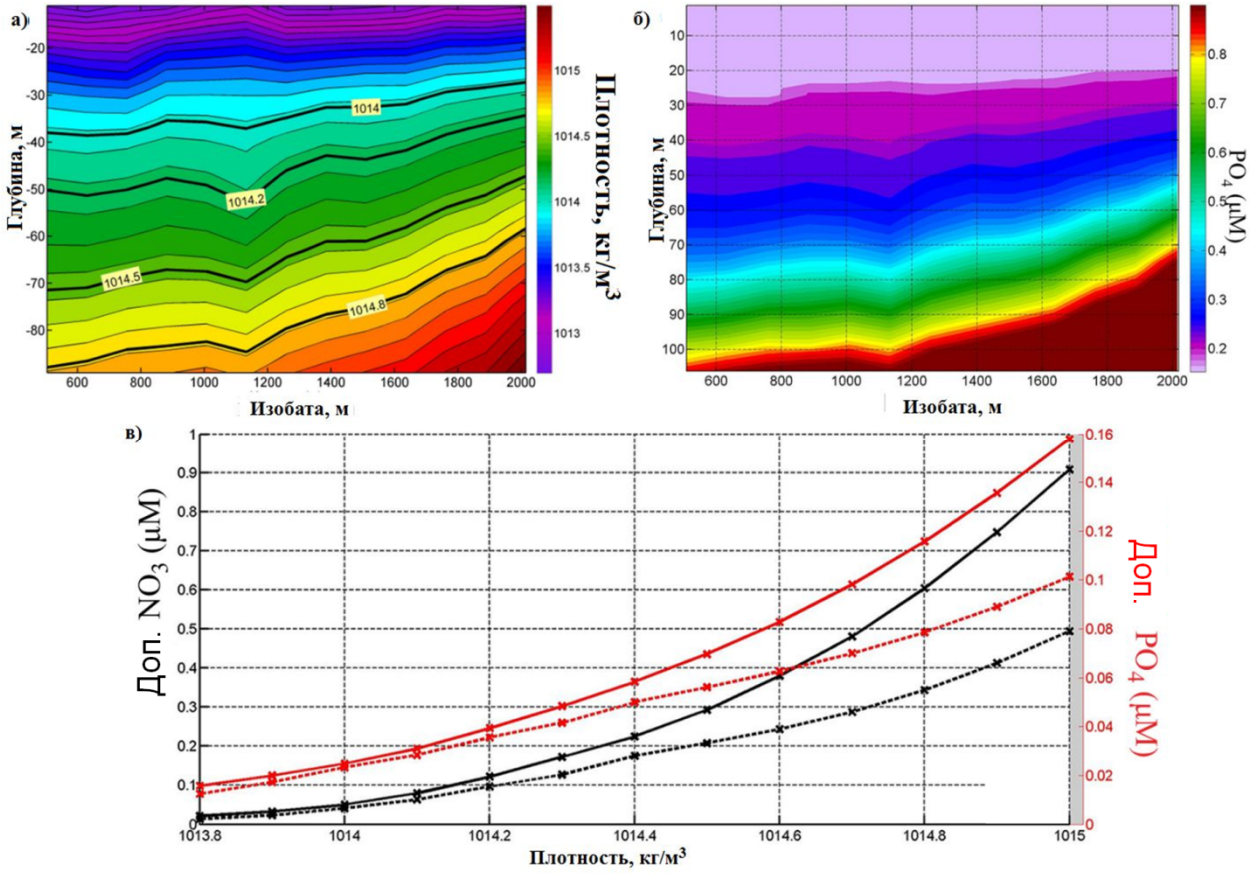

Рисунок 4.15 – Среднее вертикальное распределение плотности для различных изобат (*а*); расчетное вертикальное распределение концентрации фосфатов для различных изобат (*б*); зависимости средней концентрации NO_3 (красная линия) и PO_4(черная линия), вовлекаемой в ВКС, от его средней плотности в глубоководной части бассейна (сплошная линия) и вблизи континентального склона (пунктирная линия) (*в*)

Важно отметить, что эти теоретические оценки соответствуют количеству новых питательных веществ, поступающих в ВКС в процессе конвекции. Измеренные значения концентрации могут быть ниже, т.к. часть питательных элементов может быть быстро

потреблена фитопланктоном и перейдет в органическую форму. Отметим также, что рассчитанные значения могут быть занижены, так как для оценок используются данные о средней плотности за февраль-март, которая может быть намного ниже максимальной плотности во время пика конвекции.

Полученные зависимости дают возможность оценить концентрацию питательных веществ, вовлеченных в поверхностный слой, на основе данных о плотности ВКС в зимний период. Межгодовая изменчивость вертикальной структуры плотности в центральной части моря (глубины более 2000 м) показывает, что в 2006, 2008, 2012, 2017 и 2019 гг. в поверхностных слоях наблюдалась высокая плотность (выше 1014,2 кг/м^3) (Рисунок 4.16). В эти годы были отмечены самые интенсивные летние цветения кокколитофорид. Сравнение максимальной плотности на глубине 20 м в феврале-марте и средней R_{rs} в мае-июне в центральной части бассейна демонстрирует высокую корреляцию между этими двумя параметрами (Рисунок 4.17, *а*). На межгодовых временных масштабах коэффициент корреляции равен 0,77 (n=16, p<0,01).

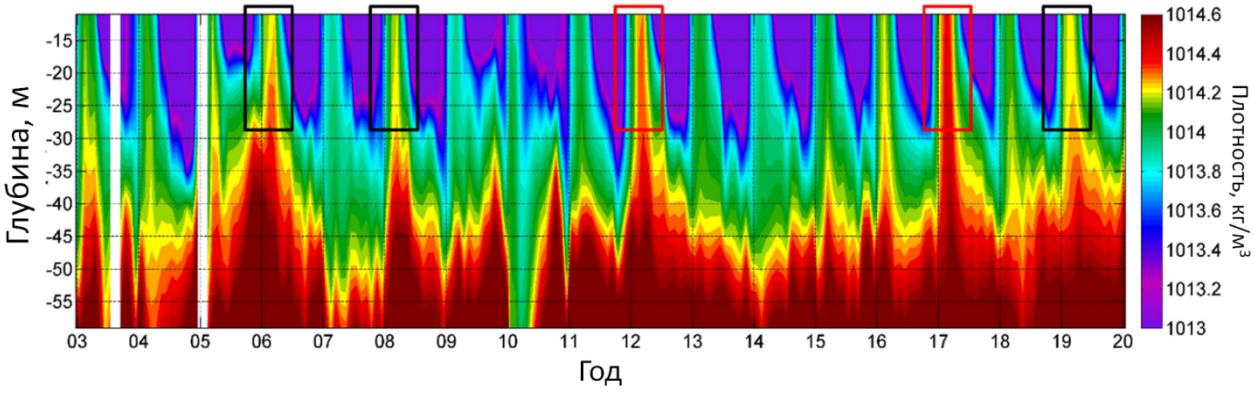

Рисунок 4.16 – Межгодовая изменчивость вертикального распределения плотности в центральной части Черного моря в 2003-2019 гг. (глубины более 2000 м) по историческим гидрологическим данным и измерениям буев Био-Арго. Прямоугольники показывают зимы с аномально сильными цветениями (красный) и умеренно сильными цветениями(черный)

Наиболее сильное цветение кокколитофорид наблюдались в 2012 и 2017 гг., когда среднезимняя плотность превышала 1014,34 и 1014,42 кг/м^3, соответственно (красные прямоугольники на рисунке 4.16). В годы с сильным цветением (2006, 2008, и 2019 гг.) она была выше 1014,22 кг/м^3 (черные прямоугольники на рисунке 4.11), в то время как в «обычные» годы со «слабым» цветением плотность была около 1014,0 кг/м^3. Согласно уравнению 4.7 значения 1014,4, 1014,3 и 1014 кг/м^3 плотности ВКС в центре моря соответствуют концентрациям вовлеченных фосфатов и нитратов 0,06, 0,04 и 0,02 мкМ и 0,2, 0,15 и 0,05 мкМ, соответственно.

Эти оценки показывают, что в период наиболее «сильных» цветений в 2012 и 2017 гг. в верхний слой поступило в три раза больше фосфатов из глубинных слоев по сравнению с «обычными» годами. Это привело к росту концентрации кокколитофорид до оцениваемых величин ($8 \cdot 10^6$-$10 \cdot 10^6$ клеток/л) по сравнению с $2 \cdot 10^6$-$3 \cdot 10^6$ клеток/л, обнаруженными в «обычные» годы. Аналогично, в годы с умеренно «сильными» цветениями (2006, 2008 и 2019 гг.) вовлеченные концентрации фосфатов и интенсивность цветения кокколитофорид были в 2 раза выше, чем в обычные годы.

Несколько выраженных пиков зимней плотности наблюдалось до появления данных *MODIS* (Рисунок 4.17, *а*). Среднемесячные значения плотности ВКС превышала 1014,4 кг/м^3 в 1988, 1991, 1992 и 1994 гг. Наибольшие значения плотности отмечались в экстремально холодные 1991 и 1993 гг., когда средняя плотность ВКС в феврале-марте достигла 1014,55 кг/м^3. Отдельные профили показали, что плотность ВКС достигла исторического максимума и превысила 1014,95 кг/м^3 в 1991 г. в центрально-восточном циклоническом круговороте бассейна (подраздел 3.3).

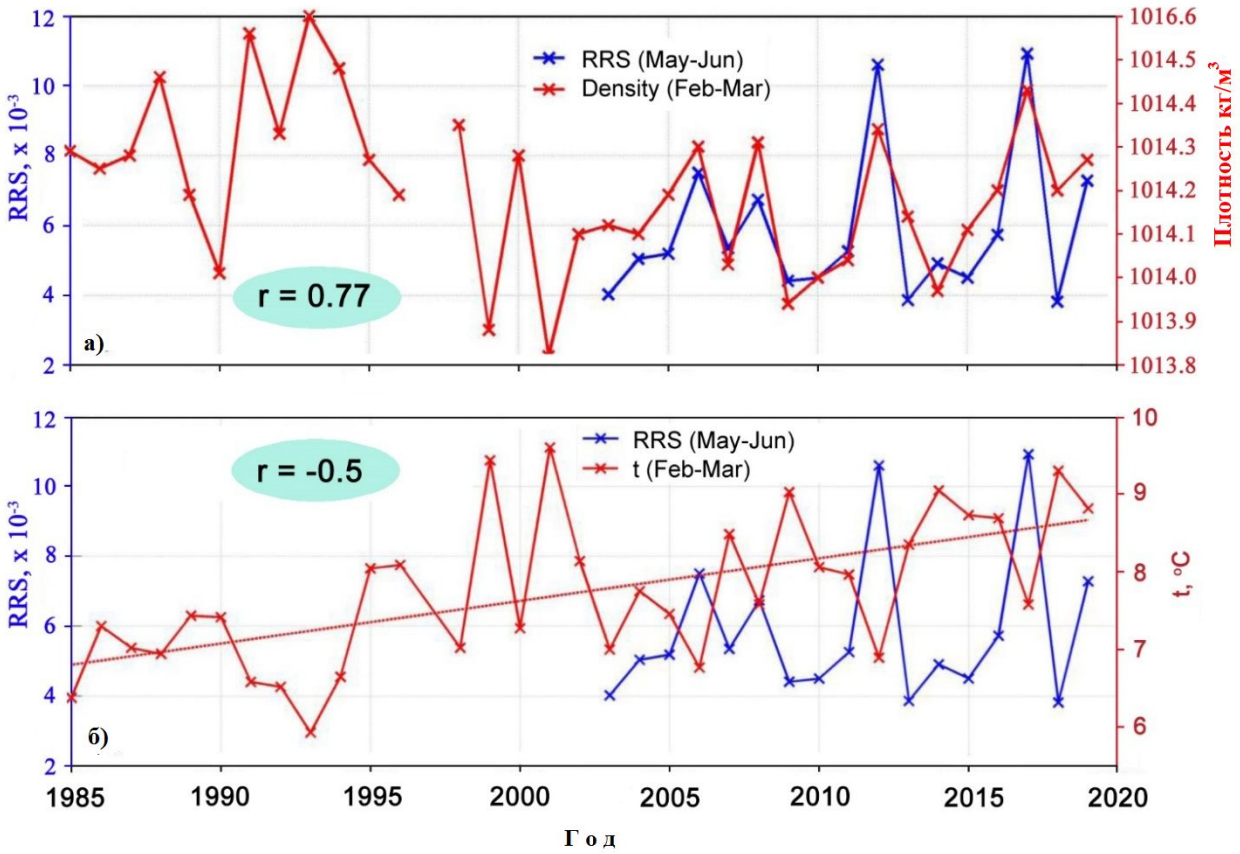

Рисунок 4.17 – Межгодовая изменчивость R_{rs} (ср$^{-1}$) в мае-июне (синяя линия) в сравнении с плотностью (кг/м^3, красная линия) (*а*) и температурой (t, °C, красная линия) (*б*) на глубине z=20 м в феврале-марте в глубоководной части Черного моря. Пунктирная линия на рисунке 4.17, *б* показывает линейный тренд температуры, r – коэффициент корреляции

В эти же годы полевые наблюдения зафиксировали чрезвычайно сильное цветение кокколитофорид в Черном море [Michnea, 1997]. Максимальное количество клеток, отмеченное на одной станции вблизи румынского побережья в 1993 г., составляло около $30 \cdot 10^6$ клеток/л. В июне 1993 г. оптические измерения *AVHRR* в канале 667 нм также демонстрировали очень высокие значения яркости в бассейне, что также указывало на очень интенсивное цветение кокколитофорид [Ginzburg et al., 2000, 2002]. Приведенный выше анализ (Рисунок 4.17) свидетельствует о том, что плотность верхнего слоя в зимний период (февраль-март) может быть использована в качестве эффективного предиктора интенсивности последующего цветения кокколитофорид в мае-июне.

Зимнее выхолаживание является основным фактором, влияющим на межгодовую изменчивость плотности. Все годы с «сильным» цветением характеризуются низкой температурой, т. е. наблюдались после холодных зим (Рисунок 4.17, *б*). Температура ВКС на глубине 20 м во все эти годы, за исключением 2019 г., была ниже 8°C. Это согласуется с рядом предыдущих работ, в которых было показано, что интенсивность летнего цветения кокколитофорид [Mikaelyan et al., 2005, 2015; Буренков и др., 2011] значительно зависит от зимней температуры вод.

В то же время температура воды в Черном море постоянно повышается на протяжении десятилетий из-за глобального потепления [Ginzburg et al., 2004; Белокопытов, 2008, 2010; Kazmin, Zatsepin, 2007]. За последние 30 лет зимняя температура на глубине 20 м увеличилась примерно с 7°C в конце 1980-х гг. до 8,5°C в конце 2010-х гг. (Рисунок 4.17, *б*). Повышение температуры в верхнем слое должно уменьшить его плотность, повысить устойчивость водной толщи и уменьшить вертикальное вовлечение питательных веществ. В результате интенсивность цветения кокколитофорид должна была снизиться. Напротив, в последние 2012 и 2017 гг. наблюдаются самые интенсивные цветения (Рисунки 4.3, 4.4), что противоречит наблюдаемым термическим изменениям. Например, в 2006 г. средняя температура в феврале-марте намного ниже (T=6,9°C) по сравнению с температурой в 2017 г. (T=7,7°C) (Рисунок 4.17, *б*). Однако в 2017 г. цветение кокколитофорид было сильнее, чем в 2006 г., и плотность ВКС также была выше (Рисунок 4.12, а).

Причина такого несоответствия связана с изменением солености верхнего слоя, которая значительно выросла после 2014 г. (подраздел 3.1). Резкий рост солености в слое 0-40 м вызывает увеличение плотности верхних слоев и ослабляет халинную стратификацию. Аналогичные высокие значения солености наблюдались только в 1990-1995 гг. с максимумами в 1991 и 1993 гг. Повышение солености в 1990-1996 гг., сопровождавшееся снижением после

2000-х гг., было зафиксировано ранее [Шокурова, Белокопытов, 2005; Белокопытов, 2017]. Поскольку 1991 и 1993 гг. были очень холодными, вертикальное вовлечение питательных веществ в этот период должно было быть наибольшим. Это может объяснить рекордное количество клеток кокколитофорид $30 \cdot 10^6$ клеток/л, обнаруженное вблизи румынского побережья в 1993 г. [Mihnea, 1997].

Чтобы продемонстрировать влияние температуры и солености на плотность, была рассчитана зависимость временной изменчивости *T* и *S* отдельно. Для этой задачи были рассчитаны *pt*=ρ(*T*, *Sm*) и *ps*=ρ(*Tm*, *S*), где *Sm* и *Tm* – средние значения профиля солености и температуры, соответсвенно, за весь период времени (1985-2020 гг.). Изменчивость аномалии ρ, *pt* и *ps* на глубине *z*=20 м относительно ее среднего по времени значения показана на рисунке 4.18. Как видно, длительное повышение температуры вызывает непрерывное снижение плотности в течение последнего периода (красная линия). В то же время увеличение солености в последнее десятилетие (2010-2020 гг.) вызывает повышение плотности более чем на 0,3 кг/м^3 по сравнению с 2003-2010 гг., что вызывает значительное ослабление стратификации верхнего слоя Черного моря.

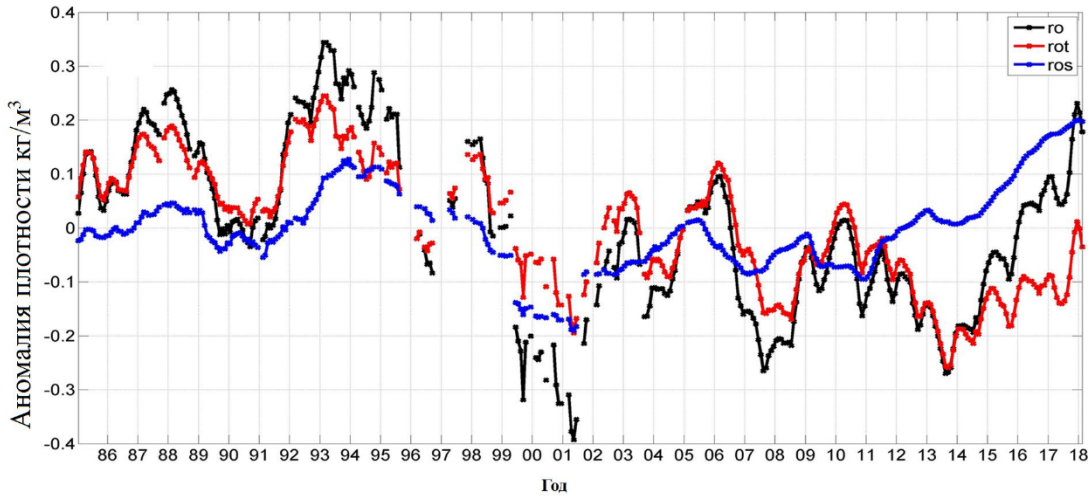

Рисунок 4.18 – График, иллюстрирующий влияние температуры и солености на изменение плотности на глубине *z*=20°м. Временная изменчивость аномалии ρ (черная кривая), *pt*=ρ(*T*, *Sm*) (красная кривая) и *ps*=ρ(*Tm*, *S*) (синяя кривая) , где *Sm* и *Tm* – средняя соленость и температура, соответственно. Данные сглажены скользящим средним за 1 год

Из-за этого в аналогичных зимних термических условиях плотность и вертикальное вовлечение биогенных элементов из глубинных изопикнических слоев будет сильнее, чем в более холодные годы в предыдущий (опресненный) период. Рост солености может объяснить более интенсивное цветение кокколитофорид в 2017 г. по сравнению с более холодными 2006 и

2012°гг. (Рисунок 4.16). Коэффициент корреляции между R_{rs} и температурой составляет около 0,5 (n=16, p<0,01), что значительно меньше, чем для плотности (0,77, n=16, p<0,01). Диаграммы рассеяния на рисунке 4.19, показывающие зависимость июньской R_{rs} от зимней плотности и температуры на глубине z=20°м, демонстрируют этот факт более наглядно. Хорошо видно, что по отношению к изменениям плотности годы с чрезвычайно «сильным» цветением (звезды), умеренно «сильным» цветением (круги) и «обычным» цветением образуют четко выраженные кластеры (Рисунок 4.19,°*а*). Эти кластеры соответствуют значениям плотности выше 1014,33, 1014,25 и ниже 1014,2 кг/м^3, соответственно. В то же время такая связь с температурой отсутствует (Рисунок 4.19,°б). Например, в самые холодные годы при температуре менее 7°С можно наблюдать все три типа интенсивности цветения. Умеренно «сильные» цветения наблюдались как при самой холодной температуре (менее 7°С в 2006 г.), так и при самой теплой зиме 2019 г. с температурой выше 8,7°С.

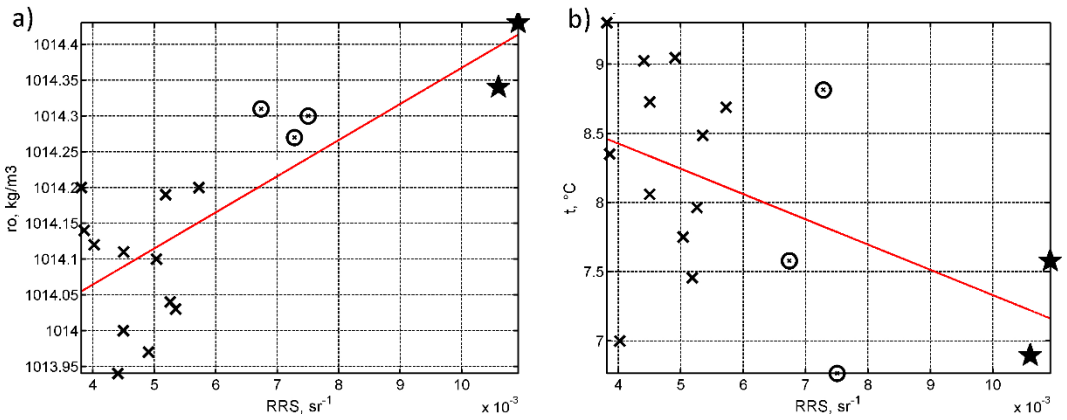

Рисунок 4.19 – Диаграмма рассеяния между R_{rs} (ср$^{-1}$) в мае-июне и средней плотностью (кг м$^{-3}$, красная линия) (*а*) и температурой (t, °С, красная линия) (*б*) на глубине z=20 м в феврале-марте. Звезды показывают чрезвычайно «сильные» цветения в 2012 и 2017 гг.; круги – умеренно «сильные» цветения в 2006, 2008, 2019 гг., а крестики – годы с «обычными» цветениями

Таким образом, температура является лишь косвенным показателем межгодовой изменчивости зимней конвекции, подчеркивая важную роль изменений солености. В то же время изменчивость плотности ВКС является наиболее надежным индикатором интенсивности зимнего вовлечения биогенных элементов и предиктором интенсивности летних цветений кокколитофорд в Черном море.

4.2.5 Эволюция зимнего цветения кокколитофорид по данным буев Био-Арго и её связь с другими биооптическими параметрами

На вертикальных диаграммах b_{bp} выделяется еще один пик в зимний период (Рисунок 4.8, 4.10). Относительно высокие значения b_{bp} в это время наблюдаются во всем ВКС (0-40 м) и в основном пикноклине на глубинах 40-60 м. В отличие от раннего летнего цветения, пик b_{bp} в это время практически совпадает с пиком Хл в поверхностном слое в зимний период (Рисунок 4.9, *а*).

Повышение b_{bp} во время цветения фитопланктона с высоким значением Хл может быть связано с рассеянием света некальцинированным фитопланктоном, а не кокколитами. Спутниковые оптические данные позволяют отличить цветение кокколитофорид, характеризующееся высоким $R_{rs}(555)$, от цветения некальцинированного фитопланктона с высоким содержанием Хл и относительно низким $R_{rs}(555)$. Рисунок 4.20 показывает разницу в пространственном распределении Хл и $R_{rs}(555)$ 1 февраля 2018 г. Вблизи западного побережья отмечен одновременный рост значений Хл и $R_{rs}(555)$, *ч*то связано с влиянием речного стока Дуная, Днестра и Днепра. В глубоководной и центральной частях Черного моря распределение Хл указывает на обширное зимнее цветение некальцинированных водорослей со значениями концентрации, равных 1 мг/м^3 (Рисунок 4.20, *б*). Однако в восточной части бассейна Хл была ниже, ~ 0,75 мг/м^3. В то же время в этой районе наблюдались очень высокие значения $R_{rs}(555)>0{,}01$, которые сопоставимы со значениями во время интенсивного летнего цветения кокколитофорид (Рисунок 4.6). Отличие между пространственными распределениями Хл и $R_{rs}(555)$ указывает на то, что наблюдаемый зимний рост $R_{rs}(555)$ не может быть вызван исключительно обратным рассеянием от клеток некальцинированного фитопланктона (например, диатомовых водорослей). Наиболее вероятной причиной резкого роста $R_{rs}(555)$ в восточной части бассейна является зимнее цветение кокколитофорид. Высокая численность клеток кокколитофорид в Черном море отмечалась в осенне-зимний период в ряде предыдущих работ, основанных на контактных измерениях [Сорокин, 2002; Суханова, 1995; Стельмах и др., 2009, 2013; Ясакова и др., 2017]. Анализ траекторий буев Био-Арго показывает, что в это время северный буй находился в зоне максимального цветения на северо-востоке Черного моря, а южный – на периферии этого цветения (крестики на рисунке 4.20). Таким образом, увеличение b_{bp} на диаграмме в зимний период на рисунке 4.8, вероятно, связано именно с зимним цветением кокколитофорид.

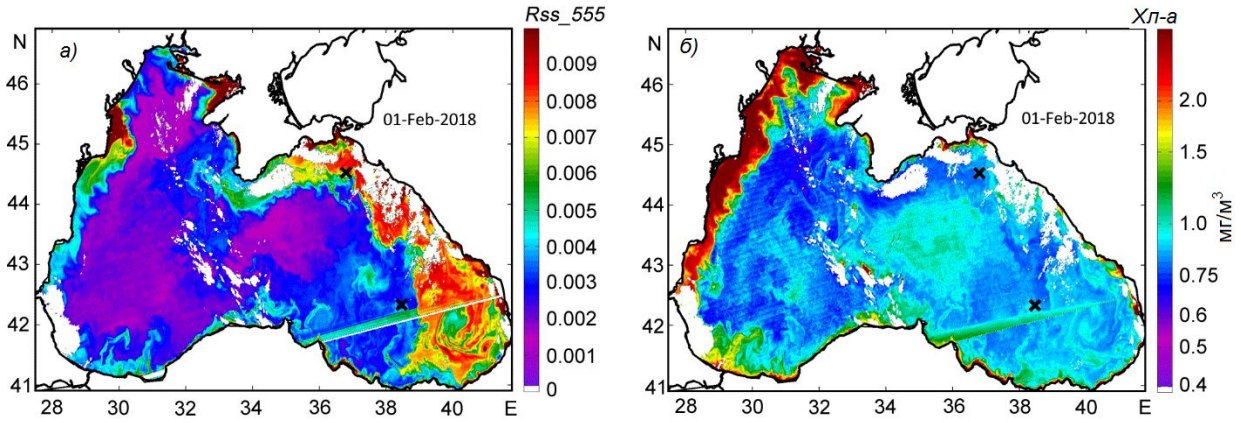

Рисунок 4.20 – Значения R_{rs}(555), показывающие зимнее цветение кокколитофорид в восточной части бассейна на 1 февраля 2018 г. по данным *MODIS-Aqua* (*а*); карта пространственного распределения Хл (мг/м^3) на ту же дату (*б*). Черные кресты показывают положение буев Био-Арго

Рост b_{bp} в холодный период времени начинается в октябре-ноябре (Рисунок 4.8). Позже высокие значения b_{bp} углубляются с увеличением толщины ВКС. В январе значения b_{bp} достигают максимума и равномерно распределены в ВКС до глубины 40 м. Часть сигнала b_{bp} проникает и в более глубокий слой (40-60 м), что, по-видимому, связано с процессами осаждения кокколит.

В декабре-феврале значения среднего b_{bp} на поверхности составляют около 0,004 м$^{-1}$. Наиболее интенсивное цветение наблюдалось в зимы 2016-2017 гг. и 2017-2018 гг., когда значение b_{bp} достигало 0,006 м$^{-1}$ (Рисунок 4.9, *в)*. Эти значения были близки к тем, которые наблюдались во время умеренного раннего летнего цветения в 2015-2016 гг. (Рисунок 4.9, *в*). В 2016-2017 гг. вертикальная протяженность зоны высоких значений b_{bp} была максимальной, достигнув глубины 60 м в ноябре-январе (Рисунок 4.9, *в*).

Хотя значения b_{bp} зимой были ниже, чем летом; вертикальная протяженность зоны цветения фитопланктона была в 1,5-2 раза выше. Поэтому интегральное значение b_{bp} в эвфотическом слое зимой и летом были сопоставимы (Рисунок 4.9, *б*, *г*). Средние по слою 0-50 м значения b_{bp} составили 0,0041 м$^{-1}$ и 0,0038 м$^{-1}$ в июне и январе, соответственно, а рассчитанные интегральные концентрации кокколитофорид N была $5{,}5\cdot10^{10}$ клеток м$^{-2}$ и $4{,}5\cdot10^{10}$ клеток м$^{-2}$, соответственно (Рисунок 4.9, *б*). В отдельные годы, например, зимой 2017 г., интегральная концентрация ($7{,}5\cdot10^{10}$ клеток м$^{-2}$) была выше, чем во время раннего летнего цветения в 2015 и 2016 гг. (Рисунок 4.9, *г*).

Пик b_{bp} в зимний период приходится на декабрь-январь и следует за пиком интегральной Хл в ноябре-декабре, вызванного осенним цветением во время начала зимней конвекции. Как

видно из диаграммы на рисунке 4.10, во все годы (за исключением 2017 г.), значения b_{bp} достигали максимума в ВКС примерно через месяц после пика Хл.

Последовательные вертикальные профили b_{bp} и Хл в декабре-январе 2018 г. иллюстрируют эту закономерность (Рисунок 4.21). Умеренные значения Хл (1 мг/м^3) и низкие значения b_{bp} (0,002 м$^{-1}$) в верхнем 10-метровом слое наблюдались 22 декабря 2017 г. Через 10 дней 1 января 2018 г. наблюдается пик Хл (1,6 мг/м^3), свидетельствующий о цветении фитопланктона с высоким содержанием Хл, вероятно, диатомовых, характерных для осеннего периода. Значение b_{bp} также выросло до 0,006 м$^{-1}$. В конце января ВКС заглубляется до 40-50 м. Хл снижается до 1 мг/м^3. В то же время значение b_{bp} достигает максимума (0,008 м$^{-1}$). Это значение соответствует рассчитанной по формуле концентрации кокколитофорид, равной $3 \cdot 10^6$ клеток л$^{-1}$. Таким образом, зимнее цветение кокколитофорид чаще всего следует за поздним осенним цветением некальцинированного фитопланктона с временным лагом 2 недели – 1 месяц.

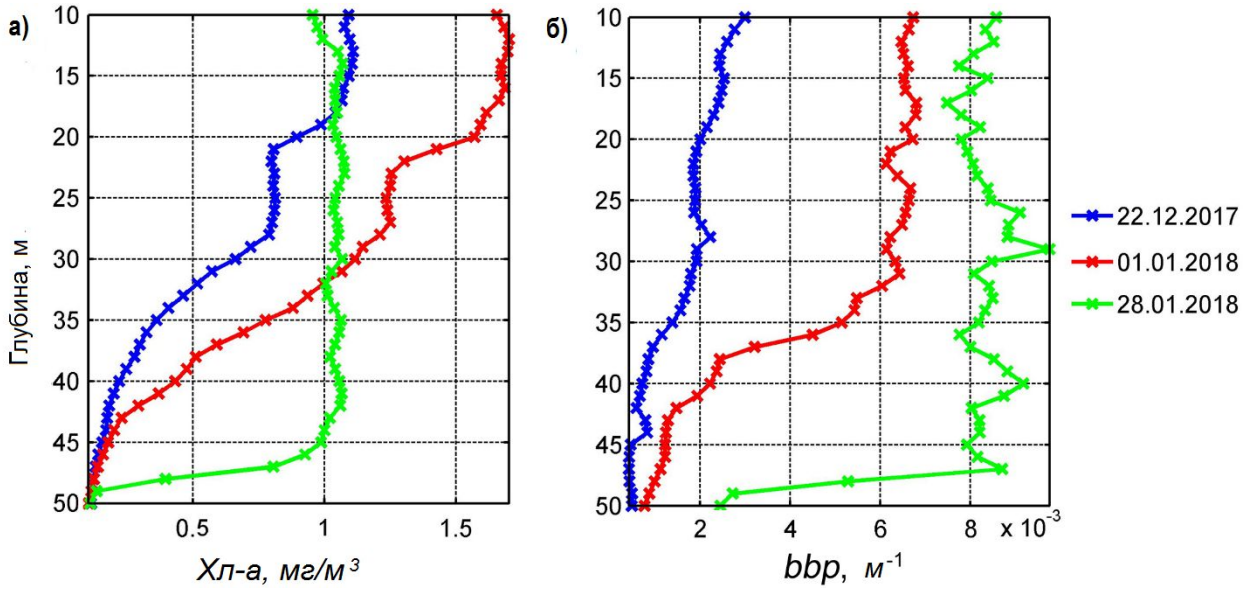

Рисунок 4.21 – Примеры вертикальных профилей Хл (*а*), b_{bp} (*б*)по данным буя №6900807 за 22 декабря 2017 г. (зеленая линия), 1 января 2018 г. (красная линия) и 28 января 2018 г. (синяя линия). Профили получены в северо-восточной глубоководной части моря (~36.9°E, 44.2°N)

В зимний период наблюдается второй пик ослабления света *kd*_412 (Рисунок 4.10, *б*, 4.12, *г*). Несмотря на высокие значения Хл, *kd*_412 было ниже, чем летом. Наиболее высокие значения *kd*_412 наблюдались в поверхностном слое (0-15 м) (Рисунок 4.10, *в*). Сопоставление положения высоких значений *kd*_412 (черные контуры), b_{bp} (белые контуры) и значений Хл на временной диаграмме показывает, что в отличие от летнего периода, наибольшие значения *kd*_412 наблюдается преимущественно до пика зимнего цветения кокколитофорид, а не во

время их окончания. Таким образом, можно предположить, что образование РОУ в зимний период связано главным образом с лизисом некальцинированного фитопланктона. Пик *kd*_412 расположен в ВКС над осенним максимумом Хл и наблюдается в начальной фазе поздне-осеннего цветения фитопланктона (Рисунок 4.10). При этом наиболее резкий рост *kd*_412 наблюдался, когда заглубляющийся ВКС (красная линия) в осенний период достигает летнего подповерхностного максимума Хл.

В отдельные годы (2014, 2015) летние и зимние максимумы РОУ были связаны (Рисунок 4.10, *б*). Промежуточная между двумя максимумами зона высоких значений *kd*_412 наблюдалась в сентябре-октябре на глубинах 15-25 м. Таким образом, часть РОВ, образовавшиеся в летний период остается в подповерхностных слоях бассейна вплоть до осени. Далее, под влиянием конвективного и ветрового перемешивания в осенний период РОУ переносится в верхний слой, частично являясь источником увеличения РОУ на поверхности в зимний период.

4.2.6 Обсуждение

4.2.6.1. Влияние зимнего вовлечения глубинных вод на летнее цветение кокколитофорид . Основными лимитирующими элементами для фитопланктона Черного моря являются нитраты и фосфаты. При этом важнейшее влияние на рост кокколитофорид оказывает концентрация фосфатов. Это было продемонстрировано по данным натурных и лабораторных экспериментов в Черном море [Silkin et al., 2009, 2014, 2019; Mikaelyan et al., 2011, 2015] и в других районах Мирового океана [Riegman et al., 1992, 2000; Townsend et al., 1994; Tyrrell, Merico, 2004; Krumhardt et al., 2017]. В частности, в лабораторных опытах [Силкин и др., 2009] скорость роста кокколитофорид значительно возрастала после добавления PO_4 по сравнению с добавлением NO_3. Интенсивность раннего летнего цветения кокколитофорид на межгодовых масштабах также значительно коррелирует с наличием фосфатов в верхнем слое по данным [Mikaelyan et al., 2011, 2015].

В промежуточных слоях бассейна соотношение N/P составляет значительно ниже, чем соотношение Редфилда (N/P=16), т.е. воды перенасыщены фосфатами. В водах ХПС отношение N/P меняется в диапазоне от 6,4 до 11,2, а в водах пикноклина Черного моря составляет около 4-6 [Mikaelyan et al., 2015; Turgul et al., 2015]. Наиболее вероятной причиной пониженных значений N/P является интенсивные химические процессы в субкислородной зоне, которые приводят к выводу азота в виде свободного газа [Kuypers et al., 2003; Glazer et al., 2006; Konovalov et al., 2006]. Такими процессами являются денитрификация, окисление нитратов взвешенным марганцем, окисление аммиака растворенным марганцем, реакция анамокс

(реакция, которая превращает аммоний и нитриты в газообразный азот в бескислородных условиях анаммокс-бактериями), взаимодействие нитрита с серой [Konovalov et al., 2006, 2008]. Все эти процессы способствуют уменьшению концентрации нитратов в нижней части нутриклина, что, по-видимому, приводит к наблюдаемым низким значениям N/P [Tugrul et al., 2014, что подтверждается наличием слоя пересыщенного свободным азотом ниже ХПС (менее 1014,5 кг/м^3), исследованного в работах [Fuchsman et al., 2008; Konovalov et al., 2008].

Основным процессом, приводящим к вертикальному вовлечению биогенных элементов из слоя их подповерхностного максимума, является тепловая конвекция, которая сильно зависит от зимнего выхолаживания. Интенсивная зимняя конвекция в холодные зимы приводит к увеличению весенней Хл [Незлин и Дьяконов, 1998; Буренков и др., 2011; Финенко и др., 2014], общей биомассы фитопланктона [Маштакова, 1985; Кубрякова и др., 2018] и первичной продукции [Финенко и др., 2009]. Отрицательная корреляция между спутниковыми данными о концентрации неорганического углерода – индикатором цветения кокколитофорид в мае-июне – и температуры в феврале показана в [Буренков и др., 2011; Mikaelyan et al., 2015]. Глобальное потепление приводит к ослаблению зимней конвекции, что может вызвать долговременное уменьшение биопродуктивности вод в Мировом океане [Boyce et al., 2012; Winder, Sommer, 2012]. В частности, в Черном море, зимняя температура увеличилась более чем на 1,5°С за период с 1990 по 2020 гг. [Белокопытов, 2008, 2010; Пиотух и др., 2011; Capet et al., 2012; Miladinova et al., 2017]. Несмотря на долговременный рост температуры, спутниковые данные фиксируют увеличение интенсивности цветений кокколитофорид, с рекордно сильными цветениями в 2012 и 2017 гг. Анализ, выполненный в подразделах 3.1 и 4.2.4, показывает, что такое несоответствие можно объяснить резким повышением солености в верхних слоях после 2014 г. Интенсивность вертикального перемешивания в зимний период, в первую очередь, ограничивается резким перепадом плотности в районе пикно-халоклина. Размытие пикно-халоклина (пункт 3.3.1) и рост солености в верхнем слое ослабляет халинную стратификацию вод которая оказывает решающее значение проникновение перемешивания. Совместный анализ спутниковых оптических измерений и гидрологических данных показывает, что наблюдающиеся изменения солености могут значительно влиять на интенсивность вовлечения питательных веществ из глубинных изопикнических слоев и функционирование экосистемы Черного моря.

Наиболее интенсивное вовлечение питательных веществ в фотический слой происходит в Черном море в феврале – начале марта. Эти питательные вещества активно потребляются фитопланктоном в период раннего весеннего цветения, представленного преимущественно мелкими диатомовыми [Сорокин, 1983; Кривенко, 2008; Mikaelyan et al., 2018; Silkin et al., 2019]. При благоприятных условиях питания диатомовые водоросли растут быстрее

кокколитофорид, так как имеют более высокую скорость роста [Goldman 1993; Lomas, Gilbert, 1999]. В культурах с фитопланктоном Черного моря максимальные удельные темпы роста диатомовых и кокколитофорид составляли 1,5 $сут^{-1}$ и 0,5 $сут^{-1}$, соответственно [Силкин и др., 2009]. Диатомовые водоросли активно потребляют неорганический азот и фосфаты. Низкое соотношение N/P в слое нутриклина приводит к избытку фосфатов при его вовлечении в эвфотическом слое. Из-за этого часть фосфатов остается неиспользованными после цветения диатомовых. Концентрация неорганического азота в этот период в верхнем слое низка (менее 1 мкМ), а концентрация фосфата относительно высока (0,2-0,4 мкМ). В то же время, после начала весеннего цветения, диатомовые водоросли поглощаются зоопланктоном и массово погибают в апреле [Сорокин, 1983]. В результате часть питательных элементов выделяется в виде органического вещества.

Эти условия способствуют возникновению раннелетнего цветения кокколитофорид, интенсивность которого зависит от количества питательных веществ как в органической, так и в неорганической форме. Причина, по которой кокколитофориды могут расти при низком уровне азота, не совсем ясна. С одной стороны, они имеют чрезвычайно низкие константы полунасыщения (0,1-0,2 мкМ) как для нитратов, так и для аммония, которые на порядок ниже, чем у диатомовых водорослей [Eppley et al., 1969]. Механизм, позволяющий им так эффективно поглощать неорганический азот из обедненной среды, до сих пор неизвестен. С другой стороны, эксперименты, проведенные в Черном море, показали, что *E. huxleyi* может использовать органическое вещество в качестве источника азота [Стельмах и др., 2009]. *E. huxleyi* способны использовать осмотрофию и утилизировать органические вещества [Benner, Passow, 2010; Balch, 2018], в том числе углеводы и аминокислоты [Godrijan et al., 2020]. По-видимому, кокколитофориды используют все эти способы потребления азота после цветения диатомовых водорослей, так как в воде имеется низкая концентрация неорганического азота и большое количество органического вещества. Во время раннелетнего цветения в мае-июне кокколитофориды используют остаток фосфата и успешно усваивают азот из переработанного органического вещества.

Таким образом, интенсивность зимней конвекций вызывает увеличение концентрации фосфатов в растворенной и неорганической форме в воде поздней весной, оставшихся после цветение диатомовых водорослей в феврале-марте. В мае значительно возрастает солнечная радиация и глубина ВКС достигает 5-10 м, что приводит к очень высокой средней облученности в этом слое. Эти условия благоприятны для кокколитофорид, так как кокколиты защищают их клетки от фотоингибирования [Paashe, 2002; Tyrrell, Merico, 2004; Monteiro et al., 2016; Xu et al., 2016]. Эти факторы обеспечивают кокколитофоридам конкурентное преимущество после цветения диатомовых водорослей в апреле-мае. Последовательность

диатомовые-кокколитофориды в годовой сукцессии наблюдается во многих морских регионах [Leblanc et al., 2009], однако в Черном море наблюдается чрезвычайно сильное цветение кокколитофорид (Рисунок 4.3). Предложенная гипотеза связывает это явление с низким соотношением N/P из-за интенсивных окисилительно-восстановительных процессов в глубинных слоях Черного моря, которые вызывают избыток фосфатов в верхнем слое после зимнего перемешивания. Такая особенность химического состава бассейна может играть решающую роль в формировании чрезвычайно сильных летних цветений кокколитофорид после интенсивного зимнего перемешивания.

4.2.6.2 Зимнее цветение кокколитофорид. Анализ результатов долговременных измерений b_{bp} в течение 5-летнего периода показывает, что регулярное цветение кокколитофорид наблюдается не только в летний, но и в зимний периоды (Рисунок 4.10, *а*) Зимнее цветение кокколитофорид наблюдается и по спутниковым данным, характеризуясь высокими значениями $R_{rs}(555)$ и низкими значениями концентрациями Хл (Рисунок 4.20). Осенне-зимнее цветение кокколитофорид с концентрацией клеток более $1{\cdot}10^6$ кл/л (клеток на литр) наблюдалось в Черном море неоднократно. В 1956 г. наблюдалось февральское цветение кокколитофорид, которое составляло 60% от общей биомассы фитопланктона [Сорокин, 1983]. Высокое количество клеток кокколитофорид было зафиксировано зимой 1960-х гг. [Белогорская, Кондратьева, 1965] и в 1988 г. [Крупаткина и др., 1991]. Цветение кокколитофорид с концентрацией клеток, превышающей $1{,}4{\cdot}10^6$ кл/л , было зафиксировано в северо-восточной части Черного моря в конце декабря 2006 г. [Yasakova et al., 2017]. Концентрации кокколитофорид более $0{,}5{\cdot}10^6$ кл/л наблюдались в северо-западной части шельфа в феврале 2003, 2006 и 2007 гг. [Стельмах и др., 2009] и в октябре-ноябре 2010 г. [Стельмах и др., 2013]. Анализ измерений седиментационных ловушек также фиксирует три пика оседания кокколит: летом, осенью и ранней зимой [Benli, 1987; Hay et al, 1990].

Максимальная концентрация *E. huxleyi* характерна для верхних слоев как для раннего летнего, так и для осенне-зимнего цветения [Микаэлян и др., 2005; Паутова и др., 2007]. Анализ сезонной эволюции вертикальных профилей b_{bp} также подтверждает, что ядро цветения кокколитофорид находится в верхнем 20-метровом слое в зимний период (Рисунок 4.10, а, *б*, *в*, *г*). Ниже концентрация клеток снижается, что может свидетельствовать об оседании клеток из верхнего слоя. Исключение наблюдалось зимой 2016-2017 гг., когда высокие значения b_{bp} относительно равномерно наблюдались во всем 40-метровом слое (Рисунок 4.10, *г*).

Условия зимней освещенности являются лимитирующими для всех видов фитопланктона. Низкая освещенность, по-видимому, приводит к более низкой скорости роста *E. huxleyi* в осенне-зимний период по сравнению с летним, о чем свидетельствует гораздо более

сильный сигнал b_{bp} в июне, чем в январе-декабре. Оцененная максимальная концентрация клеток на поверхности в осенне-зимний период (0,5-1,5·10^6 кл/л) в 2-3 раза ниже по сравнению с летом (2-3·10^6 кл/л) (Рисунок, 4.11). Это различие было подтверждено и по данным полевых исследований [Паутова и др., 2007; Ясакова, Станичный, 2012; Mikaelyan et al., 2011, 2015; Yasakova et al., 2017]. В то же время зимой высокие значения b_{bp} занимают весь зимний ВКС в слое 0-40 м, а, в некоторых случаях наблюдаются и до глубины 60 м. Этот слой намного выше, чем летом (0-15м). Таким образом, несмотря на то, что средняя рассчитанная концентрация кокколитофорид в зимний период в 2-2,5 раза ниже, чем летом, из-за большей вертикальной протяженности зимнего цветения интегральные оценки количества клеток кокколитофорид зимой и летом сопоставимы.

Важным и хорошо известным преимуществом кокколитофорид является способность кокколит защищать клетку от фотоингибирования [Paashe, 2002; Tyrrell, Merico, 2004; Monteiro et al., 2016; Xu et al., 2016], что позволяет им развиваться в поверхностном слое в летний период максимального освещения. Однако способность этого вида расти в декабре при самой низкой облученности (среднее PAR=10 моль фотонов $м^{-2}$ $сут^{-1}$) может свидетельствовать о возникновении особой формы клеток с другой морфологией кокколит, которые, в отличие от летних клеток, не рассеивают, а концентрируют свет [Young 1994; Monteiro et al., 2016]. Кокколиты имеют ряд боковых щелей, вытянутых от центра [Young 1994, Zhai et al., 2013] до внешней границы. Ширина этих щелей близка к оптической длине волны. В таком случае кокколиты могут выступать в роли дифракционной решетки, схожей с радиальной дифракционной решеткой Ронки [Koliopoulos, 1980], которая позволяет фокусировать свет в широком диапазоне длин волн. Действительно, недавнее исследование [Smith et al., 2012] показало, что существует выраженная сезонная изменчивость морфотипов *E. huxleyi*. Зимние и летние клетки кокколитофорид имеют различные характеристики. Зимой встречаются значительно более сильно кальцинированные клетки. Их отличительной особенностью является почти полное отсутствие щели в центральной части кокколит, которая почти всегда присутствует в летних популяциях [Young, 1994]. Такая изменчивость позволяет объяснить, как вид, приспособленный к росту при самой высокой освещенности (средний PAR в июне составляет 56 моль фотонов $м^{-2}$ $день^{-1}$), может также успешно конкурировать с другими водорослями в условиях чрезвычайно низкой освещенности.

4.2.6.3 Влияние цветений кокколитофорид на сезонную динамику образования РОВ и условия освещенности в Черном море Данные Био-Арго позволили проанализировать сезонную вертикальную изменчивость коэффициента диффузного ослабления света и оценить на её основе сезонную изменчивость РОУ в слое 0-40 м [Рисунок 4.12, *г*]. Проведенный анализ

выявил важнейшую роль цветения кокколитофорид в формировании и изменчивости окрашенного РОВ в верхнем слое вод Черного моря.

В Черном море концентрация РОВ в 2-2,5 раза выше, чем в открытом океане, что объясняется поступлением большого количество алохтонного РОВ с речным стоком [Becquevort et al., 2002; Cauwet et al., 2002; Saliot et al., 2002; Костылева, 2015b; Ducklow et al., 2007; Margolin et al., 2016; Kaiser et al., 2017]. Пик речного стока приходится на апрель-май. Речные воды, поступающие в шельфовые области, далее переносятся в центральную часть моря под влиянием различных динамических процессов (подраздел 2.3). Однако даже в шельфовых районах относительно высокая корреляция между соленостью и РОВ наблюдается только вблизи устьев рек [Cauwet et al., 2002; Saliot et al., 2002; Костылева и др., 2015b; Kaiser et al., 2017]. На фронтальной зоне речных плюмов опресненных вод в летний период отмечались практически постоянные значения РОВ [Cauwet et al., 2002]. В глубоководной части моря (соленость 17,5-18,5 *psu*), корреляция между соленостью и РОВ отсутствовала по данным [Kaiser et al., 2017].

Кроме того, легкие опресненные речные воды распространяются в поверхностном слое бассейна [Yankovsky et al., 2004]. В то же время данные Био-Арго показывают, что сезонный максимум РОВ формируется в подповерхностных слоях на глубине 15-35 м (Рисунок 4.14, *б*). Схожий подповерхностный максимум был также обнаружен по контактным измерениям в работе [Kaiser et al., 2017] в летний период в слое плотностью 1013,1 кг/м^3, что соответствует глубине 20-30 м. Таким образом, возникновение этого максимума не может быть объяснено влиянием адвекции речных вод. Увеличение спектрального склона *kd* во время его подповерхностного летнего максимума указывает на образование веществ с высокой молекулярной массой, таких как полисахариды, белки, нуклеиновые кислоты и липиды [Helms et al., 2008], которые связаны с лизисом клеток или их экскрецией [Becquervot et al., 2002; Buchan et al., 2014]. Полученные результаты свидетельствуют об определяющей роли автохтонных процессов в образовании РОВ в согласии с [Cauwet et al., 2002; Ducklow et al., 2007; Костылева и др., 2015; Kaiser et al., 2017].

Синхронность окончания цветения кокколитофорид и образования РОУ (Рисунок 4.12, *а*, *б*) указывает на то, что массовая смертность кокколитофорид является одним из основных факторов, определяющих сезонную изменчивость РОУ в глубоководных районах Черного моря. Интенсивный рост кокколитофорид обычно наблюдается в течении 10-30 дней, после чего следует относительно быстрое окончание цветения [Bratbak et al., 1993; Jacquet et al., 2002; Schroeder et al., 2003; Hopkins et al., 2015]. Одной из причин окончания цветения *E. huxleyi* является вирусная инфекция, которая быстро распространяется в плотных популяциях кокколитофорид [Bratbak et al., 1993, 1996; Brussaard, 1996, 2004; Castberg et al., 2001; Wilson et

al., 2002; Schroeder et al., 2003; Vaughn et al., 2010]. На основе контактных данных было показано, что вирусы *E. huxleyi* могут быть ответственны за смертность 50-90% популяции кокколитофорид во время интенсивного цветения в Северной Атлантике [Bratbak et al., 1993; Brussaard et al., 1996; Castberg et al., 2001, 2002]. Палеоисследования показывают, что в Черном море вирусы *E. huxleyi* существуют в течение более чем 7000 лет [Coolen et al., 2011]. В ряде недавних работ фиксируется присутствие этих вирусов в пробах воды Черного моря [Silkin et al., 2009; Степанова, 2016].

Клетки кокколитофорид содержат около 50% и более органического углерода в виде липидов, что в 2-2,5 раза выше, чем у других видов фитопланктона [Fernandez et al., 1996]. Вирусы изменяют геном кокколитофорид и способствуют увеличению выработки органического углерода [Rosenwasser et al., 2014]. Вирусный лизис может значительно увеличить производство РОУ на более, чем 50% [Fuhrman, 1999]. Экссудация липидов во время гибели клеток, усиленная вирусным лизисом, приводит к выбросу большого количество растворенного органического вещества, главным образом в виде РОУ [Bratbak et al., 1998; Buchan et al., 2014]. Экссудация липидов сопровождается резким снижением плавучести клеток. Кроме того, вирусная инфекция изменяет состав жиров в кокколитофорах и способствуют выработке *TEP* (анг. *transparent exopolymer particles* – прозрачные экзополимерные частицы) [Vardi et al., 2012]. *TEP* – это активные макрогели, липкое вещество, которое действует как клей, способствуя агрегации частиц, что может существенно увеличивать скорость их оседания [Logan et al., 1995; Passow et al., 1995]. Скорость погружения крупных агрегатов значительно возрастает (до 200 м в сутки) и может объяснить, почему сигнал b_{bp} резко исчезает из верхнего слоя после выброса РОВ (Рисунок 4.12).

Популяция вирусов обычно начинает быстро расти во время пика цветения кокколитофорид и приводит к полному прекращению цветения через 4-10 дней [Bratbak et al. 1993, 1996; Brussaard, 2004; Castberg et al., 2001; Wilson et al., 2002; Schroeder et al., 2003; Vaughn et al., 2010]. Это согласуется с данными Био-Арго: резкое увеличение *kd*_412 начинается в июне на пике цветения и прекращается к началу июля (Рисунок 4.13). Внезапное прекращение цветения летом и резкий рост ослабления света, связанный с выбросом РОУ, может свидетельствовать о доминирующей роли вирусов *E. huxley* в массовой гибели кокколитофорид в летний период.

При этом выброс РОУ летом наблюдался только в подповерхностном слое (глубины ниже 10 м), в то время как цветение кокколитофорид происходило вблизи поверхности. Наиболее резкий рост РОУ отмечается на глубине 25 м (Рисунок 4.14, *г*). Одним из возможных объяснений этого является воздействие интенсивной солнечной радиации, которая может подавлять развитие вирусов в верхних слоях [Suttle, Chen, 1992; Wilhelm et al., 1998; Fuhrman,

1999]. Возможно, из-за этого интенсивная вирусная активность может проявляться только в более глубоких слоях. После пика цветения кокколитофориды начинают оседать в более глубоководные слои, где клетки, по-видимому, подвергаются атаке вирусов, которая приводит к наблюдаемому прекращению цветения и выбросу РОУ в подповерхностных слоях (15-35 м).

Наблюдаемое оседание кокколитофорид с поздней весны до лета может быть вызвано несколькими факторами. Во-первых, на поздней стадии цветения питательные вещества, главным образом фосфаты, истощаются [Mikaelyan et al., 2018], что вызывает снижение плавучести клеток. Во-вторых, в летние месяцы плотность поверхностных слоев резко снижается из-за термического прогрева и уменьшается от 1014 до 1009 кг/м^3 [Иванов, Белокопытов, 2011]. В таких условиях кокколитофориды, которые развиваются весной в поверхностном слое при плотности 1013,8-1014,0 кг/м^3, могут внезапно потерять свою плавучесть и тонуть./ В-третьих, оптимальная температура для роста *E. huxleyi* близка к 20°C [Buitenhuis et al., 2008], тогда как в июле температура поверхности моря возрастает до 22-24°C. Таким образом, рост кокколитофорид в верхнем слое ограничен истощением питательных веществ, высокой температурой и низкой плотностью воды, что отрицательно сказывается на их способности оставаться в поверхностном слое. Эти факторы, по-видимому, ограничивают сроки поверхностного цветения и препятствуют росту кокколитофорид в самый теплый период июля-августа.

В зимний период максимальные значения РОУ наблюдались в ноябре-декабре перед пиком цветения кокколитофорид и позднеосенним пиком Хл. Резкий рост *kd*_412 начинается в октябре-ноябре, когда толщина ВКС (Рисунок 4.12, *в*, красная линия) достигает летнего подповерхностного максимума Хл (глубина~20-25 м). В это время фитопланктон из термоклина вовлекается в поверхностный слой. Вертикальное перемешивание сопровождается резкими изменениями физических и биологических условий: освещенности, температуры, солености, концентрации питательных веществ. Эти резкие изменения могут вызывать сукцессию видов фитопланктона и/или гибель вовлеченного из нижних слоев фитопланктона, которые могут вызывать лизис клеток и выделения липидов, способствуя образованию наблюдаемого осеннего максимума РОВ.

Основными потребителями РОВ в океане являются бактерии. Таким образом, выброс РОВ во время окончания летнего цветения кокколитофорид может способствовать росту бактериопланктона [Fuhrman, 1999; Brussaard, 2004; Joassin et al., 2011; Buchan et al., 2014]. Полевые исследования показали, что концентрация бактерий в Черном море максимальна (250–350·10^3 клеток мл$^{-3}$) в августе. При этом пик бактериопланктона располагается в подповерхностном слое, ниже термоклина (глубина 20-30 м) [Сорокин, 1983; Сорокин и др., 1995; Мошарова, Сажин, 2007]. Это соответствует времени и глубине отмеченного по данным

Био-Арго пика РОУ. Таким образом, лизис клеток кокколитофорид, по-видимому, является важной причиной возникновения этого максимума бактериопланктона. Наличие выраженной связи между концентрацией клеток гетеротрофных бактерий и образованием РОВ после цветения кокколитофорид было недавно продемонстрировано по контактным измерениям в работе [Aytan et al., 2017].

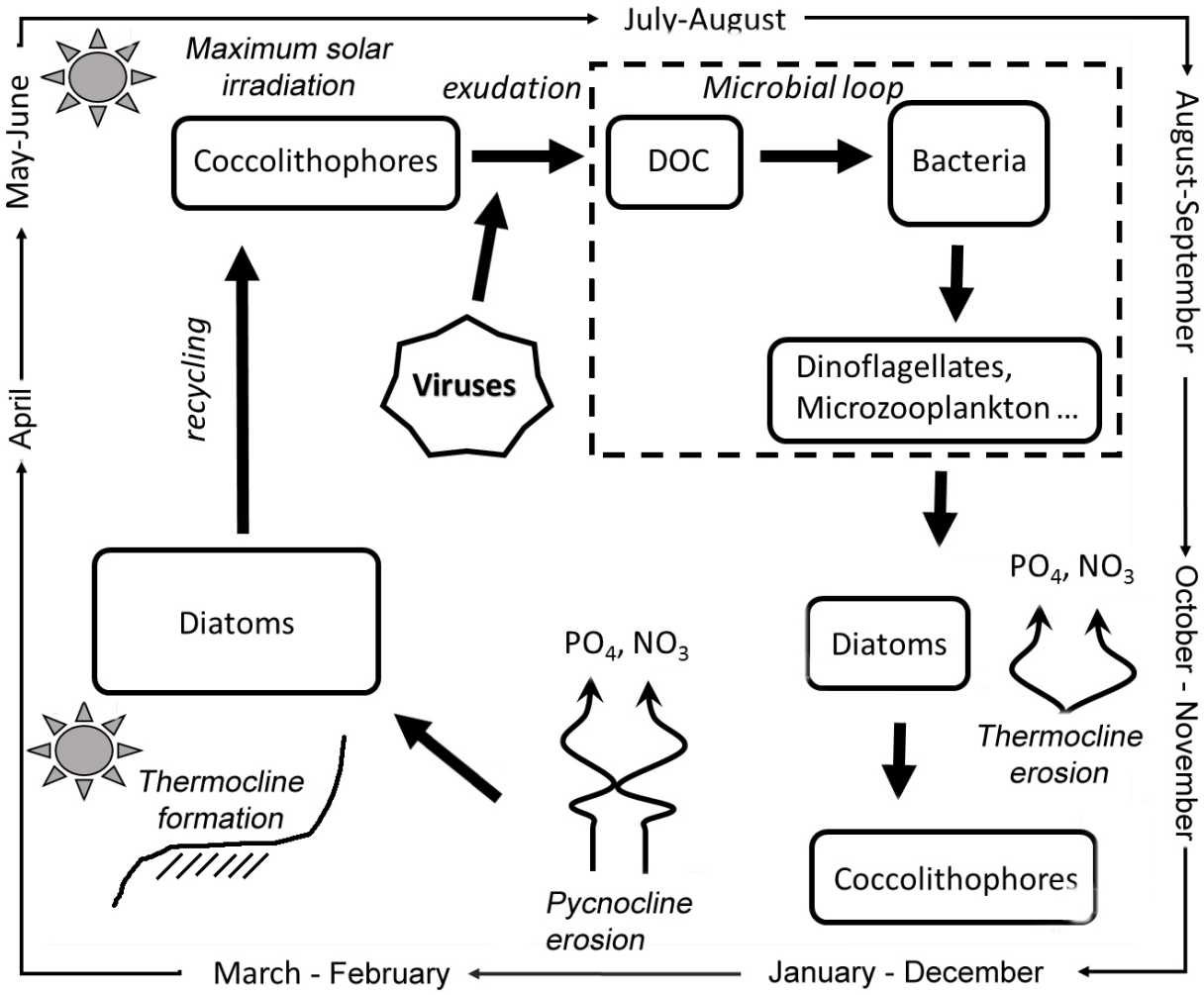

Рисунок 4.22 – Схематическая диаграмма влияния зимнего и летнего цветения кокколитофорид на сезонную сукцессию фитопланктона в Черном море

На рисунке 4.22 представлено схематичное изображение влияния зимнего и летнего цветения кокколитофорид на сезонную сукцессию фитопланктона в Черном море. В конце осени рост зимнего и конвективного перемешивания приводит к вовлечению питательных веществ из нутриклина в эвфотический слой. Этот процесс вызывает цветение диатомовых водорослей в октябре-декабре [Сорокин, 1983; Mikaelyan et al., 2017b]. Примерно через месяц после этого развивается зимнее цветение кокколитофорид, пик которого приходится на январь-февраль. Зимой или ранней весной увеличение освещенности и стратификации вызывает

обширное цветение диатомовых водорослей в феврале-марте. В апреле значения Хл и b_{bp} понижаются, что указывает на снижение биомассы фитопланктона после окончания весеннего цветения. В мае в верхнем слое развивается летнее цветение кокколитофорид. Возможной причиной их доминирования является устойчивость кокколитофорид к высокой солнечной радиации [Paashe, 2002; Tyrrell, Merico, 2004], их способность к осмотрофии (потреблению органического азота), наличие высокой остаточной концентрации фосфатов после раннего весеннего цветения диатомовых водорослей [Silkin et al., 2014, 2018]. Цветение заглубляется в июне в слой 15-25 м. Возможными причинами этого является потепление, уменьшение плотности верхнего слоя и истощение питательных веществ. В подповерхностном слое цветение подвергается атаке вирусами, что приводит к гибели популяции и выбросу большего количества РОВ. Этот выброс, по-видимому, способствует активированию микробной петли в летний период. В результате в летний период развивается бактериопланктон, пик которого приходится на август [Сорокин, 1983; Сорокин и др., 1995; Мошарова, Сажин, 2007]. Трофическая энергия переходит к мелким видам – динофлагеллятам и микрозоопланктону – в конце лета – начале осени. Кроме этого, увеличение концентрации окрашенного РОВ уменьшает прозрачность вод и ухудшает условия освещенности в подповерхностных слоях бассейна. Этот процесс, как будет показано в подразделе 4.5, может оказывать существенное влияние на толщину эвфотической зоны и динамику подповерхностного максимума Хл

Осенью с началом конвекции возникает очередное осеннее цветение фитопланктона [Mikaelyan et al., 2018; Silkin et al., 2019]. Предложенная схема позволяет высказать предположение, что интенсивность летнего цветения кокколитофорид, концентрация РОВ, популяция вирусов и бактеропланктона в летний период тесно связаны между собой. Интенсивная межгодовая изменчивость бактериопланктона отмечалась в работе [Мошарова, Сажин, 2007]. В свою очередь, как показано в пункте 4.2.4, межгодовая изменчивость летнего цветения кокколитфорид определяется интенсивностью зимней конвекции, которая влияет на вертикальные потоки питательных веществ из глубинных изотопических слоев. Таким образом, зимняя конвекция может значительно влиять и на межгодовую изменчивость образования РОВ, условия освещенности (подраздел 4.5), концентрацию вирусов и бактериопланктона, во многом определяя состояние всей экосистемы Черного моря в течении всего года.

4.3 Изменчивость характеристик освещенности в Черном море и её взаимосвязь с концентрацией хлорофилла А

Фотосинтез является основным источником энергии для фитопланктона. Важнейшее влияние на характеристики фитопланктона оказывает вертикальное распределение

фотосинтетически активной радиации (ФАР), т.е. интегральной освещенности в диапазоне длин волн 400-700 нм. Величины ФАР определяет слои жидкости, пригодные для развития фототрофных видов. Измерения буев Био-Арго позволили впервые получить непрерывные синхронные данные об изменчивости ФАР и Хл с высоким вертикальным и временным разрешением на сезонных и межгодовых масштабах, которая исследуется в данном подразделе.

4.3.1 Влияние абсолютных значений ФАР на положение подповерхностного максимума хлорофилла А

Сезонная вертикальная диаграмма и изменчивость ФАР на отдельных горизонтах, рассчитанные по осредненным данным буев №6901866, 7900591, 7900592, представлены на рисунке 4.23, *а*, *б*. Высокие значения ФАР (*Ed*>800 мкмоль фотонов $м^{-2}$ $с^{-1}$) в верхнем 20-метровом слое наблюдаются с начала весны по начало осени (Рисунок 4.23, *а*, *б*). Естественно, что максимум *Ed* в поверхностном слое наблюдается летом, когда солнце находится в самом высоком положении. В июне-июле на глубине *z*=1 м среднемесячные значения ФАР в районе полудня составляют *Ed*=1150 мкмоль фотонов $м^{-2}$ $с^{-1}$ (Рисунок 4.23, *б*).

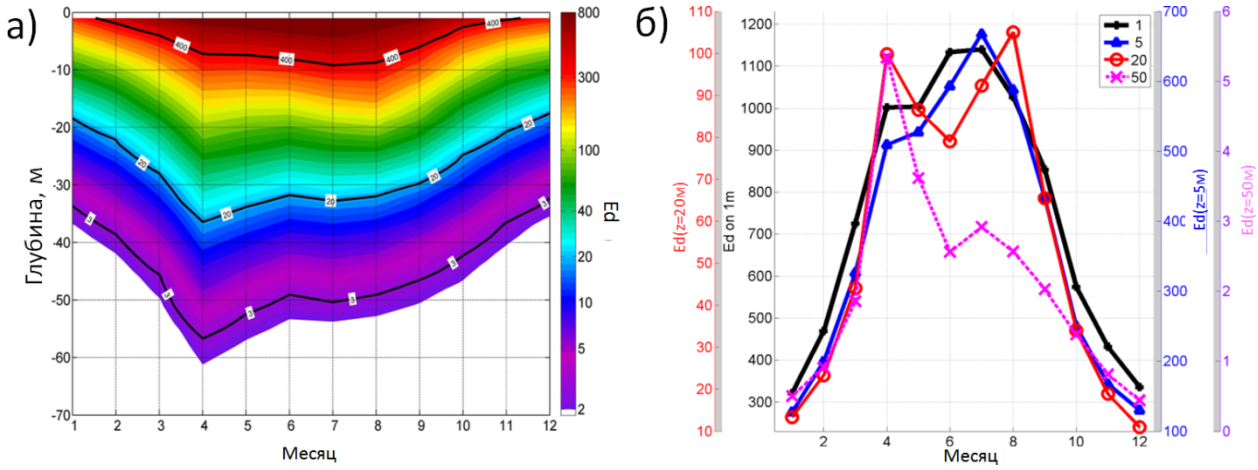

Рисунок 4.23 – Вертикальная диаграмма сезонной изменчивости *Ed* (*а*); изменчивость *Ed* на глубинах: *z*=1 м (черная линия и шкала), 5 м (синий цвет), 20 м (красный цвет) и 50 м (фиолетовый цвет) (*б*)

Минимум *Ed* на поверхности в северном полушарии наблюдается в декабре-январе. В течение этих месяцев значения *Ed* на глубине 1 м составляют менее 330 мкмоля фотонов $м^{-2}$ $с^{-1}$ (Рисунок 4.23, *б*). Изменчивость *Ed* в глубинных и поверхностных слоях имеет существенно разный сезонный ход (Рисунок 4.23, *б*). Например, на глубине 20 м в июне-июле отмечается значимый минимум *Ed*, а в апреле и сентябре – максимум. На глубине 50 м резкий максимум *Ed* наблюдается в апреле. В этом месяце зафиксировано самое глубокое положение изолинии

Ed=3 мкмоль фотонов $м^{-2}$ $с^{-1}$ на глубине примерно 60 м (Рисунок 4.23, *а*). Эти особенности связаны с сезонными изменениями прозрачности вод, которые определяются ослаблением света пигментами Хл и другими оптическими составляющими (подраздел 4.4).

Межгодовая и мезонная изменчивость среднемесячных значений Хл, рассчитанная по усредненным измерениям всех четырех буев показала, что высокие значения Хл, превышающие 0,4 $мг/м^3$ отмечаются в толще вод Черного моря практически во все сезоны (Рисунок 4.24, 4.25). В то же время их вертикальное положение характеризуется значительной изменчивостью.

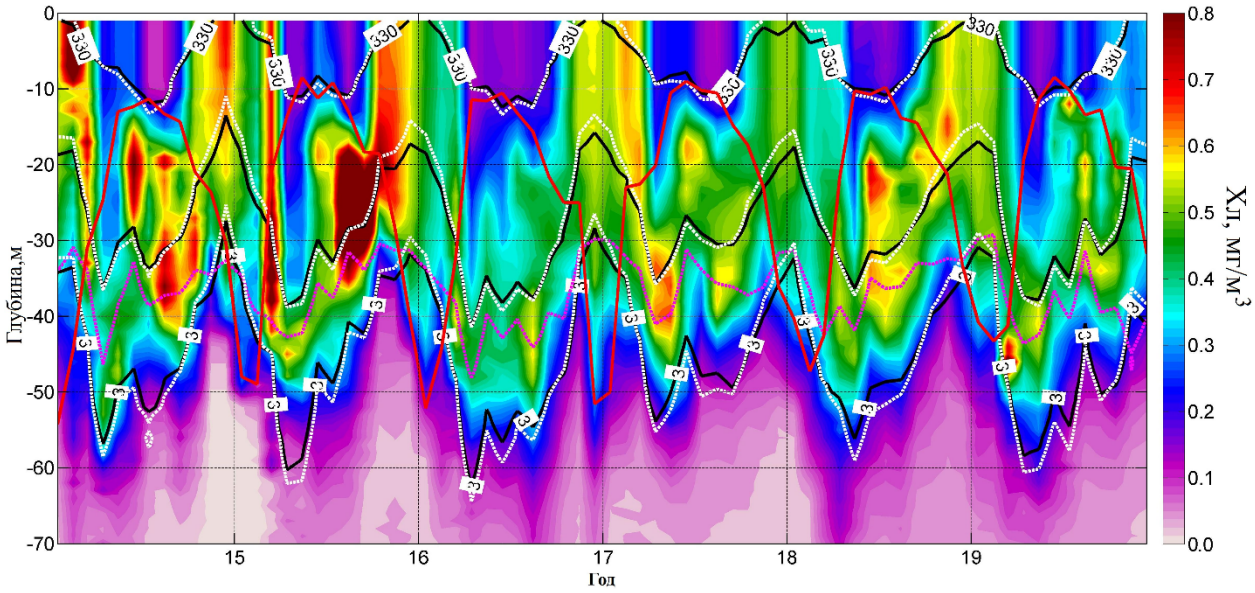

Рисунок 4.24 – Среднемесячная изменчивость вертикального распределения Хл в течение 2014-2018 гг. по данным Био-Арго: черные линии показывают изолинии *Ed*=3, 20 и 330 мкмоль фотонов $м^{-2}$ $с^{-1}$; белые линии изображают изолинии *Qs*=0,08, 0,60 и 10 моль фотонов $м^{-2}$ $с^{-1}$ (снизу вверх); фиолетовая линия показывает положение глубины эвфотического слоя (*Ze*); красная линия – глубина ВКС

В ноябре-феврале повышенные значения Хл наблюдаются у поверхности и в ВКС (красная линия на рисунке 4.25, *а*). В остальные месяцы максимум Хл расположен глубже в слое 15-50 м. Эти глубины соответствуют расположению сезонного термоклина и верхней части ХПС. Наиболее глубинное положение пика Хл (35-50 м) отмечается в апреле. Эти особенности сезонной изменчивости, полученные по измерениям буев Био-Арго, достаточно хорошо согласуются с предыдущими исследованиями, основанными на контактных измерениях [Ведерников, Демидов, 1993, 1997; Кривенко, 2010].

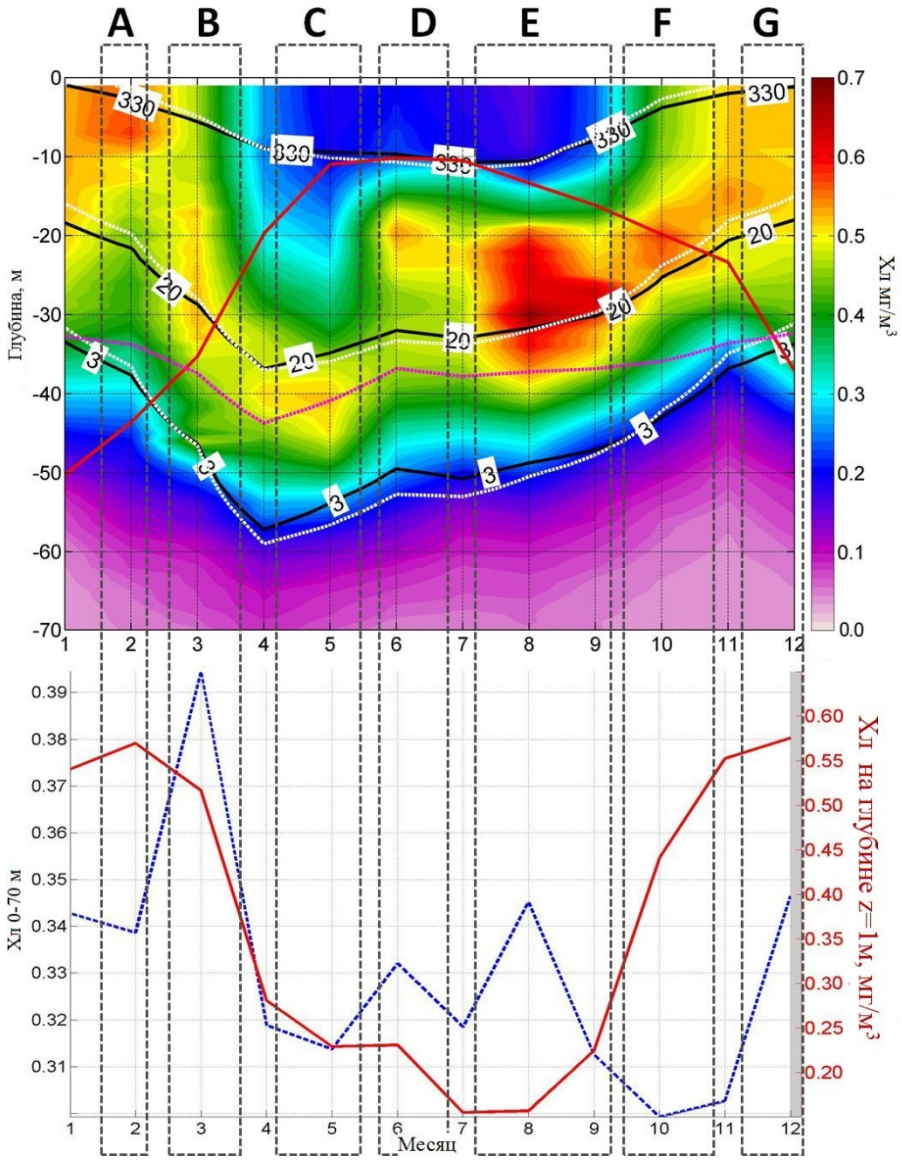

Рисунок 4.25– Средняя сезонная изменчивость вертикального распределения Хл в 2014-2018 гг. по данным Био-Арго (черные/белые линии показывают изолинии *Ed*(3, 20 и 330 мкмоль фотонов $м^{-2}$ $с^{-1}$) и *Qs*(0,08, 0,6 и 10 моль фотонов $м^{-2}д^{-1}$); красная линия показывает глубину ВКС) (*а*); средняя сезонная изменчивость Хл на поверхности, *z*=1 м (красная линия) и интегральная в слое 0-60 м (синяя линия) (*б*). Вертикальные штриховые линии и буквы *A*-*G* обозначают выделенные стадии сезонного хода Хл

В то же время в течение года высокие значения Хл распложены между определенными изолюмами с высоким и низким значениями абсолютной освещенности. Изолинии мгновенной ФАР (*Ed*=3, 20, 330 мкмоль фотонов $м^{-2}$ $с^{-1}$) и среднесуточного ФАР (*Qs*=0,08, 0,6, 10 мкмоль фотонов $м^{-2}$ $сут^{-1}$) нанесены на диаграмму межгодовой изменчивости Хл на рисунках 4.24 и 4.25 (черные и белые линии). Положение изолиний *Ed* и *Qs* значительно меняется во времени. Однако во все сезоны *Ed*=3 мкмоль фотонов $м^{-2}$ $с^{-1}$ и *Qs*=0,08 моль фотонов $м^{-2}сут^{-1}$ ограничивают зону высоких значений Хл снизу, а *Ed*=330 мкмоль фотонов $м^{-2}$ $с^{-1}$ и *Qs*=10

мкмоль фотонов $м^{-2}$ $сут^{-1}$ совпадают с верхней границей повышенных значений Хл. Ядро подповерхностного пика Хл большую часть времени близко соответствует глубине изолинии *Ed*=20 мкмоль фотонов $м^{-2}$ $с^{1}$ и *Qs*=0,6 моль фотонов $м^{-2}$ $сут^{-1}$.

Глубина эвфотического слоя (*Ze*) определяется как глубина, на которую проникает 1% поверхностного ФАР. Рассчитаем эту величину на основе измерений *Ed* буев Био-Арго на глубине *z*=1 м. Отметим, что поскольку мы отсчитываем не от поверхностного слоя *z*=0 м, рассчитанная таким образом глубина будет несколько больше. Однако построенная изолиния *Ze* на сезонной диаграмме Хл (Рисунок 4.24, *а*, фиолетовая линия) располагается выше нижней границы зоны с высокими значениями Хл. В то же время изолинии *Ed*=3 мкмоль фотонов $м^{-2}$ $с^{-1}$ (или *Qs*=0,08 моль фотонов $м^{2}$ $сут^{-1}$) во все времена года хорошо соответствуют этой границе.

Значение *Ze* является относительным и зависит только от прозрачности вод. При расчете *Ze* не учитываются существенные сезонные изменения ФАР на поверхности (Рисунок 4.23). ФАР на глубине *z*=1 м изменяется от значений 1200 (летом) до 300 (зимой) мкмоль фотонов $м^{-2}$ $с^{-1}$ (Рисунок 4.23, *б*). Следовательно, 1% поверхностной ФАР будет соответствовать *Ed*, равному 12 и 3 мкмоль фотонов $м^{-2}$ $с^{-1}$ летом и зимой, соответственно. Эффективность фотосинтеза зависит от абсолютных значений *Ed* [Jassby, Platt, 1976]. Поэтому эвфотическая глубина, рассчитанная при помощи относительных оценок, может привести к значительным ошибкам при определении глубины продуктивной зоны [Banse, 2004]. В частности, в ряде работ показано, что фитопланктон часто наблюдается в слоях, которые значительно глубже, чем глубина, соответствующая 1% поверхностной ФАР [Letilier et al., 2004; Marra et al., 2014]. Поэтому использование абсолютного значения *Ed*= 3 мкмоль фотонов $м^{-2}$ $с^{-1}$ для определения нижней границы фотосинтеза более оправданно [Falkowski et al., 2013]. Зону выше изолюмы *Ed*=3 мкмоль фотонов $м^{-2}$ $с^{-1}$ (*Qs*=0,08 моль фотонов $м^{2}$ $сут^{-1}$) в дальнейшем будем называть эвфотической.

Для того чтобы исследовать связь между Хл и освещенностью на основе имеющихся данных в слое 0-60 м, всего более чем 33000 синхронных измерений *Ed* и Хл, была рассчитана диаграмма зависимости значений Хл от *Ed* (Рисунок 4.26, *а*, *б*). В логарифмических координатах зависимость значений Хл от *Ed*, также как и зависимость значений Хл от *Qs* может быть параметризована гауссианной (Рисунок 4.26, *а*, б). Хл минимальны как при низких, так и при высоких значениях освещенности. Относительно низкие значения Хл (Хл меньше 0,2 $мг/м^{3}$) отмечаются при низкой освещенности при $\ln(Ed)<1$ или $\ln(Qs)<-2.2$, что соответствует: *Ed*<3 мкмоль фотонов $м^{-2}$ $с^{-1}$ или *Qs*<0,08 моль фотонов $м^{-2}$ $сут^{-1}$ (Рисунок 4.26, *б*). Хл также низка при слишком высокой освещенности $\ln(Ed)>5,5$ и $\ln(Qs)>2,0$, т.е. *Ed*>330 мкмоль фотонов $м^{-2}$ $сек^{-1}$ и *Qs*>10 моль фотонов $м^{-2}$ $д^{-1}$. Наиболее высокие значения Хл (выше 0,4 $мг/м^{3}$)

наблюдались при умеренных условиях освещения (*Ed* от 8 до 10 мкмоль фотонов м$^{-2}$ сек$^{-1}$ и *Qs* от 0,15 до 3 моль фотонов м$^{-2}$ сут$^{-1}$).

Зависимость Хл от *Ed* может быть аппроксимирована как:

$$Chl = m_1 * e^{\frac{-(ln(Ed)-m_2)^2}{m_3}} + m_4 = 0{,}5 * e^{\frac{-(ln(Ed)-3.13)^2}{3.27}} + 0{,}06 = 0{,}5 \cdot \mathrm{e}^{\frac{-(\ln(Qs)-3.13)^2}{3.27}} + 0{,}07, \quad (4.15)$$

где Chl – Хл;

константа m_1=0,5 определяет среднюю амплитуду изменчивости Хл;

константа m_2 =3,13 определяет положение максимума кривой, т.е. оптимальное значение освещенности ln(*Ed*), при которой Хл в Черном море максимальна;

константа m_3=3,27 определяет ширину гауссианы;

константа m_4=0,07 определяет минимальные ненулевые значения Хл. Такие значения обнаружены буями Био-Арго даже в очень глубоких слоях (500 м).

Существенная флуоресценция является характерной чертой глубинных слоев Черного моря. Наиболее вероятной причиной этого является флюоресценция, вызванная высокой концентрацией органического вещества [Xing et al., 2017].

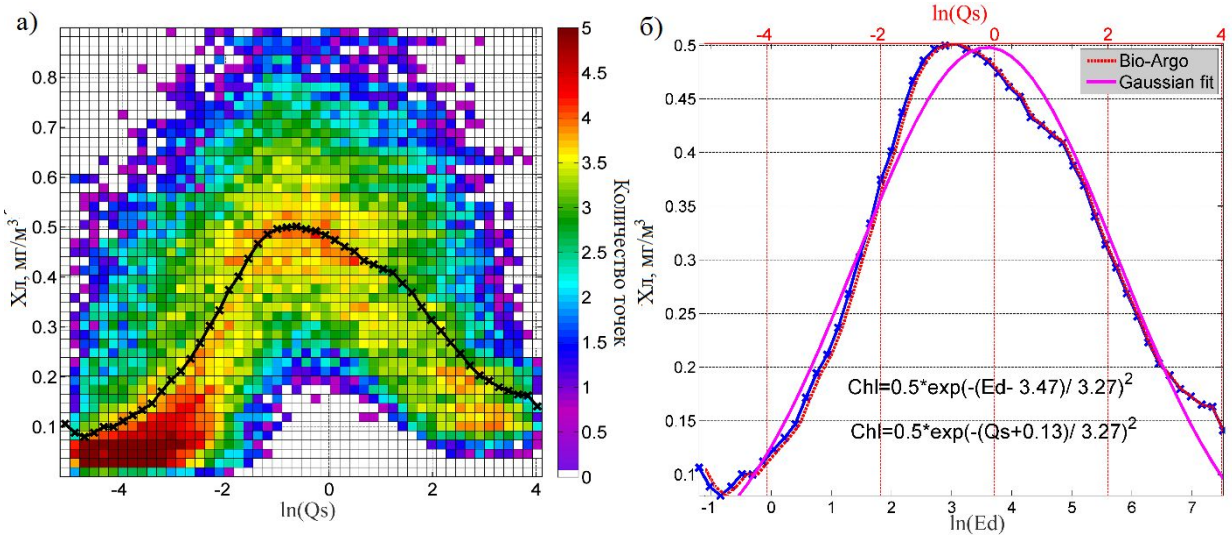

Рисунок 4.26 – Зависимость между Хли ФАР, рассчитанная с использованием всех доступных данных: *а* – зависимость Хл (мг/м^3) от ln(*Ed*), где *Ed* –мгновенный суточный ФАР около полудня (мкмоль фотонов м$^{-2}$ с$^{-1}$) (цвета показывают количество одновременных измерений, черная линия показывает среднюю зависимость); *б* – усредненная зависимость Хл от ln(*Ed*) – нижняя шкала и ln(*Qs*) – верхняя шкала, где *Qs* – общий суточный ФАР (моль фотонов м$^{-2}$ сут$^{-1}$)

Эти результаты показывают, что ниже слоя с *Qs*=0,08 моль фотонов м$^{-2}$ сут$^{-1}$ условия освещенности являются, по-видимому, недостаточными для выживания клеток, что приводит к резкому уменьшению Хл. Значение *Qs*=0,08 согласуется (близко к минимальным значениям) с

оценками компенсационной освещенности в Северной Атлантике, полученных по контактным данным (0,06-0,3 моль фотонов $м^{-2}$ $сут^{-1}$) [Marra, 2004], но значительно ниже значений, оцененных по спутниковым данным в том же регионе 1,24 моль фотонов $м^{-2}$ $сут^{-1}$ [Siegel et al., 2002]. Полученное значение также несколько ниже значений 0,415 моль фотонов $м^{-2}$ $сут^{-1}$, использованных в нескольких последних исследованиях в Северной Атлантике и Средиземном море по данным буев Био-Арго [Boss, Behrenfeld, 2010; Xing et al., 2019]. По-видимому, полученное в этом подразделе значение *Qs*=0,08 моль фотонов $м^2$ $сут^{-1}$ можно в первом приближении рассматривать как значение компенсационной освещенности для фитопланктона Черного моря.

Отметим, что положение изолиний *Ed* и *Qs* на рисунках 4.24, 4.25, *а* достаточно близко соответствует друг другу. В зимний период, когда солнечный день короток, изолинии *Qs*=0,08 моль фотонов $м^{-2}$ $сут^{-1}$ расположены на 2-3 м выше изолинии *Ed*=3 мкмоль фотонов $м^{-2}$ $с^{-1}$, а в летнее время на 2-3 м ниже. Поэтому можно считать, что изменчивость этих параметров схожа и в дальнейшем для описания изменчивости условий освещенности. В работе будет, в основном, использоваться величина *Ed*, соответствующая максимальной освещенности около полуденного времени.

Резкое снижение значений Хл выше изолинии *Ed*=330 мкмоль фотонов $м^{-2}$ $с^{-1}$ (Рисунки 4.24, 4.26, *а*) может быть связано с высокой облученностью, приводящей к фотоингибирующему эффекту и резкому снижению клеточного Хл [Финенко и др., 2002; Churilova et al., 2017]. Другой причиной этого снижения является нефотохимическое тушение – реакция фитопланктона на высокий уровень освещенности, которая приводит к уменьшению флуоресценции на единицу хлорофилла [Kiefer, 1973; Bittig et al., 2019]. Все эти факторы действуют в одном направлении и на основании наших данных о динамике Хл невозможно выделить роль каждого из них. Аналогичный результат о значительном влиянии фотоадаптации на сезонную изменчивость Хл по данным буев Био-Арго в поверхностном слое в Южно-Китайском море был получен недавно в [Xing et al., 2019].

Летом изолиния *Ed*=330 мкмоль фотонов $м^{-2}$ $с^{-1}$ достигает самых больших глубин до 10 м, которая совпадает со средней толщиной ВКС (красная линия на рисунке 4.24, *а*). Такие высокие значения могут привести к фотоингибированию роста фитопланктона [Long et al., 1994] в ВКС. Резкое увеличение солнечной радиации способствует минимуму клеточного содержания Хл в поверхностном слое в летний период, отмеченный во многих предыдущих исследованиях [Kopelevich et al., 2002; Берсенева и др., 2004; Yunev et al., 2005; Демидов и др., 2008; Кривенко, Пархоменко, 2010; Финенко и др., 2014; Kubryakov et al., 2020; Silkin et al., 2021]. В декабре-январе когда *Ed* падает ниже 330 мкмоля фотонов $м^{-2}$ $с^{-1}$ на поверхности месяцы эффект фотоингибирования незначителен и концентрация хлорофилла растет в верхних

слоях. В этот период спутниковые и контактные измерения фиксируют максимальные значения Хл на поверхности [Kopelevich et al., 2002; Демидов и др., 2008; Финенко и др., 2014; Kubryakov et al., 2016; Кубрякова и др., 2018]. В это же время нижняя граница зоны освещенности *Ed*=3 мкмоль фотонов $м^{-2}$ $с^{-1}$ находится наиболее близко к поверхности на глубине 35 м (Рисунок 4.23, *а*), т.е. толщина эвфотического слоя минимальна.

Максимальное значение Хл наблюдается в диапазоне значений *Ed* от 8 до 100 мкмоль фотонов $м^{-2}$ $с^{-1}$.Это указывает на то, что на этих оптических глубинах клетки фитопланктона находят оптимальный баланс между концентрациями света и питательными веществами. Эти значения близки к диапазону от 16 до 82 мкмоль фотонов $м^{-2}$ $с^{-1}$, которые соответствуют положению подповерхностного максимума Хл в северо-западной части Средиземного моря [Latasa et al., 1992]. Такая освещенность ниже уровня насыщения для роста клеток [Paasche, 2001], но вполне согласуется со значениями констант полунасыщения по освещенности для различных групп фитопланктона [Buitenhuis et al., 2008, Richardson, 2009; Stelmah, Mansurova, 2012]. В целом, наблюдающееся соотношение между глубинами максимального значения Хл и изолиний *Ed* (Рисунки 4.24-4.26) показывает, что изменения нисходящей освещенности в значительной степени определяют вертикальное положение цветения фитопланктона в Черном море и могут заметно влиять на его вертикальное смещение от сезона к сезону.

4.3.2 Влияние концентрации хлорофилла А на ослабление света в Черном море

Сезонные изменения коэффициента ослабления ФАР (*kd*) были оценены по измерениям *Ed*, используя уравнение (4.1). Результаты представлены на рисунке 4.27, *а* и в Таблице 4.1. Сезонный ход *kd* достаточно хорошо согласуется с сезонным ходом Хл (Рисунок 4.24, *а*, 4.36, *а*), так как Хл значительно влияет на поглощение света. В летний период максимум *kd* (0,15 $м^{-1}$) отмечается ниже ВКС на глубине 10-35 м, а в осенне-зимний период значения 0,15-0,18 м $^{-1}$ в слое ВКС (0-30 м). Эти пики хорошо совпадают с ростом значений Хл, соответствующих позднему летнему и раннему зимнему цветениям фитопланктона. В теплый период года (июль-сентябрь) прозрачные воды с наименьшими значениями *kd* расположены в поверхностном слое 0-10 м, где значения Хл низки. Толща вод наиболее прозрачна в апреле, когда значения *kd* в слое 10-50 м составляют менее 0,12 $м^{-1}$. Этот период соответствует сезонному минимуму Хл, более подробно обсуждаемому в подразделе 4.4.

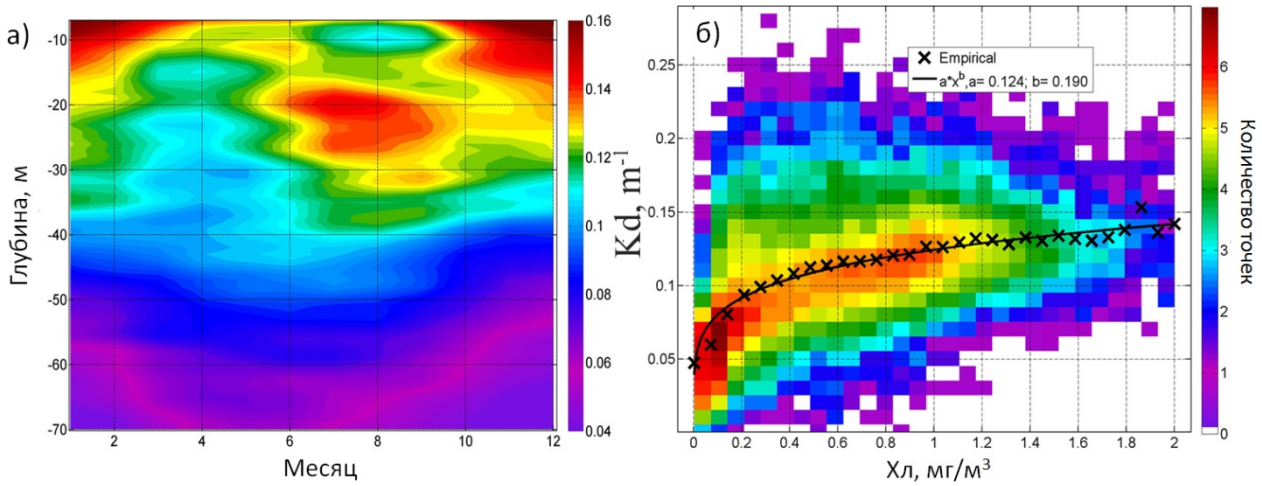

Рисунок 4.27 – *а* – Сезонная диаграмма коэффициента ослабления света KD (м$^{-1}$); *б* – Зависимость *kd* (м$^{-1}$) от Хл (мг/м^3) по данным буев Био-Арго (цвет показывает количество измерений в ячейке). Черные крестики – средняя зависимость *kd* (Хл), черная линия – аппроксимирующая кривая – уравнение: $Kd = 0{,}15 * Chl^{0.21}$ – (4.13)

Таблица 4.1 – Среднемесячная изменчивость *kd* в различных слоях Черного моря

Глубина, м	январь	февраль	март	апрель	май	июнь	июль	август	сентябрь	октябрь	ноябрь	декабрь
0-5	0,163	0,161	0,151	0,139	0,132	0,136	0,114	0,116	0,132	0,158	0,168	0,168
5-10	0,163	0,164	0,145	0,134	0,142	0,146	0,135	0,122	0,138	0,145	0,168	0,162
10-15	0,145	0,138	0,121	0,117	0,128	0,141	0,125	0,112	0,132	0,134	0,140	0,146
15-20	0,131	0,127	0,119	0,105	0,124	0,139	0,139	0,139	0,131	0,125	0,130	0,135
20-25	0,124	0,120	0,108	0,119	0,144	0,137	0,138	0,153	0,132	0,127	0,126	0,124
25-30	0,120	0,125	0,108	0,101	0,113	0,129	0,128	0,145	0,127	0,117	0,118	0,116
30-35	0,115	0,109	0,109	0,099	0,1	0,115	0,118	0,127	0,124	0,117	0,106	0,111
35-40	0,106	0,107	0,103	0,10	0,104	0,115	0,113	0,118	0,115	0,105	0,093	0,097
40-45	0,088	0,094	0,096	0,10	0,106	0,104	0,099	0,105	0,097	0,083	0,075	0,083
45-50	0,074	0,076	0,088	0,092	0,093	0,095	0,091	0,093	0,087	0,076	0,066	0,064

Цвета показывают различные коэффициенты ослабления (*kd*, м$^{-1}$) по диапазонам: самый низкий (серый); низкий (зеленый); умеренный (желтый) и высокий (красный).

Среднемесячные значения *kd* в слое 0-50 м варьировали от 0,07 до 0,18 м$^{-1}$. Однако диапазон изменения мгновенных оценок *kd* был больше. По данным Био-Арго *kd* в центральной части Черного моря может принимать значения от 0,01 до 0,27 м$^{-1}$ (Рисунок 4.27, *б*). Поскольку пигменты Хл значительно поглощают свет, существует выраженная связь между *kd* и концентрацией Хл. На основе всего массива данных было получено, что эта зависимость может быть аппроксимирована как:

$$Kd = 0{,}15 * Chl^{0.21} \qquad (4.13)$$

Большая часть данных (красный и желтый цвета на рисунке 4.27, *б*) хорошо соответствует аппроксимирующей кривой. Таким образом, Хл в значительной степени определяет условия освещенности в фотической зоне. В то же время существует довольно значительный разброс значений *kd* относительно средней кривой. В Черном море присутствует большое количество других оптически-активных веществ, в частности растворенного органического или желтого вещества, которое играет важную роль в ослаблении света [Владимиров и др., 1997; Чурилова и др., 2009; Маньковский и др., 2010; Ли и др., 2015]. В частности, как показано в подразделе 4.2, большое количество автохтонного РОВ выбрасывается в верхние слои бассейна в результате лизиса клеток кокколитофорид в период окончания их цветения в июне-августе. Этот процесс, который не связан непосредственно с изменчивостью Хл, может значительно способствовать наблюдающемуся пику ослабления света в подповерхностном слое на глубинах 15-25 м в этот период. Кроме того, спектры поглощения разных видов фитопланктона могут значительно различаться из-за наличия/отсутствия дополнительных пигментов [Mankovsky et al., 2010; Churilova et al., 2017]. Поэтому таксономический состав фитопланктона также может влиять на точность полученной аппроксимации. Тем не менее, поскольку уравнение (4.13) было получено на основе большого количества данных (более чем 30000 синхронных измерений Хл и *kd*), можно предположить, что оно с определенным приближением описывает статистическую связь в Черном море между этими параметрами.

Анализ проведенный в данном разделе показывает, что вертикальное положение максимума Хл во многом определяется абсолютными значениями ФАР, которые имеют ярко выраженные особенности сезонной изменчивости и вертикального распределения. В свою очередь, Хл существенным образом влияет на ослабления света и проникновение ФАР в глубинные слои. Таким образом результаты данного раздела показали наличие выраженной взаимосвязи между изменчивостью вертикального распределения Хл и условий освещенности в Черном море и их сезонными вариациями.

4.4 Особенности сезонной изменчивости вертикального распределения хлорофилла А по данным буев Био-Арго

Сезонная изменчивость вертикального распределения Хл в Черном море впервые была представлена в работах [Ведерников, Демидов, 1993; Демидов, 1999]. Эти работы основаны на долговременных экспериментальных данных, которые, однако, были значительно разрознены по времени и обладали сравнительно небольшой временной дискретностью. Анализ появившихся в последнее время долговременных измерений буев Био-Арго с высокой

временной и вертикальным разрешением позволяет уточнить особенности сезонной изменчивости Хл и их связи с физическими факторами.

Сравнение сезонного хода интегральной по слою 0-60 м Хл (синяя линия на Рисунке 4.24, *б*) и поверхностной Хл на глубине 1 м (красная линия) показывает, что их изменчивость значительно отличается [Кубрякова и др., 2018]. Интегральная Хл имеет три пика, соответствующие трем сезонным цветениям фитопланктона: первый – наибольший пик, соответствующий ранневесеннему цветению, наблюдается в марте; второй – в августе; третий – в ноябре-январе, что согласуется с предыдущими исследованиями [Ведерников, Демидов, 1993; Демидов, 1999]. Последний осенне-зимний пик является единственным, который отмечается и на поверхности (Рисунок 4.24, *б*), поэтому только это цветение хорошо обнаруживается по спутниковым оптическим измерениям [Kopelevich et al., 2002; Финенко и др., 2014; Kubryakov et al., 2016].

Анализ данных буев Био-Арго за 2014-2019 гг. позволил выделить семь стадий сезонного хода Хл в Черном море с различными особенностями вертикального распределения:

A. Февральский минимум Хл.

B. Ранневесеннее цветение в конце февраля-марте.

C. Минимум и наиболее глубинное цветение в апреле-мае.

D. Рост значений Хл в сезонном термоклине во второй половине мая и июне.

E. Подповерхностный максимум значений Хл в августе.

F. Раннеосенний минимум Хл в сентябре-октябре.

G. Цветение поздней осенью – ранней зимой в ноябре-январе.

Отметим, что Хл в Черном море характеризуется значительной межгодовой изменчивостью [Микаэлян и др., 1997; Yunev et al., 2002, 2005; Kopelevich et al., 2002; Kubryakov et al., 2016]. Поэтому рассчитанное на основе осреднения за 5 лет сезонное распределение (Рисунок 4.24, *а*) может заметно отличаться от сезонной динамики Хл в определенные годы. Однако анализ сезонных диаграмм Хл за каждый конкретный год периода 2014-2019 показал (Рисунок 4.28), что рассмотренные выше стадии проявлялись практически в каждом году за период 2014-2018 гг. Рассмотрим вышеназванные стадии детально.

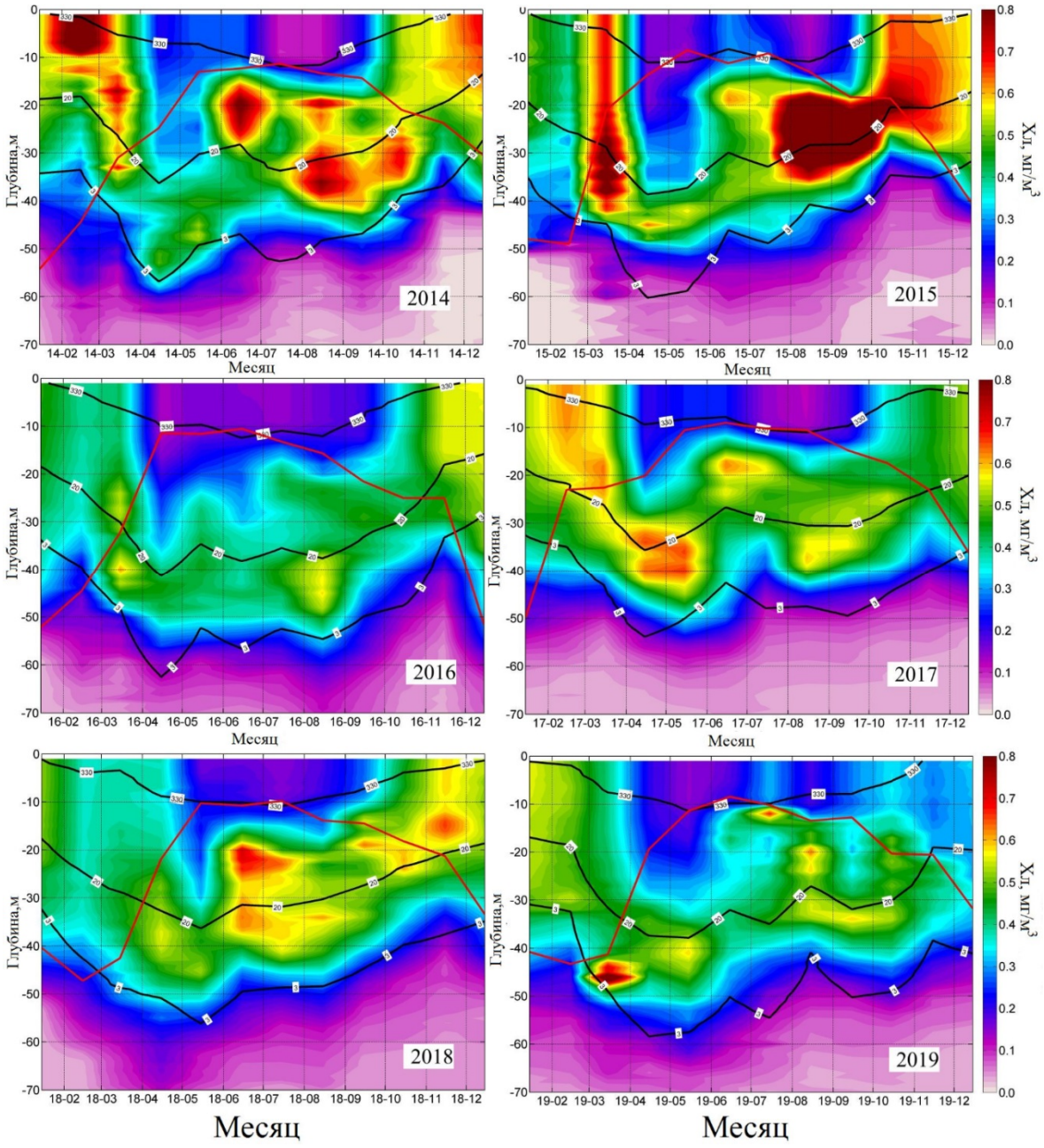

Рисунок 4.28– Вертикальная диаграмма сезонного хода Хл в отдельные годы периода 2014-2018 гг. (красная линия – толщина ВКС, черные линии показывают изолинии *Ed*=3, 20 и 330 мкмоль фотонов $м^{-2}$ $с^{-1}$)

Стадия А. Февральский минимум. Данные буев Био-Арго показывают, что в течение ряда лет (2015, 2016, 2018 гг.) в феврале можно наблюдать локальные минимумы усредненной по глубине значений Хл, иногда достигающих крайне низких значений, до 0,2 мг/$м^3$. Такие события особенно хорошо видны по индивидуальным измерениям буев, например буя №7900591 в 2016 и 2017 гг. (Рисунок 4.29, *а*). В оба года значение Хл резко уменьшается в феврале, после чего следует его рост в марте. Во время таких локальных минимумов значения Хл по всей толще вод были наиболее низки – менее 0,35 мг/$м^3$. Отметим, что в другие сезоны

такие значения встречались на той или иной глубине. Такие события могут вызывать значительное снижение интегральной Хл. Для примера на рисунке 4.28, *б*, *в* изображен сезонный ход средней по слою 0-60 м Хл в 2015 и 2016 гг. по данным измерений буя Био-Арго №7900591. Хорошо видно, что в обоих случаях в феврале фиксируется резкий сезонный минимум, наиболее сильный в 2016 г. и сопоставимый с апрельским минимум в 2015 г. Такой минимум связан с падением Хл во всей толще вод (Рисунок 4.29, *а*).

График изменчивости толщины ВКС и изолинии *Ed*=3 мкмоль фотонов $м^{-2}$ $с^{-1}$ (Рисунок 4.29, *а*, красная и черная линия) показывает, что резкое снижение значений Хл наблюдались, когда нижняя граница ВКС находилась глубже зоны компенсационной освещенности. Отмеченные высокие значения толщины ВКС были связаны с тем, что буй в этот сезон находился в зоне даунвеллинга в струе ОЧТ. В феврале 2016 г. в зоне измерений буя ВКС составлял 50 м, а фотическая зона – 35-40 м, в феврале 2017 г. эти значения были 40-45 м и 35 м, соответственно. В такие периоды клетки фитопланктона, циркулирующие в перемешанном слое, частично находились в темноте, что препятствовало их росту, т.е. энергия, полученная от фотосинтеза, была ниже её потерь на жизнедеятельность [Sverdrup, 1953]. Смертность в результате естественных процессов или выедания в итоге привела к наблюдаемому минимуму фитопланктона. Подобный эффект хорошо известен в приполярных и бореальных районах открытого океана, где глубина ВКС достигает сотен метров, вызывая зимний минимум Хл [Sverdrup, 1953]. В Черном море этот эффект обсуждался в работе [Mikaelyan et al., 2017], где было показано, что большие толщины ВКС препятствуют росту фитопланктона в Черном зимой, особенно в суровые зимы. По данным Био-Арго, глубина фотического слоя зимой составляла около 35 м (изолиния *Ed*=3 мкмоль фотонов $м^{-2}$ $с^{-1}$ на рисунке 4.25, *а*), что близко к значениям ВКС в центре Черного моря, но, как правило, ниже, чем на периферии бассейна зимой (подраздел 3.3). Поэтому можно ожидать, что наблюдаемый февральский минимум Хл, вызванный эффектом критической глубины Свердрупа, должен быть наиболее силен в холодные зимы над континентальным склоном бассейна и особенно в синоптических антициклонах, что обсуждалось в [Ведерников, Демидов, 1999; Демидов, 1999; Mikayelyan et al., 2019]. Определенную роль в модуляции этого эффекта также могут оказывать межгодовые изменения облачности, определяющие количество доступной ФАР на поверхности моря.

В умеренные зимы с малой толщиной ВКС февральский минимум может отсутствовать. В этом случае ранневесенний пик может начаться в феврале, а не в марте, как в случае холодной зимы (2014 г. на рисунке 4.28) [Mikaelyan et al., 2017]. Следовательно, среднеклиматические значения Хл будут зависеть от соотношения количества теплых и холодных зим. Это может объяснить несоответствие низких февральских значений Хл в

феврале, полученных в нашем исследовании, и высоких значений (около 0,3-0,4 мг/м^3), о которых сообщалось в ранних работах [Finenko et al., 2005]. Другая причина – пространственное усреднение данных в зонах опускания и поднятия пикноклина. Например, усредненные по четырем буям среднемесячные значения Хл не фиксируют локальный минимум в феврале 2017 г. (Рисунок 4.28), который четко присутствует в измерениях буя №7900591, находящегося в районе континентального склона (Рисунок 4.29). Кроме того, обыкновенно длительность этого минимума составляет около 2 недель, т.е. среднемесячные значения могут завышать минимальные значения Хл в феврале.

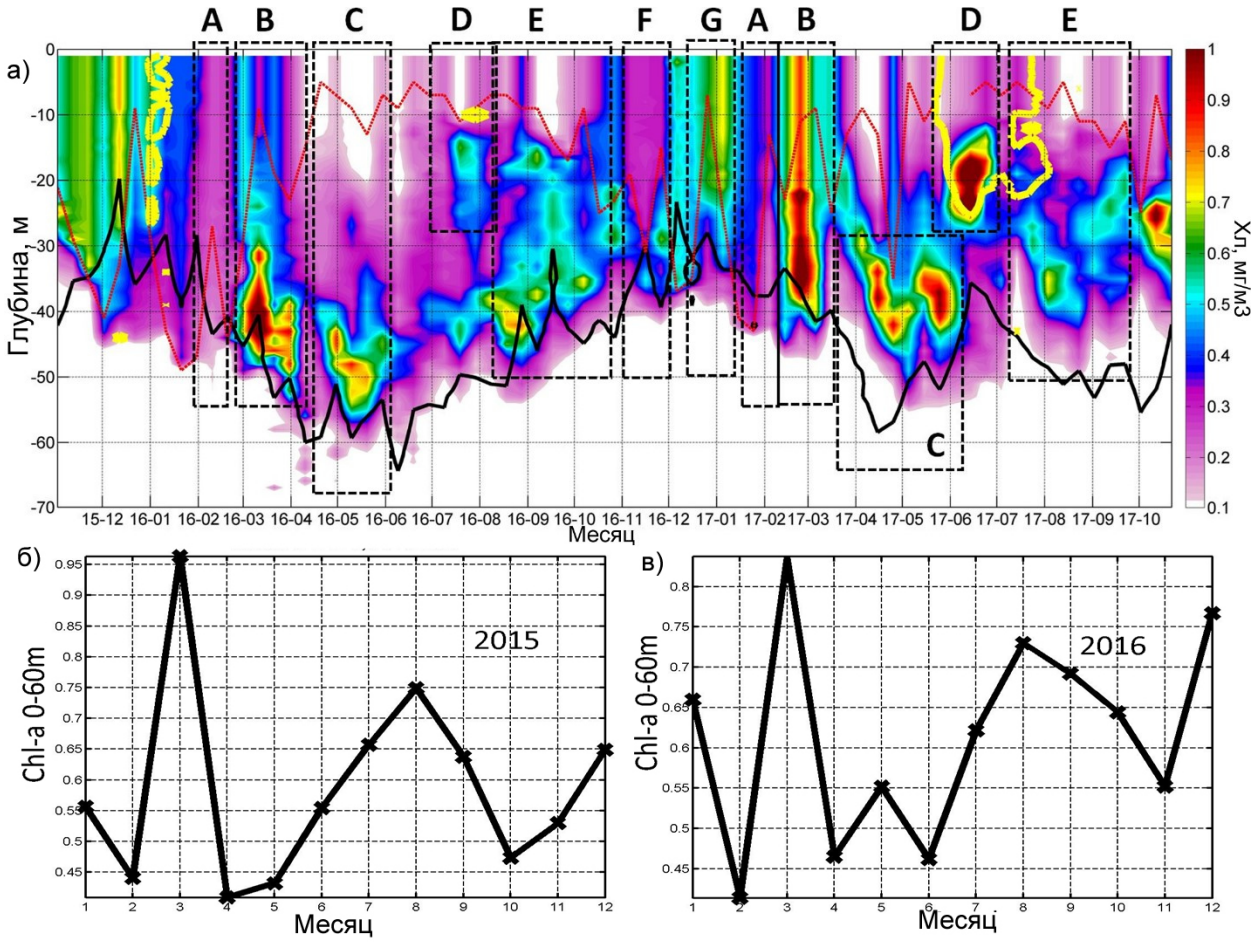

Рисунок 4.29 – Вертикальная изменчивость Хл (мг/м^3) с ноября 2015 г. по ноябрь 2017 г. по данным измерений Био-Арго №7900591 (*а*). Черной линией показана изолиния *Ed*=3 мкмоль фотонов м$^{-2}$ с$^{-1}$, красной линией показана толщина ВКС. Желтым контуром показаны изолинии высоких значений b_{bp} (b_{bp}=0,005 м$^{-1}$), связанные с интенсивным цветением кокколитофорид. Черные пунктирные прямоугольники выделяют отдельные стадии изменчивости Хл. Средняя по слою 0-60 м изменчивость Хл по данным измерений Био-Арго №7900591 в 2015 г. (*б*) и 2016 г. (*в*)

Стадия B. Ранневесенний пик в марте. Сезонная изменчивость потенциальной плотности, рассчитанная по данным буев Арго, показывает, что максимум плотности в верхнем

слое (1014,2 кг/м^3 на глубине 20 м) наблюдается в наиболее холодный период года – в феврале-марте (Рисунок 4.14) [Кубрякова и др., 2018]. В эти месяцы поток питательных веществ из глубинных изопикнических слоев в ВКС максимален, что приводит к ранневесеннему цветению фитопланктона, наблюдаемому в Черном море [Ведерников, Демидов, 1993] и во многих других областях Мирового океана.

Однако в суровые зимы, когда толщина ВКС велика, цветение фитопланктона не происходит из-за недостатка освещенности. С февраля по март *Ed* на поверхности моря увеличивается в два раза с 450 до 800 мкмоль фотонов м$^{-2}$ с$^{-1}$ (Рисунок 4.23). Это приводит к росту толщины фотической зоны в среднем от 40 до 50 м. В то же время сезонный прогрев приводит к уменьшению толщины ВКС с 40 до 20 м.

Стратификация, большое количество доступных питательных веществ и увеличение освещенности приводят к развитию ранневесеннего пика фитопланктона. Это вызывает наибольший ранневесенний пик интегральной Хл (Рисунок 4.25, *б*), описанный во многих предыдущих исследованиях (например, [Сорокин, 1983; Ведерников, Демидов, 1993; Виноградов и др., 1999; Финенко и др., 2005]). Полевые исследования показывают, что этот максимум формируется, в основном, за счет небольших диатомовых водорослей, которые более конкурентоспособны в условиях большого количества доступных биогенных веществ [Mikaelyan et al., 2018; Silkin et al., 2019].

Повышение значений Хл в начале весны наблюдается между изолюмами *Ed* 3 и 330 мкмоль фотонов м$^{-2}$ с$^{-1}$, т.е. в слоях с благоприятными условиями освещенности (Рисунки 4.24, 4.25). Высокие значения Хл в этот период занимают наиболее протяженный по глубине слой, что приводит к пику интегральной по слою Хл в марте, т.е. наиболее сильному цветению фитопланктона в Черном море. Отметим, однако, что этот пик не фиксируется по спутниковым данным [Финенко и др., 2014; Кубрякова и др., 2018], поскольку максимальное значение Хл находится под поверхностью (Рисунок 4.24, 4.25).

После формирования сезонного термоклина в марте интенсивное вертикальное вовлечение биогенных элементов прекращается. В это время питательные вещества в ВКС могут быть истощены из-за цветения диатомей в предыдущие месяцы [Mikaelyan et al., 2017]. Кроме того, ФАР на поверхности уже достаточно высока (более 800 мкмоль фотонов м$^{-2}$ с$^{-1}$) в дневное время, что может приводить к фотоингибированию роста фитопланктона, особенно в суточном термоклине, занимающем несколько верхних метров. В то же время, поскольку питательные вещества в большом количестве присутствуют в слое термоклина и под ним, а свет уже проникает на эти глубины, в марте происходит быстрое развитие фитопланктона в стратифицированных слоях под ВКС. В результате Хл в поверхностном слое быстро уменьшается, что можно наблюдать, как по данным Био-Арго (Рисунок 4.25, *б*) [Кубрякова и

др., 2018], так и по спутниковым измерениям [Финенко и др., 2014; Kubryakov et al., 2016]. Поэтому, как правило, значения Хл в ВКС в марте часто меньше, чем в формирующемся сезонном термоклине. Максимум Хл в марте находится на глубине 20-50 м, а не в поверхностном слое. В частности, этот эффект хорошо виден в 2015, 2016 и 2018 гг. на рисунке 4.28, а также в индивидуальных измерениях буя Био-Арго в 2017 г. (стадия *B* на рисунке 4.29). В бореальных и приполярных районах максимальная Хл в период наиболее интенсивного ранневесеннего цветения фитопланктона наблюдается в ВКС. В Черном море из-за регулярного зимнего развития фитопланктона в поверхностном слое [Mikayelyan et al., 2019] весеннее цветение достигает максимума в слое сезонного термоклина и слое ХПС, что является характерной особенностью сезонной динамики Хл в бассейне.

Интенсивность весеннего цветения характеризуется значительными межгодовыми различиями. Например, в 2015 и 2017 значения Хл были заметно выше, чем в 2016 и 2018. Такие различия связаны во многом с интенсивностью зимней конвекции и более подробно исследуются в разделе 4.5.

Стадия C. Минимум и наиболее глубинное цветение в апреле-мае. Окончание цветения в марте сопровождается резким снижением значений Хл в апреле (Рисунок 4.33, *б*). В верхнем слое (10-40 м) Хл снижается в два раза от средних значений 0,5-0,6 мг/м^3 в марте до 0,2-0,3 мг/м^3 в апреле и первой половине мая. Одной из возможных причин этого снижения является локальный сезонный максимум микро– и мезозоопланктона весной [Сеничева, 1979; Шумакова, 1979; Ковалев и др., 2003], который приводит к быстрому выеданию диатомовых водорослей после ранневесеннего цветения. Вторая вероятная причина – истощение питательных веществ в эвфотическом слое из-за его потребления фитопланктоном во время весеннего цветения [Сорокин, 1983].

В то же время в апреле Хл значительно увеличивается в слое 40-55 м, что приводит к сезонному пику в этих наиболее глубинных слоях. В это время Хл на 50 м достигает 0,5 мг/м^3, в то время как в другие сезоны она не превышает значений 0,3 мг/м^3 (Рисунки 4.28, 4.25). В частности, в примере на рисунке 4.29 (стадия *C*) значение Хл в 2016 г. на глубине 40-60 м превышает 0,700 мг/м^3, а в 2017 г. достигает более 1,00 мг/м^3. Подобный рост Хл в глубинных слоях весной был описан ранее на основе контактных измерений в работах [Finenko et al., 2005; Krivenko, 2010]. Важной причиной роста клеток фитопланктона является наиболее глубокое проникновение света в апреле-мае (Рисунок 4.23, *а*). Граница фотической зоны (*Ed*=3 мкмоль фотонов м$^{-2}$ с$^{-1}$) в это время находится на максимальной глубине *z*=60 м (Рисунок 4.24, 4.25, *а*). Это обусловлено резким минимумом Хл в верхних слоях, которое приводит к максимальной прозрачности вод в апреле (Рисунок 4.27, *а*, Таблица 4.1). Отсутствие самозатенения пигментами Хл приводит к наиболее глубокому проникновению ФАР. В результате

освещенности в слое 45-60 м становится достаточно для выживания и роста фитопланктона. В этих слоях расположен нутриклин, т.е. имеется большое количество доступных питательных веществ, которые не были израсходованы во время зимне-весеннего цветения, поскольку находились в афотической зоне. Наличие биогенных веществ и света обуславливает развитие цветения в этих наиболее глубинных слоях, наблюдающееся в апреле – начале мая. Согласно данным [Mikaelyan et al., 2018], апрельское цветение, в основном, обусловлено развитием динофлагеллят. Апрельское цветение было умеренным в 2014, 2015 и 2018 гг. (Рисунок 4.37). В относительно теплом 2016 г. апрельское цветение почти отсутствовало, но в другие годы оно было достаточно сильным. Напротив, в холодный 2017 г., с сильным вертикальным зимним вовлечением, цветение в апреле было наиболее сильным, а его величина значительно превышала пик в феврале-марте.

Стадия D. Рост Хлорофилла А в сезонном термоклине во второй половине мая и июне. После минимума в апреле значения Хл начинают расти с мая по август и в слое сезонного термоклина, и под ним (слой 10-40 м) (Рисунки 4.24, 4.28). По данным Био-Арго в летний период можно выделить два локальных максимума интегральной Хл (Рисунки 4.25, 4.28). Первый, меньший пик, отчетливо виден по данным о сезонном ходе интегральной Хл (Рисунки 4.25, *б*), наблюдается в июне в очень тонком слое на глубинах 15-20 м. Этот июньский пик в верхней части термоклина также был отмечен ранее в работах [Finenko et al., 2005].

Июньский максимум был особенно интенсивен в 2014 г. (Рисунок 4.28). В этом году он наблюдался в слое 15-30 м и характеризовался значениями Хл, превышающими 1 мг/м^3. Пик также был довольно высок в 2015 и 2017 гг., когда значения Хл составляли около 0,6 мг/м^3. В 2017 г. этот локальный максимум занимал наибольший слой (10-30 м) и наблюдался как в июне, так и в июле. В 2016 г. этот пик отсутствовал.

С апреля по август *Ed* в приповерхностном слое z=5 м превышает значение 500 мкмоль фотонов м$^{-2}$ с$^{-1}$ (Рисунок 4.23, *б*). Низкая концентрация нитратов и высокая солнечная радиация ограничивают рост Хл в ВКС (0-10 м) [Ведерников, Демидов, 1997]. В таких экстремальных условиях в верхнем слое Черного моря развиваются кокколитофориды [Паутова и др., 2007; Микаэлян и др., 2011], которые защищены кокколитами от высокой облученности и имеют преимущество в этот период года [Чурилова, Суслин, 2012; Tyrell, Merico, 2004]. Одно из самых мощных цветений кокколитофорид в Мировом океане наблюдается в Черном море в мае-июне. Обыкновенно в начале цветения кокколитофориды занимают верхний слой 0-15 м, а в июле-августе опускаются в более глубокие слои (подраздел 4.2).

Сравнительно небольшой июньский локальный пик концентрации Хл наблюдается одновременно с началом летнего цветения кокколитофорид, но в более глубинных слоях. При этом этот пик очень узок. Высокие значения Хл обычно занимают очень тонкий слой толщиной

около 5 м на глубине 15-20 м. В примере на рисунке 4.29 (стадия *D* – 2017 г.) высокие значения b_{bp}, отражающие рост кокколитофорид, отмечены желтым цветом. Такое цветение было особенно сильным в мае-июне 2017 г. (подраздел 4.2). В это время наблюдается достаточно протяженный и интенсивный пик Хл, превышающий 0,600 мг/м^3. Он располагается на глубинах 10-25 м, в нижней части поверхностного пика b_{bp} (глубины 0-25 м). Таким образом, в этом случае некий тип фитопланктона, содержащий относительно более высокие Хл, расположен в нижней части зоны развития кокколитофорид.

Более того, межгодовые вариации интенсивности июньского пика Хл положительно коррелируют с межгодовой изменчивостью интенсивности цветений кокколитофорид в Черном море в 2014-2017 гг. Наиболее сильное цветение кокколитофорид в этот период по данным буев Био-Арго и спутниковым измерениям наблюдалось в 2014 и 2017 гг. [Kubryakov et al., 2019 (подраздел 4.2)]. Интенсивный пик Хл в мае-июне в термоклине также наблюдался в эти годы (Рисунок 4.28, 2014, 2017 гг.). Такое совпадение указывает на то, что июньский максимум Хл может быть связан с ранневесенним цветением кокколитофорид, либо определяться теми же факторами, что и цветение кокколитофорид, например, реминерализацией веществ после ранневесеннего цветения диатомей. Ряд исследователей фиксировал одновременное развитие диатомей *C. subtilis var. abnormis f. simplex* [Pautova et al., 2007] и *Proboscia alata* [Mikaelyan et al., 2018; Silkin et al., 2018] в Черном море в мае-июне вместе с развитием кокколитофорид. Высокая концентрация мелких динофлагеллят в мае-июне также наблюдалась на юге Черного моря в работе [Eker et al., 2003]. Все эти виды могут вносить вклад в узкий июньский подповерхностный пик Хл.

Стадия E. Летний подповерхностный пик в августе. Одной из характерных особенностей изменчивости Хл является широкий подповерхностный максимум, который развивается в июле-сентябре в слое 15-40 м в сезонном термоклине и под ним. Этот сезонный максимум является хорошо известной особенностью функционирования морской экосистемы Черного моря [Сорокин, 1983; Ведерников, Демидов, 1997; Финенко и др., 2005] и многих других регионов Мирового океана [Cullen, 2015].

Следует отметить, что увеличение Хл в подповерхностном слое летом часто не отражает изменений биомассы фитопланктона [Финенко и др., 2002, 2005; Кривенко, 2010; Кривенко, Пархоменко, 2010; Чурилова и др., 2017]. В этот период пик биомассы фитопланктона обычно располагается выше максимума Хл в верхних слоях [Финенко и др., 2005; Стельмах, Бабич, 2006; Кривенко, 2010]. Данные предыдущих работ объяснили это несоответствие фотоадаптивным поведением фитопланктона: увеличением количества Хл в клетке в глубинных слоях при низкой освещенности и высоких концентраций питательных веществ [Финенко и др., 2002, 2005; Чурилова et al., 2017; Silkin et al., 2021]. Фотоадаптация

одновременно приводит к снижению клеточного содержания Хл в верхних слоях. Более того, в Черном море наиболее глубинный фитопланктон в летний период состоит, в основном, из мелких жгутиков и одноклеточных цианобактерий [Ратькова, 1989; Чурилова и др., 2018], которые имеют очень высокое удельное клеточное содержание Хл. В результате биомасса может быть низкой, а значение Хл достаточно высоким.

На средней за 5 лет сезонной диаграмме этот максимум наблюдается в 20-40 м слое с августа по сентябрь и имел значения около 0,7 мг/м^3 (Рисунок 4.24, *а*). Однако детальный анализ этого пика в различные годы показал, что большое влияние на рассчитанное среднее за 5 лет значение оказывает аномально сильное цветение в августе 2015 г. (Рисунок 4.28). В 2015 г. августовское цветение фитопланктона наблюдалось в слое 15-35 м несколько ближе к поверхности, чем в другие годы, что, вероятно, было результатом вызванного штормом апвеллинга (подраздел 4.6). В другие годы августовский пик Хл наблюдался глубже (Рисунок 4.287). В 2014 и 2017 гг. он располагался на глубине 30-40 м, а в 2016 г. – на 40-50 м. В 2016 г. августовский пик Хл был наиболее слабым (0,500 мг/м^3), в 2014 и 2018 гг. – сильным (0,7-0,8 мг/м^3), а в 2017 и 2019 гг. – умеренным (0,6 мг/м^3). Часто этот максимум имеет бимодальную структуру с двумя пиками в согласии с [Finenko et al., 2005; Krivenko, 2010]. Например, два максимума Хл наблюдаются в августе-сентябре 2016 гг. на рисунке 4.29 (Стадия *E*). Первый расположен под сезонным термоклином на глубинах 10-15 м, а второй – на нижней границе эвфотического слоя на глубинах 30-45 м.

Повышение летнего значения Хл за счет роста фитопланктона может быть вызвано различными физическими факторами: усилением кросс-шельфового транспорта питательных веществ синоптическими вихрями в летний период (подраздел 2.3); реминерализацией питательных веществ вовлеченных в верхний слой в результате зимней конвекции; вертикальным вовлечением питательных веществ из-за эрозии нутриклина после интенсивного ветрового воздействия. Два последних фактора подробно рассмотрены далее в подразделах 2.5 и 2.6.

Стадия F. Раннеосенний минимум в сентябре-октябре. С августа по октябрь интегральное значение Хл уменьшается (Рисунок 4.25, *б*), что согласуется с контактными измерениями [Silkin et al., 2019]. Минимальное интегральное значение Хл, сопоставимое с минимумом в апреле, наблюдается в сентябре-октябре. Одной из вероятных причин этого снижения является активное выедание зоопланктоном летней популяции фитопланктона. Наиболее высокий в году второй сезонный пик численности зоопланктона, представленный в основном микрозоопланктоном, наблюдается в сентябре-октябре [Kovalev et al., 2003; Stelmah et al., 2013], следуя за подповерхностным пиком Хл в августе.

В этот период года содержание Хл быстро снижается в слоях ниже 35 м, где Хл может снизиться до 0,2-0,3 мг/м^3, что в 2 раза ниже летних значений (Рисунок 4.28). В сентябре-октябре интегральная Хл достигает своего годового минимума (Рисунки 4.25, *б*). В то же время на поверхности наблюдается увеличение значения Хл (Рисунки 4.25, *б*). Отрицательные потоки тепла и увеличение скорости ветра приводят к росту толщины ВКС от 10 м в августе до 20-25 м в октябре (подраздел 3.3). Этот процесс вызывает вовлечение фитопланктона и питательных веществ из слоя подповерхностного максимума и смешение их с бедными поверхностными водами. В результате наблюдается увеличение значения Хл в верхнем 10-метровом слое и одновременно снижение в слое сезонного термоклина на глубинах 10-25 м. Таким образом, причиной роста поверхностной Хл, который фиксируется по спутниковым измерениям в этот период [Kopelevich et al., 2002; Демидов и др., 2008; Финенко и др., 2014; Kubryakov et al., 2016; Кубрякова и др., 2018], по всей вероятности, является не начало цветения, а вертикальное перераспределение фитопланктона и его вовлечение в верхний слой.

Стадия G. Позднеосеннее – раннезимнее цветение в ноябре-январе. В ноябре-декабре конвективное охлаждение приводит к дальнейшему заглублению ВКС. Этот процесс сопровождается подъемом нутриклина из-за интенсификации циклонической циркуляции бассейна в зимний период. Интенсивные осенние штормы приводят к дополнительной эрозии нутриклина и вовлечению питательных веществ в эвфотическую зону. В начале ноября глубина ВКС достигает 25 м, а его плотность значений близка к плотности верхних слоев нутриклина (Рисунок 4.10, 4.25). Периодические штормовые воздействия приводят к эрозии нутриклина и вовлечению биогенных веществ в ВКС, что вызывает начало позднеосеннего цветения фитопланктона в ноябре [Mikaelyan et al., 2017b]. В декабре-январе толщина ВКС достигает 35-40 м, а его плотность увеличивается до 1014 кг/м^3 (Рисунок 4.10), что соответствует плотности верхней части нутриклина и приводит к началу интенсивного вовлечения биогенных веществ в ВКС. В результате этого возникает раннезимнее цветение фитопланктона и третий сезонный пик интегральных значений Хл (Рисунок 4.25, *б*).

Из-за низкой высоты солнца в ноябре-январе на поверхности наблюдаются наименьшие значения *Ed,* равные 300-350 мкмоль фотонов м$^{-2}$с$^{-1}$ и эффект фотоингибирования минимален. В декабре высокие поверхностные значения Хл (Рисунок 4.25, *б*) фиксируются как по спутниковым данным, так и по контактным измерениям [Берсенева и др., 2004; Демидов, 2008; Kopelevich et al., 2002; Nezlin, 2008; Финенко и др., 2014; Kubryakov et al., 2016]. На средней сезонной диаграмме на рисунке 4.25, *а* в начале января весь ВКС толщиной около 40 м характеризуется высокими значениями Хл (0,5-0,6 мг/м^3). Это приводит к локальному пику интегральной Хл, сопоставимой по величине с августовским пиком (Рисунок 4.25, *б*). В конце января ВКС достигает нижней границы фотического слоя. Уменьшение освещенности

ограничивает рост фитопланктона. Однако фитопланктон может периодически развиваться в периоды штиля во временно формирующемся суточном термоклине [Mikaelyan et al., 2017a]. В феврале при дальнейшем заглублением ВКС снова наблюдается локальный минимум Хл (стадия *A*).

4.5 Влияние зимнего выхолаживания на положение и интенсивность подповерхностного максимума концентрации хлорофилла А в Черном море

В настоящем подразделе измерения буев Био-Арго используются для изучения совместного влияния условий освещенности и зимнего перемешивания на вертикальное распределение Хл в течение двух лет с контрастными зимними условиями – в теплом 2016 г. и холодном 2017 г. В 2016 г. зима была значительно теплее, чем в холодном 2017 г. (рис. 4.30а, б). Минимальная температура на глубине 5 м, зафиксированная буями Био-Арго, составляла 7,8°С в 2016 г. и 5,5°С в 2017 г. Среднемесячная температура в верхнем 70-метровом слое с января по март 2016 г. не опускалась ниже 8,5°С (рис. 4.30а), а ее интегральное значение по глубине варьировало от 8,5 до 9,0°С (рис. 4.30а, сплошная синяя линия). Из-за таких теплых условий ХПС с температурой менее 8°С зимой 2016 г. отсутствовал (рис. 4.30а). В 2017 г. среднемесячная температура в верхнем 50-метровом слое была на 1□ ниже (рис. 4.30б, рис. 4.31а, синяя пунктирная линия). Зима 2017 г. была одной из самых суровых за последнее время в Черном море (см подраздел 3.1). Она была значительно холоднее, чем в теплом 2016 г., и вызвала интенсивную вертикальную конвекцию, отразившуюся, в частности, в интенсивном образовании и вентиляции ХПС насыщенными кислородом водами [Capet et al., 2020]. Минимальная среднемесячная температура в феврале достигала 7°С на поверхности и 7,5°С в слое 0-70 м. В результате ХПС сформировался в 2017 г. на глубине 45-70 м и устойчиво наблюдался до сентября 2017 г.

Максимальная зафиксированная толщина ВКС достигала 65 м в 2016 г. и 85 м – в 2017 г. Среднемесячные значения толщины ВКС отличались менее выражено. В феврале 2017 г. она равнялась 45 м по сравнению с 40 м в 2016 г. (красные линии на рис. 4.31). Такие небольшие различия, вероятно, связаны с влиянием динамического воздействия на толщину ВКС (подраздел 2.1), которое привело к её уменьшению в 2017 г с более интенсивной циклонической циркуляцией.

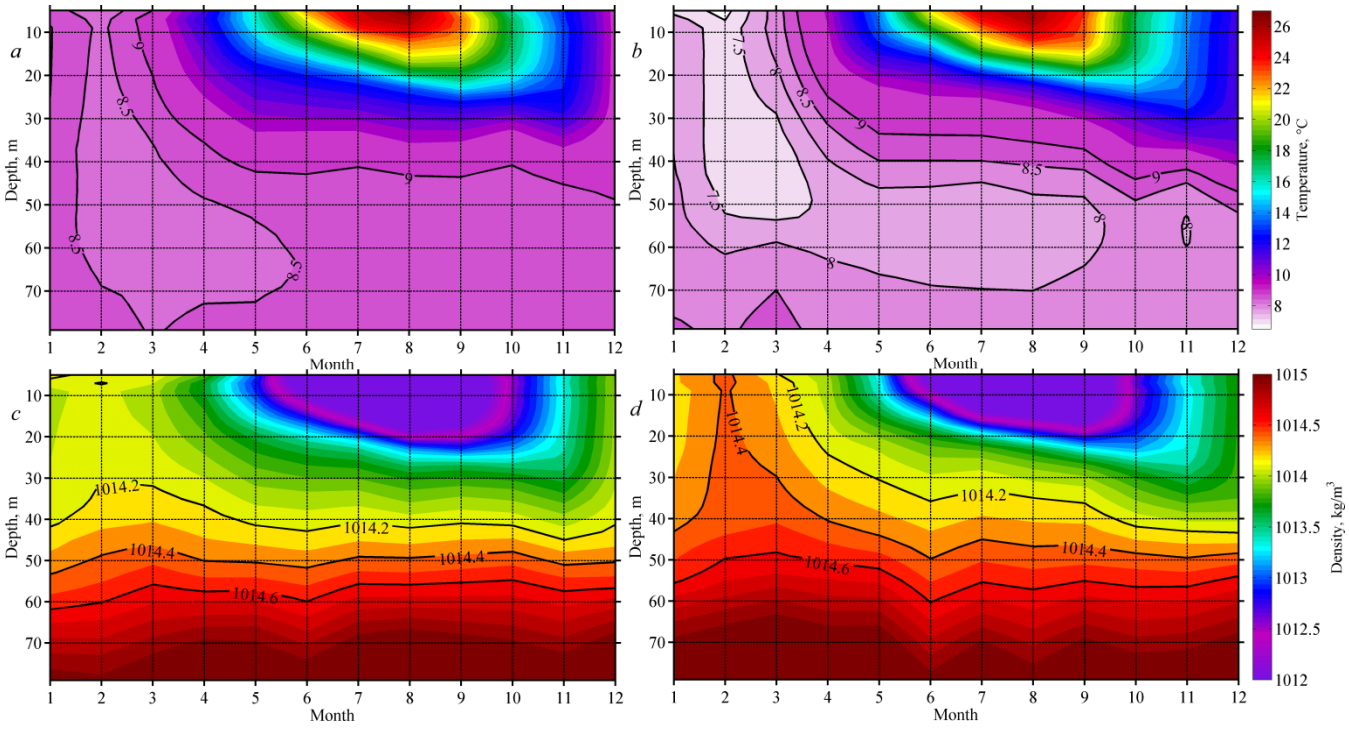

Рисунок 4.30 – Среднемесячная вертикальная диаграмма температуры (°С) в 2016 (а) и 2017 гг. (б), потенциальной плотности (кг/м^3) в 2016 (в) и 2017 гг. (г).

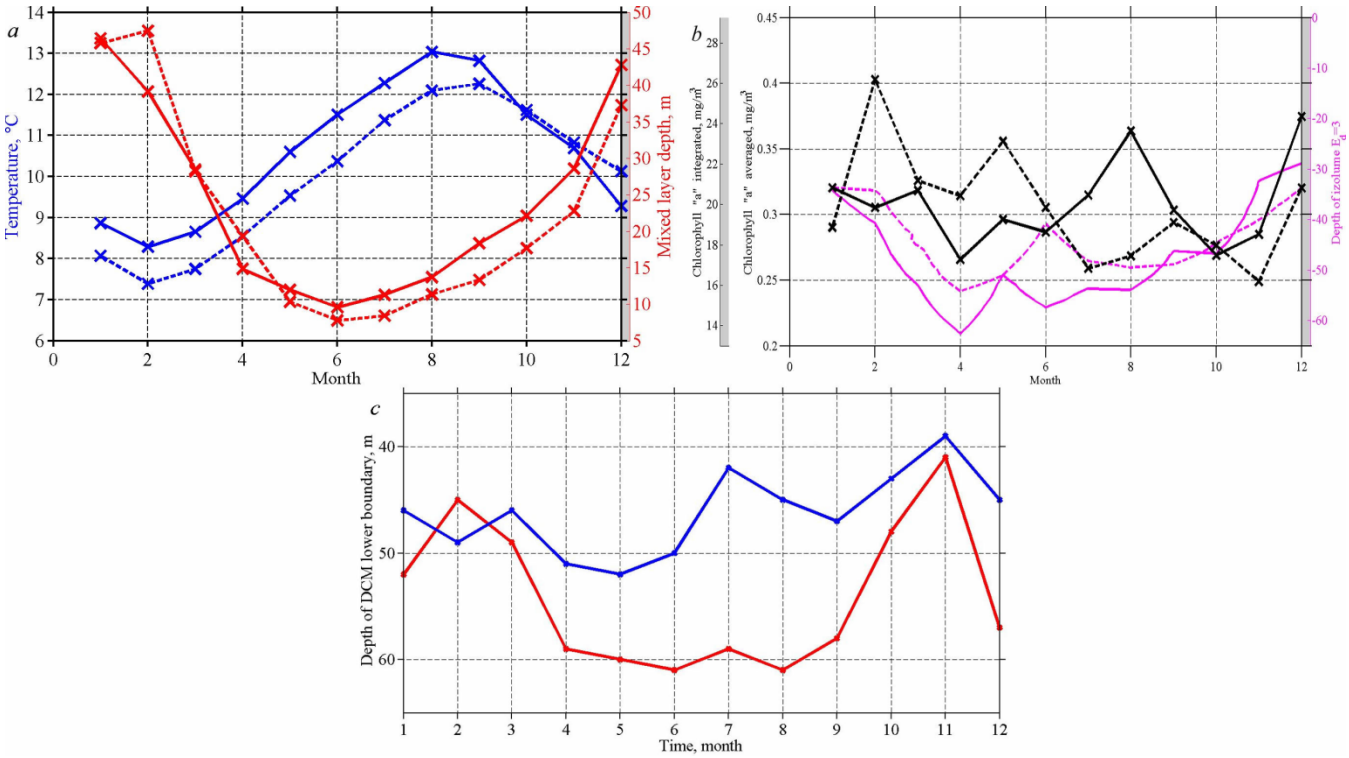

Рисунок 4.31 – Сезонная изменчивость средней в слое 0-70 м температуры (синяя) и глубины перемешанного слоя (красная) в 2016 г. (сплошные линии) и 2017 г. (штриховые линии); (б) – сезонная изменчивость интегральной и осредненной по слою 0-70 м Хл (черный цвет) и глубина изолюмы E_d=3 мкмоль фотонов м$^{-2}$с$^{-1}$ (фиолетовый цвет) в 2016 г. (сплошные линии) и 2017 г. (пунктирные линии); (в) – сезонная изменчивость нижней границы подповерхностного максимума Хл (определяется как слой с Хл > 0,2 мг/м^3) в 2016 г. (красная линия) и 2017 г. (синяя линия).

Понижение температуры в 2017 г. привело к увеличению плотности поверхностного слоя (рис. 4.30в, г) и усилению конвективного перемешивания. Максимальное вовлечение плотных изопикнических слоев на поверхность в оба года отмечалось в феврале-марте (рис. 4.30в, г). Максимальная плотность на глубине 5 м, зафиксированная буями Био-Арго, составила 1014,44 кг/м^3 в 2016 году и 1014,70 кг/м^3 в 2017. На среднемесячных диаграммах (рис. 4.30в, г) видно, что в 2017 году, интенсивное охлаждение вызвало выклинивание изопикны 1014,4 кг/м^3 на поверхности (рис. 4.30г). В то же время в 2016 г. среднефевральское значение плотности верхнего перемешанного слоя не превышает 1014 кг/м^3 (рис. 4.30в). Как показано в Разделе 4.2 плотность ВКС является индикатором интенсивности вовлечения биогенных элементов в верхние слои. Таким образом, рисунок 4.30 демонстрирует, что интенсивность вертикального вовлечения биогенов из слоя их подповерхностного максимума в суровую зиму 2017 г была выше, чем в теплую зиму 2016г.

Зимнее вовлечение питательных веществ в верхний слой вызвало рост фитопланктона и Хл в период весеннего цветения феврале-марте. В холодный 2017 г интенсивный поток биогенных веществ привел к более высоким значениям Хл. Среднемесячные данные обоих буев Био-Арго показывают, что в феврале холодного 2017 Хл в верхнем 30-метровом слое достиг 0,7 мг/м3 (рис. 4.32 б). В тот же период 2016 года Хл был в 1.5-2 раза ниже и составила около 0,4-0,5 мг/м^3 (Рис. 4.32 а).

Значения Хл в холодном 2017 году в верхнем слое 0-40 м был выше, чем в теплом 2016 г, в течении почти всего года с января по октябрь. Эти различия особенно хорошо видны на Рис. 4.33 а, где показана разница в вертикальном распределении Хл между 2017 и 2016 гг. С середины марта по июль 2016 г. Хл в слое 20-40м составляла около 0,3-0,45 мг/м^3, а в 2017 г. она была значительно выше – около 0,5-0,6 мг/м^3. Максимальная разница отмечена в марте-июне, когда она достигала 0,4 мг/м3 в слое 10-40 м. Эта диаграмма свидетельствует о том, что интенсивная вертикальная конвекция холодной зимой привела к увеличению содержания Хл не только в период зимне-весеннего цветения фитопланктона, но и в последующие месяцы, в теплый период года в согласии с модельными расчетами (Кубрякова и др., 2018). Положительные значения разницы Хл в слое 0-40м наблюдались вплоть до начала следующего этапа осенне-зимней конвекции в ноябре-декабре.

Напротив, в более глубоких слоях, ниже 40 м, значения Хл в холодный 2017 были значительно ниже, чем в теплом 2016 г. (Рис. 4.34а). Начиная с марта по ноябрь, значения Хл в слое 40-60 м были выше на 0,2-0,4 мг/м^3 в теплом 2016 г., чем в 2017 г. Максимальная разница Хл в 2016 г. на этих глубинах наблюдалась в летний период в слое 35-60 м, где значения Хл были на 0,4-0,5 мг/м^3 больше, чем в 2017 г.

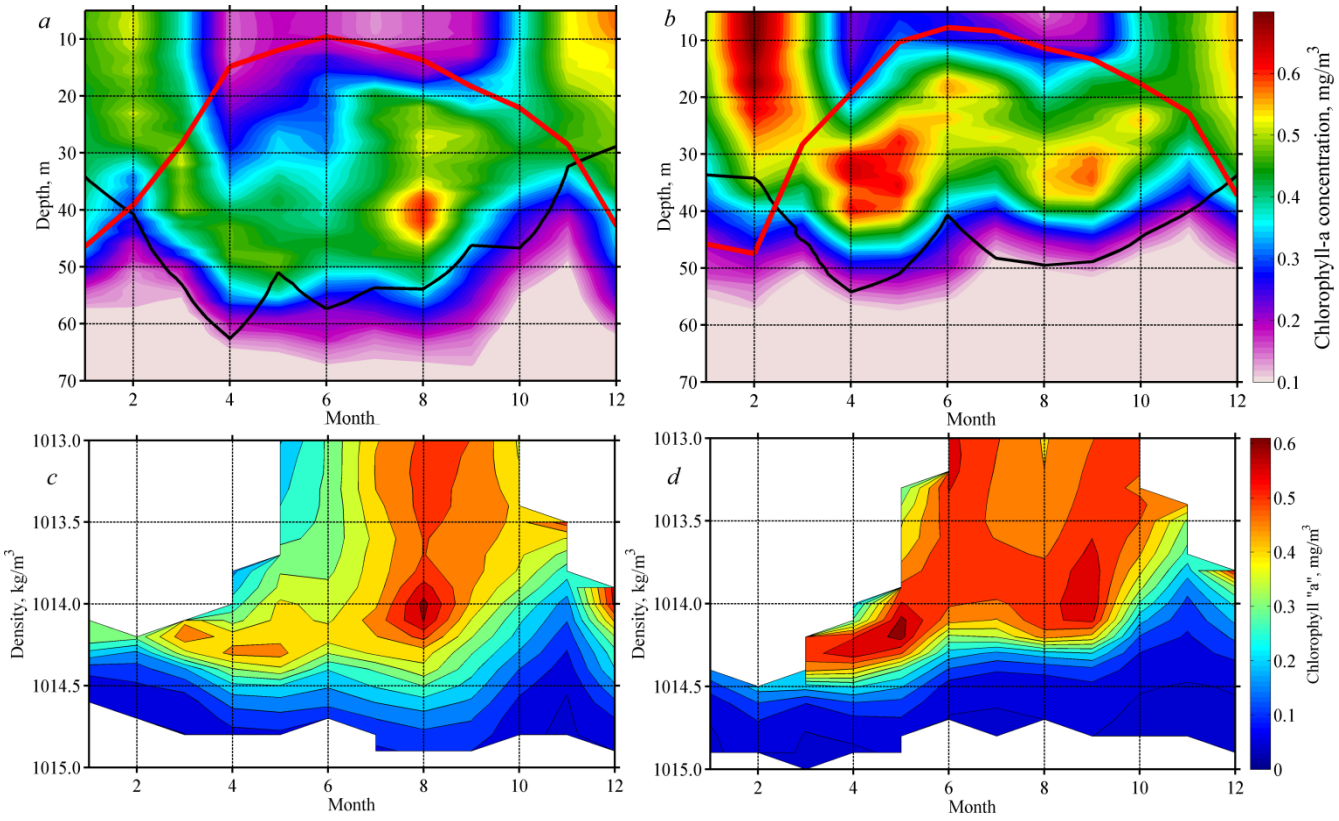

Рисунок 4.32 – Среднемесячная изменчивость Хл (мг/м^3) в 2016 г. (а, в) и 2017 г. (б, г) в z-координатах (верхняя панель) и в координатах плотности (нижняя панель). Черной линией отмечена граница фотической зоны (максимальная фотосинтетически активная радиация E_d =3 мкмоль фотонов м$^{-2}$ с$^{-1}$), красной линией отмечена нижняя граница ВКС.

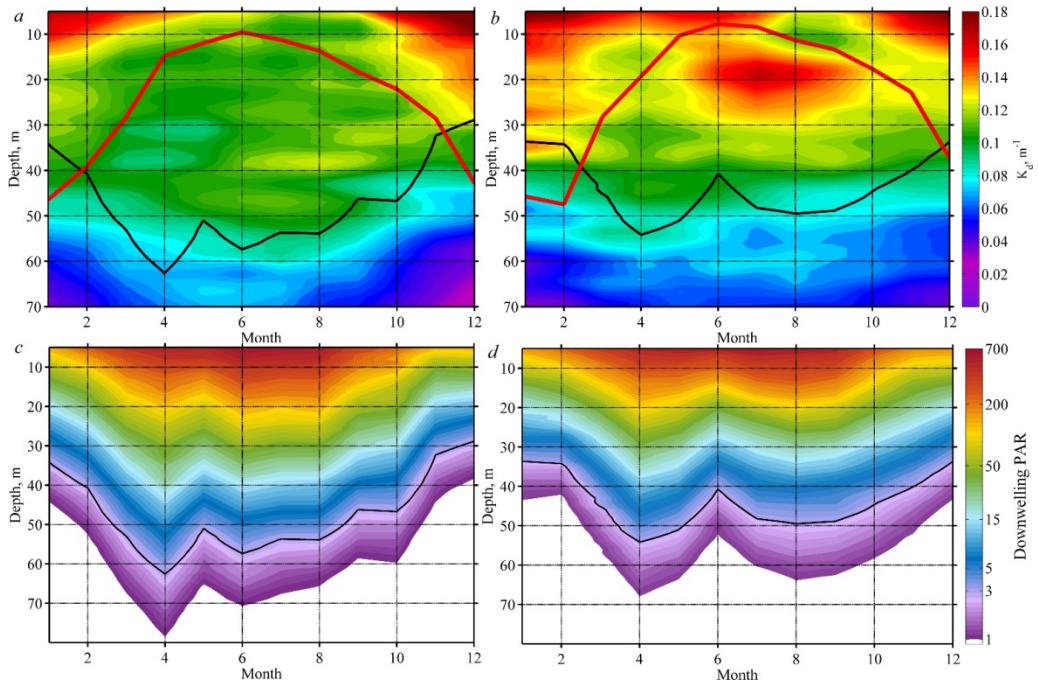

Рисунок 4.33 – Сезонная изменчивость показателя вертикального ослабления ФАР K_d (м$^{-1}$) в 2016 г. (а) и 2017 г. (б); сезонная изменчивость ФАР (мкмоль фотонов м$^{-2}$ с$^{-1}$) в 2016 г. (в) и 2017 г. (г). Черной линией отмечена граница фотической зоны (максимальная ФАР E_d =3 мкмоль фотонов м$^{-2}$ с$^{-1}$), красной линией отмечена нижняя граница ВКС.

Эти же особенности в изопикнических координатах продемонстрированы на Рис. 4.32в, г,. Хл в 2017 г. была выше в верхних изопикнических слоях до 1014.2 кг/м^3. Однако в 2016 г. относительно большие значения Хл наблюдались в наиболее плотных изопикнических слоях. В частности, в летние месяцы 2016 г. значения Хл в слое 1014,5-1014,7 кг/ м^3 превышали 0,2 мг/ м^3, а в 2017 г. они были близки к нулю. Эти значения плотности (1014,5-1014,7 кг/ м^3) превышали плотность вод, выносимых на поверхность зимой (1014,2 кг/ м^3, рис. 4.30 в), т.е. рост Хл в 2016 г наблюдался в незатронутых зимней конвекцией слоях. Отметим также, что прямой зависимости между Хл и плотностью не наблюдается. Например, в марте-мае на изопикне 1014,5 кг/ м^3 Хл в 2017 г. была выше, чем в 2016 г., а в летний период ниже, чем в 2016 г.

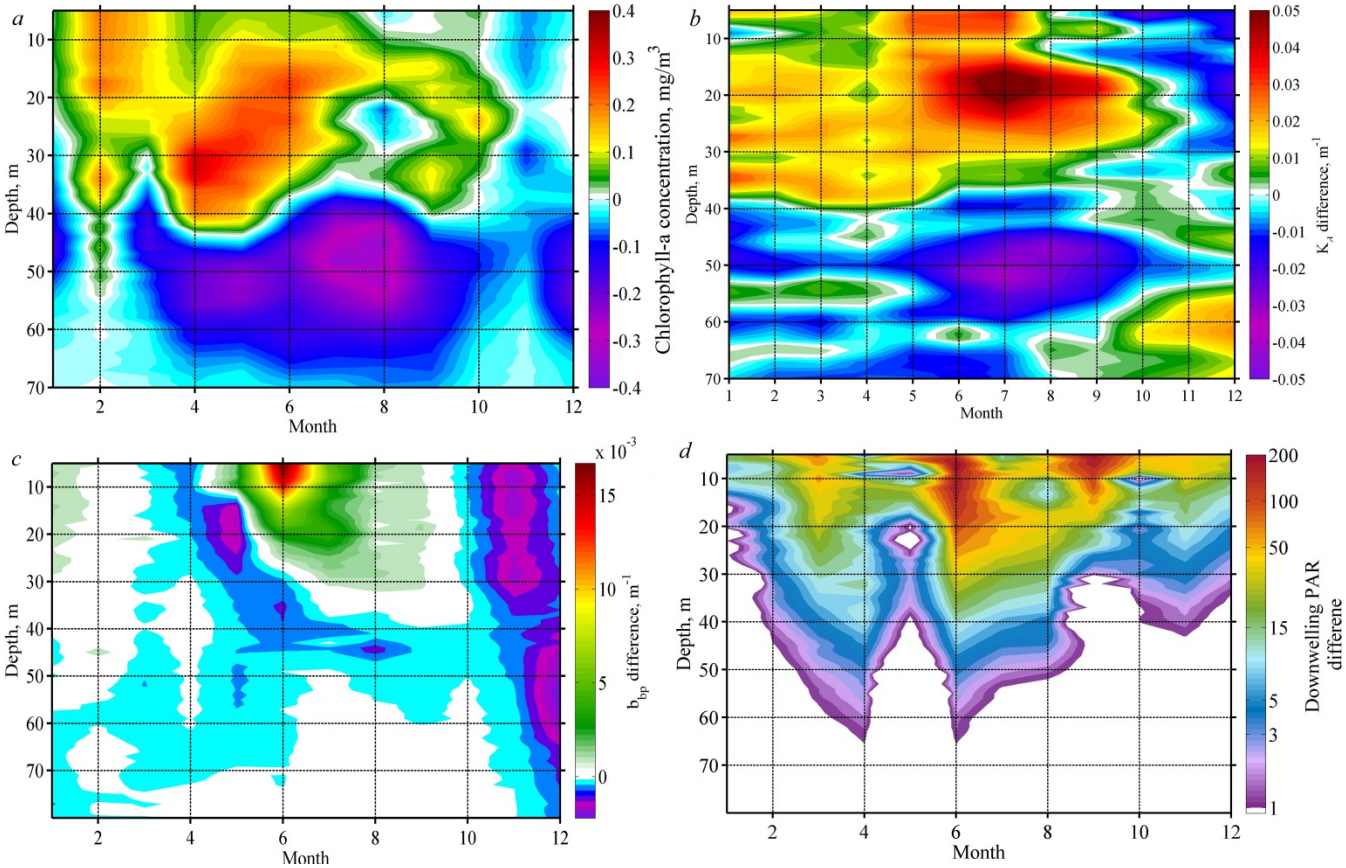

Рисунок 4.34 – Диаграмма разности среднемесячного вертикального распределения Хл (a), Kd (м$^{-1}$) (b), b_{bp} (м$^{-1}$) (c) между 2017 и 2016 гг. Положительные значения указывают на то, что среднемесячное значения параметров были выше в 2017 г. (г) Превышение ФАР (мкмоль фотонов м$^{-2}$ с$^{-1}$) в 2016 г. по сравнению с 2017 г.

Хлорофилл «а» является одним из основных поглощающих пигментов, существенно влияющих на проникновение света в море. Интенсивное вертикальное вовлечение биогенных элементов в холодном 2017 г. вызвало рост Хл в верхнем слое, что приводило к увеличению показателя ослабления света Kd (Рис. 4.32 в, г). Kd в 2017 г. в верхнем 30-метровом слое с

января по октябрь превышал 0,12 м-1. Наиболее яркой особенностью распределения Kd является локальный максимум, достигающий значений 0,15 $м^{-1}$ на глубине 10-30 м в июле-сентябре (Рис. 4.33 б). Вероятной причиной этого максимума является выброс растворенного органического вещества (РОВ) после чрезвычайно сильного раннелетнего цветения кокколитофорид, образовавшегося в результате интенсивной зимней конвекции в 2017 г. (подраздел 4.2). Для сравнения, в 2016 г. значения Kd в слое 0-40 м в феврале-октябре составляли всего около 0,1 $м^{-1}$ (Рис. 4.33 а). Диаграмма разности Kd, показанная на рис. 4.34 б, очень схожа с аналогичной диаграммой для Хл рис. 4.34 а, что свидетельствует о тесной связи этих характеристик Из-за большего количества Хл и автохтонного РОВ, образовавшегося в результате жизнедеятельности фитопланктона, Kd в 2017 г. в верхнем 0-30 м слое был выше на 0,01-0,05 $м^{-1}$, чем в 2016 г. Меньшие и противоположные по отрицательному знаку различия (0,1-0,2 $м^{-1}$) наблюдаются в глубинных слоях ниже 30 м, где Kd был ниже в 2017 г.

Увеличение Kd привело к снижению ФАР в приповерхностных слоях и вызвало поднятие эвфотической зоны. Эвфотическая зона отмечена на рис. 4.32 а, б, рис. 4.33 изолюмой Ed=3 мкмоль фотонов $м^{-2}с^{-1}$ (или 0,08 ммоль фотонов $м^{-2}сут^{-1}$), ниже которой Хл в Черном море резко уменьшается (подраздел 4.3). В холодный 2017 г. эта изолюма располагалась на глубине 40-45 м, на 10-20 м выше, чем в теплом 2016 г., когда она отмечалась на глубине 55-65 м (Руиснок 4.31 б – пурпурные линии). Это свидетельствует о том, что в холодный 2017 г. рост фитопланктона в глубинных слоях ограничивался условиями низкой освещенности.

Напротив, снижение Хл в верхнем слое в теплом 2016 г. привело к проникновению ФАР в глубинные слои моря. Среднемесячная диаграмма вертикального распределения разницы ФАР в 2016 г. по сравнению с 2017 г. представлена на рис. 4.34 г. Значительное увеличение ФАР в теплом 2016 г. более чем на 1 мкмоль фотонов $м^{-2}с^{-1}$ наблюдалось во всем слое 0-60 м на протяжении всего года. В слое 10-30 м значение разности ФАР во время раннего весеннего цветения в феврале-апреле и осеннего цветения в октябре-ноябре достигло 20 мкмоль фотонов $м^{-2}с^{-1}$ (рис. 4.34 г). Летом эти различия были наибольшими и превышали 200 мкмоль фотонов $м^{-2}с^{-1}$ в слое 0-25 м и более 10 мкмоль фотонов $м^{-2}с^{-1}$ в слое 25-40 м. Такое увеличение ФАР вызвало значительное расширений фотической зоны. В результате более глубокого проникновения ФАР толщина эвфотической зоны (40-65 м) превысила толщину ВКС в зимний период (40 м). Таким образом, в 2016 году условия освещенности были пригодны для развития фитопланктона в наиболее глубинных слоях, соответствующих нитроклину, незатронутых действием зимней конвекции.

Рассмотренные выше особенности в различиях вертикального распределения Хл в холодный и теплый годы хорошо видны на её осредненных профилях для разных сезонов (рис. 4.35). Интенсивное вертикальное вовлечение биогенных элементов холодной зимой 2017 г. вызвало значительный рост Хл по сравнению с 2016 г. (рис. 4.35 а). Разница в осредненных по слою 0-70 м значениях Хл между 2017 и 2016 годами составляла около 0,1 мг/м3 в первом полугодии (рис. 4.31 б). Однако, летом знак этой разности менялся на противоположный. В 2016 г. высокие значения ФАР проникли в верхний слой нутриклина, что обусловливает развитие глубокого и широкого подповерхностного максимума в июле-августе 2016 г. на глубинах 20-60 м (рис. 4.32 а, рис. 4.34 а, в). В апреле-сентябре 2016 г. (рис. 4.31 в) толщина подповерхностного максимума Хл была на 10-15 м больше по сравнению с 2017 г. В это время осредненные по слою значения Хл в 2016 г. превысили значение в 2017 г. на 0,1 мг/м3 (рис. 4.31б). Таким образом, недостаток биогенных элементов в зимний период 2016г был скомпенсирован их увеличением в глубоком эвфотичесокм слое в летний период. В результате интеграл двух кривых на рис. 4.31б и 4.35в был практические одинаков, что свидетельствует о примерно равных среднегодовых значениях Хл в годы после теплой и холодной зимы.

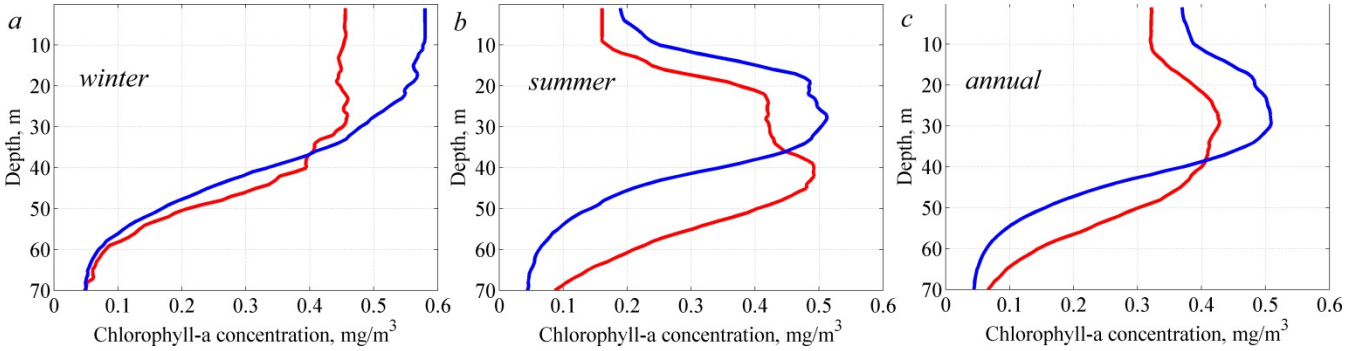

Рисунок 4.35 – Средний профиль Хл в 2016 г. (красная линия) и 2017 г. (синяя линия) зимой (январь-март) (а), летом (июнь-август) (б) и среднегодовой (в).

Изменчивость положения и интенсивности подповерхностного максимума Хл связывают в разных исследованиях с особенностью вертикального распределениям питательных веществ (Hartman et al., 2014; Barbieux et al., 2019), оптическими характеристиками вод и условиями освещенности (Morel, 1991; Mignot et al., 2014; Leach et al., 2018), плотностной стратификацией (Navarro & Ruiz, 2013). Проведенный анализ подтверждает важность всех этих факторов и описывает их совместное влияния на вертикальное распределение Хл на примере Черного моря (схема на рисунке 4.36). Нутриклин в сильно стратифицированных водах Черного моря тесно связан с положением изопикн (Коновалов и др., 2005). Увеличение плотности верхнего перемешанного слоя зимой приводит к тому, что конвективное перемешивание достигает изопикн той же плотности. Воды из глубоких изопикнических слоев

с высоким содержанием биогенных элементов смешиваются с поверхностными водами. Этот процесс определяет концентрацию биогенных элементов в зимнем перемешанном слое (0-40 м в Черном море) (подраздел 4.2).

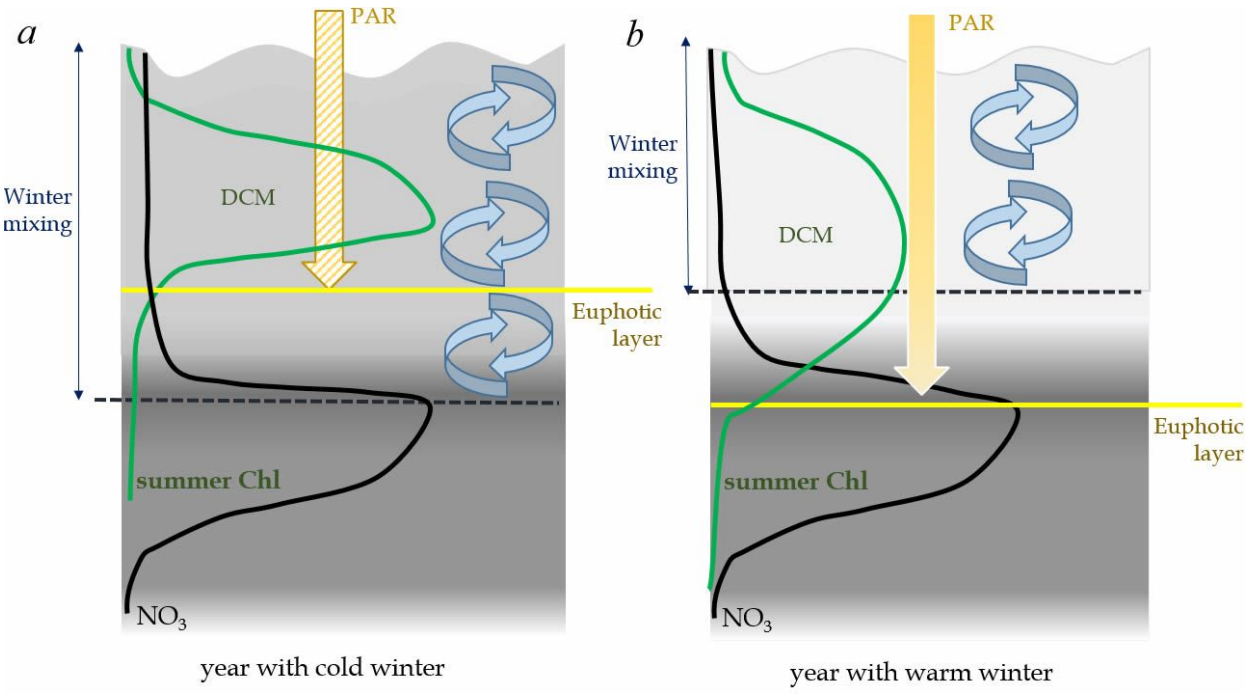

Рисунок 4.36 – Схема влияния конвекции и самозатенения на изменчивость вертикального распределения Хл. а) В год с интенсивной конвекцией большее количество питательных веществ (серый цвет, черная линия) вовлекается в эвфотическией слой, что увеличивает рост фитопланктона в верхнем слое. Эффект самозатенения вызывает уменьшение освещенности в глубинных слоях. В эти годы значения ПХМ в верхнем слое максимальны, его толщина уменьшается, и он смещается ближе к поверхности. (б) В годы с теплой зимой вовлечение биогенных элементов менее интенсивно, что приводит к снижению концентрации хлорофилла А и ослабления света. В летний период достаточно высокие значения ФАР (желтая стрелка) проникают в верхний слой нутриклина и вызывает более интенсивное и глубокое летнее подповерхностное цветение.

В теплый период года термическая стратификация стабилизирует толщу вод. Зимнее вовлечение питательных веществ, сопровождающееся ростом освещенности и стратификации весной приводит к весеннему цветению фитопланктона. После цветения часть биогенов реминерализуется а часть выводится в нутриклин из-за оседания фитопланктона. Реминерализованные питательные вещества в дальнейшем используются летней популяцией фитопланктона. Как показано в подазделе 4.2, в Черном море интенсивное цветение кокколитофорид возникает после сильного весеннего цветения диатомей и также зависит от интенсивности зимнего вовлечения вод. Рисунок 4.35б показывает, что интенсивность летнего пика Хл также выше после холодных лет, что согласуется с результатами численного моделирования (Кубрякова и др., 2018). Таким образом, Хл зависит от интенсивности зимней конвекции не только в период зимне-весеннего цветения

фитопланктона, но и в течение всего года (Рисунки 4.32а, б, 4.33а, 4.35д, е), вплоть до очередного периода вертикального перемешивания следующей осенью.

В теплый период года ФАР растет и свет проникает в более глубокие слои. При этом ФАР в поверхностных слоях становится слишком интенсивен, что приводит к фотоакклиматизации фитопланктона и уменьшению Хл в верхних слоях (Falkowski, Raven, 2013; Silkin et al., 2021). Это одна из возможных причин формирования подповерхностного максимума Хл летом (Platt et al., 1982; Mignot et al., 2014). Хл поглощает свет, и его изменчивость во многом определяет оптические характеристики воды за счет механизма самозатенения (Морель, 1991;) (рис. 4.27). Рост Хл, связанный с большей концентрацией биогенных элементов после холодной зимы вызывает снижение прозрачности вод (рис. 4.33б). Поэтому в холодные 2017 год подповерхностный максимум располагается ближе к поверхности (рис. 4.35 б, в, 4.36 а). Ослабление света зависит не только от фитопланктона или Хл, но и от концентрации окрашенного РОВ (Morel, 1991). Концентрация автохтонного РОВ также зависит от концентрации фитопланктона и дотсупных биогенных веществ. Как показано в подразделе 4.2 важной причиной ослабления света в Черном море является автохтонное РОВ, образующееся в результате лизиса клеток кокколитофорид. Такое цветение было особо сильным в 2017 году в результате интенсивного зимнегов вовлечения биогенов. Выделение автохтонного РОВ вызванное интенсивным цветением кокколитофорид и других видов фитопланктона в холодные годы вызывает дополнительное ухудшение световых условий и играет дополнительную роль в выравнивании общей продуктивности в теплые и холодные годы.

Наоборот, в год со слабой конвекцией и относительно низкими вертикальными потоками биогенных элементов (как в 2016 г. в Черном море) рост фитопланктона и Хл снижается. Отсутствие самозатенения способствует проникновению света в более глубокие слои (рис. 4.36). В результате эвфотический слой и подповерхностный максимум Хл расширяются и углубляются (рис. 4.31в, рис. 4.35б,в). В период летнего сезонного максимума ФАР относительно высокие значения освещенности могут достигать верхнего слоя нитроклина . В частности, в рассматриваемом случае в теплом 2016 году, большие значения ФАР (более 3 мкмоль фотонов $м^{-2}$ $с^{-1}$) достигла глубины 60 м (рис. 4.31б), что соответствует σ = 1014.5-1015 кг / $м^3$ (рис. 4.32в). Эти значения значительно превышали среднемесячные значения зимней плотности ВКС (рис. 4.30в), которые составляли менее 1014,2 кг/$м^3$. Концентрация нитратов резко возрастает в этих изопикнических слоях (Konovalov, Murray, 2001; Tugrul et al., 2014). Таким образом, рис. 4.32 в свидетельствует о том, что проникновение света летом 2016 г. вызывает рост Хл непосредственно в слое нутриклина богатом питательными веществами, не

затронутыми зимней конвекцией . В этих слоях максимум Хл располагается ближе к глубинным изопикническим слоям с наибольшей концентрацией биогенных элементов.

Смещение эвфотической зоны в глубинные изопикнические слои с высоким содержанием биогенных элементов приводит к повышению эффективности влияния турбулентных процессов, например, штормового воздействия и/или вихревой адвекции (подраздел. 4.6), на вертикальные потоки питательных веществ в теплый период года, которые зависят от градиентов концентрации биогенных веществ (Iverson et al., 1974; Zhang et al., 2014; Chacko, 2017; Kubryakov et al., 2019) Этот источник биогенов, связанный а) с проникновением света в слой их подповерхностного максимума и б) с более эффективным их вовлечением при усилении турбулентного обмена; компенсирует уменьшение их потока в результате ослабления конвективного перемешивания в теплые зимы.

Таким образом, на основе сравнительного анализа биооптических характеристик Черного моря в теплый (2016) и холодный (2017) года показано, что совместное действие интенсивности зимней конвекции и эффекта самозатенения в значительной степени определяет величину и положение подповерхностного максимума Хл в течение всего года. В годы с холодной зимой подповерхностный максимум Хл большими значениями, но ослабления света из-за эффекта самозатенения и большей концентарции автохтонного РОВ вызывает уменьшение толщины эвфотической зоны и смещению подповерхностного максимума в верхние слои. В теплые годы подповерхностный максимум Хл занимает более широкий слой, однако менее интенсивен. В результате полученные оценки интегральной концентрации Хл в годы с теплыми и холодными зимами оказались сопоставимы.

4.6 Влияние штормовых ветров на возникновение аномальных цветений фитопланктона в теплый период года

В августе 2015 г. в Черном море была зафиксирована крайне аномальная ситуация. По данным спутниковых оптических измерений Хл в восточной центральной части бассейна превысила 5 мг/м^3, что в 10 раз превосходило типичные климатические значения для этого месяца (Рисунок 4.37). Такие высокие значения в центре Черного моря были зафиксированы впервые. Причиной такого небывалого цветения послужило воздействие четырех последовательных интенсивных штормов. Настоящий раздел посвящен описанию физических механизмов воздействия нескольких сильных штормов на развитие этого долговременного аномального цветения фитопланктона, продолжавшегося более 3 месяцев.

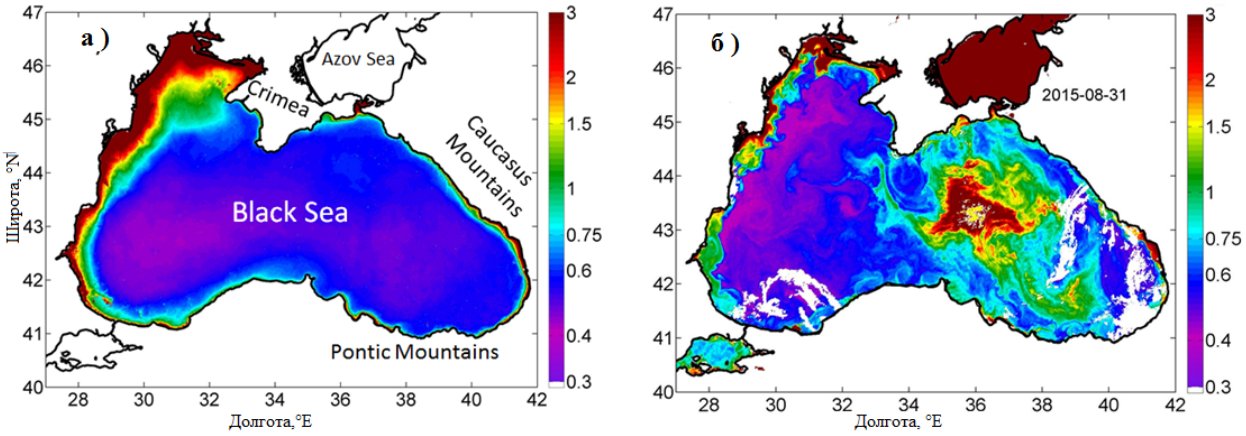

Рисунок 4.37 – Спутниковые карты Хл (мг/м^3) по данным *MODIS-Aqua*: среднее распределение Хл в августе 2003-2014 гг. (*а*); карта Хл за 31 августа 2015 г. (*б*)

В этом подразделе использовались данные о Хл и ТПМ по измерениям *MODIS-Aqua*, а также массив температуры *OISST* [Reynolds et al., 2007]. Для исследования изменчивости ветровых характеристик использовался массив *NOMAD* (*NCEP GFS*) с разрешением 0,25° [Sela, 2010]. Скорость экмановской накачки *Wek* использовалась для оценки вертикальных скоростей на глубине экмановского слоя. Глубина экмановского слоя в Черном море согласно оценкам, проведенным в подразделе 2.1, может варьировать от 10 до 100 м и в среднем составляет около 30 м. В данном разделе будем считать, что она близка к положению сезонного термоклина, т.е. составляет 20-40 м. В этом разделе также были использованы измерения буя Био-Арго №6901895: солености, температуры и Хл с вертикальным разрешением 1 м.

Левая колонка рисунка 4.38 демонстрирует эволюцию пространственного распределения Хл в июле-августе 2015 г. В июле значение Хл (~0,4 мг/м^3) в глубоководной части моря было близко к климатическому (Рисунок 4.38, *а*). Немного повышенные значения Хл наблюдались в северо-восточной части бассейна (синий эллипс на рисунке 4.38, *а*). Это увеличение связано с захватом шельфовых вод на Керченско-Таманском шельфе несколькими синоптическими антициклонами. В этой части моря вихри движутся на запад вдоль континентального склона бассейна со скоростями 0,04-0,1 м/с (Раздел 1) [Гинзбург и др., 2000, 2008; Иванов, Белокопытов, 2012, Кубряков, Станичный, 2015а].

В августе 2015 г. Хл резко выросла: 7 августа средние значения в северо-восточной части Черного моря достигли 0,7-0,8 мг/м^3 (Рисунок 4.38, *д*). В конце августа значения Хл во всей восточной части Черного моря превышали 1,5 мг/м^3 (Рисунок 4.38, *ж*), а 31 августа 2015 г. они достигли чрезвычайно аномальных для центральной части моря значений (5 мг /м^3) (Рисунки 4.37, *б*, 4.38, *и*). Проведенный анализ показал, что причиной этого аномального

явления послужило действие четырех последовательных штормов: 31 июля – 3 августа, 6-10 августа, 20-23 августа и 24-26 августа (Рисунки 4.39).

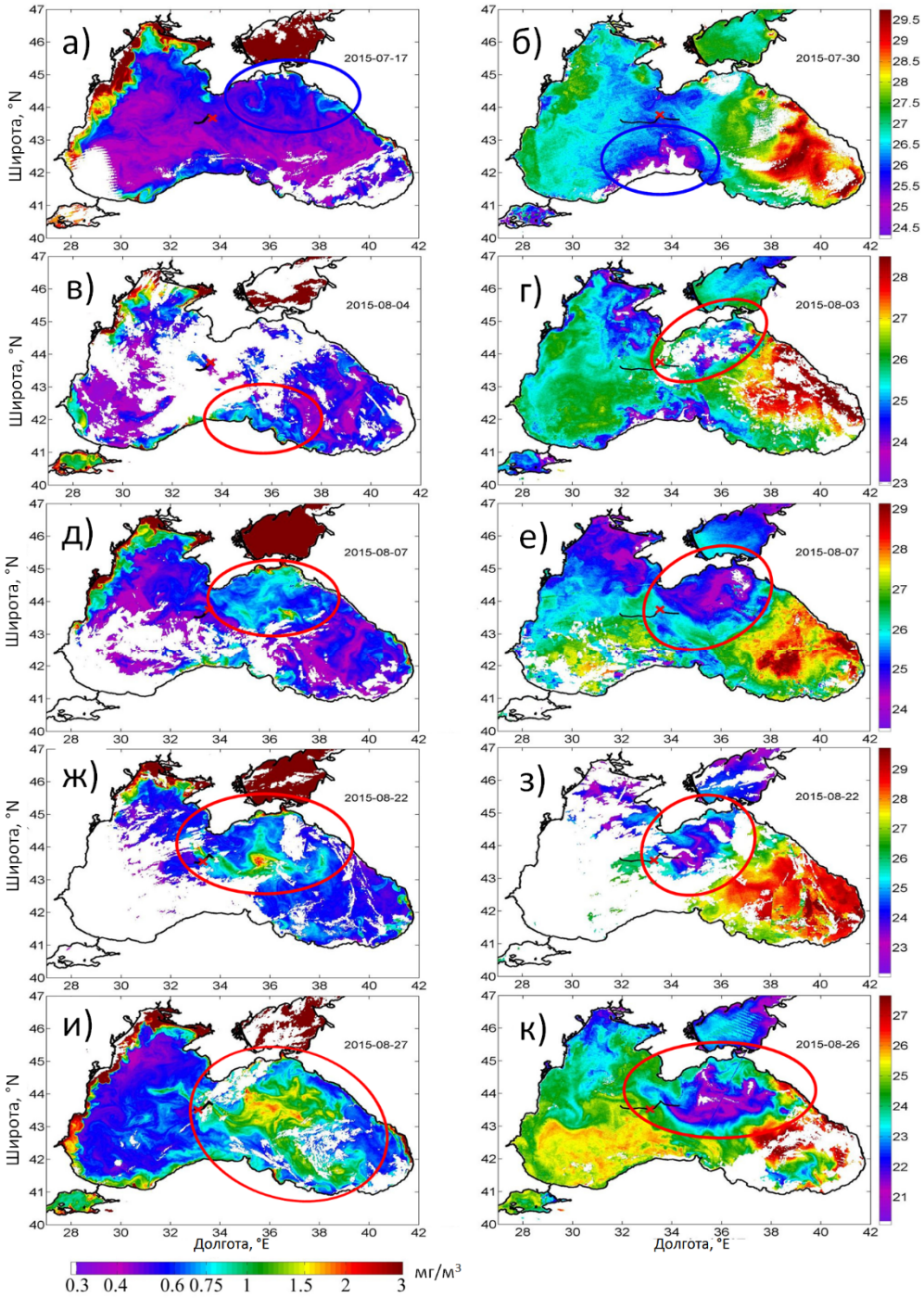

Рисунок 4.38 – Ежедневные карты Хл (мг/м^3) (слева): *а* – за 17 июля; *в* – 4 августа; *д* – 7 августа; *ж* – 22 августа; *и* – 27 августа 2015 г. Ежедневные карты ТПМ (°С) (справа): *б* – 30 июля; *г* – 5 августа; *е* – 7 августа; *з* – 22 августа; *к* – 27 августа. Красные крестики показывают положение буя Био-Арго №6901895 на момент спутниковых измерений; черные линии показывают его траекторию в течение 20 июля – 31 августа 2015 г. Красные эллипсы выделяют области, где воздействие штормов вызвало увеличение Хл или уменьшение ТПМ

Штормы 31 июля – 2 августа и 6-10 августа 2015 г. 31 июля –2 августа над Черным морем наблюдался южный шторм со скоростями более 10 м/с (Рисунок 4.39, а, б). Отметим, что пространственная структура ветра характеризовалась значительной неоднородностью, связанной с влиянием окружающего бассейн рельефа. Высокие скорости ветра наблюдались над всем бассейном, за исключением юго-восточной части Черного моря и области к югу от Крыма. Эти две области находились в зоне ветровой тени за Кавказскими и Крымским горами, соответственно. На южной периферии бассейна блокирование ветра Понтийскими горами вызвало его разворот на восток в восточной части моря.

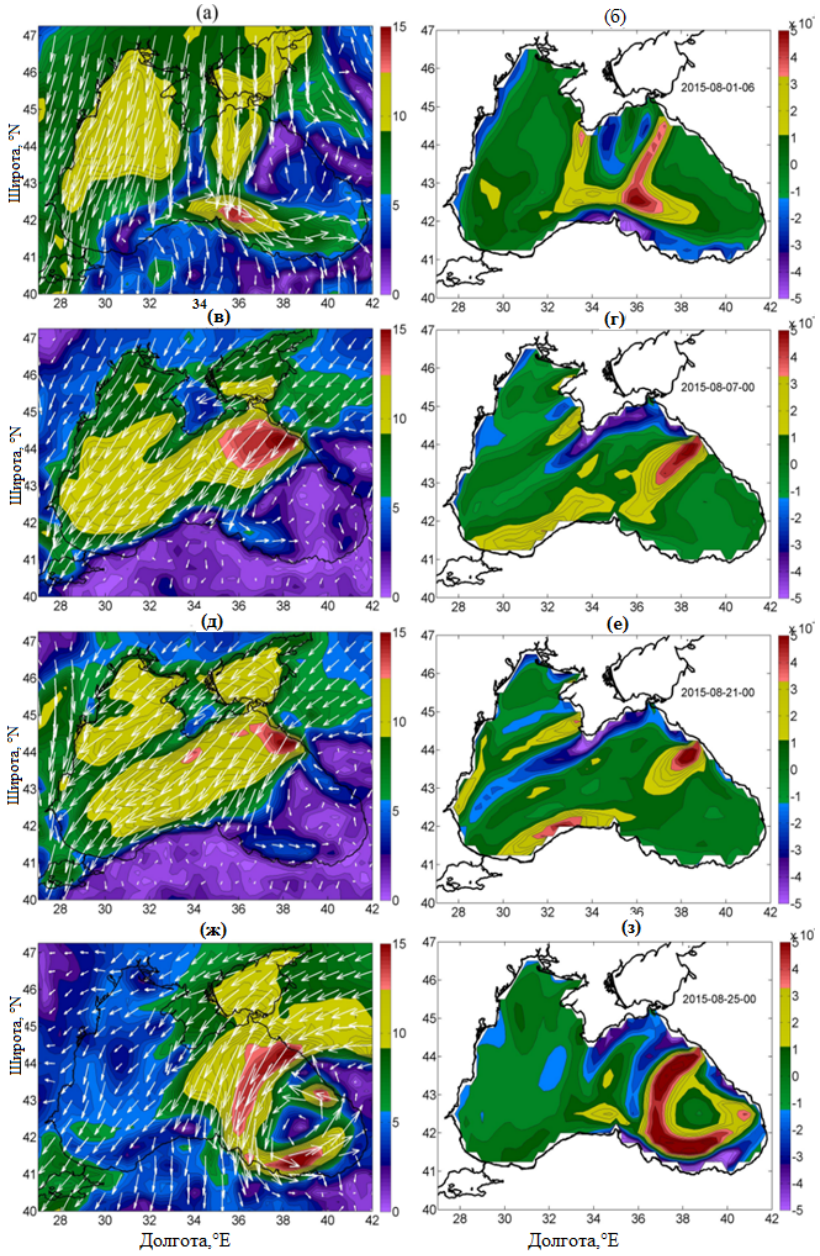

Рисунок 4.39 – Скорость ветра (м/с, левый столбец) и вертикальная экмановская скорость (м/с, правый столбец) во время четырех штормов в августе 2015 г.: *а, б* – 1 августа, 6:00; *в, г* – 7 августа, 0:00; *д, е* – 21 августа, 0:00; *ж, з* – 25 августа, 0:00

До этого шторма ТПМ имела крайне высокие значения (28-29°С) (Рисунок 4.38, *б*). Единственным исключением была южная центральная часть моря, где вследствие действия прибрежного апвеллинга температура понизилась до 20°С (синий эллипс на рисунке 4.39, *б*). После воздействия ветра ТПМ в северо-восточной части бассейна уменьшилась на 3-5°С до значений 23-25°С (Рисунок 4.38, *г*). Зона прибрежного апвеллинга в южной части бассейна расширилась и вытянулась на восток. Уменьшение ТПМ наблюдалось в северо-западной и в северо-восточной частях моря, что совпадает с положением наиболее сильных ветров (Рисунок 4.39, *а*).

Во время второго шторма, 6-8 августа, ветер дул с северо-востока на юго-запад (Рисунок 4.39, *в*). Наиболее высокие скорости ветра отмечались в северо-восточной части моря, где они превышали 15 м/с. В юго-восточной части бассейна северо-восточные ветры были заблокированы Кавказскими горами и скорость ветра была близка к нулю.

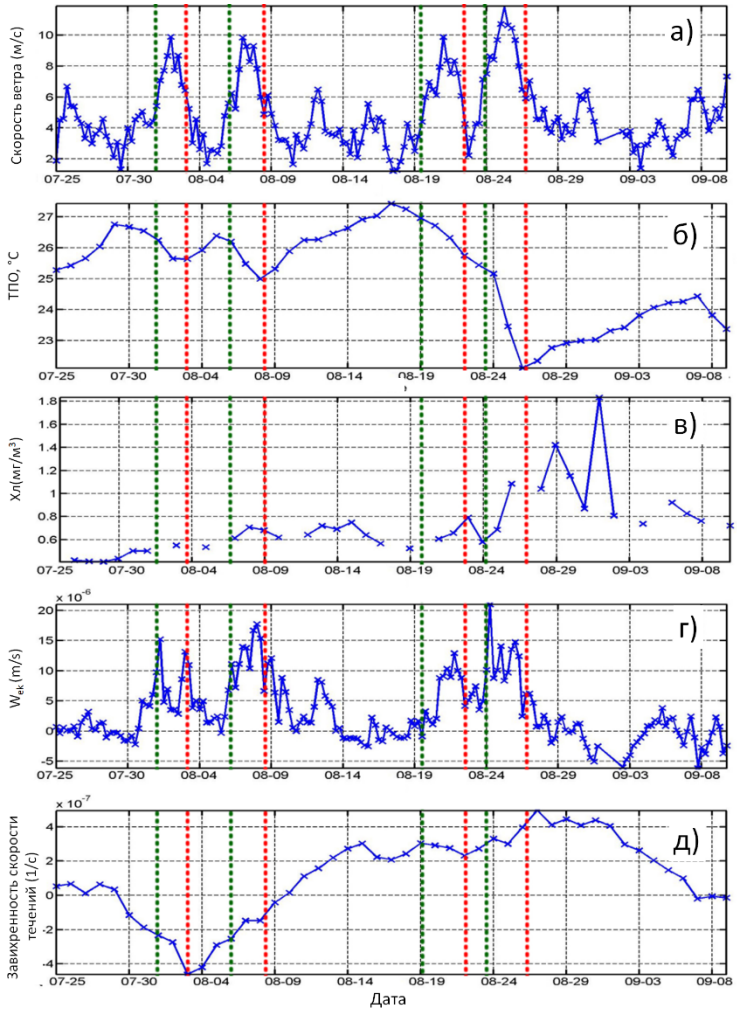

Рисунок 4.40 – Временная изменчивость: скорости ветра, u, м/с (*а*); ТПМ, °С (*б*); Хл, мг/м^3 (*в*); скорости экмановской накачки, Wek, м/с (*г*); завихренности геострофических течений (1/с) в августе 2015 г. в среднем по восточной части Черного моря (42,5-45°N, 34-38°E) (*д*). Красные/зеленые линии показывают моменты времени начала/конца шторма

Перед началом второго шторма поверхность уже достаточно сильно прогрелась до 26°С после первого шторма из-за действия интенсивного солнечного прогрева (Рисунок 4.40, *б*). После 7 августа ТПМ в северо-восточной части бассейна снижается на 2-4°С до значений 23-24°С (Рисунок 4.38, *е*). Одновременно во всей северо-восточной части моря наблюдается существенный рост поверхностной Хл от значений 0,5 мг/м^3 5 августа до 0,8 мг/м^3 7 августа (Рисунок 4.38, *д*). Временная изменчивость ветра, температуры и Хл, усредненные по центральной восточной части Черного моря (область 42,5-45° N, 34-38° E.) в августе 2015 г., показаны на рисунке 4.40. Красные/зеленые линии отмечают время начала/конца шторма. ТПМ начинает падать сразу после увеличения скорости ветра и достигает минимума в конце шторма. Средняя по пространству ТМП понизилась на 1°С после первого события и на 1,5°С после второго. Сразу же после окончания шторма интенсивный летний солнечный прогрев приводит к росту ТПМ.

Влияние шторма 6-10 августа на вертикальное распределение физических и биологических характеристик. Пространственное расположение зон выхолаживания и роста содержания Хл после первых двух штормов совпадает с положением максимума скорости ветра (Рисунок 4.38, *д, е*). Это говорит о том, что вероятной причиной отмеченных изменений является вовлечение холодных вод из сезонного термоклина по действием ветрового турбулентного перемешивания, которое пропорционально кубу скорости ветра [Kato, Phillips, 1969].

Измерения буев Био-Арго позволяют проследить влияние шторма на вертикальное распределение термохалинных и биооптических характеристик бассейна. В августе 2015 г. буй №6900807 находился в центральной части бассейна, к западу от восточного циклонического круговорота. Его траектория в этот период нанесена на карты Хл и ТПМ на рисунке 4.38 (красный крестик, черная линия). Измерения Био-Арго были выполнены непосредственно в зоне воздействия второго шторма, на его южной периферии. В то же время, как видно из рисунка 4.38, буй проходил несколько западнее области максимального цветения в конце августа.

Профилирование выполнялось с временным интервалом 1 и 5 дней (3-4, 9-10, 15-16, 21-22, 27-28 августа 2015 г.). Вертикальная изменчивость Хл и солености по данным измерений в августе-сентябре 2015 г. показана на рисунках 4.41, *а, б*. Вертикальное распределение Хл в Черном море в летний период характеризуется подповерхностным максимумом (подраздел 4.4) [Ведерников, 1991; Yunev et al., 2002; Финенко и др., 2002; Кривенко и др., 2010], который в августе 2015 г. находился на глубинах 20-40 м (Рисунок 4.41, *а*).

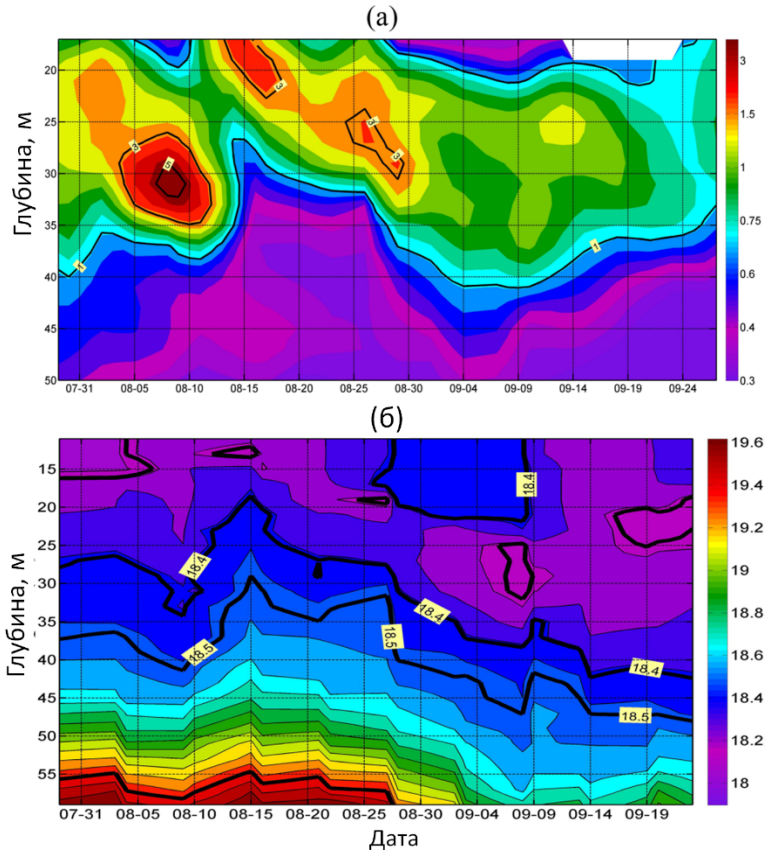

Рисунок 4.41 – Вертикальное распределение Хл, мг/м^3 (*а*); солености в августе-сентябре 2015 г. по данным буя Био-Арго №6900807 (*б*)

7 августа во время второго шторма буй находился в зоне наиболее сильных ветров. На рисунке 4.42 показаны измеренные профили температуры, солености, частоты Вяйсяля– Брента и Хл в центральной части Черного моря до и после этого события. Измерения температуры показывают, что с 3 по 9 августа толщина ВКС выросла с 10 до 20 м (Рисунок 4.42, *а*). Вовлечение более холодных глубинных вод в ВКС привело к его охлаждению. Однако, по-видимому, из-за сильного солнечного прогрева, который продолжал действовать и во время шторма температура ВКС уменьшилась незначительно, всего на 1-2°С.

После шторма наблюдаются однородные значения Хл в ВКС толщиной около 20м. При этом Хл в слое 0-10 м увеличивается в 2 раза от 0,2 до 0,4 мг/м^3, а в слое 10-20 м падает (Рисунок 4.43, *д*). Это свидетельствует о том, что основной причиной наблюдаемого по спутниковым данным роста Хл на поверхности северо-восточной части моря после второго шторма послужило вертикальное вовлечение Хл из подповерхностных слоев.

Отметим, что значения Хл по данным Био-Арго (0,4 мг/м^3) ниже, чем максимальные значения Хл, наблюдавшиеся в северо-восточной части моря по спутниковым данным после второго шторма (0,8 мг/м^3). Это связано с тем, что буй Био-Арго был расположен несколько правее области наибольшего цветения (Рисунок 4.39, *д*). Для иллюстрации на рисунке 4.28, *е*

приведено сравнение данных буя Био-Арго на глубине 1 м (красная линия) и проинтерполированных измерений *MODIS-Aqua* (синяя линия). Временная изменчивость Хл по спутниковым и контактным данным хорошо совпадает. Оба массива показывают относительно низкие значения Хл, что свидетельствует о том, что Био-Арго находился вне зоны максимального поверхностного цветения. Измерения *MODIS-Aqua* примерно на 0,2 мг/м^3 выше, чем данные Био-Арго. Хл составляет 0,2-0,4 мг/м^3 по данным Био-Арго и 0,4-0,6 мг/м^3 по данным *MODIS-Aqua*.

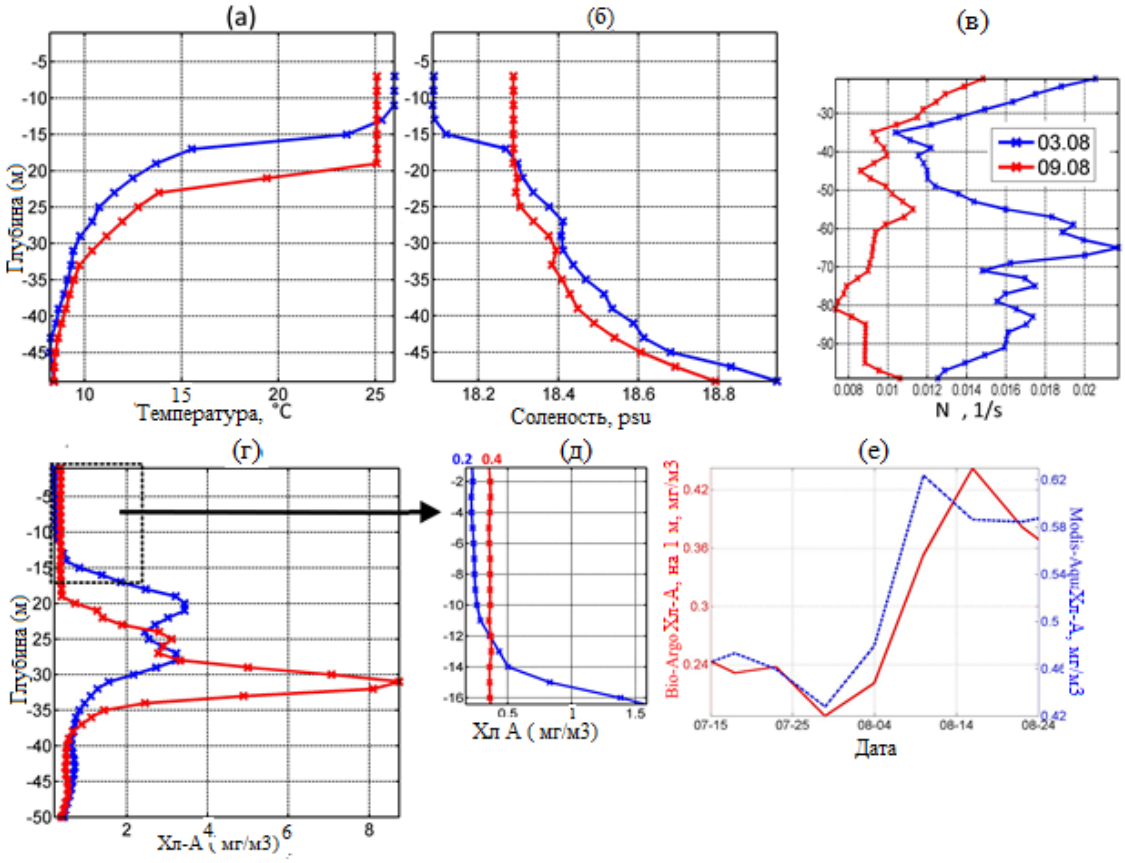

Рисунок 4.42 – Измерения буя Био-Арго №6901895 до и после второго шторма 3 августа (синяя линия) и 9 августа (красная линия) 2015 г. в центральной части Черного моря: *а* – температура; *б* – соленость; *в* – частота Вяйсяля-Брента *N* (1/с); *г* – Хл в слое 0-50 м; *д* – Хл в слое 0-15 м; *е* – сопоставление Хл по измерениям буев Био-Арго на глубине 1 м (красная линия) со спутниковыми измерениями *MODIS* (синяя линяя)

Такое различие, по-видимому, связано с методом расчета Хл, который основан на измерениях флуоресценции на длинах волн 470/695 нм для буя Био-Арго и на измерениях коэффициента отражения на длинах волн 443, 510 нм и 555 нм по данным *MODIS-Aqua*. Процесс нефотохимического тушения в верхних слоях может приводить к значительному занижению флюорометрических оценок Хл в летний период [Xing et al., 2017]. Вклад других оптически активных соединений, например, окрашенного желтого вещества, особенно большие

концентрации которого находятся в глубинных слоях Черного моря [Kaiser et al., 2017; Organelli et al., 2017; Kubryakov et al., 2019b], также может оказывать влияние на оценки Хл по спутниковым данным [Shang et al., 2008; Acker et al., 2009].

Наиболее существенный рост значений Хл по данным Био-Арго наблюдалось не на поверхности, а в подповерхностных слоях (Рисунок 4.41, *а*, 4.42, *г*). После второго шторма 9 августа Хл резко растет в сезонном термоклине ниже перемешанного слоя на глубинах 30-35 м (Рисунок 4.42, *г*). Наибольшее увеличение наблюдается на нижней границе его подповерхностного пика. В частности, на глубине 32 м Хл достигла чрезвычайно высоких значений – около 8 мг/м^3. Этот максимальный пик был очень узким, шириной не более 5 м. На глубине 27 м Хл была в три раза ниже (~ 3 мг/м^3); на глубине 35 м она составляла всего 2 мг/м^3.

Такой рост значений Хл в подповерхностном слое был связан с существенным влиянием шторма на перемешивание в этих глубоких слоях. Шторм вызвал значительные изменения вертикального распределения солености на глубинах от 0 до 100 м, которое определяет стратификацию бассейна ниже сезонного термоклина (Рисунок 4.42, *б*). Вовлечение глубинных соленых вод привело к резкому росту солености поверхностных слоев на более чем 0,2. При этом однородный слой по солености занимал верхние 25 м, а не 20 м, как по температурным данным. В то же время в нижних слоях (ниже 20 м) соленость упала на 0,1, по-видимому, из-за смешения с вышележащими опресненными водами. Таким образом, градиенты солености, которые определяют стратификацию вод Черного моря ниже сезонного термоклина значительно ослабли. Это вызывало резкое уменьшение частоты Вяйсяля-Брента (*Nb*) в слое 0-100 м (Рисунок 4.42, *в*). Значения *Nb* после второго шторма становятся практически однородными во всем 35-100 м слое. Наибольшее уменьшение *Nb* наблюдается в верхней части пикноклина (60 м), где они падают почти в два раза с 0,02 до 0,013 с$^{-1}$. Наблюдаемые изменения *Nb* свидетельствуют о том, что воздействие сильных ветров привело к частичному перемешиванию вод на глубинах до 100 м.

Такое интенсивное диапикническое перемешивание, вероятно, было связано с вертикальным перемешиванием интенсивных инерционных течений, возникающих во время штормов [*D*'Asaro et al., 1995; Gardner et al., 2001; Zhang et al., 2014; Alford et al., 2016] . Верхняя граница нутриклина в Черном море соответствует значению потенциальной плотности 1014,2 кг/м^3 [Коновалов и др., 1997], что примерно соответствует положению изохалины 18,5. Эта изохалина находилась на глубине 30-40 м, чуть ниже наблюдаемого3 августа подповерхностного пика Хл (Рисунки 4.41, *б*, 4.42, *б*). Диапикническое перемешивание на этих глубинах с высокими градиентами концентрации биогенных веществ вызывает интенсивное вовлечение питательных веществ в эвфотический слой. Это приводит к резкому росту фитопланктона, выраженному в наблюдаемом увеличении Хл на нижней границе его

подповерхностного пика. По окончанию воздействия ветра полного перемешивания не наблюдалось и вовлеченные биогенные вещества были захвачены в слабо стратифицированном узком слое вблизи верхней границы нутриклина. Поэтому наибольший отклик Хл на штормовое воздействие наблюдался именно у нижней границы подповерхностного пика Хл на глубинах 30-35 м, а не у поверхности. Схожие процессы были отмечены в ряде недавних работ в Южно-Китайском море [Zhang et al., 2014;] и Индийском океане [Chacko, 2017].

Кроме этого, после второго шторма был отмечен достаточно интенсивный подъем изохалин, сопровождающийся также подъемом нижней границы продуктивного слоя (Рисунок 4.41, *а*, *б*). Минимальные глубины положения изохалины (18,4 м) отмечены через 5 дней после предыдущих измерений 15 августа. За период 9-15 августа эта изохалина и подповерхностный слой максимальных концентраций Хл поднялся от 45 м до 25 м. Таким образом, оценки вертикальной скорости в этот период составляют 4 м/сут, или $4{,}6 \cdot 10^{-5}$ м/с. Этот подъем был связан с действием локального апвеллинга и интенсификацией крупномасштабной циркуляции, вызванных штормовым воздействием.

Шторм 20-22 августа 2015 г. Третий шторм продолжался с 20 по 23 августа с максимальными скоростями ветра 21 августа. Пространственная структура ветра была схожа со вторым штормом, но скорость ветра была несколько меньше. Северо-восточные ветры со скоростью до 15 м/с были максимальны в северо-восточной части бассейна. В юго-восточной части моря, защищенной Кавказскими горами, как и в предыдущем случае, скорости ветра были минимальны (менее 5 м/с).

ТПМ Черного моря перед штормом была достаточно высока – около 27°С. Лишь в северо-восточной части моря были видны остаточные явления выхолаживания, связанные с действием предыдущих штормов, с температурой (около 24-25°С). После третьего шторма ТПМ падает в среднем на ~2°С (Рисунок 4.40, *б*). В северо-восточной части моря – зоны действия наиболее сильных ветров – наблюдается наибольшее понижение ТПМ на 5°С до 20°С (Рисунок 4.40, *б*), связанное, вероятно, с влиянием турбулентного перемешивания.

После действия этого шторма Хл в северо-восточной части бассейна сильно растет. Спутниковые измерения фиксируют значения Хл выше 1,5 мг/м^3 на обширных площадях в восточной части Черного моря (Рисунок 4.38, *ж*). Такие значения уже являются аномальными для центральной части бассейна и указывают на начало развития необычного цветения в поверхностных водах Черного моря.

Положение зоны повышенных концентраций Хл и пониженных ТПМ не совпадает. Область высоких значений Хл имеет форму «3-лучевой звезды» с центром, расположенным в центральной части бассейна в точке 35,5° E, 43,5° N, где Хл превышает 2,5 мг/м^3. Наибольший

рост Хл отмечен к югу от зоны сильного выхолаживания и практически отсутствует в северной части у побережья Крыма (Рисунок 4.38, *ж*, *з*).

Вероятной причиной максимального роста Хл на южной периферии шторма является локальный экмановский апвеллинг. Максимальная завихренность ветра сосредоточена на левой, относительно направления ветра, периферии шторма, то есть на его фронте с циклоническим сдвигом в северном полушарии (Рисунок 4.39, *б*, *г*, *е*). Для второго и третьего шторма это соответствует южной периферии зоны сильных ветров. Резкий градиент скорости ветра расположен в центре восточной части моря и связан с наличием ветровой тени от Кавказских гор на юго-востоке. В зоне воздействия сильных ветров на северо-востоке бассейна возникает экмановский перенос, направленный вправо от направления ветра, т.е. на северо-запад. В то же время в зоне тени этот перенос отсутствует. Это приводит к дивергенции и образованию локального апвеллинга на левой периферии шторма между зоной сильных ветров и зоной тени.

Экмановская скорость *Wek*, рассчитанная по данным о скорости ветра, позволяет оценить вертикальную скорость в таком апвеллинге. На левой периферии вышеописанных штормов *Wek* достигала значений $5 \cdot 10^{-5}$ м/с, или около 4-5 м/сут (Рисунок 4.39, *е*). Поскольку шторм продолжался около 3 дней (Рисунок 4.40), можно предположить, что после каждого шторма изопикны поднимались на 10-15 м, что близко к значениям, полученным по данным буев Арго (4 м/день). Верхняя граница нутриклина в Черном море находится достаточно неглубоко (40-50 м). Следовательно, последовательное воздействие локального апвеллинга во время нескольких (в нашем случае трех) штормов может поднять нутриклин достаточно близко к поверхности. В частности, после второго шторма 15 августа 2015 г. изохалина 18,4 *psu*, связанная с положением нутриклина, поднялась с 30 до 20 м (Рисунок 4.42, б). Приподнятый пикноклин сильнее подвержен влиянию эрозии под действием турбулентного перемешивания, что приводит к более интенсивному вовлечению питательных веществ на периферии штормов с циклоническим сдвигом и наблюдающемуся максимуму Хл в этой зоне. Кроме того, данный процесс приводит к подъему верхней границы нутриклина непосредственно в эвфотическую зону. Увеличение освещенности в слоях с высокой концентрацией питательных веществ может вызвать развитие подповерхностного цветения даже без перемешивания, что также может способствовать росту Хл в подповерхностных слоях в зоне локального апвеллинга.

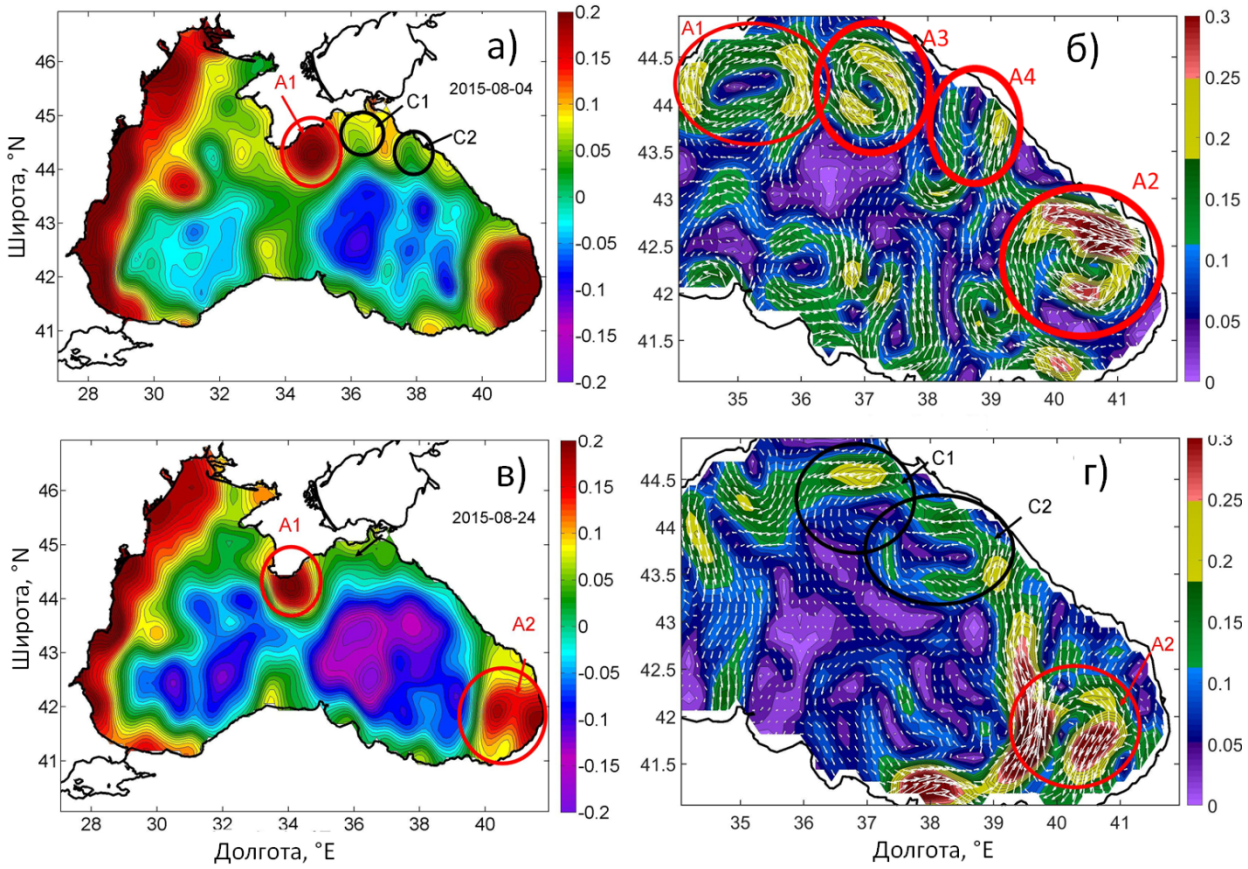

Рисунок 4.43 – Пространственное распределение уровня моря, м (*а, в*); геострофической скорости, м/с (*б, г*) по альтиметрическим данным за 4 августа (верхняя панель) и 24 августа 2015 г. (нижняя панель)

На более крупных масштабах циклоническая циркуляция Черного моря также вызывает подъем в центральной части бассейна. Положение хемоклина в сильно стратифицированном Черном море привязано к изопикническим поверхностям, топография которого определяется крупномасштабной и вихревой динамикой бассейна. В центре циклонических круговоротов хемоклин находится ближе к поверхности, в интенсивных синоптических антициклонах может заглубляться на 20-50 м, а в циклонах подниматься на 10-30 м (подраздел 3.2).

Согласно данным альтиметрии (Рисунок 4.43, *а*, *в*), наиболее интенсивный локальный максимум Хл наблюдался в области пониженных значений уровня моря, соответствующих восточному циклоническому круговороту, где хемоклин уже был приподнят. Циклонический сдвиг скорости ветра на периферии шторма вызвал дополнительный подъем, а вызванное ветром турбулентное перемешивание (в том числе и диапикническое) интенсифицировали эрозию приподнятого хемоклина. Суперпозиция наблюдающейся до шторма куполообразной структуры хемоклина и воздействие ветра вызвало максимальное вертикальное вовлечение в северной части восточного круговорота, где наблюдался максимум Хл, достигающий 2,5 мг/м^3.

В то же время увеличение Хл не наблюдалось в северной части моря у юго-восточного Крымского побережья (~34,5°E; 44°N) (Рисунок 4.38, *ж*). Согласно альтиметрическим данным, в начале августа 2015 г. в Черном море наблюдалось обилие синоптических вихрей с преобладанием интенсивных антициклонов, что типично для летнего сезона (подраздел 2.3). Один из крупных антициклонов *A*1 с орбитальными скоростями 0,15-0,25 м/с был расположен в северной части моря (Рисунок 4.43, *а*, *б*) у юго-восточного побережья Крыма (так называемый Крымский антициклон). Конвергенция в антициклоне привела к аккумуляции поверхностных вод с низким содержанием Хл и заглублению хемоклина в его ядре. В результате влияние турбулентного вовлечения на поток биогенных элементов было ослаблено и цветение здесь отсутствовало (Рисунок 4.38, *ж*).

Синоптические вихри влияют не только на вертикальные движения, но и на горизонтальную адвекцию биогенных элементов и Хл. Высокие значения Хл после третьего шторма были вытянуты от зоны максимального цветения, расположенной в центе восточного круговорота, на запад до района с координатами (32° E, 44,5° N); на север до северного побережья бассейна (36° E, 45° N) и на восток до восточного побережья (38 °E, 44 °N) (Рисунок 4.39, *ж*). Перенос высоких значений Хл на запад был вызван орбитальными движениями на южной периферии синоптического антициклона *A*1, который способствовал их перемещению на расстояние более чем 200 км. Северная часть зоны цветения совпала с положением синоптического циклона *C*1, в котором хемоклин был дополнительно приподнят (Рисунок 4.44, *а*). Этот циклон также захватил часть вод с повышенной Хлв центральной восточной части и перенес их на север по своей западной периферии. Таким образом, как горизонтальная, так и вертикальная адвекция способствовали увеличению Хл в северной части бассейна. Полоса высоких значений Хл на востоке соответствует другому циклону *C*2 (Рисунок 4.44, *г*), находящемуся к востоку от восточного циклонического круговорота.

Четвертый шторм 24-26 августа 2015 г. Действия первых трех штормов привели к заметному охлаждению поверхности моря в северо-восточной части бассейна. В то же время на юго-востоке бассейна, где ветры были заблокированы Кавказскими горами, перемешанный слой был перегрет и его ТПМ достигала 30°C. Связанные с этим интенсивные потоки тепла и влаги, по всей видимости, способствовали образованию зоны циклонической завихренности над этой областью во время северо-восточного шторма 25 августа (Рисунок 4.39*, ж*). Этот атмосферный циклон со скоростью ветра до 17 м/с наблюдался с 24 по 26 августа 2015 г.

После воздействия циклона ТПМ упала до среднего значения 22,5°C 26 августа (Рисунок 4.38, *к*). В северо-восточной части моря, уже охлажденной после предшествующего шторма, ТПМ снизилась с 23 до 19 °C (Рисунки 4.38, *к*, 4.44, *б*). На континентальном склоне в южной части бассейна она уменьшилась с 27 до 23°C, а в юго-восточной части с 30 до 25-27°C.

Этот циклон усилил эффект предыдущего шторма, что привело к значительному расширению зоны аномально высоких значений Хл. После 27 августа Хл превышала 1 мг/м^3 практически во всей восточной части моря (Рисунок 4.38, *к*). Значения Хл также значительно выросли от 0,6 мг/м^3 до 1,2 мг/м^3 в юго– восточной части бассейна.

Отметим, что наиболее высокие скорости ветра в циклоне наблюдались в прибрежной центральной и восточной частях Черного моря. В то же время цветение в этих районах отсутствовало. Вместо этого повышенные значения Хл наблюдались на внешней границе континентального склона, слева от интенсивной ветровой струи (Рисунки 4.38, *и*, 4.44, *а*). Та же особенность была замечена в распределении ТПМ: заметное охлаждение поверхности наблюдалось мористее континентального склона слева от струи ветра, в то время как в прибрежной зоне ТПМ почти не изменилась (Рисунки 4.38, *к*, 4.44, *б*). Такая асимметрия демонстрирует важную роль обсуждавшегося выше локального экманского апвеллинга. В области над струей ветра экмановский транспорт способствовал переносу воды вправо, т.е. в сторону берега, что привело к возникновению даунвеллинга у Анатолийского побережья, блокирующего вертикальное вовлечение богатых питательных веществами глубинных вод. На левой периферии шторма происходила дивергенция и апвеллинг, поэтому влияние шторма на выхолаживание и рост значений Хл усиливалось. Зоны высоких/низких значений Хл совпадали с зонами пониженных/повышенных значений ТПМ. Это указывает на то, что изменения обоих параметров были в значительной степени связаны с процессами апвеллинга/даунвеллинга, вызванными экмановской накачкой.

Значение *Wek* на периферии шторма достигало 10^4 м/с, или около 9 м/сут (Рисунок 4.39, *з*). Непрерывное воздействие такого шторма в течении трех дней могло привести к значительному поднятию слоя нутриклина и даже его выклинивания на поверхность, особенно имея в виду остаточное влияние предыдущих штормов.

Действие четырех штормов в августе 2015 г. полностью изменило структуру геострофической циркуляции Черного моря (Рисунки 4.43, *б*, *г*). В начале августа средняя кинетическая энергия течений в восточной части бассейна была достаточно высока, а интегральная завихренность течений Черного моря была отрицательной, т.е. антициклонической (Рисунок 4.40, *д*). Общий антициклонический знак завихренности указывает на то, что синоптические антициклоны вносили в это время основной вклад в динамику бассейна. Действительно, по крайней мере четыре крупных антициклона наблюдались в это время над северным континентальным склоном в восточной части бассейна по данным альтиметрии (*A*1-*A*4) (Рисунок 4.43, *б*). Формирование таких антициклонов в летний период времени связано с неустойчивостью ОЧТ и проникновением пресных вод в

центральную часть моря в период ослабления циклонической завихренности ветра и подробно обсуждается в Разделе 1.

Наибольшая антициклоническая завихренность наблюдалась 3 августа. После первого шторма завихренность в Черном море начала непрерывно расти (Рисунок 4.40, *д*). 9 августа знак завихренности течений стал циклоническим, а через 2-7 дней после последнего шторма 27 августа – 2 сентября завихренность течений достигла максимальных значений. Таким образом, завихренность ветра во время штормовых событий привели к существенной «накачке» циклонических течений в бассейне. В результате этого, как видно по измерениям альтиметров (Рисунок 4.43, *г*), в конце августа над континентальным склоном формируется достаточно выраженная струя ОЧТ со средними скоростями от 0,15 до 0,25 м/с (Рисунок 4.43, *г*). Интенсификация циклонической циркуляции привела к быстрому разрушению синоптических антициклонов в бассейне. Усиление экмановской накачки в центре бассейна привела к оттоку вод к периферии моря, прижатию струи ОЧТ к берегу, что способствовало диссипации синоптических прибрежных антициклонов (пункт 1.2.3) [Зацепин и др., 2005; Kubryakov, Stanichny, 2015]. Кроме того, антициклоны, расположенные вблизи периферии штормов с циклонической завихренностью, могут быть разрушены из-за прямого действия экмановской накачки, которая вызывает поднятие пикноклина и, как следствие, снижение потенциальной энергии и ослабление антициклонов. В частности, мощный антициклон *A*3, расположенный в северо-восточной части бассейна (Рисунок 4.43, *б*), был разрушен в течении трех дней во время действия третьего шторма, который произошел в том же районе. Также в конце августа диссипировал Кавказский антициклон *A*4, расположенный южнее *A*3 в зоне высоких значений *Wek*. Если считать, что значение *Wek* на периферии штормов составляет 5 м/сут, то антициклоны с аномалией пикноклина 15 м, что по оценкам пункта 3.2.6 соответствует орбитальной скорости 0,15 м/с, будут разрушены после действия таких сильных ветров. Таким образом, интенсивное локальное воздействие штормовых ветров является одной из причин ослабления и диссипации синоптических антициклонов в Черном море. Кроме того, как видно из рисунков 4.43, *б*, *д*, действие ряда штормов способно вызвать полную перестройку циркуляции Черного моря от «вихревой», характерной для летнего периода, до «бассейновой» с сильным ОЧТ, характерным для зимнего периода.

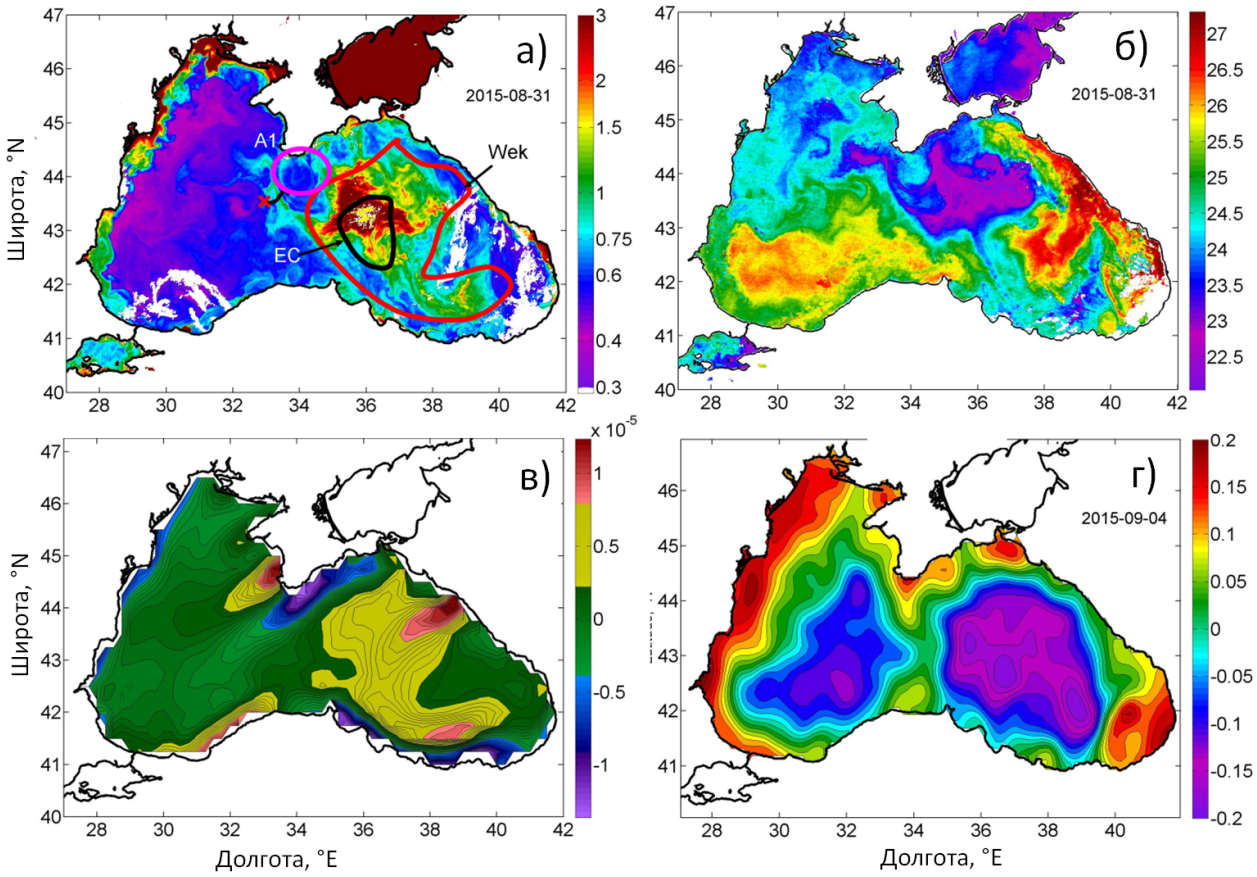

Рисунок 4.44 – Карты Хл за 31 августа 2015 г. (*а*). Красной линии показано положение высоких значений среднемесячной экмановской накачки (*Wek*>3·10 –^{6} м/с) (Рисунок 4.16, *в*), черная линия указывает положение центра восточного циклонического круговорота по данным альтиметрии; фиолетовая линия отображает положение антициклона *A*1; красные крестики показывают положение буя Био-Арго. Карта ТПМ (°С) от 31 августа 2015 г. (*б*); среднемесячная скорость экмановской накачки в августе 2015 г. (м/с) (*в*); распределение уровня моря по данным альтиметрии за 4 сентября 2015 г. (*г*)

В то же время два антициклона продолжали существовать до конца августа в восточной части бассейна. «Батумский» антициклон *A*2 в юго– восточной части бассейна [Oguz et al., 1992; Korotaev et al., 2003] был «защищен» от действия шторма Кавказскими горами. «Севастопольский» антициклон *A*1 находился не в области циклонической, а в области антициклонической завихренности ветра, образованной из-за обтекания северо-восточными ветрами Крымских гор (Рисунки 4.41, *б*, *д*). Таким образом, в обоих случаях рельеф оказывал значимое воздействие на структуру ветра, способствуя развитию вихрей в этом районе бассейна. Этот эффект может является дополнительным фактором более стабильного существования антициклонов в этих областях квазистационарности вихрей, действующих совместно с процессом подпитки пресными водами в этих областях (подраздел 1.4).

Временная задержка отклика циклонической циркуляции на изменение завихренности ветра составляет 7-14 дней по оценкам [Stanev et al., 2000; Kubryakov et al., 2016] (см подраздел

1.1). Пик Хл наблюдался 31 августа 2015 г. через 6 дней после начала четвертого шторма, что совпадает с временем максимума циклонической завихренности течений в бассейне (Рисунок 4.27). Следовательно, задержка между ветровым воздействием и максимальным поднятием пикноклина под действием экмановской накачки, вероятнее всего, являлась причиной отсроченной реакции Хл на действие шторма. Наибольший рост наблюдался в центральной части в районе восточного циклонического круговорота, где Хл возросла с 2 мг/м^3 22 августа до очень высоких значений (5 мг/м^3) (Рисунок 4.44, *а*) 29-31 августа.

В результате через 5 дней после окончания шторма 31 августа аномальное цветение достигает максимальной интенсивности. Красной линией на рисунке 4.44, *а* нанесены контуры повышенных среднемесячных значений *Wek* (больше $3\cdot10^{-6}$ м/с) в августе 2015 г. Пространственное распределение высоких значений Хл хорошо совпадает с областью высоких среднемесячных значений *Wek*, что свидетельствует об определяющем влиянии локального экмановского апвеллинга на развитие интенсивного поверхностного цветения фитопланктона после действия штормов. Черной линей на рисунке 4.44, *а* нанесено положение минимума среднемесячного динамического уровня моря по данным альтиметрии. Как видно, максимальные значения Хл больше 5 мг/м^3 наблюдаются в центре циклонического круговорота и немного севернее его. Таким образом, существенную роль в модуляции цветений играет также крупномасштабные вертикальные движения, связанные с циклонической циркуляцией бассейна.

Орбитальные скорости в синоптическом антициклоне *А*1 переносят питательные вещества и богатые Хл воды к западу от Крыма на расстояние более 250 км (Рисунок 4.44, *а*). Этот перенос поднятых в восточном круговороте питательных веществ может вызвать значительное увеличение продуктивности уже в северо-западной части бассейна. В то же время даунвеллинг значительно ослабил влияние шторма на цветение в центре этого антициклона. Другая зона с пониженными значениями Хл находится в юго-восточной части бассейна и также соответствует положению интенсивного Батумского антициклона *А*2 (Рисунок 4.44, *б*).

Эволюция аномального цветения летом-осенью 2015 г. После 31 августа значения Хл начали снижаться, однако еще значительное время оставались аномально высоки и составляли 1-2 мг/м^3. «Яркое пятно» положительных аномалий Хл, вызванное августовскими штормами, наблюдалось еще в течение трех месяцев, вплоть до ноября 2015 г. (Рисунок 4.45). Ежемесячные карты Хл за июль-декабрь на рисунке 4.45 показывают эволюцию аномалии Хл в 2015 г. В июле значения Хл были довольно низкими (0,4-0,5 мг/м^3) и близкими к своим климатическим значениям. В августе среднемесячные значения Хл в центральной части восточного круговорота достигли 1-1,5 мг/м^3, что в 2-3 раза выше, чем в окружающих водах. В сентябре 2015 г. положительная аномалия заняла практически всю центральную восточную

часть моря. Область с самыми большими значениями несколько сместилась на северо-восток. В октябре вместе с началом конвективного перемешивания Хл увеличилась во всем бассейне до среднего значения 0,8 мг/м^3, по всей видимости, из-за вовлечения Хл из слоя его подповерхностного максимума (подраздел 4.4). В то же время значения Хл в области аномального цветения выросли еще выше до 2 мг/м^3. В октябре пятно с высоким значением Хл сместилось на запад, вероятно, под действием адвекции ОЧТ. В ноябре значение Хл в пятне уменьшилось до 1,4 мг/м ^{3} и переносится на юг. Разница между значениями Хл в зоне цветения и окружающих водах снизилась до 0,2-0,3 мг/м^3. Такое продолжительное цветение свидетельствует о том, что повышенные концентрации питательных веществ сохранялись в этой зоне в течении 3 месяцев. Только в декабре, через 3-4 месяца, после действия августовских штормов аномальное увеличение Хл исчезает. В этот период вертикальное конвективное перемешивание уже достигает слоя нутриклина (подраздел 4.4), что таким образом, вероятно, приводит к исчезновению выраженной неоднородности распределения питательных веществ и разрушению августовского цветения.

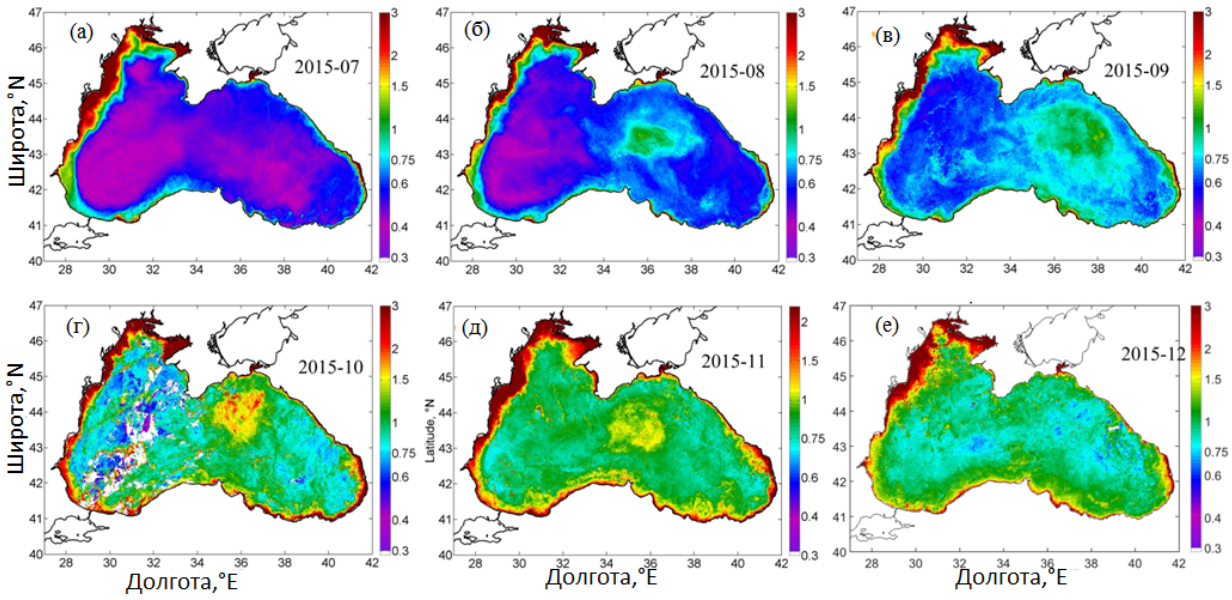

Рисунок 4.45 – Среднемесячные карты Хл 2015 г.: *а* – в июле, *б* – в августе, *в* – в сентябре, *г* – октябре, *д* – ноябре, *е* – декабре

Таким образом, результаты этого подраздела демонстрируют важнейшее влияние короткопериодного штормового воздействие на резкий рост значений Хл и возникновение интенсивных летних цветений фитопланктона в теплый период времени. В данном примере показано, что такое воздействие способно изменить характеристики экосистемы на более, чем 3 месяца, существенно влияя на сезонный цикл цветения фитопланктона в Черном море.

Выводы к Разделу 4

1. Анализ межгодовой изменчивости спутниковых измерений яркости восходящего излучения показывает, что в определенные годы (2006, 2008, 2012, 2017, 2019) в Черном море наблюдаются чрезвычайно сильные летние цветения кокколитофорид [Буренков, 2011; Микаэлян, 2005]. В настоящей работе показано, что возникновение этих цветений вызвано усилением вертикального вовлечения питательных веществ из глубинных изопикнических слоев в предшествующий зимний период. Плотность верхнего слоя в холодное время года может быть использована в качестве индикатора интенсивности вовлечения биогенных элементов и эффективного предиктора последующего цветения кокколитофорид в мае-июне. Резкий рост солености, наблюдающийся в последнее время, вызывает увеличение плотности верхних слоев и ослабление халинной стратификации, что приводит к чрезвычайно мощному цветению кокколитофорид, наблюдавшемуся в Черном море в последние годы (в 2012 и 2017 гг.), которые были теплее, чем холодные 2006 или 2008 гг. Вероятный механизм, связывающий интенсивность раннего летнего цветения кокколитофорид в мае-июне с зимним вовлечением питательных веществ, заключается в следующем. Центральная часть Черного моря характеризуется низким соотношением N/P (4-6) в нутриклине, обусловленным, главным образом, интенсивным удалением азота на границе субкислородной зоны в виде свободного азота. Из-за этого в зимний период в верхний слой из глубины вовлекаются питательные вещества с непропорционально низкой долей азота. В феврале-марте основная масса питательных веществ расходуется на весеннее цветение диатомовых водорослей, однако фосфаты все еще остаются в избытке. В апреле часть питательных веществ реминерализуется и становится доступной для фитопланктона; однако рост большинства видов ограничен низким содержанием неорганического азота. Кокколитофориды имеют несколько преимуществ потребления азота из окружающей среды: они имеют очень низкие константы полунасыщения (0,1-0,2 мкМ) для нитрата и аммония. Кроме этого они могут использовать осмотрофию и потреблять органический азот. В мае-июне при высоких уровнях освещенности и избытке фосфора возникают благоприятные условия для роста кокколитофорид, результатом чего является их летнее цветение. Полученная связь между плотностью зимнего ВКС, количеством вовлеченных питательных веществ и интенсивностью летнего цветения кокколитофорид свидетельствуют о важнейшей роли зимней конвекции в образовании аномально сильных цветений кокколитофорид в Черном море.

2. Непрерывные пятилетние измерения обратного рассеяния по данным Био-Арго с высоким временным (несколько дней) и вертикальным (1 м) разрешением впервые были использованы в Черном море для изучения сезонной и вертикальной эволюции цветений

кокколитофорид в зимний и летний периоды года. Цветение кокколитофорид в Черном море регулярно наблюдается два раза в год: в начале лета и зимой. Резкое увеличение обратного рассеяния, соответствующее летнему цветению кокколитофорид, начинается в апреле-мае в ВКС (0-10 м) и в верхней части сезонного термоклина (10-20 м). Нижняя граница в апреле-июле совпадает с изопикной 1014 кг/м^3, что указывает на возможное влияние плавучести клеток на оседание клеток кокколитофорид. Потепление в летний период вызывает опускание изопикн 1014 кг/м^3 с июня по август, сопровождающееся заглублением максимума обратного рассеяния, с 10 до 30 м. Во время резкого прекращения раннелетнего цветения кокколитофорид, показатель вертикального ослабления света значительно возрастает. Пик значений *kd* приходится на июль-август на глубине 15-35 м. Максимум спектров ослабления света наблюдается в коротковолновом диапазоне, что свидетельствует о выбросе большого количества РОВ. Образование автохтонного РОВ в результате вирусного лизиса клеток кокколитофорид является наиболее вероятной причиной наблюдаемого пика. Анализ сезонной изменчивости *kd*(380) показал, что этот процесс приводит к сезонному максимуму РОВ в верхнем слое вод Черного моря, который наблюдается в июле-августе на глубинах 15-25 м. Выброс большого количества РОВ после цветения кококлитофорид может значительно влиять на сезонную сукцессию видов, вызывая запуск «микробной петли» и переход трофической энергии к малым видам. Кроме этого, резкое ослабления света, связанной с этим процессом значительно ухудшает условия освещенноси в летний период, что влияет на положение подповерхностного максимума концентрации хлорофилла А.

3. Данные Био-Арго фиксируют ежегодное зимнее цветение кокколитофорид, которое приводит к максимуму показателя обратного рассеяния в слое ВКС в декабре-феврале. В зимний период рост кокколитофорид начинается в октябре. Как и летом пик цветения наблюдается после позднеосеннего цветения диатомовых водорослей, вызванного вертикальным вовлечением питательных веществ из слоя нутриклина. Пик зимнего цветения кокколитофорид наблюдается в январе, в период низкой освещенности, во время наибольшей толщины ВКС. Высокие значения b_{bp} занимают весь зимний ВКС в слое 0-40 м, а, в некоторых случаях наблюдаются и до глубины 60 м. Средняя рассчитанная концентрация кокколитофорид в зимний период в 2-2,5 раза ниже, чем летом. Однако из-за большей вертикальной протяженности зимнего цветения, интегральные оценки количества клеток кокколитофорид зимой и летом сопоставимы.

4. На основе непрерывных измерений буев Био-Арго за 2014-2018 гг. проведено детальное исследование сезонной изменчивости вертикального распределения Хл и её зависимости от условий освещенности. Показано, что сезонная изменчивость вертикального положения максимума Хл во многом определяется вертикальным распределением ФАР.

Зависимость Хл от ФАР имеет гауссовский вид . Высокие значения Хл в течение всех сезонов находились между зоной с низкой освещенностью Ed (3 мкмоль фотонов $м^{-2}с^{-1}$) и высокой освещенностью (330 мкмоль фотонов $м^{-2}с^{-1}$), что в пересчете на интегральные суточные ФАР (Qs) составляет 0,08 и 10 моль фотонов м2 сут-1. Первая величина предположительно соответствует компенсационной освещенности для Черного моря, а вторая – пределу освещенности, выше которого происходит фотоингибирование/фотоадаптация фитопланктона, приводящая к уменьшению флюоресценции и клеточному содержанию Хл. Максимальное значение Хл наблюдалось вблизи изолинии Ed=20 мкмоль фотонов $м^{-2}с^{-1}$ (Qs=0,6 моль фотонов $м^{-2}$сут-1), которая, по-видимому, близка к оптимальному балансу между условиями освещенности и концентрацией питательных веществ для развития фитопланктона. В работе проведен анализ сезонной изменчивости вертикального распределения ФАР и коэффициента ослабления света. Среднеклиматические значения kd варьировали в верхнем 40-метровом слое от 0,1 до 0,17 м-1. Наиболее высокие значения kd наблюдались в ВКС октябре-марте (от 0,15 до 0,17 м-1), самый низкие – в поверхностном слое в июле-сентябре (от 0,11 до 0,12 м-1). Наибольшая прозрачность эвфотического слоя наблюдалась в апреле, в период резкого минимума Хл.

5. Детальный анализ изменчивости Хл на основе непрерывных измерений буев Био-Арго в 2014-2018 гг. позволил выделить 7 стадий сезонного хода Хл с различными особенностями вертикального распределения и исследовать их связь с процессами перемешивания и изменением освещенности:

– февральский минимум Хл, связанный с заглублением ВКС ниже слоя компенсационной освещенности. Этот минимум модулируется динамикой бассейна, поскольку наиболее высокие значения ВКС находятся в зонах опускания и в синоптических антициклонах, где можно ожидать уменьшение значений Хл. В центре море, где толщины ВКС меньше, этот минимум может отсутствовать, особенно в годы с интенсивной циклонической циркуляцией;

– ранневесеннее цветение в конце февраля – в марте, связанное с резким увеличением освещенности в слое формирующегося сезонного термоклина, где присутствует большое количество питательных веществ;

– минимум Хл и наиболее глубинное цветение в апреле-мае. Резкий минимум значений Хл в поверхностном слое, вызванный выеданием фитопланктона зоопланктоном и исчерпанием питательных веществ, приводит к наибольшей прозрачности вод в слое 0-45 м. Отсутствие эффекта самозатенения приводит к максимальному проникновению ФАР в толщу вод и возникновению наиболее глубинного цветения в слое 50-65 м в Черном море в этот период;

– рост содержания Хл в очень узком слое в сезонном термоклине во второй половине мая и в июне, наблюдающийся во время и под слоем раннелетнего цветения кокколитофорид;

– подповерхностный максимум Хл в августе – высокие концентрации в слое 10-35 м, связанные отчасти с вертикальным вовлечением во время штормов, кросс-шельфовой вихревой адвекцией, реминерализацией питательных веществ;

– раннеосенний минимум Хл в сентябре-октябре, связанный с осенним выеданием летней популяции фитопланктона. Этот минимум интегральной Хл сопровождается его ростом в поверхностном слое, вызванным вовлечением фитопланктона из слоя подповерхностного максимума, где Хл резко уменьшается;

– цветение поздней осенью – ранней зимой (в ноябре-январе), наблюдаемое в слое ВКС (0-40 м), вызванное вовлечением питательных веществ из слоя нутриклина под действием конвекционного и ветрового перемешивания.

6. На основе сравнительного анализа биооптических характеристик Черного моря в теплый (2016) и холодный (2017) года показано, что интенсивность зимней конвекции в значительной степени определяет динамику подповерхностного максимума Хл в течение всего года. В холодные годы конвекция усиливает вовлечение биогенов из глубинных изопикнических слоев, что приводит к росту Хл в верхних слоях. Усиление продуктивности вод, и связанный с этим выброс растворенного органического вещества ухудшает условия освещенности, вызывает уменьшение толщины эвфотической зоны и смещению подповерхностного максимума в верхние слои. В теплые годы уменьшение количества вовлеченных зимой биогенов приводит к снижению Хл и росту прозрачности вод. В эти годы в летний период достаточно высокие значения ФАР проникают в глубинные слои вод – непосредственно в верхние слои нитроклина, не затронутые зимней конвекцией. В результате рост Хл в летний период теплые годы наблюдается в наиболее глубинных слоях непосредственно в нутриклине. Такой эффект вызывает дополнительное увеличение концентрации биогенов в эвфотическом слое, компенсируя их слабые потоки в зимний период тёплых лет. В результате полученные оценки интегральной концентарции Хл в годы с теплыми и холодными зимами оказались сопоставимы. В то же время интенсивность зимней конвекции способствует значительному изменениям вертикального распределения Хл. В годы с холодными зимами наблюдается узкий и резкий подповерхностный максимум Хл, в годы с теплыми – подповерхностный максимум расширяется, но значения Хл в нем ниже и распределены более равномерно.

7. Исследованы физические механизмы, приведшие к возникновению аномального цветений фитопланктона в Черном море после действия четырех последовательных интенсивных штормов в августе 2015 г. Максимальная концентрация Хл во время этого цветения превышала 5 мг/м^3 по сравнению с 0,6 мг/м^3 в окружающих водах. Аномальное

цветение наблюдалось в течение трех месяцев, с августа по ноябрь. Цветение и его эволюция были вызваны совместным действием нескольких физических факторов:

– увеличение толщины ВКС после действия турбулентного перемешивания вызвало вовлечение фитопланктона из слоя его подповерхностного максимума, что послужило первой причиной увеличения Хл на поверхности;

– шторма вызвали значительное уменьшение стратификации в верхнем 100 – метровом слое, причиной которого, вероятно, послужило интенсивное турбулентное перемешивание, вызванное вертикальным сдвигом сильных инерционных течений. Это привело к частичному смешению вод и вовлечению биогенных веществ из слоя подповерхностного максимума в нижние слои эвфотической зоны. Такой процесс вызвал возникновение наиболее сильного роста Хл в тонком слое (~5 м) вблизи нижней границы его подповерхностного пика, в котором измерения буев Био-Арго зафиксировали необычайно высокие значения 8 мг/м^3;

– градиенты скорости ветра между областью шторма и зонами ветровой тени за Кавказскими горами привели к интенсивному локальному экмановскому апвеллингу и подъему глубинных вод на периферии шторма с циклоническим сдвигом. Действие перемешивания в зонах апвеллинга привело к максимальному вовлечению питательных веществ на поверхности;

– экмановская накачка, вызванная действием шторма, привела к значительному усилению циркуляции Черного моря, формированию выраженной струи ОЧТ. Дивергенция вод под действием ветра и непосредственное влияние экмановской накачки на циклонической периферии шторма привели к разрушению ряда интенсивных синоптических антициклонов. Усиление циклонической циркуляции привело к подъему пикно- и хемоклина ближе к поверхности и возникновению зоны наибольшего цветения в центре восточного циклонического круговорота;

– наблюдающаяся до штормов динамическая топография хемоклина, определяемая синоптическими и крупномасштабными течениями, существенно повлияла на пространственную структуру цветения фитопланктона. В синоптических антициклонах, где хемоклин был опущен, рост значений Хл был подавлен, в циклонах цветение усиливалось. В то же время вихревые орбитальные движения способствовали интенсивному горизонтальному переносу Хл и биогенных элементов на значительное расстояние, вплоть до северо-западной части моря, способствуя развитию цветения в отдаленных от воздействия штормов районах;

Результаты, представленные в данном разделе, опубликованы в [6, 15, 18, 30,32,34, 35, 36, 38, 44].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Динамические процессы формируют потоки питательных веществ в верхний эвфотический слой, определяя изменчивость характеристик фитопланктона и оптически-активных веществ в верхнем слое вод: концентрации хлорофилла; показателя обратного рассеяния; концентрацию окрашенного растворенного органического вещества. В свою очередь, эти вещества вызывают резкие изменения условия освещенности – показателя вертикального ослабления света и глубину фотической зоны. Потоки биогенных элементов и условия освещенности определяют интенсивность цветения фитопланктона – первого трофического звена морских экосистем, биопродуктивность океана и развитие высших трофических уровней.

Результаты настоящей диссертационной работы демонстрируют многообразие динамических процессов, оказывающих существенное влияние на особенности функционирования экосистемы Черного моря. К таким процессам относятся адвективный перенос шельфовых вод под влиянием вихрей и крупномасштабной динамики; запирание кросс-шельфового обмена при усилении крупномасштабной циклонической циркуляции; транспорт речных плюмов через эти барьеры дрейфовыми течениями; ветровое и конвективное перемешивание; вертикальная адвекция в вихрях; изменение толщины ВКС в зиний период, вызванное вертикальными смещениемями пикноклина; локальные экмановские апвеллинги на периферии штормов; долговременное изменение халинной стратификации вод Черного моря, вызванной потеплением вод и усилением сдвига скорости.

Первоочередное влияние на эти процессы оказывает ветровое и термическое и воздействие атмосферы, которые определяют характеристики горизонтального обмена под влиянием крупно- и мезомасштабной динамики вод Черного моря и интенсивность вертикального обмена под действием конвективного и турбулентного перемешивания. Ведущую роль в генерации вихревой и крупномасштабной динамики вод Черного моря оказывает модуляция горизонтальных потоков плавучести интенсивностью экмановской накачки. При её усилении легкие воды скапливаются на периферии бассейна, вызывая развитие ОЧТ, а при ослаблении – эти воды смещаются в центр бассейна, вызывая локальное развитие областей антициклонической завихренности. Такой процесс является самоусиливающимся, т.к. образующиеся антициклоны приводят к интенсификации потока шельфовых вод в центральную часть моря и усилению вихрей. Подобный механизм справедлив для любого стратифицированного замкнутого или полузамкнутого моря с циклонической циркуляцией и может оказывать важное влияние на сезонную модуляцию антициклонов, например, в Каспийском или Норвежском море.

Определение взаимосвязи атмосферных, гидрофизических и гидробиологических процессов необходимо для понимания причин изменчивости состояния морских экосистем в условиях меняющегося климата. Выявление этих связей позволит в конечном итоге развить качественные физико-биохимические модели, которые дадут возможность контролировать и прогнозировать изменения в морских экосистемах, а значит эффективнее и безопаснее использовать морские ресурсы.

Полученные результаты показывают, что определение причин изменчивости и особенностей функционирования морских экосистем возможно только на основе совместных комплексных физико-биологические исследований.

Основные результаты работы кратко сформулированы ниже:

1. впервые определена пространственно-временная изменчивость кинематических, геометрических и термохалинных характеристик вихрей Черного моря, их влияние на термохалинную структуру вод, стратификацию, транспорт тепла и соли на основе разработанных методов автоматической идентификации синоптических вихрей;

2. показано, что вовлечение шельфовых вод в центральную часть вихря является важнейшим источником доступной потенциальной энергии для антициклонов Черного моря и тем самым вызывает их интенсификацию в поверхностных слоях. В результате происходит опускание основного халоклина и сезонного термоклина и, как следствие, разница плотности с окружающими водами значительно возрастает. Это приводит к росту доступной потенциальной энергии в вихре, которая способна поддерживать его существование достаточно длительное время уже после отрыва от источника опресненных вод. На основе численных расчетов исследована эволюция различных характеристик антициклонов при вовлечении шельфовых вод, даны оценки влияния размеров вихря и плотности шельфовых вод на их изменчивость;

3. предложен механизм сезонной генерации антициклонов в Черном море: ослабление даунвеллинга, вызванное ослаблением экмановской накачки, приводит к оттоку опресненных вод с шельфа в центральную часть моря. Положительные горизонтальные потоки плавучести приводят к первоначальному развитию зон антициклонической завихренности. Развивающиеся антициклоны захватывают в свои орбитальные движения шельфовые опресненные воды, что приводит к росту их доступной потенциальной энергии и их дальнейшему усилению. Наиболее интенсивные вихри наблюдаются вблизи зон с максимальными градиентами плотности, связанных с источниками опресненных вод, т.е. зонами максимальных потоков плавучести. Рост экмановской дивергенции в осенний период приводит к усилению и прижатию струи Основного Черноморского Течения к берегу, что вызывает разрушение антициклонов, находящихся над континентальным склоном бассейна;

4. показано, что завихренность ветра значительно влияет на функционирование экосистемы Черного моря, определяя интенсивность горизонтального обмена на временных масштабах от синоптических до межгодовых. Рост циклонической завихренности ветра, отток вод из центра к периферии бассейна и интенсификация Основного Черноморского Течения приводят к запиранию поступающих в бассейн речных вод на шельфе, уменьшению количества синоптических вихрей и горизонтальных потоков питательных веществ в центральную часть моря. Такие динамические изменения являются важной причиной межгодовой изменчивости концентрации хлорофилла А, особенно в районе континентального склона и центра северо-западного шельфа, наиболее подверженных влиянию речных вод. Периоды резкого ослабления завихренности ветра и скорости течений вызывают рост концентрации хлорофилла А на 25% на межгодовых масштабах по сравнению с периодами интенсификации;

5. разработаны лагранжевы методы расчета распространения речных вод на основе данных альтиметрических измерений и полученных в работе оценок связи скорости ветра и дрейфовых течений, которые позволили изучить изменчивость распространения дунайских вод за более, чем 20-летний период. Проведено исследование влияния дрейфовых течений, вихревой и крупномасштабной динамики Черного моря на эту изменчивость. Показано, что определяющую роль в распространения вод Дуная играют завихренность ветра, которая формирует режим крупномасштабной и вихревой динамики, и направление ветра, которое определяет направление дрейфового переноса речных вод. Исследовано влияние распространения вод Дуная на особенности пространственной изменчивости концентрации хлорофилла А в западной части Черного моря, полученной по спутниковым данным;

6. исследована сезонная и межгодовая изменчивость вертикального распределения основных биооптических характеристики Черного моря: концентрации хлорофилла А, показателей обратного рассеяния и показателя диффузного ослабления света, на основе анализа измерений буев Био-Арго, определена связь этих параметров с процессами вертикального обмена и изменениями условий освещенности;

7. впервые описана вертикальная изменчивость характеристик цветения кокколитофорид в летний и зимний периоды на основе анализа измерений показателя обратного рассеяния света по данным буев Био-Арго за 2014–2019 гг. Мощность летних цветений кокколитофорид в Черном море коррелирует с плотностью верхнего квазиоднородного слоя (ВКС) в зимний период, которая является индикатором интенсивности вовлечения биогенных веществ из глубинных изопикнических слоев. Резкий рост солености, наблюдающийся в последнее время, вызывает увеличение плотности верхних слоев и ослабляет в них халинную стратификацию. Вероятной причиной увеличения солености является интенсификация механического перемешивания, связанная с усилением скорости ветра и

течений. Сдвиговая турбулентность в весенне-осенний период года вызывает проникновение теплых вод в глубинные изопикнические слои, которое компенсируется вовлечением глубинных соленых вод из слоя халоклина. Ослабление халинной стратификации привело к чрезвычайно мощному цветению кокколитофорид, наблюдавшемуся в Черном море в 2012 и 2017 гг., которые были теплее, чем холодные 2006 или 2008 гг.;

8. впервые на основе анализа измерений буев Био-Арго показано, что вертикальное положение зоны высоких значений концентрации хлорофилла А во все сезоны определяется вертикальным распределением абсолютных значений фотосинтетически активной радиации (ФАР). Высокие значения концентрации хлорофилла А в течение всех сезонов находились между зоной с низкой освещенностью (3 мкмоль фотонов $м^{-2}$ $с^{-1}$) и высокой освещенностью (330 мкмоль фотонов $м^{-2}$ $с^{-1}$), что в пересчете на интегральные суточные ФАР составляет 0,08 и 10 моль фотонов $м^{-2}$ $сут^{-1}$. Первая величина, предположительно, соответствует компенсационной освещенности для Черного моря, а вторая – пределу освещенности, выше которого происходит фотоингибирование/фотоадаптация фитопланктона, приводящая к уменьшению флюоресценции и клеточного содержания хлорофилла. При этом зависимость концентрации хлорофилла А от логарифма ФАР имеет гауссовский вид, что соответствует известной кривой зависимости фотосинтеза от освещенности;

9. установлено, что интенсивные штормы способны вызывать аномальные цветения фитопланктона в Черном море в теплый период года, в которых величины концентрации хлорофилла А по спутниковым данным могут превышать климатические значения в 5–10 раз, а продолжительность цветений может составлять более 3 месяцев. Такие цветения вызваны совместным действием четырех физических факторов: ветрового турбулентного вовлечения биогенных веществ в эвфотический слой; локального Экмановского апвеллинга на периферии шторма; диапикническим перемешиванием на верхней границе нутриклина, связанным с вертикальным сдвигом инерционных течений; интенсификацией циклонической циркуляции под действием интегральной Экмановской накачки;

10. показано, что низкая прозрачность вод, малая толщина эвфотической зоны и, как следствие, малые глубины залегания хемоклина усиливают влияние атмосферного и гидродинамического воздействия на экосистему Черного моря. Вертикальные движения в вихревых и крупномасштабных динамических структурах определяют глубину залегания верхней границы нутриклина, стратификацию вод и характеристики перемешивания. Усиление экмановской накачки во время штормов приводит к подъему хемоклина ближе к поверхности и возникновению зон наибольшего цветения в крупномасштабных циклонических круговоротах и синоптических циклонах. В то же время в синоптических антициклонах, где хемоклин заглублен, рост концентрации хлорофилла А подавляется. Орбитальные движения в вихрях

способствуют интенсивному горизонтальному переносу концентрации хлорофилла А и биогенных элементов на значительное расстояние от центра действия штормов, благоприятствуя развитию цветения в отдаленных от области воздействия штормов районах. Рост толщины ВКС вследствие опускания пикноклина в антициклонах и/или в областях даунвеллинга до величин 50–140 м в зимний период приводит к резкому уменьшению концентрации хлорофилла А из-за недостатка освещенности в этих зонах.

Перспективы дальнейшей разработки темы состоят в:

– исследовании особенностей отклика крупномасштабной динамики Черного моря на ветровое воздействие, связанных с изменчивостью стратификации вод и неоднородностью рельефа дна в бассейне;

– исследовании детальных механизмов диссипации крупномасштабных течений и вихрей;

– исследовании субмезомасштабной динамики вод, её связи с более крупномасштабными движениями, и её влияния на характеристики морских экосистем;

– исследовании особенностей турбулентного обмена, связанных со сдвигом скорости крупномасштабных течений, мезо- и субмезомасштабных вихрей, и определения влияния этих процессов на особенности функционирования экосистемы и потоки биохимических веществ;

– определения особенностей отклика различных типов фитопланктона на изменение горизонтальных и вертикальных потоков питательных веществ и условий освещенности ;

– развитие качественных численных биогеохимических моделей для детального исследования влияния физических процессов на особенности функционирования морских экосистем.

СПИСОК СОКРАЩЕНИЙ И УСЛОВНЫХ ОБОЗНАЧЕНИЙ

АВ	– антициклонический вихрь
ВКС	– верхний квазиоднородный слой
ИК	– инфракрасный
МУМ	– многоугловой метод
ОЧТ	– Основное черноморское течение
РЛИ	– радиолокационное изображение
РОВ	– растворенное органическое вещество
РОУ	– растворенный органический углерод
СЗШ	– северо-западный шельф
СКО	– среднеквадратичное отклонение
ТПМ	– температура поверхности моря
УЭПР	– удельная эффективная площадь рассеяния
ФАР	– фотосинтетически активная радиация
Хл	– концентрация хлорофилла А
ХПС	– холодный промежуточный слой
ЦВ	– циклонический вихрь
Цветение	– качественная характеристика массового развития водорослей, означающая резкое повышение уровня количественного развития фитопланктона
ASAR	– an Advanced Synthetic Aperture Radar (усовершенствованный радар с синтезированной апертурой)
AVHRR	– advanced very-high-resolution radiometer (усовершенствованный радиометр с очень высоким разрешением)
ARGO	– автономный CTD буй-профилемер (Арго);
DSL	– Dynamic Sea Level (динамический уровень моря)
ERA	– European Reanalysis of Atmosphere (атмосферный реанализ Европейского центра среднесрочных прогнозов погоды)
FOTS	– Floating Objects Tracking System (система трассирования плавающих объектов)
GMI	– Global Precipitation Measurement (GPM) Microwave Imager
IFREMER	– L'Institut Français de Recherche pour l'Exploitation de la Mer (французский научно-исследовательский институт морских исследований)
MERIS	– MEdium Resolution Imaging Spectrometer (сканирующий

спектрорадиометр среднего разрешения)

MERRA – Modern-era Retrospective Analysis for Research and Applications (реанализ атмосферных полей NASA)

NCEP – National Centers for Environmental Prediction (Национальный центр экологического прогнозирования)

MKE – Mean Kinetic Energy (средняя кинетическая энергия)

MODIS – Moderate resolution imaging spectroradiometer (сканирующий спектрорадиометр среднего разрешения)

MSL – Mean Sea Level (средний по бассейну уровень моря)

NEMO – Nucleus for European Modelling of the Ocean (ядро для европейского моделирования океана)

PSU – Practical Salinity Unit (единица практической солености);

SeaWiFS – Sea-Viewing Wide Field-of-View Sensor

SVP – Surface Velocity Program (программа наблюдений поверхностных течений)

UTC – Coordinated Universal Time (всемирное координированное время)

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алескерова А. А., Кубряков А. А., Станичный С. В. Распространение взвешенного вещества под влиянием штормовых ветров у западного побережья Крыма по оптическим данным высокого разрешения // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. – 2015. – Т. 12, № 1. – С. 63-71.
2. Алескерова А. А., Кубряков А. А., Горячкин Ю. Н. и др. Распространение вод из Керченского пролива в Черное море // Морской гидрофизический журнал. – 2017. – № 6. – С. 53-64. – DOI: 10.22449/0233-7584-2017-6-53-64.
3. Арашкевич Е. Г., Тимонин А. Г., Кременецкий В. В. Влияние гидрофизического режима на распределение зоопланктона Черного моря // Океанология на старте XXI века / Отв. ред. А. Л. Верещака. – М.: Наука, 2008. – Гл. 2. – С. 43-56.
4. Белогорская Е. В., Кондратьева Т. М. Распределение фитопланктона в Черном море // Исследования планктона Черного и Азовского морей: сборник статей / отв. ред. В. А. Водяницкий. – Киев: Наукова думка, 1965. – С. 36-58. – (Биология моря / Акад. наук УССР; Вып. 2). – URL: https://repository.marine-research.org/bitstream/299011/132/1/Belogorskaya_36.pdf (дата обращения: 26.01.2021).
5. Белокопытов В. Н. Климатическая изменчивость плотностной структуры Черного моря // Український гідрометеорологічний журнал. – 2014. – № 14. – С. 227-235. – URL: http://nbuv.gov.ua/UJRN/Uggj_2014_14_25 (дата обращения: 10.01.2020).
6. Белокопытов В. Н. Климатические изменения гидрологического режима Черного моря //Автореф. соиск. уч. степ. докт. географ. наук. Севастополь. – 2017.
7. Белокопытов В. Н. Межгодовая изменчивость обновления вод холодного промежуточного слоя Черного моря в последние десятилетия // Морской гидрофизический журнал. – 2010. – № 5. – С. 33-41.
8. Белокопытов В. Н., Багаев А. В. Статистический анализ термохалинных полей Черного моря по данным буев-профилемеров ARGO // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. – Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2012. – Вып. 26, т. 2. – С. 128-142.
9. Белокопытов В. Н., Фомин В. В., Ингеров А. В. О комплексных исследованиях опасных природных явлений в Азово-Черноморском бассейне // Морской гидрофизический журнал. – 2017. – № 3. – С. 32-48. – DOI: 10.22449/0233-7584-2017-3-32-48.
10. Белокопытов В. Н., Шокурова И. Г. Оценки междесятилетней изменчивости температуры и солености в Черном море в период 1951-1995 гг. // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. – Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2005. – Вып. 12. – С. 12-21.
11. Блатов А. С., Булгаков Н. П., Иванов В. А. и др. Изменчивость гидрофизических полей в Черном море / под ред. Б. А. Нелепо. – Л.: Гидрометеоиздат, 1984. – 239 с.
12. Богуславский С. Г., Иванов В. А., Янковский А. Е. Особенности инерционных течений Черного моря //Морской гидрофизический журнал. – 1996. – №. 3. – С. 58-68.
13. Богуславский С. Г., Кубряков А. И., Иващенко И. К. Изменения уровня Черного моря // Морской гидрофизический журнал. – 1997. – № 3. – С. 47-57.
14. Боев А. Г., Бычков Д. М., Матвеев А. Я. и др. Спутниковая радиолокационная многоугловая диагностика нефтяных загрязнений морской поверхности // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. – 2013. – Т. 10, № 2. – С. 166-172.
15. Боев А. Г., Ефимов В. Б., Цымбал В. Н. и др. Радиолокационные методы и средства оперативного дистанционного зондирования Земли с аэрокосмических носителей: [монография] / Под ред. С. Н. Конюхова, В. И. Драновского, В. Н. Цымбала. – Киев: Авиадиагностика, 2007. – 439 с.

16. Боев А. Г., Карвицкий Г. Э. К теории радиолокационного контраста морского волнения при наличии пленки поверхностно-активного вещества // Радиофизика и радиоастрономия. – 1997. – Т. 2, № 3. – С. 281-291.
17. Боев А. Г., Матвеев А. Я. Радиолокационный метод оценки параметров нефтяных загрязнений морской поверхности // Исследование Земли из космоса. – 2008. – № 5. – С. 29-36.
18. Боев А. Г., Ясницкая Н. Н. Гашение морского волнения пленкой поверхностно-активного вещества конечной толщины // Известия Российской академии наук. Физика атмосферы и океана. – 2003. – Т. 39, № 1. – С. 132-141.
19. Булгаков С. Н., Коротаев Г. К., Уайтхед Д. А. Роль потоков плавучести в формировании крупномасштабной циркуляции и стратификации вод моря. Часть 1: теория // Известия Российской академии наук. Физика атмосферы и океана. – 1996. – Т. 32, № 4. – С. 548-556.
20. Буренков В. И., Копелевич О. В., Шеберстов С. В. и др. Сезонные и межгодовые изменения биооптических характеристик Черного моря по спутниковым данным // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. – 2011. – Т. 8, № 4. – С. 190-199. – URL: http://jr.rse.cosmos.ru/article.aspx?id=950&lang=eng (дата обращения: 26.01.2021).
21. Бурман Э. А. Местные ветры. – Л.: Гидрометеоиздат, 1969. – 341 с.
22. Ведерников В. И. Особенности распределения первичной продукции и хлорофилла в Черном море в весенний и летний периоды // Изменчивость экосистемы Черного моря: Естественные и антропогенные факторы / Отв. ред. М. Е. Виноградов. – М.: Наука, 1991. – С. 128-147. – URL: https://repository.marine-research.org/bitstream/299011/5375/1/Изменчивость_Экосистемы_Черного_Моря_1991.pdf (дата обращения: 01.01.2020).
23. Ведерников В. И., Демидов А. Б. Вертикальное распределение первичной продукции и хлорофилла в различные сезоны в глубоководных районах Черного моря // Океанология. – 1997. – Т. 37, № 3. – С. 414-423.
24. Ведерников В. И., Демидов А. Б. Первичная продукция и хлорофилл в глубоководных районах Черного моря // Океанология. – 1993. – Т. 33, № 2. – С. 229-235.
25. Володин Е. М., Галин В. Я. Чувствительность летнего индийского муссона к Эль-Ниньо 1979-1998 гг. по данным модели общей циркуляции атмосферы ИВМ РАН // Метеорология и гидрология. – 2000. – № 10. – С. 10-17.
26. Гармашов А. В., Кубряков А. А., Шокуров М. В. и др. Сопоставление скорости ветра над Черным морем по спутниковым и метеорологическим данным // Известия Российской академии наук. Физика атмосферы и океана. – 2016. – Т. 52, № 3. – С. 351-360.
27. Гармашов А. В., Кубряков А. А., Коровушкин А. И. и др. Верификация данных скаттерометров Oceansat-2 и ASCAT на основе измерений скорости ветра на стационарной океанографической платформе // Украинский метрологический журнал. – 2014. – № 1. – С. 50-54.
28. Гармашов А. В., Полонский А. Б. Изменчивость ветра в северо-западной части Черного моря по данным наблюдений на морской стационарной платформе // Метеорология и гидрология. – 2011. – № 12. – С. 52-62.
29. Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. Том 4. Черное море. Вып. 1. Гидрометеорологические условия / Ред. А. И. Симонов, Э. Н. Альтман. – СПб.: Гидрометеоиздат, 1991. – 429 с.
30. Гилл А.Е. Динамика атмосферы и океана. – М.: Мир, 1986. – Ч.1-. – 397с.; Ч.2. – 415 с
31. Гинзбург А. И., Зацепин А. Г., Кременецкий В. В. Мезомасштабная динамика вод Черного моря // Океанология на старте XXI века. – М.: Наука, 2008. – С. 11-42.
32. Гинзбург А. И., Костяной А. Г., Незлин Н. П. и др. Антициклонические вихри над северо-западным материковым склоном Черного моря и их роль в переносе богатых

хлорофиллом шельфовых вод в глубоководный бассейн // Исследование Земли из космоса. – 2000. – № 3. – С. 71-81.
33. Гинзбург А. И., Костяной А. Г., Соловьев Д. М. и др. Изменчивость вихревой картины в юго-восточной части Черного моря // Исследование Земли из космоса. – 1998. – № 6. – С. 3-15.
34. Голубев Ю. Н., Тужилкин В. С. Динамика и энергетика антициклонического вихревого образования в центральной части Черного моря летом 1984 г. // Океанология. – 1992. – Т. 32, № 3. – С. 428-435.
35. Голубев Ю. Н., Тужилкин В. С. Кинематика и структура вод антициклонического вихревого образования в центральной части Черного моря // Океанология. – 1990. – Т. 30, № 4. – С. 575-581.
36. Горячкин Ю. Н., Иванов В. А., Лемешко Е. М. и др. Использование альтиметрических данных для расчета водного баланса Черного моря // Морской гидрофизический журнал. – 2003. – № 6. – С. 58-64.
37. Горячкин Ю. Н., Кондратьев С. И., Лисиченок А. Д. Гидролого-гидрохимические характеристики и динамика вод в Керченском проливе в марте 2004 г. // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. – Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2005. – Вып. 12. – С. 108-119.
38. Григорьев А. В., Петренко Л. А. Черное море как фактор влияния на атмосферные процессы в регионе // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. – Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 1999. – С. 17-26.
39. Гришин Г. А., Баянкина Т. М., Калинин Е. И. и др. Об эволюции южных циклонов, выходящих на Черное море и территорию Украины, по данным спутниковых и наземных наблюдений // Исследование Земли из космоса. – 1991. – № 3. – С. 89-94.
40. Демидов А. Б. Пространственно-временная изменчивость хлорофилла «а» в Черном море в зимне-весенний период // Океанология. – 1999. – Т. 39, № 5. – С. 755-767.
41. Демидов А. Б. Сезонная изменчивость и оценка годовых величин первичной продукции фитопланктона в Черном море // Океанология. – 2008. – Т. 48, № 5. – С. 718-733.
42. Демышев С. Г., Дымова О. А. Численный анализ мезомасштабных особенностей циркуляции в прибрежной зоне Черного моря // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. – 2013. – Т. 49, № 6. – С. 655-663.
43. Дианский, Н. А., Фомин, В. В., Григорьев, А. В., и др. Пространственно-временная изменчивость инерционных течений в восточной части Черного моря в штормовой период //Морской гидрофизический журнал. – 2019. – Т. 35. – №. 2 (206).
44. Дивинский Б. В., Косьян Р. Д. Тенденции в динамике волнового климата открытой части Черного моря за период с 1990 по 2014 гг. // Океанология. – 2015. – Т. 55, № 6. – С. 928-934. – DOI: 10.7868/S0030157415060040.
45. Дивинский Б. В., Кубряков А. А., Косьян Р. Д. Межгодовая изменчивость параметров режима ветра и волнения Черного моря // Морской гидрофизический журнал. – 2020. – Т. 36, № 4. – С. 367-382. – doi:10.22449/0233-7584-2020-4-367-382.
46. Дивинский Б. В., Куклев С. Б., Зацепин А. Г. и др. Моделирование субмезомасштабной изменчивости морских течений в прибрежной зоне Черного моря // Океанология. – 2015. – Т. 55, № 6. – С. 903-908. – DOI: 10.7868/S0030157415060039.
47. Дорофеев В. Л., Сухих Л. И. Анализ изменчивости гидрофизических полей Черного моря в период 1993-2012 годов на основе результатов выполненного реанализа // Морской гидрофизический журнал. – 2016. – № 1. – С. 33-48. – DOI: 10.22449/0233-7584-2016-1-33-48.
48. Дьяков Н. Н. и др. Особенности водообмена через Керченский пролив по данным натурных наблюдений //Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон моря. – 2016. – №. 1. – С. 63-68.

49. Елкин Д. Н., Зацепин А. Г. Лабораторное исследование механизма периодического вихреобразования за мысами в прибрежной зоне моря // Океанология. – 2013. – Т. 53, № 1. – С. 29-41. – DOI: 10.7868/S0030157412050061.
50. Ефимов В. В., Анисимов А. Е. Влияние Черного моря на региональный климат // Морской гидрофизический журнал. – 2012. – № 2. – С. 37-49.
51. Ефимов В. В., Анисимов А. Е. Климатические характеристики изменчивости поля ветра в Черноморском регионе – численный реанализ региональной атмосферной циркуляции // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. – 2011. – Т. 47, № 3. – С. 380-392.
52. Ефимов В. В., Анисимов А. Е. Численное моделирование влияния температурных контрастов суша – море на атмосферную циркуляцию в Черноморском регионе // Морской гидрофизический журнал. – 2011. – № 4. – С. 3-12.
53. Ефимов В. В., Барабанов В. С. Аномалии температуры поверхности Черного моря и моделирование формирования интенсивной холодной аномалии сентября 2014 г. // Известия Российской академии наук. Физика атмосферы и океана. – 2017. – Т. 53, № 3. – С. 389-398.
54. Ефимов В. В., Комаровская О. И. Формирование крупномасштабной холодной аномалии поверхностной температуры Черного моря по спутниковым данным // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. – 2017. – Т. 14, № 7. – С. 238-249.
55. Ефимов В. В., Шокуров М. В., Барабанов В. С. Физические механизмы возбуждения ветровой циркуляции внутренних морей // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. – 2002. – Т. 38, № 2. – С. 247-258.
56. Ефимов В. В., Шокуров М. В., Яровая Д. А. Численное моделирование квазитропического циклона над Черным морем // Известия Российской академии наук. Физика атмосферы и океана. – 2007. – Т. 43, № 6. – С. 723-743.
57. Ефимов В. В., Юровский А. В. Формирование завихренности поля скорости ветра в атмосфере над Черным морем // Морской гидрофизический журнал. – 2017. – № 6. – С. 3-12. – DOI: 10.22449/0233-7584-2017-6-3-12.
58. Ефимов В. В., Станичный С. В., Шокуров М. В. и др. Наблюдение квазитропического циклона над Черным морем // Метеорология и гидрология. – 2008. – № 4. – С. 53-62.
59. Ефимов В. В., Шокуров М. В., Яровая Д. А. и др. Статистика мезомасштабных циклонических вихрей над Черным морем // Морской гидрофизический журнал. – 2009. – № 4. – С. 19-33.
60. Залесный В. Б., Гусев А. В., Агошков В. И. Моделирование циркуляции Черного моря с высоким разрешением прибрежной зоны // Известия Российской академии наук. Физика атмосферы и океана. – 2016. – Т. 52, № 3. – С. 316-333. – DOI: 10.7868/S0002351516030147.
61. Залесный В. Б., Гусев А. В., Мошонкин С. Н. Численная модель гидродинамики Черного и Азовского морей с вариационной инициализацией температуры и солености // Известия Российской академии наук. Физика атмосферы и океана. – 2013. – Т. 49, № 6. – С. 699-716. – DOI: 10.7868/S000235151306014X.
62. Зацепин А. Г., Арашкевич Е. Г., Кубряков А. А. и др. Роль ветрового воздействия в поддержании первичной продукции в Черном море теплый период года // Сборник тезисов докладов пятнадцатой Всероссийской открытой конференции «Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса». – М.: ИКИ РАН, 2017. – С. 251.
63. Зацепин А. Г., Гинзбург А. И., Евдошенко М. А. и др. Вихревые структуры и горизонтальный водообмен в Черном море // Комплексные исследования северо-восточной части Черного моря / Отв. ред. А. Г. Зацепин, М. В. Флинт. М.: Наука, 2002. С. 55-81.

64. Зацепин А. Г., Кременецкий В. В., Кубряков А. А. и др. Распространение и трансформация вод поверхностного опресненного слоя в Карском море // Океанология. – 2015. – Т. 55, № 4. – С. 502-513. – DOI: 10.7868/S0030157415040152.
65. Зацепин А. Г., Кременецкий В. В., Станичный С. В. и др. Бассейновая циркуляция и мезомасштабная динамика Черного моря под ветровым воздействием // Современные проблемы динамики океана и атмосферы: сборник статей, посвященный 100-летию со дня рождения проф. П. С. Линейкина / Под ред. А. В. Фролова и Ю. Д. Реснянского. – М.: ТРИАДА ЛТД, 2010. – С. 347-368.
66. Зацепин А. Г., Островский А. Г., Кременецкий В. В. и др. Подспутниковый полигон для изучения гидрофизических процессов в шельфово-склоновой зоне Черного моря // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. – 2014. – Т. 50, № 1. – С. 16-29. – DOI: 10.7868/S0002351513060163.
67. Зацепин А. Г., Кременецкий В. В., Пиотух В. Б. и др. Формирование прибрежного течения в Черном море из-за пространственно-неоднородного ветрового воздействия на верхний квазиоднородный слой // Океанология. – 2008. – Т. 48, № 2. – С. 176-192.
68. Зацепин, А. Г., Голенко, Н. Н., Корж и др. Влияние динамики течений на гидрофизическую структуру вод и вертикальный обмен в деятельном слое Черного моря //Океанология. – 2007. – Т. 47. – №. 3. – С. 327-339.
69. Зернова В. В., Незлин Н. П. Сезонные изменения фитоцена северо-восточной части Черного моря в 1978 г. // Сезонные изменения черноморского планктона: [Сб. ст.] / [Отв. ред. Ю. И. Сорокин, В. И. Ведерников]. – М.: Наука, 1983. – С. 12-34.
70. Иванов А. Ю., Достовалов М. Ю., Синева А. А. Определение параметров нефтяных загрязнений по данным космической поляризационной радиолокационной съемки в районе нефтепромыслов «Нефтяные Камни» в Каспийском море // Исследование Земли из космоса. – 2011. – № 5. – С. 31-44.
71. Иванов В. А., Белокопытов В. Н. Океанография Черного моря. – Севастополь, 2011. – 209 с.
72. Иванов В. А., Кубряков А. И., Михайлова Э. Н. и др. Моделирование распресняющего эффекта речного стока во время весеннего половодья на северо-западном шельфе Черного моря // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. – 1996. – Т. 32, № 1. – С. 152-160.
73. Иванов В. А., Кубряков А. И., Любарцева С. П. и др. Моделирование гидрофизических процессов в морских прибрежных регионах // Морской гидрофизический журнал. – 2004. – № 2. – С. 8-28.
74. Ильин Ю. П., Белокопытов В. Н. Сезонная и межгодовая изменчивость параметров холодного промежуточного слоя в области Севастопольского антициклонического круговорота // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. – Севастополь, 2005. – Вып. 12. – С. 29-40.
75. Ильин Ю. П., Репетин Л. Н., Белокопытов В. Н. и др. Гидрометеорологические условия морей Украины. Том 2: Черное море. – Севастополь, 2012. – 421 с.
76. Ильин Ю. П., Фомин В. В., Дьяков Н. Н. и др. Гидрометеорологические условия морей Украины. Том 1: Азовское море. – Севастополь, 2009. – С. 276-304.
77. Каримова С. С. Исследование нестационарных вихревых структур Черного моря по данным инфракрасных и оптических изображений // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. – 2011. – Т. 8, № 4. – С. 228-244.
78. Клювиткин, А. А., Островский, А. Г., Лисицын. и др. Энергетический спектр скорости течения в глубокой части Чёрного моря //Доклады Академии наук. – 2019. – Т. 488. – №. 5. – С. 550-554.
79. Кныш В. В., Ибраев Р. А., Коротаев Г. К. и др. Сезонная изменчивость климатических течений Каспийского моря, восстановленная ассимиляцией климатической температуры и солености в модели циркуляции вод // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. – 2008. – Т. 44, № 2. – С. 251-265.

80. Кныш В. В., Коротаев Г. К., Демышев С. Г. и др. Долговременные изменения термохалинных и динамических характеристик Черного моря по климатическим данным температуры и солености и их ассимиляции в модели // Морской гидрофизический журнал. – 2005. – № 3. – С. 11-30.
81. Кныш В. В., Коротаев Г. К., Моисеенко В. А. и др. Сезонная и межгодовая изменчивость гидрофизических полей Черного моря, восстановленных на основе реанализа за период 1971-1993 гг. // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. – 2011. – Т. 47, № 3. – С. 433-446.
82. Копелевич, О. В., Салинг, И. В., Вазюля, С. В., Глуховец, Д. И., Шеберстов, С. В., Буренков, В. И., Каралли П.Г., Юшманова, А. В. Биооптические характеристики морей, омывающих берега западной половины России, по данным спутниковых сканеров цвета 1998-2017 гг // Типогр. «Ваш формат», Москва . 2018 г. 140 с.
83. Коротаев Г. К. О причине сезонного хода циркуляции Черного моря // Морской гидрофизический журнал. – 2001. – № 6. – С. 14-20.
84. Коротаев Г. К., Кныш В. В., Кубряков А. И. Исследование процессов формирования холодного промежуточного слоя по результатам реанализа гидрофизических полей Черного моря за 1971-1993 гг. // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. – 2014. – Т. 50, № 1. – С. 41-56.
85. Коротаев Г. К., Саркисян А. С., Кныш В. В. и др. Реанализ сезонной и межгодовой изменчивости полей Черного моря за 1993-2012 гг. // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. – 2016. – Т. 52, № 4. – С. 475-487.
86. Коротаев Г. К., Саенко О. А., Коблински Ч. Дж. и др. Оценка точности, методика и некоторые результаты усвоения альтиметрических данных TOPEX/POSEIDON в модели общей циркуляции Черного моря // Исследование Земли из космоса. – 1998. – № 3. – С. 3-17.
87. Коротенко К. А. Моделирование мезомасштабной циркуляции Черного моря // Океанология. – 2015. – Т. 55, № 6. – С. 909-915.
88. Коротенко К. А., Мамедов Р. М. Моделирование процесса распространения пятен нефти в прибрежной зоне Каспийского моря // Океанология. – 2001. – Т. 41, № 1. – С. 42-52.
89. Корчемкина Е. Н., Ли М. Е. Аномальные оптические характеристики вод Черного моря в июле 2012 года и их связь с концентрацией минеральной взвеси в воде // Морской гидрофизический журнал. – 2014. – № 2. – С. 67-72. – URL: http://xn--c1agq7a.xn--p1ai/images/files/2014/02/201402_06.pdf (дата обращения: 25.01.2021).
90. Корчемкина Е. Н., Ли М. Е. Аномальные оптические характеристики прибрежных вод Черного моря в июле 2012 года и их связь с концентрацией минеральной взвеси в воде // Фундаментальная и прикладная гидрофизика. – 2015. – Т. 8, № 4. – С. 101-105.
91. Костылева А. В. Распределение растворенного органического углерода в северо-восточной части Черного моря: автореферат дис. ... кандидата географических наук: 25.00.28. – Геленджик, 2015. – 23 с.
92. Кривенко О. В. Вертикальное распределение флуоресценции хлорофилла в Черном море в теплый период // Морской экологический журнал. – 2010. – № 2, Т. 9. – С. 5-21.
93. Кривенко О. В. Содержание и потребление неорганических соединений азота в Чёрном море // Морской экологический журнал. – 2008. – Т. 7, № 4. – С. 13-26.
94. Кривенко О. В., Пархоменко А. В. Пространственная и временная изменчивость биомассы фитопланктона в Черном море за период 1948-2001 гг. // Морской экологический журнал. – 2010. – № 4, Т. 9. – С. 5-24.
95. Кривошея В. Г., Москаленко Л. В., Овчинников И. М. и др. Особенности динамики вод и гидрологической структуры северо-восточной части Черного моря осенью 1993 г. // Океанология. – 1997. – Т. 37, № 3. – С. 352-358.
96. Кривошея В. Г., Титов В. Б., Овчинников И. М. и др. Влияние циркуляции вод и вихревых образований на глубинное положение верхней границы сероводородной зоны Черного моря // Океанология. – 2000. – Т. 40, № 6. – С. 816-825.

97. Кривошея В. Г., Москаленко Л. В., Мельников В. А. и др. Влияние изменчивости ветрового режима и термических условий на структуру и динамику вод в северо-восточной части Черного моря // Океанология. – 2012. – Т. 52, № 4. – С. 484-497.
98. Кривошея В. Г., Овчинников И. М., Титов В. Б. и др. Меандрирование Основного Черноморского течения и формирование вихрей в северо-восточной части Черного моря летом 1994 г. // Океанология. – 1998. – Т. 38, № 4. – С. 546-553.
99. Кубряков А. А. и др. Изменчивость толщины перемешанного слоя в Черном море и ее связь с динамикой вод и атмосферным воздействием //Морской гидрофизический журнал. – 2019. – Т. 35. – №. 5. – С. 449-468.
100. Кубряков А. А., Мизюк А. И., Пузина О. С. и др. Трехмерная идентификация синоптических вихрей Черного моря по расчетам численной модели NEMO // Морской гидрофизический журнал. – 2018. – № 1. – С. 20-28. – DOI: 10.22449/0233-7584-2018-1-20-28.
101. Кубряков А. А., Станичный С. В. Влияние вертикального вовлечения и динамики вод на возникновение аномально сильных цветений кокколитофорид в Черном море // Процессы в геосредах. – 2018. – № 3. – С. 70-71.
102. Кубряков А. А., Станичный С. В. Восстановление средней динамической топографии Черного моря для альтиметрических измерений // Исследование Земли из космоса. – 2011. – № 5. – С. 24-30.
103. Кубряков А. А., Станичный С. В. Динамика Батумского антициклона по спутниковым данным // Морской гидрофизический журнал. – 2015. – № 2. – С. 67-78. – DOI: 10.22449/0233-7584-2015-2-67-78.
104. Кубряков А. А., Станичный С. В. Оценка качества восстановления поверхностной геострофической циркуляции Черного моря по данным спутниковой альтиметрии на основе сопоставления с дрифтерными измерениями // Исследование Земли из космоса. – 2013. – № 3. – С. 3-12.
105. Кубряков А. А., Станичный С. В. Синоптические вихри в Черном море по данным спутниковой альтиметрии // Океанология. – 2015. – Т. 55, № 1. – С. 65-77. – DOI: 10.7868/S0030157415010104.
106. Кубряков А. А., Станичный С. В. Тренды уровня Черного моря по контактным и альтиметрическим наблюдениям // Метеорология и гидрология. – 2013. – № 5. – С. 48-55.
107. Кубряков А. А., Станичный С. В., Калинин Е. И. Комплексное использование спутниковых данных для расчета траекторий плавающих объектов на морской поверхности // XII Конференция молодых ученых «Фундаментальные и прикладные космические исследования»: сборник трудов. Сер. «Механика, управление и информатика» / Под ред. А. М. Садовского. – М.: ИКИ РАН, 2015. – С. 41-49.
108. Кубряков А. А., Станичный С. В., Зацепин А. Г. и др. Распространение речных вод в Черном и Карском морях по спутниковым измерениям уровня, солености и хлорофилла а // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. – Севастополь, 2013. – Вып. 27. – С. 394-398.
109. Кубряков А. А., Шокуров М. В., Станичный С. В. и др. Температурные контрасты суша-море в Черноморском регионе и их связь с изменчивостью приводного ветра // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. – 2015. – Т. 51, № 4. – С. 508-518.
110. Кубряков А. И., Попов М. А. Моделирование циркуляции и распространения загрязняющей примеси в Балаклавской бухте //Морской гидрофизический журнал. – 2005. – №. 3. – С. 49-61.
111. Кубрякова Е. А. Моделирование процессов горизонтального и вертикального транспорта соли и биогенных элементов в Черном море: автореферат дис. ... кандидата физико-математических наук: 25.00.28. – Севастополь, 2018. – 21 с. –URL: http://mhi-ras.ru/assets/files/Kubryakova_avtoreferat.pdf (дата обращения: 25.01.2021).

112. Кубрякова Е. А., Коротаев Г. К. Влияние вертикальных движений на поддержание баланса нитратов в Черном море на основе численного моделирования // Океанология. – 2016. – Т. 56, № 1. – С. 30-40.
113. Кубрякова Е. А., Коротаев Г. К. Механизм горизонтального массо-и солеобмена между водами континентального склона и центральной части Черного моря // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. – 2017. – Т. 53, № 1. – С. 115-124. – DOI: 10.7868/S0002351517010072.
114. Кубрякова Е. А., Кубряков А. А. Сезонная изменчивость концентрации фитопланктона в Черном море по данным численного моделирования и спутниковых оптических измерений // XII Конференция молодых ученых «Фундаментальные и прикладные космические исследования»: сборник трудов. Сер. «Механика, управление и информатика» / Под ред. А. М. Садовского. – М.: ИКИ РАН, 2015. – С. 50-57.
115. Кубрякова Е. А., Кубряков А. А., Станичный С. В. Влияние зимнего выхолаживания на вертикальное вовлечение вод и интенсивность цветения фитопланктона в Черном море // Морской гидрофизический журнал. – 2018. – Т. 34, № 3. – С. 206-222. – DOI: 10.22449/0233-7584-2018-3-206-222.
116. Лаврова О. Ю., Костяной А. Г., Лебедев С. А. и др. Комплексный спутниковый мониторинг морей России. – М.: ИКИ РАН, 2011. – 480 с.
117. Латун В. С. Влияние антициклонических вихрей на водообмен между северо–западным мелководьем и глубоководной частью Черного моря // Комплексные экологические исследования Черного моря. – Севастополь: МГИ НАНУ, 1995. – С. 37-47.
118. Латун В. С. Антициклонические вихри в Черном море летом 1984 года // Морской гидрофизический журнал. – 1989. – № 3. – С. 27-35.
119. Латун В. С. Энергоснабжение глубоких антициклонических вихрей Черного моря // Комплексные океанографические исследования Черного моря: Сб. науч. тр. / АН УССР. – Севастополь: МГИ АН УССР, 1990. – С. 10-21.
120. Ли М. Е., Шибанов Е. Б., Корчёмкина Е. Н. и др. Определение концентрации примесей в морской воде по спектру яркости восходящего излучения // Морской гидрофизический журнал. – 2015. – № 6. – С. 17-33. – DOI: 10.22449/0233-7584-2015-6-17-33.
121. Лишаев П. Н., Коротаев Г. К., Кныш В. В. и др. Восстановление синоптической изменчивости гидрофизических полей Черного моря на основе реанализа за 1980-1993 годы // Морской гидрофизический журнал. – 2014. – № 5. – С. 49-68.
122. Маньковский В. И., Мишонов А. В., Соловьев М. В. Гидрооптические характеристики подспутниковых полигонов в Средиземном и Черном морях по результатам исследований в 1998 г. на НИС «Горизонт» // Морской гидрофизический журнал. – 2003. – № 1. – С. 18-29.
123. Маньковский В. И., Соловьев М. В. Связь показателя ослабления излучения с концентрацией взвеси в водах Черного моря // Морской гидрофизический журнал. – 2003. – № 2. – Р. 60-65.
124. Маньковский В. И., Толкаченко Г. А., Шибанов Е. Б. и др. Оптические характеристики прибрежных вод и атмосферы в районе Южного берега Крыма в конце летнего сезона 2008 года // Морской гидрофизический журнал. – 2010. – № 3. – С. 52-74.
125. Маркова Н. В., Багаев А. В. Оценка скоростей глубоководных течений в Черном море по данным дрейфующих буев-профилемеров Argo // Морской гидрофизический журнал. – 2016. – № 3. – С. 26-39. – DOI: 10.22449/0233-7584-2016-3-26-39.
126. Марчук Г. И., Патон Б. Е., Коротаев Г. К. и др. Информационно-вычислительные технологии – новый этап развития оперативной океанографии // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. – 2013. – Т. 49, № 6. – С. 629-642. – DOI: 10.7868/S0002351513060114.

127. Матвеев А. Я., Кубряков А. А., Боев А. Г. и др. Валидация метода спутниковой радиолокационной многоугловой диагностики нефтяных загрязнений морской поверхности // Радиофизика и электроника. – 2015. – Т. 6(20), № 2. – С. 20-31.
128. Матишов Г. Г., Гаргопа Ю. М., Бердников С. В. и др. Закономерности экосистемных процессов в Азовском море. – М.: Наука 2006. – 304 с.
129. Мизюк А. И., Коротаев Г. К. Спутниковые данные для исследования динамики поверхностного слоя Черного моря: альтиметрия на регулярной сетке и ИК-изображения высокого разрешения // Морской гидрофизический журнал. – 2019. – Т. 35, № 3. – С. 233-247. – DOI: 10.22449/0233-7584-2019-3-233-247.
130. Микаэлян А. С., Силкин В. А., Паутова Л. А. Развитие кокколитофорид в Черном море: межгодовые и многолетние изменения // Океанология. – 2011. – Т. 51, № 1. – С. 45-53.
131. Моисеенко В. А., Белокопытов В. Н. Оценка качества массива данных гидрологических измерений, подготовленного для решения задачи реанализа состояния Черного моря 1985-1994 гг. // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. – Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2008. – Вып. 16. – С. 184-189.
132. Монин А. С., Красицкий В. П. Явления на поверхности океана. – Л.: Гидрометеоиздат, 1985. – 375 с.
133. Монин А. С., Обухов А. М. Основные закономерности турбулентного перемешивания в приземном слое атмосферы // Труды Геофизического института АН СССР. – 1954. – № 24(151). – С. 163-187.
134. Новороссийская бора / [Отв. ред. А. М. Гусев]. – М.: Изд-во АН СССР, 1959. – 140 с. 140 с. – (Труды Морского гидрофизического института; Т. 14).
135. Овчинников И. М., Попов Ю. И. Формирование холодного промежуточного слоя в Черном море // Океанология. – 1987. – Т. 27, № 5. – С. 739-746.
136. Овчинников И. М., Титов В. Б. Антициклоническая завихренность течений в прибрежной зоне Черного моря // Доклады АН СССР. – 1990. – Т. 314, № 5. – С. 1236-1239.
137. Овчинников И. М., Титов В. Б., Кривошея В. Г. и др. Основные гидрофизические процессы и их роль в экологии вод Черного моря // Океанология. – 1993. – Т. 33, № 6. – С. 801-807.
138. Паутова Л. А., Микаэлян А. С., Силкин В. А. Структура планктонных фитоценов шельфовых вод северо-восточной части Черного моря в период массового развития Emiliania Huxleyi в 2002-2005 гг. // Океанология. – 2007. – Т. 47, № 3. – С. 408-417.
139. Пиотух В. Б., Зацепин А. Г., Казьмин А. С. и др. Реакция термохалинных характеристик деятельного слоя Черного моря на зимнее выхолаживание // Океанология. – 2011. – Т. 51, № 2. – С. 232-241.
140. Пиотух В. Б., Зацепин А. Г., Казьмин А. С. и др. Оценка влияния зимнего атмосферного форсинга на изменчивость термохалинных характеристик деятельного слоя Черного моря // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. – 2009. – Т. 6, № 1. – С. 442-450.
141. Подымов О. И., Зацепин А. Г., Островский А. Г. Вертикальный турбулентный обмен в черноморском пикноклине и его связь с динамикой вод //Океанология. – 2017. – Т. 57. – №. 4. – С. 546-559.
142. Полонский А. Б., Гармашов А. В., Коровушкин А. И. и др. Изменчивость характеристик ветра в северо-западной части Черного моря с 1996 по 2001 гг. // Системы контроля окружающей среды. – Севастополь, 2008. – С. 320-324.
143. Полонский А. Б., Фомин В. В., Гармашов А. В. Характеристики ветрового волнения Черного моря // Доклады НАН Украины. – 2011. – № 8. – С. 108-112.
144. Полонский А. Б., Шокурова И. Г., Белокопытов В. Н. Десятилетняя изменчивость температуры и солености в Черном море //Морской гидрофизический журнал. – 2013. – №. 6.

145. Попов Ю. И., Ковалишина С. П., Грандова М. А. и др. Многолетние изменения характеристик морских вод и фитопланктона северо-западного шельфа Черного моря // Современные рыбохозяйственные и экологические проблемы Азово-Черноморского региона: материалы VII Международной конференции. Керчь, 20-23 июня 2012 г. – Керчь: ЮгНИРО, 2012. – Т. 1. – С. 171-178.
146. Пузина О. С., Мизюк А. И. Влияние параметров вертикального перемешивания на температуру верхнего слоя Черного моря // Комплексные исследования Мирового океана. Материалы II Всероссийской научной конференции молодых ученых, г. Москва, 10-14 апреля 2017 г. – М.: ИО РАН, 2017. – С. 227-229.
147. Пустовойтенко В. В., Малиновский В. В. Некоторые особенности обработки информации спутниковой радиолокационной станции бокового обзора ИСЗ «Січ-1» // Морской гидрофизический журнал. – 1998. – № 3. – С. 70-77.
148. Рева Ю. А. Межгодовые колебания уровня Черного моря // Океанология. – 1997. – Т. 37, № 2. – С. 211-219.
149. Репетин Л. Н., Белокопытов В. Н. Режим ветра над побережьем и шельфом северо-восточной части Черного моря // Наукові праці Українського науково-дослідного гідрометеорологічного інституту. – К., 2008. – Вып. 257. – С. 84-105.
150. Репетин Л. Н., Белокопытов В. Н. Режим ветра северо-западной части Черного моря и его климатические изменения // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. – Севастополь, 2008. – Вып. 17. – С. 225-243.
151. Скопинцев Б. А. Формирование современного химического состава вод Черного моря. – Гидрометеоиздать, 1975.
152. Сорокин Ю. И. Черное море: Природа, ресурсы. – М.: Наука, 1982. – 217 с.
153. Справочник по климату Черного моря / Под ред. д-ра геогр. наук А. И. Соркиной. – М.: Гидрометеоиздат. Моск. отд-ние, 1974. – 406 с.
154. Станичный С. В., Баянкина Т. М., Пиотух В. В. и др. Сравнение статистических характеристик полей ветра над акваторией Черного моря, полученных по данным реанализа NCEP, NMA и спутника QUIKSCAT // Системы контроля окружающей среды. – Севастополь, 2006. – Вып. 9. – С. 159.
155. Стельмах Л. В., Бабич И. И. Сезонная изменчивость отношения органического углерода к хлорофиллу “a” и факторы, ее определяющие в фитопланктоне прибрежных вод Черного моря // Морской экологический журнал. – 2006. – № 2, Т. 5. – С. 74-87.
156. Стельмах Л. В., Мансурова И. М. Эколого-физиологические основы биоразнообразия фитопланктона Черного моря // Экосистемы, их оптимизация и охрана. – 2012. – Вып. 7. – С. 149-158.
157. Стельмах Л. В., Сеничева М. И., Бабич И. И. Эколого-физиологические основы «цветения» воды, вызываемого *Emiliania huxleyi* в Севастопольской бухте // Экология моря. – 2009. – Т. 77. – С. 28-32.
158. Суслин В. В., Чурилова, Т. Я., Ли, М. Е., Мончева, С., & Финенко. Хлорофилла-а в Черном море: сравнение спутниковых алгоритмов //Фундаментальная и прикладная гидрофизика. – 2018. – Т. 11. – №. 3. – С. 64-72.
159. Суханов В. П. Переработка нефти. – М.: Высшая школа, 1979. – 335 с.
160. Суханова И. Н. Феномен массового развития кокколитофорид в позднеосенний период в Черном море // Доклады АН СССР. – 1995. – Т. 340, № 2. – С. 256-259.
161. Титов В. Б. Влияние многолетней изменчивости климатических условий на гидрологическую структуру и экологию Черного моря // Водные ресурсы. – 2004. – Т. 31, № 4. – С. 407-413.
162. Титов В. Б. Интегральный эффект воздействия термического и динамического факторов атмосферы на гидрологическую структуру вод Черного моря // Океанология. – 2004. – Т. 44, № 6. – С. 837-842.

163. Титов В. Б. О роли вихрей в формировании режима течений на шельфе Черного моря и в экологии прибрежной зоны // Океанология. – 1992. – Т. 32, № 1. – С. 39-48.
164. Титов В. Б. Формирование верхнего конвективного слоя и холодного промежуточного слоя в Черном море в зависимости от суровости зим // Океанология. – 2004. – Т. 44, № 3. – С. 354-357.
165. Титов В. Б. Характеристики Основного черноморского течения и прибрежных антициклонических вихрей в российском секторе Черного моря // Океанология. – 2002. – Т. 42, № 5. – С. 668-676.
166. Титов, В. Б. О связи между сезонными атмосферными условиями и параметрами гидрологической структуры вод в северо-восточной части Черного моря // Океанология. – 2003. – Т. 43, № 3. – С. 347-355.
167. Толокнов Ю. Н., Коровушкин А. И., Козлов К. Г. Автоматизированный гидрометеорологический комплекс // Системы контроля окружающей среды. – Севастополь, 1998. – С. 12-17.
168. Толстошеев А. П., Лунев Е. Г., Мотыжев В. С. Развитие средств и методов дрифтерной технологии применительно к проблеме изучения Черного моря // Океанология. – 2008. – Т. 48, № 1. – С. 149-158.
169. Федоров А. М., Кубряков А. А., Белоненко Т. В. Многолетние изменения крупномасштабной циркуляции в Северной Атлантике на основе спутниковых альтиметрических измерений // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. – 2017. – Т. 14, № 7. – С. 225-237. – DOI: 10.21046/2070-7401-2017-14-7-225-237.
170. Финенко З. З., Суслин В. В., Ковалева И. В. Сезонные и многолетние изменения Хлорофилла в Черном море по спутниковым наблюдениям // Океанология. – 2014. – Т. 54, № 5. – С. 635-635. – DOI: 10.7868/S0030157414050062.
171. Финенко З. З., Суслин В. В., Чурилова Т. Я. Региональная модель для расчёта первичной продукции чёрного моря с использованием данных спутникового сканера цвета SeaWiFS // Морской экологический журнал. – 2009. – Т. 8, № 1. – Р. 81-106.
172. Финенко З. З., Чурилова Т. Я., Ли Р. И. Вертикальное распределение хлорофилла и флуоресценции в Черном море // Морской экологический журнал. – 2005. – № 1, Т. 4. – С. 15-45.
173. Финенко З. З., Чурилова Т. Я., Сосик Х. М. и др. Изменчивость фотосинтетических параметров фитопланктона в поверхностном слое Черного моря // Океанология. – 2002. – Т. 42, № 1. – С. 60-75.
174. Халиулин А. Х., Годин Е. А., Ингеров А. В. и др. Банк океанографических данных Морского гидрофизического института: информационные ресурсы для поддержки исследований прибрежной зоны Черного моря // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон моря. – 2016. – Вып. 1. – С. 89-95.
175. Холод А. Л., Коротаев Г. К. Воспроизведение инерционных колебаний, вызванных сильным штормом, в оперативной модели циркуляции вод Черного моря //Метеорология и гидрология. – 2018. – №. 12. – С. 61-68.
176. Чурилова Т. Я., Суслин В. В. О причинах доминирования *Emiliania huxleyi* в фитопланктоне глубоководной части Черного моря в начале лета // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. – Севастополь, 2012. – Вып. 26, т. 2. – С. 195-203.
177. Шокуров М. В. Численное моделирование атмосферной циркуляции над Черным морем // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. – Севастополь, 2011. – Вып. 25, т. 2. – С. 91-113.
178. Шокуров М. В., Шокурова И. Г. Завихренность напряжения трения ветра на поверхности Черного моря при различных ветровых режимах // Морской гидрофизический журнал. – 2017. – № 6. – С. 13-26. – DOI: 10.22449/0233-7584-2017-6-13-26.

179. Юнев О. А. Эвтрофикация и годовая первичная продукция фитопланктона глубоководной части Черного моря // Океанология. – 2011. – Т. 51, № 4. – С. 658-668.
180. Яровая Д. А., Ефимов В. В. Мезомасштабные циклонические вихри над Черным морем // Метеорология и гидрология. – 2014. – № 6. – С. 28-39.
181. Ясакова О. Н., Станичный С. В. Аномальное цветение Emiliania huxleyi (Prymnesiophyceae) в Черном море в 2012 г. // Морской экологический журнал. – 2012. – Т. 11, № 4. – С. 11-54. – URL: https://repository.marine-research.org/bitstream/299011/1255/1/Yasakova.pdf (дата обращения: 20.01.2021).
182. Abernathey R. P., Marshall J. Global surface eddy diffusivities derived from satellite altimetry // Journal of Geophysical Research: Oceans. – 2013. – Vol. 118, iss. 2. – P. 901-916. – https://doi.org/10.1002/jgrc.20066.
183. Acker J., Lyon P., Hoge F. et al. Interaction of Hurricane Katrina with optically complex water in the Gulf of Mexico: interpretation using satellite-derived inherent optical properties and chlorophyll concentration // IEEE Geoscience and Remote Sensing Letters. – 2009. – Vol. 6, no. 2. – P. 209-213. – DOI: 10.1109/LGRS.2008.2007658.
184. Akpinar A. A., Ponce de León S. An assessment of the wind re-analyses in the modelling of an extreme sea state in the Black Sea // Dynamics of Atmospheres and Oceans. – 2016. – Vol. 73. – P. 61-75. – https://doi.org/10.1016/j.dynatmoce.2015.12.002.
185. Akpinar A., Fach B. A., Oguz T. Observing the subsurface thermal signature of the Black Sea cold intermediate layer with Argo profiling floats // Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers. – 2017. – Vol. 124. – P. 140-152. – https://doi.org/10.1016/j.dsr.2017.04.002.
186. Alderkamp A.-C., de Baar H. J. *W*., Visser R. J. *W*. et al. Can photoinhibition control phytoplankton abundance in deeply mixed water columns of the Southern Ocean? // Limnology and Oceanography. – 2010. – Vol. 55, iss. 3. – P. 1248-1264. – https://doi.org/10.4319/lo.2010.55.3.1248.
187. Alderkamp A.-C., Garcon V., de Baar H. J.*W*. et al. Short-term photoacclimation effects on photoinhibition of phytoplankton in the Drake Passage (Southern Ocean) // Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers. – 2011. – Vol. 58, iss. 9. – P. 943-955. – https://doi.org/10.1016/j.dsr.2011.07.001.
188. Alford M. H., MacKinnon J. A., Simmons H. L. et al. Near-inertial internal gravity waves in the ocean // Annual Review of Marine Science. – 2016. – Vol. 8. – P. 95-123. – https://doi.org/10.1146/annurev-marine-010814-015746.
189. Allenbach K., Garonna I., Herold C. et al. Black Sea beaches vulnerability to sea level rise // Environmental Science & Policy. – 2015. – Vol. 46. – P. 95-109. – https://doi.org/10.1016/j.envsci.2014.07.014.
190. Alpar B. Vulnerability of Turkish coasts to accelerated sea-level rise // Geomorphology. – 2009. – Vol. 107, iss. 1-2. – P. 58-63. – https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2007.05.021.
191. Alvera-Azcárate A. et al. Detection of shadows in high spatial resolution ocean satellite data using DINEOF //Remote Sensing of Environment. – 2021. – Т. 253. – С. 112229.
192. Amores A., Melnichenko O., Maximenko N. Coherent mesoscale eddies in the North Atlantic subtropical gyre: 3-*D* structure and transport with application to the salinity maximum // Journal of Geophysical Research: Oceans. – 2017. – Vol. 122, iss. 1. – P. 23-41. – https://doi.org/10.1002/2016JC012256.
193. Ari Sadarjoen I., Post F. H. Detection, quantification, and tracking of vortices using streamline geometry // Computers & Graphics. – 2000. – Vol. 24, iss. 3. – P. 333-341. – https://doi.org/10.1016/S0097-8493(00)00029-7.
194. Arkhipkin V. S., Gippius F. N., Koltermann K. P. et al. Wind waves in the Black Sea: results of a hindcast study // Natural Hazards and Earth System Sciences. – 2014. – Vol. 14, iss. 11. – P. 2883-2897. – https://doi.org/10.5194/nhess-14-2883-2014.

195. Avsar N. B., Jin S., Kutoglu H. et al. Sea level change along the Black Sea coast from satellite altimetry, tide gauge and GPS observations // Geodesy and Geodynamics. – 2016. – Vol. 7, iss. 1. – P. 50-55. – https://doi.org/10.1016/j.geog.2016.03.005.
196. Avsar N. B., Kutoglu S. H., Erol B. et al. Coastal risk analysis of the Black Sea under the sea level rise (7725) [Electronic resource] // FIG Working Week 2015 "From the Wisdom of the Ages to the Challenges of the Modern World": proceedings. – Sofia, 2015. – URL: http://www.fig.net/resources/proceedings/fig_proceedings/fig2015/papers/ts05a/TS05A_avsar_kutoglu_et_al_7725_abs.pdf (date of access: 10.01.2020).
197. Aytan U., Feyzioglu A. M., Valente A. et al. Microbial plankton communities in the coastal southeastern Black Sea: biomass, composition and trophic interactions // Oceanologia. – 2018. – Vol. 60, iss. 2. – P. 139-152. – https://doi.org/10.1016/j.oceano.2017.09.002.
198. Babin S. M., Carton J. A., Dickey T. *D*. et al. Satellite evidence of hurricane-induced phytoplankton blooms in an oceanic desert // Journal of Geophysical Research: Oceans. – 2004. – Vol. 109, iss. C3. – C03043. – https://doi.org/10.1029/2003JC001938.
199. Bajo M., Ferrarin C., Dinu I. et al. The water circulation near the Danube Delta and the Romanian coast modelled with finite elements // Continental Shelf Research. – 2014. – Vol. 78. – P. 62-74. – https://doi.org/10.1016/j.csr.2014.02.006.
200. Balch *W*. M. The ecology, biogeochemistry, and optical properties of coccolithophores // Annual Review of Marine Science. – 2018. – Vol. 10. – P. 71-98. – https://doi.org/10.1146/annurev-marine-121916-063319.
201. Balch *W*. M., Drapeau *D*. T., Bowler B. C. et al. The contribution of coccolithophores to the optical and inorganic carbon budgets during the Southern Ocean Gas Exchange Experiment: New evidence in support of the "Great Calcite Belt" hypothesis // Journal of Geophysical Research: Oceans. – 2011. – Vol. 116, iss. C4. – C00F06. – DOI: 10.1029/2011JC006941.
202. Balch *W*. M., Holligan P. M., Ackleson S. G. et al. Biological and optical properties of mesoscale coccolithophore blooms in the Gulf of Maine // Limnology and Oceanography. – 1991. – Vol. 36, iss. 4. – P. 629-643. – https://doi.org/10.4319/lo.1991.36.4.0629.
203. Balch *W*. M., Kilpatrick K. A., Holligan P. et al. The 1991 coccolithophore bloom in the central North Atlantic. 2. Relating optics to coccolith concentration // Limnology and Oceanography. – 1996. – Vol. 41, iss. 8. – P. 1684-1696. – https://doi.org/10.4319/lo.1996.41.8.1684.
204. Banse K. Should we continue to use the 1% light depth convention for estimating the compensation depth of phytoplankton for another 70 years? // Limnology and Oceanography Bulletin. – 2004. – Vol. 13, iss. 3. – P. 49-52. – https://doi.org/10.1002/lob.200413349.
205. Beaufort L., Couapel M., Buchet N. et al. Calcite production by coccolithophores in the south east Pacific Ocean // Biogeosciences. – 2008. – Vol. 5, iss. 4. – P. 1101-1117. – https://doi.org/10.5194/bg-5-1101-2008.
206. Beaufort L., Heussner S. Coccolithophorids on the continental slope of the Bay of Biscay – production, transport and contribution to mass fluxes // Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography. – 1999. – Vol. 46, iss. 10. – P. 2147-2174. – https://doi.org/10.1016/S0967-0645(99)00058-2.
207. Beckers J. M., Gregoire M., Nihoul J. C. J. et al. Modelling the Danube-influenced north-western continental shelf of the Black Sea. I: Hydrodynamical processes simulated by 3-*D* and box models // Estuarine, Coastal and Shelf Science. – 2002. – Vol. 54, iss. 3. – P. 453-472. – https://doi.org/10.1006/ecss.2000.0658.
208. Becquevort S., Bouvier T., Lancelot C. et al. The seasonal modulation of organic matter utilization by bacteria in the Danube-Black Sea mixing zone // Estuarine, Coastal and Shelf Science. – 2002. – Vol. 54, iss. 3. – P. 337-354. – https://doi.org/10.1006/ecss.2000.0651.
209. Benli H. A. Investigation of plankton distribution in the southern Black Sea and its effects on particle flux // Particle flux in the ocean / E. T. Degens, E. Izdar, S. Honjo (Eds.). – Hamburg: Geologisch-Paleontologischen Institut, Universitat, 1987. – P. 77-87. –

(Mitteilungen aus dem Geologisch-Paläontologischen Institut der Universität Hamburg; band 62).

210. Benner I., Passow U. Utilization of organic nutrients by coccolithophores // Marine Ecology Progress Series. – 2010. – Vol. 404. – P. 21-29. – https://doi.org/10.3354/meps08474.

211. Berry A., Dabrowski T., Lyons K. The oil spill model OILTRANS and its application to the Celtic Sea // Marine Pollution Bulletin. – 2012. – Vol. 64, iss. 11. – P. 2489-2501. – https://doi.org/10.1016/j.marpolbul.2012.07.036.

212. Berseneva G. P., Churilova T. Y., Georgieva L. V. Seasonal variability of the chlorophyll and phytoplankton biomass in the western part of the Black Sea // Oceanology. – 2004. – Vol. 44, no. 3. – P. 362-371.

213. Billen G. Delayed development of bacterioplankton with respect to phytoplankton: a clue for understanding their trophic relationships // Proceedings of the Fourth International Workshop on the Measurement of Microbial Activities in the Carbon Cycle in Aquatic Ecosystems. – Stuttgart, 1990. – P. 191-201. – (Advances in Limnology; volume 34). – URL: https://www.researchgate.net/publication/291773821_Delayed_development_of_bacterioplankton_with_respect_to_phytoplankton_A_clue_for_understanding_their_trophic_relationships/citation/download (date of access: 26.01.2021).

214. Birkenes E., Braarud T. Phytoplankton in the Oslo Fjord during a "Coccolithus huxleyi-summer". – Oslo: Dybwad, 1952. – 23 p.

215. Birol Kara A., Hurlburt H. E., Wallcraft A. J. Black Sea mixed layer sensitivity to various wind and thermal forcing products on climatological time scales // Journal of Climate. – 2005. – Vol. 18, no. 24. – P. 5266-5293. – https://doi.org/10.1175/JCLI3573R2.1.

216. Bisson K. M., Boss E., Westberry T. K. et al. Evaluating satellite estimates of particulate backscatter in the global open ocean using autonomous profiling floats // Optics Express. – 2019. – Vol. 27, iss. 21. – P. 3191. – DOI: 10.1364/OE.27.030191.

217. Blough N. V., Zafiriou O. C., Bonilla J. Optical absorption spectra of waters from the Orinoco River outflow: Terrestrial input of colored organic matter to the Caribbean //Journal of Geophysical Research: Oceans. – 1993. – Т. 98. – №. С2. – С. 2271-2278.

218. Blumberg A. F., Mellor G. L. A description of a three-dimensional coastal ocean model. in Three Dimensional Shelf Models, Coastal Estuarine Sci., vol. 5, edited by N. Heaps, AGU, Washington. – 1987.

219. Boss E., Behrenfeld M. In situ evaluation of the initiation of the North Atlantic phytoplankton bloom // Geophysical Research Letters. – 2010. – Vol. 37, iss. 18. – L18603. – https://doi.org/10.1029/2010GL044174.

220. Boss E., Pegau *W*. S. Relationship of light scattering at an angle in the backward direction to the backscattering coefficient // Applied Optics. – 2001. – Vol. 40, iss. 30. – P. 5503-5507. – https://doi.org/10.1364/AO.40.005503.

221. Boyev A. G., Karvitskii G. E., Matveyev A. Ya. et al. Evaluation of oil film parameters on the sea surface using multifrequency radar data // Telecommunications and Radio Engineering. – 1997. – Vol. 51, iss. 8. – P. 4-12. – DOI: 10.1615/TelecomRadEng.v51.i8.20.

222. Bratbak G., Egge J. K., Heldal M. Viral mortality of the marine alga *Emiliania huxleyi* (Haptophyceae) and termination of algal blooms // Marine Ecology Progress Series. – 1993. – Vol. 93. – P. 39-48. – DOI: 10.3354/meps093039.

223. Bratbak G., Jacobsen A., Heldal M. Viral lysis of *Phaeocystis pouchetii* and bacterial secondary production // Aquatic Microbial Ecology. – 1998. – Vol. 16, no. 1. – P. 11-16. – DOI: 10.3354/ame016011.

224. Bratbak G., Wilson *W*., Heldal M. Viral control of *Emiliania huxleyi* blooms? // Journal of Marine Systems. – 1996. – Vol. 9, iss. 1-2. – P. 75-81. – https://doi.org/10.1016/0924-7963(96)00018-8.

225. Brussaard C. P. *D*. Viral control of phytoplankton populations – a review // The Journal of Eukaryotic Microbiology. – 2004. – Vol. 51, iss. 2. – P. 125-138. – https://doi.org/10.1111/j.1550-7408.2004.tb00537.x.

226. Brussaard C. P. *D*., Kempers R. S., Kop A. J. Virus-like particles in a summer bloom of *Emiliania huxleyi* in the North Sea // Aquatic Microbial Ecology. – 1996. – Vol. 10, no. 2. – P. 105-113. – DOI: 10.3354/ame010105.
227. Buchan A., LeCleir G. R., Gulvik C. A. et al. Master recyclers: features and functions of bacteria associated with phytoplankton blooms // Nature Reviews Microbiology. – 2014. – Vol. 12, iss. 10. – P. 686-698. – https://doi.org/10.1038/nrmicro3326.
228. Buitenhuis E. T., Pangerc T., Franklin *D*. J. et al. Growth rates of six coccolithophorid strains as a function of temperature // Limnology and Oceanography. – 2008. – Vol. 53, iss. 3. – P. 1181-1185. – https://doi.org/10.4319/lo.2008.53.3.1181.
229. Burlakova Z. P., Eremeeva L. V., Konovalov S. K. Particulate organic matter of Black Sea euphotic zone: seasonal and long-term variation of spatial distribution and composition // Sensitivity to Change: Black Sea, Baltic Sea and North Sea / E. Özsoy, A. S. Mikaelyan (eds.). – Dordrecht: Springer, 1997. – P. 223-238. – https://doi.org/10.1007/978-94-011-5758-2_18.
230. Businger J. A., Wyngaard J. C., Izumi Y. et al. Flux-profile relationships in the atmospheric surface layer // Journal of the Atmospheric Sciences. – 1971. – Vol. 28, no. 2. – P. 181-189. – https://doi.org/10.1175/1520-0469(1971)028<0181:FPRITA>2.0.CO;2.
231. Byju P., Prasanna Kumar S. Physical and biological response of the Arabian Sea to tropical cyclone Phyan and its implications // Marine Environmental Research. – 2011. – Vol. 71, iss. 5. – P. 325-330. – https://doi.org/10.1016/j.marenvres.2011.02.008.
232. Caldwell *D*. R., Van Atta C. *W*., Helland K. N. A laboratory study of the turbulent Ekman layer // Geophysical Fluid Dynamics. – 1972. – Vol. 3, iss. 1. – P. 125-160. – https://doi.org/10.1080/03091927208236078.
233. Callieri C., Slabakova V., Dzhembekova N. et al. The mesopelagic anoxic Black Sea as an unexpected habitat for *Synechococcus* challenges our understanding of global "deep red fluorescence" // The ISME Journal. – 2019. – Vol. 13, iss. 7. – P. 1676-1687. – https://doi.org/10.1038/s41396-019-0378-z.
234. Capet A., Barth A., Beckers J.-M. et al. Interannual variability of Black Sea's hydrodynamics and connection to atmospheric patterns // Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography. – 2012. – Vol. 77-80. – P. 128-142. – https://doi.org/10.1016/j.dsr2.2012.04.010.
235. Capet A., Meysman F. J. R., Akoumianaki I. et al. Integrating sediment biogeochemistry into 3D oceanic models: A study of benthic-pelagic coupling in the Black Sea // Ocean Modelling. – 2016. – Vol. 101. – P. 83-100. – https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2016.03.006.
236. Capet A., Stanev E. V., Beckers J.-M. et al. Decline of the Black Sea oxygen inventory // Biogeosciences. – 2016. – Vol. 13, iss. 4. – P. 1287-1297. – https://doi.org/10.5194/bg-13-1287-2016.
237. Capet A., Vandenbulcke L., Grégoire M. A new intermittent regime of convective ventilation threatens the Black Sea oxygenation status //Biogeosciences. – 2020. – V. 17. – №. 24. – pp. 6507-6525.
238. Capet X., McWilliams J. C., Molemaker M. J. Mesoscale to submesoscale transition in the California Current System. Part I: Flow structure, eddy flux, and observational tests // Journal of Physical Oceanography. – 2008. – Vol. 38, no. 1. – P. 29-43. – https://doi.org/10.1175/2007JPO3671.1.
239. Carrere L., Faugère Y., Ablain M. Major improvement of altimetry sea level estimations using pressure-derived corrections based on ERA-Interim atmospheric reanalysis //Ocean Science. – 2016. – Т. 12. – №. 3. – С. 825-842.
240. Carrère L., Lyard F. Modeling the barotropic response of the global ocean to atmospheric wind and pressure forcing – comparisons with observations // Geophysical Research Letters. – 2003. – Vol. 30, iss. 6. – 1275. –https://doi.org/10.1029/2002GL016473.
241. Carval T., Keeley R., Takatsuki Y. et al. Argo user's manual V3.2. – Ifremer, 2017. – 109 p. – https://doi.org/10.13155/29825.

242. Castberg T., Larsen A., Sandaa R. A. et al. Microbial population dynamics and diversity during a bloom of the marine coccolithophorid *Emiliania huxleyi* (Haptophyta) // Marine Ecology Progress Series. – 2001. – Vol. 221. – P. 39-46. – DOI: 10.3354/meps221039.
243. Castberg T., Thyrhaug R., Larsen A. et al. Isolation and characterization of a virus that infects *Emiliania huxleyi* (haptophyta) // Journal of Phycology. – 2002. – Vol. 38, iss. 4. – P. 767-774. – https://doi.org/10.1046/j.1529-8817.2002.02015.x.
244. Castelao R. M., He R. Mesoscale eddies in the South Atlantic Bight // Journal of Geophysical Research: Oceans. – 2013. – Vol. 118, iss. 10. – P. 5720-5731. – https://doi.org/10.1002/jgrc.20415.
245. Cauwet G., Déliat G., Krastev A. et al. Seasonal DOC accumulation in the Black Sea: a regional explanation for a general mechanism // Marine Chemistry. – 2002. – Vol. 79, iss. 3-4. – P. 193-205. – https://doi.org/10.1016/S0304-4203(02)00064-6.
246. Cazenave A., Bonnefond P., Mercier F. et al. Sea level variations in the Mediterranean Sea and Black Sea from satellite altimetry and tide gauges // Global and Planetary Change. – 2002. – Vol. 34, iss. 1-2. – P. 59-86. – https://doi.org/10.1016/S0921-8181(02)00106-6.
247. Cazenave A., Llovel *W*. Contemporary sea level rise // Annual Review of Marine Science. – 2010. – Vol. 2. – P. 145-173. – https://doi.org/10.1146/annurev-marine-120308-081105.
248. Chacko N. Chlorophyll bloom in response to tropical cyclone Hudhud in the Bay of Bengal: Bio-Argo subsurface observations // Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers. – Vol. 124. – P. 66-72. – https://doi.org/10.1016/j.dsr.2017.04.010.
249. Chaigneau A., Gizolme A., Grados C. Mesoscale eddies off Peru in altimeter records: Identification algorithms and eddy spatio-temporal patterns // Progress in Oceanography. – 2008. – Vol. 79, iss. 2-4. – P. 106-119. – https://doi.org/10.1016/j.pocean.2008.10.013.
250. Chaigneau A., Le Texier M., Eldin G. et al. Vertical structure of mesoscale eddies in the eastern South Pacific Ocean: A composite analysis from altimetry and Argo profiling floats // Journal of Geophysical Research: Oceans. – 2011. – Vol. 116, iss. C11. – C11025. – https://doi.org/10.1029/2011JC007134.
251. Chelton *D*. B. et al. The influence of nonlinear mesoscale eddies on near-surface oceanic chlorophyll //Science. – 2011. – V. 334. – №. 6054. – pp. 328-332.
252. Chelton *D*. B., Schlax M. G., Samelson R. M. Global observations of nonlinear mesoscale eddies // Progress in Oceanography. – 2011. – Vol. 91, iss. 2. – P. 167-216. – https://doi.org/10.1016/j.pocean.2011.01.002.
253. Chelton *D*. B., Schlax M. G., Freilich M. H. et al. Satellite measurements reveal persistent small-scale features in ocean winds // Science. – 2004. – Vol. 303, iss. 5660. – P. 978-983. – DOI: 10.1126/science.1091901.
254. Chen G., Hou Y., Chu X. Mesoscale eddies in the South China Sea: Mean properties, spatiotemporal variability, and impact on thermohaline structure // Journal of Geophysical Research: Oceans. – 2011. – Vol. 116, iss. C6. – C06018. – https://doi.org/10.1029/2010JC006716.
255. Chen H., Li *D*., Li X. Mathematical modeling of oil spill on the sea and application of the modeling in Daya Bay // Journal of Hydrodynamics. – 2007. – Vol. 19, iss. 3. – P. 282-291. – https://doi.org/10.1016/S1001-6058(07)60060-2.
256. Chereskin T. K. A comparison of measured and wind-derived Ekman transport at 11 °N in the Atlantic Ocean // Journal of Physical Oceanography. – 1991. – Vol. 21, no. 6. – P. 869-878. – https://doi.org/10.1175/1520-0485(1991)021<0869:ACOMAW>2.0.CO;2.
257. Chow J. S., Lee C., Engel A. The influence of extracellular polysaccharides, growth rate, and free coccoliths on the coagulation efficiency of *Emiliania huxleyi* // Marine Chemistry. – 2015. – Vol. 175. – P. 5-17. – https://doi.org/10.1016/j.marchem.2015.04.010.
258. Chronis T., Papadopoulos V., Nikolopoulos E. I. QuickSCAT observations of extreme wind events over the Mediterranean and Black Seas during 2000-2008 // International Journal of Climatology. – 2011. – Vol. 31, iss. 14. – P. 2068-2077. – https://doi.org/10.1002/joc.2213.

259. Chung C. C., Gong G. C., Hung C. C. Effect of Typhoon Morakot on microphytoplankton population dynamics in the subtropical Northwest Pacific // Marine Ecology Progress Series. – 2012. – Vol. 448. – P. 39-49. – https://doi.org/10.3354/meps09490.
260. Church J. A., Clark P. U., Cazenave A. et al. Sea Level Change // Climate Change 2013: The Physical Science Basis: Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change / ed. by T. F. Stocker [et al.]. – Cambridge, UK: Cambridge University Press, 2013. – Chapter 13. – P. 1137-1216.
261. Churilova T., Suslin V., Krivenko O. et al. Light absorption by phytoplankton in the upper mixed layer of the Black Sea: Seasonality and Parametrization // Frontiers in Marine Science. – 2017. – vol. 4. – P. 90. – https://doi.org/10.3389/fmars.2017.00090.
262. Claustre H., Bishop J., Boss E. et al. Bio-optical profiling floats as new observational tools for biogeochemical and ecosystem studies: potential synergies with ocean color remote sensing // Proceedings of "OceanObs'09: Sustained Ocean Observations and Information for Society", Venice, Italy, 21-25 September 2009 / J. Hall, *D*. E. Harrison, *D*. Stammer (eds.). – Vol. 2. – (ESA Publication WPP-306). – DOI: 10.5270/OceanObs09.cwp.17.
263. Cloern J. E. The relative importance of light and nutrient limitation of phytoplankton growth: a simple index of coastal ecosystem sensitivity to nutrient enrichment // Aquatic Ecology. – 1999. – Vol. 33, iss. 1. – P. 3-15. – DOI: 10.1023/A:1009952125558.
264. Coastal Altimetry / S. Vignudelli, A. G. Kostianoy, P. Cipollini, J. Benveniste (Eds.). – Berlin: Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 2011. – 566 p. – DOI: 10.1007/978-3-642-12796-0.
265. Çoban-Yıldız Y., Altabet M. A., Yılmaz A. et al. Carbon and nitrogen isotopic ratios of suspended particulate organic matter (SPOM) in the Black Sea water column // Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography. – 2006. – Vol. 53, iss. 17-19. – P. 1875-1892. – https://doi.org/10.1016/j.dsr2.2006.03.021.
266. Cociasu A., Popa L. Significant changes in Danube nutrient loads and their impact on the Romanian Black Sea coastal waters // Cercetari Marine. – 2005. – Iss. 35. – P. 25-37. – URL: http://www.rmri.ro/Home/Downloads/Publications.RecherchesMarines/2004/paper02.pdf (date of access: 10.01.2020).
267. Cokacar T., Kubilay N., Oguz T. Structure of *Emiliania huxleyi* blooms in the Black Sea surface waters as detected by SeaWIFS imagery // Geophysical Research Letters. – 2001. – Vol. 28, iss. 24. – P. 4607-4610. – https://doi.org/10.1029/2001GL013770.
268. Cokacar T., Oguz T., Kubilay N. Satellite-detected early summer coccolithophore blooms and their interannual variability in the Black Sea // Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers. – 2004. – Vol. 51, iss. 8. – P. 1017-1031. – DOI: 10.1016/j.dsr.2004.03.007.
269. Constantin S., Constantinescu Ș., Doxaran *D*. Long-term analysis of turbidity patterns in Danube Delta coastal area based on MODIS satellite data // Journal of Marine Systems. – 2017. – Vol. 170. – P. 10-21. – DOI: 10.1016/j.jmarsys.2017.01.016.
270. Constantin S., Doxaran *D*., Constantinescu Ș. Estimation of water turbidity and analysis of its spatio-temporal variability in the Danube River plume (Black Sea) using MODIS satellite data // Continental Shelf Research. – 2016. – Vol. 112. – P. 14-30. – https://doi.org/10.1016/j.csr.2015.11.009. Churilova T. Y. et al. Phytoplankton Bloom and Photosynthetically Active Radiation in Coastal Waters //Journal of Applied Spectroscopy. – 2020. – Т. 86. – №. 6. – С. 1084-1091.
271. Coolen M. J. L. 7000 years of *Emiliania huxleyi* viruses in the Black Sea // Science. – 2011. – Vol. 333, iss. 6041. – P. 451-452. – DOI: 10.1126/science.1200072.
272. Cornec, M., Claustre, H., Mignot, A., Guidi, L., Lacour, L., Poteau, A., ... & Schmechtig, C. Deep chlorophyll maxima in the global ocean: Occurrences, drivers and characteristics //Global Biogeochemical Cycles. – 2021. – Т. 35. – №. 4. – С. e2020GB006759.

273. Cullen J. J. Subsurface Chlorophyll Maximum Layers: Enduring Enigma or Mystery Solved? // Annual Review of Marine Science. – 2015. – Vol. 7. – P. 207-239. – https://doi.org/10.1146/annurev-marine-010213-135111.
274. Dagg M. J. Physical and biological responses to the passage of a winter storm in the coastal and inner shelf waters of the northern Gulf of Mexico // Continental Shelf Research. – 1988. – Vol. 8, iss. 2. – P. 167-178. – https://doi.org/10.1016/0278-4343(88)90052-0.
275. Dan S., Stive M., van der Westhuysen A. Alongshore sediment transport capacity computation on the Coastal Zone of the Danube Delta using a simulated wave climate // Geo-Eco-Marina. – 2007. – No. 13. – P. 21-30. – DOI: 10.5281/zenodo.57334.
276. Danhiez, F. P., Vantrepotte, V., Cauvin, A., Lebourg, E., & Loisel, H. (2017). Optical properties of chromophoric dissolved organic matter during a phytoplankton bloom. Implication for DOC estimates from CDOM absorption. Limnology and Oceanography, 62(4), 1409-1425.
277. Danovaro R., Corinaldesi C., Dell'Anno A. et al. Marine viruses and global climate change // FEMS Microbiology Reviews. – 2011. – Vol. 35, iss. 6. – P. 993-1034. – https://doi.org/10.1111/j.1574-6976.2010.00258.x.
278. *D*'Asaro E. A. Upper-ocean inertial currents forced by a strong storm. Part II: Modeling // Journal of Physical Oceanography. – 1995 – Vol. 25, no. 11. – P. 2937-2952. – https://doi.org/10.1175/1520-0485(1995)025<2937:UOICFB>2.0.CO;2.
279. De Maio A., Ricci G., Tesauro M. On CFAR detection of oil slicks on the ocean surface by a multifrequency and/or multipolarization SAR // Proceedings of the 2001 IEEE Radar Conference (Cat. No.01CH37200). – Atlanta, USA, 2001. – P. 351-356. – DOI: 10.1109/NRC.2001.923004.
280. Dee *D*. P., Uppala S. M., Simmons A. J. et al. The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system // Q. J. R. Meteorol. Soc. – 2011. – Vol. 137, iss. 656. – P. 553-597. – DOI: 10.1002/qj.828.
281. Delvigne G. A. L., Sweeney C. E. Natural dispersion of oil // Oil and Chemical Pollution. – 1988. – Vol. 4, iss. 4. – P. 281-310. – https://doi.org/10.1016/S0269-8579(88)80003-0.
282. Desbiolles F., Bentamy A., Blanke B. et al. Two decades [1992-2012] of surface wind analyses based on satellite scatterometer observations // Journal of Marine Systems. – 2017. – Vol. 168. – P. 38-56. – https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2017.01.003.
283. *D*'Hieres G. C., Davies P. A., Didelle H. Laboratory studies of pseudo-periodic forcing due to vortex shedding from an isolated solid obstacle in a homogeneous rotating fluid // Mesoscale/Synoptic coherent structures in geophysical turbulence: Proceedings of the 20th International Liege Colloquium on Ocean hydrodynamics / Eds. J. C. J. Nihoul, B. M. Jamart. – Amsterdam: Elsevier, 1989. – P. 639-653. – (Elsevier Oceanography Series; vol. 50). – https://doi.org/10.1016/S0422-9894(08)70212-5.
284. Divinsky B. V., Kosyan R. *D*. Climatic trends in the fluctuations of wind waves power in the Black Sea // Estuarine, Coastal and Shelf Science. – 2020. – Vol. 235. – 106577. – https://doi.org/10.1016/j.ecss.2019.106577.
285. Dong C., McWilliams J. C., Liu Y. et al. Global heat and salt transports by eddy movement // Nature Communications. – 2014. – Vol. 5. – Article number 3294. – DOI: 10.1038/ncomms4294.
286. Ducklow H. *W*., Hansell *D*. A., Morgan J. A. Reprint of dissolved organic carbon and nitrogen in the Western Black Sea // Marine Chemistry. – 2008. – Vol. 111, iss. 1-2. – P. 126-136. – https://doi.org/10.1016/j.marchem.2008.07.006.
287. Durack P. J., Wijffels S. E., Matear R. J. Ocean salinities reveal strong global water cycle intensification during 1950 to 2000 // Science. – 2012. – Vol. 336, iss. 6080. – P. 455-458. – https://doi.org/10.1126/SCIENCE.1212222.

288. Durham *W*. M., Stocker R. Thin phytoplankton layers: characteristics, mechanisms, and consequences // Annual Review of Marine Science. – 2012. – Vol. 4. – P. 177-207. – https://doi.org/10.1146/annurev-marine-120710-100957.
289. Dyer A. J. A review of flux-profile relationships // Boundary-Layer Meteorology. – 1974. – Vol. 7, iss. 3. – P. 363-372. – https://doi.org/10.1007/BF00240838.
290. Ebuchi N., Graber H. C., Caruso M. J. Evaluation of wind vectors observed by QuikSCAT/SeaWinds using ocean buoy data // Journal of Atmospheric and Oceanic Technology. – 2002. – Vol. 19, no. 12. – P. 2049-2062. – https://doi.org/10.1175/1520-0426(2002)019<2049:EOWVOB>2.0.CO;2.
291. Eden C., Greatbatch R. J. Diapycnal mixing by meso-scale eddies // Ocean Modelling. – 2008. – Vol. 23, iss. 3-4. – P. 113-120. – https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2008.04.006.
292. Eker-Develi E., Kideys A. E. Distribution of phytoplankton in the southern Black Sea in summer 1996, spring and autumn 1998 // Journal of Marine Systems. – 2003. – Vol. 39, iss. 3-4. – P. 203-211. – https://doi.org/10.1016/S0924-7963(03)00031-9.
293. Ekman V. *W*. On the influence of the earth's rotation on ocean currents // Arkiv för Matematik, astronomi och fysik. – Band 2, no. 11. – 52 p. – URL: https://empslocal.ex.ac.uk/people/staff/gv219/classics.*d*/Ekman05.pdf (date of access: 10.01.2020).
294. Enriquez C. E., Shapiro G. I., Souza A. J. et al. Hydrodynamic modelling of mesoscale eddies in the Black Sea // Ocean Dynamics. – 2005. – Vol. 55, iss. 5-6. – P. 476-489. – https://doi.org/10.1007/s10236-005-0031-4.
295. Eppley R. *W*., Rogers J. N., McCarthy J. J. Half-saturation constants for uptake of nitrate and ammonium by marine phytoplankton // Limnology and Oceanography. – 1969. – Vol. 14, iss. 6. – P. 912-920. – https://doi.org/10.4319/lo.1969.14.6.0912.
296. Eremeev V., Godin E., Khaliulin A. et al. Data services providing by the Ukrainian NODC (MHI NASU) // Geophysical Research Abstracts. – 2009. – Vol. 11, EGU2009-4846. – P. 4846. – https://meetingorganizer.copernicus.org/EGU2009/EGU2009-4846.pdf (date of access: 26.01.2021).
297. Escudier R., Bouffard J., Pascual A. et al. Improvement of coastal and mesoscale observation from space: Application to the northwestern Mediterranean Sea // Geophysical Research Letters. – 2013. – Vol. 40, iss. 10. – P. 2148-2153. – https://doi.org/10.1002/grl.50324.
298. Falina A., Sarafanov A., Özsoy E. et al. Observed basin-wide propagation of Mediterranean water in the Black Sea // Journal of Geophysical Research: Oceans. – 2017. – Vol. 122, iss. 4. – P. 3141-3151. – https://doi.org/10.1002/2017JC012729.
299. Falkowski P. G., Raven J. A. Aquatic photosynthesis. – Princeton University Press, 2013.
300. Fay J. A. The spread of oil slicks on a calm sea // Oil on the sea / *D*. P. Hoult (ed). – Boston, MA : Springer, 1969. – P. 53-63. – https://doi.org/10.1007/978-1-4684-9019-0_5.
301. Fedorov K. N., Ginsburg A. I. Mushroom-like currents (vortex dipoles): one of the most widespread forms of non-stationary coherent motions in the ocean // Mesoscale/Synoptic coherent structures in geophysical turbulence: Proceedings of the 20th International Liege Colloquium on ocean hydrodynamics / Ed. J. C. J. Nihoul, B. M. Jamart. – Amsterdam: Elsevier, 1989. – P. 1-14. – https://doi.org/10.1016/S0422-9894(08)70173-9. – (Elsevier oceanography series; vol. 50).
302. Fernández E., Marañón E., Balch *W*. M. Intracellular carbon partitioning in the coccolithophorid *Emiliania huxleyi* // Journal of Marine Systems. – 1996. – Vol. 9, iss. 1-2. – P. 57-66. – https://doi.org/10.1016/0924-7963(96)00016-4.
303. Ferraria R., Merrifield S. T., Taylor J. R. Shutdown of convection triggers increase of surface chlorophyll // Journal of Marine Systems. – 2015. – Vol. 147. – P. 116-122. – https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2014.02.009.

304. Finenko G. A., Romanova Z. A., Abolmasova G. I. et al. Population dynamics, ingestion, growth and reproduction rates of the invader *Beroe ovata* and its impact on plankton community in Sevastopol Bay, the Black Sea // Journal of Plankton Research. – 2003. – Vol. 25, iss. 5. – P. 539-549. – https://doi.org/10.1093/plankt/25.5.539.
305. Finenko Z. Z., Hoepffner N., Williams R. et al. Phytoplankton carbon to chlorophyll a ratio: response to light, temperature and nutrient limitation // Морской экологический журнал. – 2003. – № 2, т. 2. – С. 40-64.
306. Fingas M. The evaporation of oil spills: variation with temperature and correlation with distillation data // Proceedings of the Nineteenth Arctic Marine Oilspill Program Technical Seminar, Environment Canada. – Ottawa, Ontario, 1996. – P. 29-72. – URL: https://www.bsee.gov/sites/bsee.gov/files/osrr-oil-spill-response-research//120bv.pdf (date of access: 10.01.2020).
307. Fofonoff N. P., Millard Jr., R. C. Algorithms for the computation of fundamental properties of seawater. – Paris: UNESCO, 1983. – P. 53. – (UNESCO technical papers in marine science; vol. 44). – URL: https://unesdoc.unesco.org/ark:/48223/pf0000059832 (date of access: 26.01.2021).
308. Fore A. G., Stiles B. *W*., Chau A. H. et al. Point-wise wind retrieval and ambiguity removal improvements for the quikscat climatological data set // IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing. – 2014. – Vol. 52, iss. 1. – P. 51-59. – doi:10.1109/TGRS.2012.2235843.
309. French-McCay *D*. P. Oil spill impact modeling: development and validation // Environmental Toxicology and Chemistry. – 2004. – Vol. 23, iss. 10. – P. 2441-2456. – https://doi.org/10.1897/03-382.
310. Frenger I., Münnich M., Gruber N. et al. Southern Ocean eddy phenomenology // Journal of Geophysical Research: Oceans. – 2015. – Vol. 120, iss. 11. – P. 7413-7449. – https://doi.org/10.1002/2015JC011047.
311. Frouin R. J., Iacobellis S. F. Influence of phytoplankton on the global radiation budget // Journal of Geophysical Research: Atmospheres. – 2002. – Vol. 107, iss. D19. – 4377. – P. ACL 5-1-ACL 5-10. – DOI: 10.1029/2001JD000562.
312. Fu *D*., Luan H., Pan *D*. et al. Impact of two typhoons on the marine environment in the Yellow Sea and East China Sea // Chinese Journal of Oceanology and Limnology. – Vol. 34, iss. 4. – P. 871-884. – https://doi.org/10.1007/s00343-016-5049-6.
313. Fu L.-L., Cazenave A. A handbook of Techniques and Applications. – New York: Academic Press, 2001. – 463 p. – (Satellite Altimetry and Earth Sciences ; v. 69).
314. Fuchsman C. A., Murray J. *W*., Konovalov S. K. Concentration and natural stable isotope profiles of nitrogen species in the Black Sea // Marine Chemistry. – 2008. – Vol. 111, iss. 1-2. – P. 90-105. – https://doi.org/10.1016/j.marchem.2008.04.009.
315. Fuhrman J. A. Marine viruses and their biogeochemical and ecological effects // Nature. – 1999. – Vol. 399, iss. 6736. – P. 541-548. – https://doi.org/10.1038/21119.
316. Gadimova S. Towards the Development of an Operational Strategy for Oil Spill Detection and Monitoring in the Caspian Sea Based upon a Technical Evaluation of Satellite SAR Observations in Southeast Asia // International Archives of the Photogrammetry and Remote Sensing / G. Joseph, J. Cees Venema (ed.). – Amsterdam: GITC bv, 2000. – V. XXXIII, Part B1. – P. 295-300. – URL: https://studylib.net/doc/11831277/towards-the-development-of-an-operational-strategy-for-oi... (date of access: 10.01.2020).
317. Galil B. S. Truth and consequences: the bioinvasion of the Mediterranean Sea //Integrative Zoology. – 2012. – Т. 7. – №. 3. – С. 299-311.
318. Gardner *W*. *D*., Blakey J. C., Walsh I. *D*. et al. Optics, particles, stratification, and storms on the New England continental shelf // Journal of Geophysical Research: Oceans. – 2001. – Vol. 106, iss. C5. – P. 9473-9497. – https://doi.org/10.1029/2000JC900161.

319. Garvine R. *W*. Estuary plumes and fronts in shelf waters: A layer model // Journal of Physical Oceanography. – 1987. – Vol. 17, no. 11. – P. 1877-1896. – https://doi.org/10.1175/1520-0485(1987)017<1877:EPAFIS>2.0.CO;2.
320. Gierach M. M., Subrahmanyam B. Biophysical responses of the upper ocean to major Gulf of Mexico hurricanes in 2005 // Journal of Geophysical Research: Oceans. – 2008. – Vol. 113, iss. C4. – C04029. – https://doi.org/10.1029/2007JC004419.
321. Ginzburg A. I., Kostianoy A. G., Nezlin N. P. et al. Anticyclonic eddies in the northwestern Black Sea // Journal of Marine Systems. – 2002. – Vol. 32, iss. 1-3. – P. 91-106. – https://doi.org/10.1016/S0924-7963(02)00035-0.
322. Ginzburg A. I., Kostianoy A. G., Sheremet N. A. Seasonal and interannual variability of the Black Sea surface temperature as revealed from satellite data (1982-2000) //Journal of Marine Systems. – 2004. – Т. 52. – №. 1-4. – С. 33-50.
323. Ginzburg A. I., Kostianoy A. G., Soloviev *D*. M. et al. Remotely sensed coastal/deep-basin water exchange processes in the Black Sea surface layer // Satellites, oceanograghy and society / Ed. *D*. Halpern. – Elsevier, 2000. – P. 273-287. – (Elsevier Oceanography Series ; vol. 63). – https://doi.org/10.1016/S0422-9894(00)80016-1.
324. Ginzburg A. I., Kostianoy A. G., Krivosheya V. G. Mesoscale eddies and related processes in the northeastern Black Sea // Journal of Marine Systems. – Vol. 32, iss. 1-3. – P. 71-90. – https://doi.org/10.1016/S0924-7963(02)00030-1.
325. Ginzburg A. I., Kostianoy A. G., Sheremet N. A. et al. Satellite altimetry applications in the Black Sea // Coastal Altimetry / S. Vignudelli [et al.] (eds.). – Berlin: Springer, 2011. – P. 367-387. – https://doi.org/10.1007/978-3-642-12796-0_14.
326. Giosan L., Bokuniewicz H., Panin N. et al. Longshore sediment transport pattern along the Romanian Danube Delta Coast // Journal of Coastal Research. – 1999. – Vol. 15, no. 4. – P. 859-871.
327. Glazer B. T., Luther III G. *W*., Konovalov S. K. et al. Spatial and temporal variability of the Black Sea suboxic zone // Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography. – 2006. – Vol. 53, iss. 17-19. – P. 1756-1768. – https://doi.org/10.1016/j.dsr2.2006.03.022.
328. Godrijan J., Drapeau *D*., Balch *W*. M. Mixotrophic uptake of organic compounds by coccolithophores // Limnology and Oceanograhy. – 2020. – Vol. 65, iss. 6. – P. 1410-1421. – DOI: 10.1002/lno.11396.
329. Goldman J. C. Potential role of large oceanic diatoms in new primary production // Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers. – 1993. – Vol. 40, iss. 1. – P. 159-168. – https://doi.org/10.1016/0967-0637(93)90059-C.
330. Gordon H. R., Balch *W*. M. MODIS detached coccolith concentration: Algorithm Theoretical Basis Document : Version 4. – Boothbay Harbor, ME: Bigelow Laboratory for Ocean Sciences, 1999. – 3 p. – URL: https://eospso.nasa.gov/sites/default/files/atbd/atbd_mod23.pdf (date of access: 25.1.2021).
331. Gran H. H., Braarud T. A quantitative study of the phytoplankton in the Bay of Fundy and the Gulf of Maine (including observations on hydrography, chemistry and turbidity) // Journal of the Biological Board of Canada. – 1935. – Vol. 1, no. 5. – P. 279-467. – https://doi.org/10.1139/f35-012.
332. Grayek S., Stanev E. V., Kandilarov R. On the response of Black Sea level to external forcing: altimeter data and numerical modelling // Ocean Dynamics. – 2010. – Vol. 60, iss. 1. – P. 123-140. – https://doi.org/10.1007/s10236-009-0249-7.
333. Gregg M. C., Özsoy E. Mixing on the Black Sea shelf north of the Bosphorus //Geophysical Research Letters. – 1999. – V. 26. – №. 13. – pp. 1869-1872.
334. Gregg M. C., Yakushev E. Surface ventilation of the Black Sea's cold intermediate layer in the middle of the western gyre //Geophysical Research Letters. – 2005. – V. 32. – №. 3.
335. Grégoire M., Beckers J. M. Modeling the nitrogen fluxes in the Black Sea using a 3D coupled hydrodynamical-biogeochemical model: transport versus biogeochemical processes,

exchanges across the shelf break and comparison of the shelf and deep sea ecodynamics // Biogeosciences Discussions. – 2004. – Vol. 1, iss. 1. – P. 33-61. – DOI: 10.5194/bg-1-33-2004.

336. Grégoire M., Lacroix G. Exchange processes and nitrogen cycling on the shelf and continental slope of the Black Sea basin // Global Biogeochemical Cycles. – 2003. – Vol. 17, iss. 2. – 1073. – https://doi.org/10.1029/2002GB001882.

337. Grodsky S. A., Kudryavtsev V. N., Bentamy A. et al. Does direct impact of SST on short wind waves matter for scatterometry? // Geophysical Research Letters. – 2012. – Vol. 39, iss. 12. – L12602. – https://doi.org/10.1029/2012GL052091.

338. Groom S. B., Holligan P. M. Remote sensing of coccolithophore blooms // Advances in Space Research. – 1987. – Vol. 7, iss. 2. – P. 73-78. – https://doi.org/10.1016/0273-1177(87)90166-9.

339. Haëntjens N., Boss E., Talley L. *D*. Revisiting Ocean Color algorithms for chlorophyll *a* and particulate organic carbon in the Southern Ocean using biogeochemical floats // Journal of Geophysical Research: Oceans. – 2017. – Vol. 122, iss. 8. – P. 6583-6593. – https://doi.org/10.1002/2017JC012844.

340. Han G., Ma Z., Chen N. Hurricane Igor impacts on the stratification and phytoplankton bloom over the Grand Banks // Journal of Marine Systems. – 2012. – Vol. 100-101. – P. 19-25. – https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2012.03.012.

341. Hartman, S. E., Hartman, M. C., Hydes, *D*. J., Jiang, Z. P., Smythe-Wright, *D*., and González-Pola, C. Seasonal and inter-annual variability in nutrient supply in relation to mixing in the Bay of Biscay //Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography. – 2014. – Т. 106. – С. 68-75.

342. Hay B. J., Honjo S., Kempe S. et al. Interannual variability in particle flux in the southwestern Black Sea // Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers. – 1990. – Vol. 37, iss. 6. – P. 911-928. – https://doi.org/10.1016/0198-0149(90)90103-3.

343. Helms J. R., ., Stubbins, A., Ritchie, J. *D*., Minor, E. C., Kieber, *D*. J., & Mopper, K.. Absorption spectral slopes and slope ratios as indicators of molecular weight, source, and photobleaching of chromophoric dissolved organic matter //Limnology and oceanography. – 2008. – Т. 53. – №. 3. – С. 955-969.

344. Helms J. R., Stubbins A., Ritchie J. *D*. et al. Absorption spectral slopes and slope ratios as indicators of molecular weight, source, and photobleaching of chromophoric dissolved organic matter // Limnology and Oceanography. – 2008. – Vol. 53, iss. 3. – P. 955-969. – https://doi.org/10.4319/lo.2008.53.3.0955.

345. Highfield A., Evans C., Walne A. et al. How many *Coccolithovirus* genotypes does it take to terminate an *Emiliania huxleyi* bloom? // Virology. – 2014. – Vol. 466-467. – P. 138-145. – https://doi.org/10.1016/j.virol.2014.07.017.

346. Holligan P. M., Viollier M., Harbour *D*. S. et al. Satellite and ship studies of coccolithophore production along a continental shelf edge // Nature. – 1983. –Vol. 304, iss. 5924. – P. 339-342. – https://doi.org/10.1038/304339a0.

347. Hopkins J., Henson S. A., Painter S. C., et al. Phenological characteristics of global coccolithophore blooms // Global Biogeochemical Cycles. – 2015. – Vol. 29, iss. 2. – P. 239-253. – https://doi.org/10.1002/2014GB004919.

348. Hoult *D*. P. Oil spreading on the sea // Annual Review of Fluid Mechanics. – 1972. – Vol. 4. – P. 341-368. – https://doi.org/10.1146/annurev.fl.04.010172.002013.

349. Huisman J., Sommeijer B. Maximal sustainable sinking velocity of phytoplankton // Marine Ecology Progress Series. – 2002. – Vol. 244. – P. 39-48. – DOI: 10.3354/meps244039.

350. Humborg C. Primary productivity regime and nutrient removal in the Danube estuary // Estuarine, Coastal and Shelf Science. – 1997. – Vol. 45, iss. 5. – P. 579-589. – https://doi.org/10.1006/ecss.1997.0248.

351. Humborg C., Ittekkot V., Cociasu A. et al. Effect of Danube River dam on Black Sea biogeochemistry and ecosystem structure // Nature. – 1997. – Vol. 386, iss. 6623. – P. 385-388. – https://doi.org/10.1038/386385a0.
352. Iglesias-Rodrigez M. *D*., Brown C. *W*., Doney S. C. et al. Representing key phytoplankton functional groups in ocean cycle models: Coccolithophorids // Global Biogeochemical Cycles. – 2002. – Vol. 16, iss. 4. – P. 47-1-47-20. – https://doi.org/10.1029/2001GB001454.
353. Iida T., Mizobata K., Saitoh S.-I. Interannual variability of coccolithophore *Emiliania huxleyi* blooms in response to changes in water column stability in the eastern Bering Sea // Continental Shelf Research. – 2012. – Vol. 34. – P. 7-17. – https://doi.org/10.1016/j.csr.2011.11.007.
354. Ilyin Y. P., Lemeshko E. M., Stanichny S. V. et al. Satellite observations of similar circulation features in semi-enclosed basins of the Eastern Mediterranean with respect to marine ecosystems investigations // The Eastern Mediterranean as a laboratory basin for the assessment of contrasting ecosystems / P. Malanotte Rizzoli, V. N. Eremeev (Eds.). – Amsterdam: Springer, 1999. – P. 417-422. – DOI: 10.1007/978-94-011-4796-5.
355. Isern-Fontanet J., Garcia-Ladona E., Font J. Identification of marine eddies from altimetric maps // Journal of Atmospheric and Oceanic Technology. – 2003. – Vol. 20, no. 5. – P. 772-778. – https://doi.org/10.1175/1520-0426(2003)20<772:IOMEFA>2.0.CO;2.
356. Islek F., Yuksel Y., Sahin C. Spatiotemporal long-term trends of extreme wind characteristics over the Black Sea // Dynamics of Atmospheres and Oceans. – 2020. – Vol. 90. – 101132. – https://doi.org/10.1016/j.dynatmoce.2020.101132.
357. Ivanov L. I., Backhaus J. O., Özsoy E. et al. Convection in the Black Sea during cold winters // Journal of Marine Systems. – 2001. – Vol. 31, iss. 1-3. – P. 65-76.
358. Ivanov V. A., Kubryakov A. I., Mikhailova E. N. et al. Modeling of river discharge freshening effect during spring flood at the Black Sea northwestern shelf // Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics. – 1996. – Vol. 32, no. 1. – P. 140-147.
359. Iverson R. L., Curl Jr. H. C., Saugen J. L. Simulation model for wind-driven summer phytoplankton dynamics in Auke Bay, Alaska // Marine Biology. – 1974. – Vol. 28, iss. 3. – P. 169-177. – https://doi.org/10.1007/BF00387294.
360. Jacquet S., Heldal M., Iglesias-Rodriguez *D*. et al. Flow cytometric analysis of an *Emiliana huxleyi* bloom terminated by viral infection // Aquatic Microbial Ecology. – 2002. – Vol. 27, no. 2. – P. 111-124. – DOI: 10.3354/ame027111.
361. Jeffreys H. X. The effect of a steady wind on the sea-level near a straight shore //The London, Edinburgh, and Dublin Philosophical Magazine and Journal of Science. – 1923. – Т. 46. – №. 271. – С. 114-125.
362. Jennings M. K., Passow U., Wozniak A. S. et al. Distribution of transparent exopolymer particles (TEP) across an organic carbon gradient in the western North Atlantic Ocean // Marine Chemistry. – 2017. – Vol. 190. – P. 1-12. – https://doi.org/10.1016/j.marchem.2017.01.002.
363. Jevrejeva S., Grinsted A., Moore J. C. et al. Nonlinear trends and multiyear cycles in sea level records // Journal of Geophysical Research. – 2006. – Vol. 111, iss. C9. – C09012. – https://doi.org/10.1029/2005JC003229.
364. Joassin P., Delille B., Soetaert K. et al. Carbon and nitrogen flows during a bloom of the coccolithophore *Emiliania huxleyi*: Modelling a mesocosm experiment // Journal of Marine Systems. – 2011. – Vol. 85, iss. 3-4. – P. 71-85. – https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2010.11.007.
365. Johnson E. S., Bonjean F., Lagerloef G. S. et al. Validation and error analysis of OSCAR sea surface currents // Journal of Atmospheric and Oceanic Technology. – 2007. – Vol. 24, no. 4. – P. 688-701. – https://doi.org/10.1175/JTECH1971.1.
366. Johnson K. S., Riser S. C., Karl *D*. M. Nitrate supply from deep to near-surface waters of the North Pacific subtropical gyre //Nature. – 2010. – Т. 465. – №. 7301. – С. 1062-1065.

367. Jones R. G., Hassell *D*., Hudson *D*. A. et al. Generating high resolution climate change scenarios using PRECIS. – Exeter, UK : Met Office Hadley, 2004. – 39 p.
368. Kaiser *D*., Konovalov S., Schulz-Bull *D*. E. et al. Organic matter along longitudinal and vertical gradients in the Black Sea // Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers. – 2017. – Vol. 129. – P. 22-31. – https://doi.org/10.1016/j.dsr.2017.09.006.
369. Kanamitsu M., Ebisuzaki *W*., Woollen J. et al. NCEP-DOE AMIP-II Reanalysis (R-2) // Bulletin of the American Meteorological Society. – 2002. – Vol. 83, no. 11. – P. 1631-1643. – https://doi.org/10.1175/BAMS-83-11-1631.
370. Kang *D*., Curchitser E. N. Gulf Stream eddy characteristics in a high-resolution ocean model // Journal of Geophysical Research: Oceans. – 2013. – Vol. 118, iss. 9. – P. 4474-4487. – https://doi.org/10.1002/jgrc.20318.
371. Kara A. B., Helber R. *W*., Boyer T. P. et al. Mixed layer depth in the Aegean, Marmara, Black and Azov Seas: Part I: General features // Journal of Marine Systems. – 2009. – Vol. 78, Supplement. – S169-S180. – https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2009.01.022.
372. Kara A. B., Wallcraft A. J., Hurlburt H. E. et al. Air-sea fluxes and river discharges in the Black Sea with a focus on the Danube and Bosphorus // Journal of Marine Systems. – 2008. – Vol. 74, iss. 1-2. – P. 74-95. – https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2007.11.010.
373. Karabashev G. S., Evdoshenko M. A., Sheberstov S. V. Correlation of the distribution of normalized spectral radiances as an indicator of the features of water exchange in the Black Sea // Oceanology. – 2007. – Vol. 47, iss. 3. – P. 325-333. – https://doi.org/10.1134/S0001437007030046.
374. Karageorgis A. P., Gardner *W*. *D*., Mikkelsen O. A. et al. Particle sources over the Danube River delta, Black Sea based on distribution, composition and size using optics, imaging and bulk analyses // Journal of Marine Systems. – 2014. – Vol. 131. – P. 74-90. – https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2013.11.013.
375. Karimova S. Eddy statistics for the Black Sea by visible and infrared remote sensing // Remote Sensing of the Changing Oceans / *D*. Tang (ed.). – Berlin : Springer, 2011. – P. 61-75. – https://doi.org/10.1007/978-3-642-16541-2_4.
376. Karl *D*. M., Knauer G. A. Microbial production and particle flux in the upper 350 m of the Black Sea //Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers. – 1991. – T. 38. – C. S921-S942.
377. Kato H., Phillips O. M. On the penetration of a turbulent layer into stratified fluid // Journal of Fluid Mechanics. – 1969. – Vol. 37, iss. 4. – P. 643-655. – https://doi.org/10.1017/S0022112069000784.
378. Kazmin A. S., Zatsepin A. G. Long-term variability of surface temperature in the Black Sea, and its connection with the large-scale atmospheric forcing // Journal of Marine Systems. – 2007. – Vol. 68, iss. 1-2. – P. 293-301. – https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2007.01.002.
379. Keulegan G. H. Wind tides in small closed channels // Journal of Research of the National Bureau of Standards. – 1951. – Vol. 46, no. 5. – Research Paper 2207. – P. 358-381. – URL: https://nvlpubs.nist.gov/nistpubs/jres/46/jresv46n5p358_A1b.pdf (date of access: 10.01.2020).
380. Kim S. Y. Observations of submesoscale eddies using high-frequency radar-derived kinematic and dynamic quantities // Continental Shelf Research. – 2010. – Vol. 30, iss. 15. – P. 1639-1655. – https://doi.org/10.1016/j.csr.2010.06.011.
381. Kirwan A. *D*., McNally G., Pazan S. et al. Analysis of surface current response to wind // Journal of Physical Oceanography. – 1979. – Vol. 9, no. 2. – P. 401-412. – https://doi.org/10.1175/1520-0485(1979)009<0401:AOSCRT>2.0.CO;2.
382. Klein P., Lapeyre G. The oceanic vertical pump induced by mesoscale and submesoscale turbulence // Annual Review of Marine Science. – 2009. – Vol. 1. – P. 351-375. – https://doi.org/10.1146/annurev.marine.010908.163704.

383. Köhl A. Generation and stability of a quasi-permanent vortex in the Lofoten Basin // Journal of Physical Oceanography. – 2007. – Vol. 37, no. 11. – P. 2637-2651. – https://doi.org/10.1175/2007JPO3694.1.
384. Koliopoulos C. L. Radial grating lateral shear heterodyne interferometer // Applied Optics. – 1980. – Vol. 19, iss. 9. – P. 1523-1528. – https://doi.org/10.1364/AO.19.001523.
385. Kondrik *D*., Pozdnyakov *D*., Pettersson L. Particulate inorganic carbon production within E. *huxleyi* blooms in subpolar and polar seas: a satellite time series study (1998-2013) // International Journal of Remote Sensing. – 2017. – Vol. 38, iss. 22. – P. 6179-6205. – https://doi.org/10.1080/01431161.2017.1350304.
386. Konovalov S. K., Fuchsman C. A., Belokopitov V. et al. Modeling the distribution of nitrogen species and isotopes in the water column of the Black Sea // Marine Chemistry. – 2008. – Vol. 111, iss. 1-2. – P. 106-124. – https://doi.org/10.1016/j.marchem.2008.01.006.
387. Konovalov S. K., Ivanov L. I., Murray J. *W*. et al. Eutrophication: a plausible cause for changes in the hydrochemical structure of the Black Sea anoxic layer // Environmental Degradation of the Black Sea: Challenges and Remedies / S. T. Besiktepe, U. Unluata, A. S. Bologa (eds). – Dordrecht: Springer, 1999. – P. 61-74. – https://doi.org/10.1007/978-94-011-4568-8_5.
388. Konovalov S. K., Murray J. *W*. Variations in the chemistry of the Black Sea on a time scale of decades (1960-1995) // Journal of Marine Systems. – 2001. – Vol. 31, iss. 1-3. – P. 217-243. – https://doi.org/10.1016/S0924-7963(01)00054-9.
389. Konovalov S. K., Murray J. *W*., Luther G. *W*. et al. Processes controlling the redox budget for the oxic/anoxic water column of the Black Sea // Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography. – 2006. – Vol. 53, iss. 17-19. – P. 1817-1841. – https://doi.org/10.1016/j.dsr2.2006.03.013.
390. Konovalov S. K., Murray J. *W*., Luther III G. *W*. Basic Processes of Black Sea Biogeochemistry // Oceanography. – 2005. – Vol. 18, no. 2. – P. 24-35. – https://doi.org/10.5670/oceanog.2005.39.
391. Konovalov S., Tuğrul S., Baştürk Ö. et al. Spatial isopycnal analysis of the main pycnocline chemistry of the Black Sea: seasonal and interannual variations // Sensitivity to Change: Black Sea, Baltic Sea and North Sea / E. Özsoy, A. Mikaelyan (eds.). – Dordrecht: Springer, 1997. – P. 197-210. – https://doi.org/10.1007/978-94-011-5758-2_16.
392. Kopelevich O. V., Sheberstov S. V., Yunev O. et al. Surface chlorophyll in the Black Sea over 1978-1986 derived from satellite and in situ data // Journal of Marine Systems. – 2002. – Vol. 36, iss. 3-4. – P. 145-160. – https://doi.org/10.1016/S0924-7963(02)00184-7.
393. Kopelevich O., Burenkov V., Sheberstov S. et al. Satellite monitoring of coccolithophore blooms in the Black Sea from ocean color data // Remote Sensing of Environment. – 2014. – Vol. 146. – P. 113-123. – https://doi.org/10.1016/j.rse.2013.09.009.
394. Korinenko A. E., Malinovsky V. V. Field study of film spreading on a sea surface // Oceanologia. – 2014. – Vol. 56, iss. 3. – P. 461-475. – https://doi.org/10.5697/oc.56-3.461.
395. Korotaev G. K. Circulation in semi-enclosed seas induced by buoyancy flux through a strait // Sensitivity to change: Black Sea, Baltic Sea and Northern Sea / Eds. E. Ozsoy, A. Mikaelyan. – Dordrecht: Springer, 1997. – P. 395-401. – https://doi.org/10.1007/978-94-011-5758-2_30.
396. Korotaev G. K., Saenko O. A., Koblinsky C. J. Satellite altimetry observations of the Black Sea level // Journal of Geophysical Research: Oceans. – 2001. – Vol. 106, iss. C1. – P. 917-933. – https://doi.org/10.1029/2000JC900120.
397. Korotaev G., Oguz T., Nikiforov A. et al. Seasonal, interannual, and mesoscale variability of the Black Sea upper layer circulation derived from altimeter data // Journal of Geophysical Research. – 2003. – Vol. 108, iss. C4. – 3122. – https://doi.org/10.1029/2002JC001508.

398. Korotaev G., Oguz T., Riser S. Intermediate and deep currents of the Black Sea obtained from autonomous profiling floats // Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography. – 2006. – Vol. 53, iss. 17-19. – P. 1901-1910. – https://doi.org/10.1016/j.dsr2.2006.04.017.
399. Korotenko K. A., Mamedov R. M., Mooers C. N. K. Prediction of the dispersal of oil transport in the Caspian Sea resulting from a continuous release // Spill Science & Technology Bulletin. – 2000. – Vol. 6, iss. 5-6. – P. 323-339. – https://doi.org/10.1016/S1353-2561(01)00050-0.
400. Kos'yan R., Kuklev S., Khanukaev B. et al. Problems of the coasts erosion in the North-Eastern Black Sea Region // Journal of Coastal Conservation. – 2012. – Vol. 16, iss. 3. – P. 243-250. – https://doi.org/10.1007/s11852-010-0115-2.
401. Kostianoy A. G., Ginzburg A. I., Lavrova O. Yu. et al. Satellite Remote Sensing of Submesoscale Eddies in the Russian Seas // The Ocean in Motion / M. Velarde, R. Tarakanov, A. Marchenko (eds). – Cham : Springer, 2018. – P. 397-413. – https://doi.org/10.1007/978-3-319-71934-4_24.
402. Kostyleva A. V. Distribution of dissolved organic carbon in river mouth areas of the Greater Sochi region (north-eastern part of the Black Sea) // Oceanology. – 2015. – Vol. 55, iss. 2. – P. 224-230. – https://doi.org/10.1134/S0001437015020071.
403. Kosyan R. *D*., Goryachkin Yu. N., Krylenko V. V. et al. Crimea and Caucasus accumulative coasts dynamics estimation using satellite pictures // Turkish Journal of Fisheries and Aquatic Sciences. – 2012. – Vol. 12, special issue: 3rd Bi-annual Black Sea Scientific Conference. – P. 385-390. – http://doi.org/10.4194/1303-2712-v12_2_26.
404. Kourafalou V. H., Oey L.-Y., Wang J. *D*. et al. The fate of river discharge on the continental shelf: 1. Modeling the river plume and the inner shelf coastal current // Journal of Geophysical Research: Oceans. – 1996. – Vol. 101, iss. C2. – P. 3415-3434. – https://doi.org/10.1029/95JC03024.
405. Kourafalou V., Tsiaras K., Staneva J. Numerical studies on the dynamics of the Northwestern Black Sea shelf // Mediterranean Marine Science. – 2004. – Vol. 5, no. 1. – P. 133-142. – http://dx.doi.org/10.12681/mms.218.
406. Kovalev A. V., Mazzocchi M. G., Kideyş A. E. et al. Seasonal Changes in the Composition and Abundance of Zooplankton in the Seas of the Mediterranean Basin // Turkish Journal of Zoology. – 2003. – Vol. 27, no. 3. – P. 205-219. – URL: http://journals.tubitak.gov.tr/zoology/issues/zoo-03-27-3/zoo-27-3-6-0207-3.pdf (date of access: 10.01.2020).
407. Krivenko O. V., Parkhomenko A. V. Upward and regeneration fluxes of inorganic nitrogen and phosphorus in deep-water areas of the Black Sea // Biology Bulletin Reviews. – 2015. – Vol. 5, iss. 5. – P. 512-525. – DOI: 10.1134/S2079086415030044.
408. Kroiss H., Zessner M., Lampert C. daNUbs: lessons learned for nutrient management in the Danube Basin and its relation to Black Sea euthrophication // Chemistry and Ecology. – 2006. – Vol. 22, iss. 5. – P. 347-357. – https://doi.org/10.1080/02757540600917518.
409. Krumhardt K. M., Lovenduski N. S., Iglesias-Rodriguez M. *D*. et al. Coccolithophore growth and calcification in a changing ocean // Progress in Oceanography. – 2017. – Vol. 159. – P. 276-295. –https://doi.org/10.1016/j.pocean.2017.10.007.
410. Krupatkina *D*. K., Finenko Z. Z., Shalapyonok A. A. Primary production and size-fractionated structure of the Black Sea phytoplankton in the winter-spring period // Marine Ecology Progress Series. – 1991. – Vol. 73. – P. 25-31. – DOI: 10.3354/meps073025.
411. Kubryakov, A.I., Grigoriev, A., Kordzadze, A., Korotaev, G., Stefanescu, S., Trukhchev, *D*., & Fomin, V. Nowcasting/Forecasting subsystem of the circulation in the Black Sea nearshore regions //European Operational Oceanography: Present and Future. – 2006. – C. 605.
412. Kubryakov A. A., Bagaev A. V., Stanichny S. V. et al. Thermohaline structure, transport and evolution of the Black Sea eddies from hydrological and satellite data // Progress

in Oceanography. – 2018. – Vol. 167. – P. 44-63. – https://doi.org/10.1016/j.pocean.2018.07.007.
413. Kubryakov A. A., Belokopytov V. N., Zatsepin A. G. et al. The Black Sea mixed layer depth variability and its relation to the basin dynamics and atmospheric forcing // Physical Oceanography. – 2019. – Vol. 26, iss. 5. – P. 397-413. – DOI: 10.22449/1573-160X-2019-5-397-413.
414. Kubryakov A. A., Mikaelyan A. S., Stanichny S. V. Summer and winter coccolithophore blooms in the Black Sea and their impact on production of dissolved organic matter from Bio-Argo data // Journal of Marine Systems. – 2019. – Vol. 199. – 103220. – https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2019.103220.
415. Kubryakov A. A., Stanichny S. V. Mean Dynamic Topography of the Black Sea, computed from altimetry, drifter measurements and hydrology data // Ocean Science. – 2011. – Vol. 7, iss. 6. – P. 745-753. – https://doi.org/10.5194/os-7-745-2011.
416. Kubryakov A. A., Stanichny S. V. Seasonal and interannual chlorophyll A variability in the Black Sea from satellite and bioargo measurements // Rapport du 41^{e} Congres de la Ciesm = 41st Ciesm Congress Proceedings. – Kiel : Ciesm, 2016. – Vol. 41. – P. 116. – URL: http://www.ciesm.org/online/archives/abstracts/pdf/41/CIESM_Congress_2016_Kiel_article_0116.pdf (date of access: 10.01.2020).
417. Kubryakov A. A., Stanichny S. V. Seasonal and interannual variability of the Black Sea eddies and its dependence on characteristics of the large-scale circulation // Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers. – 2015. – Vol. 97. – P. 80-91. – https://doi.org/10.1016/j.dsr.2014.12.002.
418. Kubryakov A. A., Stanichny S. V., Volkov *D*. L. Quantifying the impact of basin dynamics on the regional sea level rise in the Black Sea // Ocean Science. – 2017. – Vol. 13, iss. 3. – P. 443-452. – https://doi.org/10.5194/os-13-443-2017.
419. Kubryakov A. A., Stanichny S. V., Volkov *D*. L. Quantifying the impact of basin dynamics on the regional sea level rise in the Black Sea // Ocean Science. – 2017. – Vol. 13, iss. 3. – P. 443-452. – https://doi.org/10.5194/os-13-443-2017.
420. Kubryakov A. A., Stanichny S. V., Zatsepin A. G. et al. Long-term variations of the Black Sea dynamics and their impact on the marine ecosystem // Journal of Marine Systems. – 2016. – Vol. 163. – P. 80-94. – https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2016.06.006.
421. Kubryakov A. A., Stanichny S. V., Zatsepin A. G. et al. Long-term variations of the Black Sea dynamics and their impact on the marine ecosystem // Journal of Marine Systems. – 2016. – Vol. 163. – P. 80-94. – https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2016.06.006.
422. Kubryakov A. A., Stanichny S. V., Zatsepin A. G. Interannual variability of Danube waters propagation in summer period of 1992-2015 and its influence on the Black Sea ecosystem // Journal of Marine Systems. – 2018. – Vol. 179. – P. 10-30. – https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2017.11.001.
423. Kubryakov A. A., Stanichnyi S. V. The Black Sea level trends from tide gages and satellite altimetry // Russian Meteorology and Hydrology. – 2013. – Vol. 38, iss. 5. – P. 329-333. – https://doi.org/10.3103/S1068373913050051.
424. Kubryakov A. A., Zatsepin A. G., Stanichny S. V. Anomalous summer-autumn phytoplankton bloom in 2015 in the Black Sea caused by several strong wind events // Journal of Marine Systems. – 2019. – Vol. 194. – P. 11-24. – https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2019.02.004.
425. Kubryakov A. A., Zatsepin A. G., Stanichny S. V. Anomalous summer-autumn phytoplankton bloom in 2015 in the Black Sea caused by several strong wind events // Journal of Marine Systems. – 2019. – Vol. 194. – P. 11-24. – https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2019.02.004.
426. Kubryakov A. I., Korotayev G. K., Thoorens F.-X. et al. New tool for the Black Sea environmental safety: BlackSeaTrack Web // Geophysical Research Abstracts. – 2012. – Vol.

14. – EGU2012-4432-1. – URL: https://meetingorganizer.copernicus.org/EGU2012/EGU2012-4432-1.pdf (date of access: 10.01.2020).
427. Kubryakov A. A., Stanichny S. V. Dynamics of Batumi anticyclone from the satellite measurements // Physical Oceanography. – 2015. – No. 2. – P. 67-78. – DOI: 10.22449/1573-160X-2015-2-59-68.
428. Kubryakov A. A., Stanichny S. V. Mesoscale eddies in the Black Sea from satellite altimetry data // Oceanology. – 2015. – Vol. 55, iss. 1. – P. 56-67. – https://doi.org/10.1134/S0001437015010105.
429. Kubryakov A., Plotnikov E., Stanichny S. Reconstructing large-and mesoscale dynamics in the Black Sea Region from satellite imagery and altimetry data – a comparison of two methods // Remote Sensing. – 2018. – Vol. 10, iss. 2. – 239. – https://doi.org/10.3390/rs10020239.
430. Kubryakov A., Stanichny S., Shokurov M. et al. Wind velocity and wind curl variability over the Black Sea from QuikScat and ASCAT satellite measurements // Remote Sensing of Environment. – 2019. – Vol. 224. – P. 236-258. – https://doi.org/10.1016/j.rse.2019.01.034.
431. Kubryakov A., Stanichny S., Zatsepin A. River plume dynamics in the Kara Sea from altimetry-based lagrangian model, satellite salinity and chlorophyll data // Remote Sensing of Environment. – 2016. – Vol. 176. – P. 177-187. –https://doi.org/10.1016/j.rse.2016.01.020.
432. Kubryakova E. A., Kubryakov A. A., Mikaelyan A. S. Winter coccolithophore blooms in the Black Sea: Interannual variability and driving factors // Journal of Marine Systems. – 2021. – Vol. 213. – 103461. – https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2020.103461.
433. Kubryakova E. A., Kubryakov A. A., Stanichny S. V. Impact of Winter Cooling on Water Vertical Entrainment and Intensity of Phytoplankton Bloom in the Black Sea // Physical Oceanography. – 2018. – Vol. 25, iss. 3. – P. 191-206. – DOI: 10.22449/1573-160X-2018-3-191-206.
434. Kuypers M. M., Sliekers A. O., Lavik G. et al. Anaerobic ammonium oxidation by anammox bacteria in the Black Sea // Nature. – 2003. – Vol. 422, iss. 6932. – P. 608-611. – https://doi.org/10.1038/nature01472.
435. Lachkar Z., Lévy M., Smith S. Intensification and deepening of the Arabian Sea oxygen minimum zone in response to increase in Indian monsoon wind intensity // Biogeosciences. – 2018. – Vol. 15, iss. 1. – P. 159-186. – https://doi.org/10.5194/bg-15-159-2018.
436. Lagerloef G. S. E., Mitchum G. T., Lukas R. B. et al. Tropical Pacific near-surface currents estimated from altimeter, wind, and drifter data // Journal of Geophysical Research: Oceans. – 1999. – Vol. 104, iss. C10. – P. 23313-23326. – https://doi.org/10.1029/1999JC900197.
437. Lancelot C., Martin J.-M., Panin N. et al. The north-western Black Sea: A pilot site to understand the complex interaction between human activities and the coastal environment // Estuarine, Coastal and Shelf Science. – 2002. – Vol. 54, iss. 3. – P. 279-283. – DOI: 10.1006/ecss.2000.0647.
438. Land P. E., Shutler J. *D.*, Smyth T. J. Correction of sensor saturation effects in MODIS oceanic particulate inorganic carbon // IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing. – 2018. – Vol. 56, iss. 3. – P. 1466-1474. – DOI: 10.1109/TGRS.2017.2763456.
439. Langdon C. On the causes of interspecific differences in the growth-irradiance relationship for phytoplankton. II. A general review // Journal of Plankton Research. – Vol. 10, iss. 6. – P. 1291-1312. – https://doi.org/10.1093/plankt/10.6.1291.
440. Latasa M., Estrada M., Delgado M. Plankton-pigment relationships in the Northwestern Mediterranean during stratification / // Marine Ecology Progress Series. – Vol. 88, no. 1. – P. 61-73. – URL: https://www.jstor.org/stable/24831642 (date of access: 10.01.2020).
441. Lavrova O., Mityagina M. Satellite Survey of Internal Waves in the Black and Caspian Seas // Remote Sensing. – 2017. – Vol. 9, iss. 9. – 892. – https://doi.org/10.3390/rs9090892.
442. Le Traon P. Y., Dibarboure G., Ducet N. Use of a high-resolution model to analyze the mapping capabilities of multiple-altimeter missions // Journal of Atmospheric and Oceanic

Technology. – 2001. – Vol. 18, no. 7. – P. 1277-1288. – https://doi.org/10.1175/1520-0426(2001)018<1277:UOAHRM>2.0.CO;2.

443. Le Traon P. Y., Nadal F., Ducet N. An improved mapping method of multisatellite altimeter data // J. Atmos. Oceanic Technol. 1998. – Vol. 15, no. 2. – P. 522-534. – doi:10.1175/1520-0426(1998). – https://doi.org/10.1175/1520-0426(1998)015<0522:AIMMOM>2.0.CO;2.

444. Leach, T. H., Beisner, B. E., Carey, C. C., Pernica, P., Rose, K. C., Huot, Y., ... and Jacquet, S. Patterns and drivers of deep chlorophyll maxima structure in 100 lakes: The relative importance of light and thermal stratification //Limnology and Oceanography. – 2018. – Т. 63. – №. 2. – С. 628-646.

445. Lebedeva L. P., Vostokov S. V. Studies Of Detritus Formation Processes In The Black-Sea //Okeanologiya. – 1984. – Т. 24. – №. 2. – С. 329-336.

446. Leblanc K., Hare C. E., Feng Y. et al. Distribution of calcifying and silicifying phytoplankton in relation to environmental and biogeochemical parameters during the late stages of the 2005 North East Atlantic Spring Bloom // Biogeosciences. – 2009. – Vol. 6, iss. 10. – P. 2155-2179. – https://doi.org/10.5194/bg-6-2155-2009.

447. Lefevre R. J., Nielsen-Gammon J. *W*. An objective climatology of mobile troughs in the Northern Hemisphere // Tellus A: Dynamic Meteorology and Oceanography. – 1995. – Vol. 47, iss. 5. – P. 638-655. – https://doi.org/10.3402/tellusa.v47i5.11558.

448. Lehr *W*., Jones R., Evans M. et al. Revisions of the ADIOS oil spill model // Environment Modelling & Software. – 2002. – Vol. 17, iss. 2. – P. 189-197. – https://doi.org/10.1016/S1364-8152(01)00064-0.

449. Lei X., Pan J., Devlin A. T. Characteristics of absorption spectra of chromophoric dissolved organic matter in the pearl river estuary in spring //Remote Sensing. – 2019. – Т. 11. – №. 13. – С. 1533.

450. Lenn Y., Chereskin T. K. Observations of Ekman Currents in the Southern Ocean // Journal of Physical Oceanography. – 2009. – Vol. 39, no. 3. – P. 768-779. – https://doi.org/10.1175/2008JPO3943.1.

451. Letelier R. M., Karl *D*. M., Abbott M. R. et al. Light driven seasonal patterns of chlorophyll and nitrate in the lower euphotic zone of the North Pacific Subtropical Gyre // Limnology and Oceanography. – 2004. – Vol. 49, iss. 2. – P. 508-519. – https://doi.org/10.4319/lo.2004.49.2.0508.

452. Lewis B. L., Landing *W*. M. The biogeochemistry of manganese and iron in the Black Sea // Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers. – 1991. – Vol. 38, Suppl. 2. – P. S773-S803. – https://doi.org/10.1016/S0198-0149(10)80009-3.

453. Lin I. I. Typhoon-induced phytoplankton blooms and primary productivity increase in the western North Pacific subtropical ocean // Journal of Geophysical Research: Oceans. – 2012. – Vol. 117, iss. C3. – C03039. – https://doi.org/10.1029/2011JC007626.

454. Lin I., Liu *W*. T., Wu C.-C. et al. New evidence for enhanced ocean primary production triggered by tropical cyclone // Geophysical Research Letters. – 2003. – Vol. 30, iss. 13. – 1718. – https://doi.org/10.1029/2003GL017141.

455. Lin X., Dong C., Chen *D*. et al. Three-dimensional properties of mesoscale eddies in the South China Sea based on eddy-resolving model output // Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers. – 2015. – Vol. 99. – P. 46-64. – https://doi.org/10.1016/j.dsr.2015.01.007.

456. Litchman E., Klausmeier C. A. Trait-based community ecology of phytoplankton // Annual Review of Ecology, Evolution, and Systematics. – 2008. – Vol. 39. – P. 615-639. – https://doi.org/10.1146/annurev.ecolsys.39.110707.173549.

457. Liu X., Wang M., Shi *W*. A study of a Hurricane Katrina-induced phytoplankton bloom using satellite observations and model simulations // Journal of Geophysical Research: Oceans. – 2009. – Vol. 114, iss. C3. – C03023. – https://doi.org/10.1029/2008JC004934.

458. Liungman O., Mattsson J. Scientific Documentation of Seatrack Web; physical processes, algorithms and references. – Norrkoping, Sweden: Swedish Meteorological and Hydrological Institute, 2011. – 32 p. – URL: http://seatrack.fcoo.dk:8080/seatrack/STW_manual_Technical_documentation.pdf (date of access: 10.01.2020).
459. Lochte K., Ducklow H. *W*., Fasham M. J. R. Plankton succession and carbon cycling at 47°N 20°*W* during the JGOFS North Atlantic Bloom Experiment // Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography. – 1993.Vol. 40, iss. 1-2. – P. 91-114. – https://doi.org/10.1016/0967-0645(93)90008-B.
460. Logan B. E., Passow U., Alldredge A. L. et al. Rapid formation and sedimentation of large aggregates is predictable from coagulation rates (half-lives) of transparent exopolymer particles (TEP) // Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography. – 1995. – Vol. 42, iss. 1. – P. 203-214. – https://doi.org/10.1016/0967-0645(95)00012-F.
461. Loiselle S. A., Bracchini, L., Dattilo, A. M., Ricci, M., Tognazzi, A., Cózar, A., & Rossi, C. The optical characterization of chromophoric dissolved organic matter using wavelength distribution of absorption spectral slopes //Limnology and oceanography. – 2009. – Т. 54. – №. 2. – С. 590-597.
462. Lomas M. *W*., Glibert P. M. Interactions between NH_4^+ and NO_3^- uptake and assimilation: Comparisons of diatoms and dinoflagellates at several growth temperatures // Marine Biology. – 1999. – Vol. 133, iss. 3. – P. 541-551. – https://doi.org/10.1007/s002270050494.
463. Ludwig *W*., Bouwman A. F., Dumont E. et al. Water and nutrient fluxes from major Mediterranean and Black Sea rivers: Past and future trends and their implications for the basin-scale budgets // Global Biogeochemical Cycles. – 2010. – Vol. 24, iss. 4. – GB0A13. – https://doi.org/10.1029/2009GB003594.
464. Ludwig *W*., Dumont E., Meybeck M. et al. River discharges of water and nutrients to the Mediterranean and Black Sea: major drivers for ecosystem changes during past and future decades? // Progress in Oceanography. – 2009. – Vol. 80, iss. 3-4. – P. 199-217. – https://doi.org/10.1016/j.pocean.2009.02.001.
465. Luther *D*. S., Chave A. *D*., Filloux J. H. et al. Evidence for local and nonlocal barotropic responses to atmospheric forcing during BEMPEX // Geophysical Research Letters. – 1990. – Vol. 17, iss. 7. – P. 949-952. – https://doi.org/10.1029/GL017i007p00949.
466. Lynch *D*. R., Gray *W*. G. A wave equation model for finite element tidal computations // Computers & fluids. – 1979. – Vol. 7, iss. 3. – P. 207-228. – https://doi.org/10.1016/0045-7930(79)90037-9.
467. Mackay *D*., Buist I., Mascarenhas R. et al. Oil Spill Processes and Models. – Ottawa, Canada: Environment Canada, 1980. – 86 p. – (Environment Canada Manuscript Report; no. EE-8).
468. Madec G., Bourdallé-Badie R., Bouttier P.-A. et al. NEMO ocean engine. – Paris : IPSL, 2014. – (Note du Pôle de modélisation de l'Institut Pierre-Simon Laplace; no. 27). – 273 p. – DOI: 10.5281/zenodo.3248739.
469. Madsen O. S. A realistic model of the wind-induced Ekman boundary layer // Journal of Physical Oceanography. – 1977. – Vol. 7, no. 2. – P. 248-255. – https://doi.org/10.1175/1520-0485(1977)007<0248:ARMOTW>2.0.CO;2.
470. Malinin V. N., Gordeeva S. M. Variability of evaporation and precipitation over the ocean from satellite data // Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physic. – 2017. – Vol. 53, iss. 9. – P. 934-944. – https://doi.org/10.1134/S0001433817090195.
471. Marcos M., Pascual A., Pujol I. Improved satellite altimeter mapped sea level anomalies in the Mediterranean Sea: A comparison with tide gauges // Advances in Space Research. – 2015. – Vol. 56, iss. 4. – P. 596-604. – https://doi.org/10.1016/j.asr.2015.04.027.

472. Margolin A. R., Gerringa L. J. A., Hansell *D*. A. et al. Net removal of dissolved organic carbon in the anoxic waters of the Black Sea // Marine Chemistry. – 2016. – Vol. 183. – P. 13-24. – https://doi.org/10.1016/j.marchem.2016.05.003.
473. Mari X., Passow U., Migon C. et al. Transparent exopolymer particles: Effects on carbon cycling in the ocean // Progress in Oceanography. – 2017. – Vol. 151. – P. 13-37. – https://doi.org/10.1016/j.pocean.2016.11.002.
474. Marra J. F., Lance V. P., Vaillancourt R. *D*. et al. Resolving the ocean's euphotic zone // Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers. – 2014. – Vol. 83. – P. 45-50. – https://doi.org/10.1016/j.dsr.2013.09.005.
475. Matveev A. Ya., Kubryakov A. A., Boev A. G. et al. Validation of spaceborne radar multi-angle method for the sea surface oil pollutions diagnostics // Radio Physics and Electronics. – 2015. – Vol. 20, iss.2. – P. 20-31. – https://doi.org/10.15407/rej2015.02.020.
476. Mayot N., *D*'Ortenzio, F., Uitz, J., Gentili, B., Ras, J., Vellucci, V., ... & Claustre, H. Influence of the phytoplankton community structure on the spring and annual primary production in the northwestern Mediterranean Sea //Journal of Geophysical Research: Oceans. – 2017. – Т. 122. – №. 12. – С. 9918-9936.– https://doi.org/10.1002/2016JC012668
477. McGillicuddy Jr. *D*. J., Robinson A. R., Siegel *D*. A. et al. Influence of mesoscale eddies on new production in the Sargasso Sea // Nature. – 1998. – Vol. 394, iss. 6690. – P. 263-266. – https://doi.org/10.1038/28367.
478. McQuatters-Gollop A., Mee L. *D*., Raitsos *D*. E. et al. Non-linearities, regime shifts and recovery: The recent influence of climate on Black Sea chlorophyll // Journal of Marine Systems. – 2008. – Vol. 74, iss. 1-2. – P. 649-658. – https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2008.06.002.
479. McWilliams J. C. Submesoscale currents in the ocean // Proceedings of the Royal Society A. – 2016. – Vol. 472, iss. 2189. – 20160117. – https://doi.org/10.1098/rspa.2016.0117.
480. Mellor G. L. Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problems // Reviews of Geophysics. – 1982. – Vol. 20, iss. 4. – P. 851-875. – https://doi.org/10.1029/RG020i004p00851.
481. Menna M., Poulain P.-M. Geostrophic currents and kinetic energies in the Black Sea estimated from merged drifter and satellite altimetry data // Ocean Science. – 2014. – Vol. 10, iss. 2. – P. 155-165. – https://doi.org/10.5194/os-10-155-2014.
482. Meredith E. P. et al. Crucial role of Black Sea warming in amplifying the 2012 Krymsk precipitation extreme //Nature Geoscience. – 2015. – V. 8. – №. 8. – pp. 615-619.
483. Mignot, A., Claustre, H., Uitz, J., Poteau, A., *d*'Ortenzio, F., and Xing, X. Understanding the seasonal dynamics of phytoplankton biomass and the deep chlorophyll maximum in oligotrophic environments: A Bio□Argo float investigation //Global Biogeochemical Cycles. – 2014. – Т. 28. – №. 8. – С. 856-876.
484. Mihnea P. E. Major shifts in the phytoplankton community (1980-1994) in the Romanian Black Sea // Oceanolica Acta. – 1997. – Vol. 20, no. 1. – P. 119-129. – URL: https://archimer.ifremer.fr/doc/00093/20385/ (дата обращения: 21. 01.2021).
485. Mikaelyan A. S. Long-term variability of phytoplankton communities in open Black Sea in relation to environmental changes // Sensitivity to change: Black Sea, Baltic Sea and North Sea / E. Özsoy, A. Mikaelyan (eds). – Dordrecht: Springer, 1997. – P. 105-116. – https://doi.org/10.1007/978-94-011-5758-2_9.
486. Mikaelyan A. S. Winter bloom of the diatom *Nitzschia delicatula* in the open waters of the Black Sea // Marine Ecology Progress Series. – 1995. – Vol. 129. – P. 241-251. – DOI: 10.3354/meps129241.
487. Mikaelyan A. S., Chasovnikov V. K., Kubryakov A. A. et al. Phenology and drivers of the winter-spring phytoplankton bloom in the open Black Sea: The application of Sverdrup's

hypothesis and its refinements // Progress in Oceanography. – 2017. – Vol. 151. – P. 163-176. – https://doi.org/10.1016/j.pocean.2016.12.006.

488. Mikaelyan A. S., Kubryakov A. A., Silkin V. A. et al. Regional climate and patterns of phytoplankton annual succession in the open waters of the Black Sea // Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers. – 2018. – Vol. 142. – P. 44-57. – DOI: 10.1016/j.dsr.2018.08.001.

489. Mikaelyan A. S., Pautova L. A., Chasovnikov V. K. et al. Alternation of diatoms and coccolithophores in the north-eastern Black Sea: a response to nutrient changes // Hydrobiologia. – 2015. – Vol. 755, iss. 1. – P. 89-105. – https://doi.org/10.1007/s10750-015-2219-z.

490. Mikaelyan A. S., Pautova L. A., Pogosyan S. I. et al. Summer bloom of coccolithophorids in the northeastern Black Sea // Oceanology. – 2005. – Vol. 45, Suppl. 1. – P. S127-S138.

491. Mikaelyan A. S., Shapiro G. I., Chasovnikov V. K. et al. Drivers of the autumn phytoplankton development in the open Black Sea // Journal of Marine Systems. – 2017. –Vol. 174. – P. 1-11. – DOI: 10.1016/j.jmarsys.2017.05.006.

492. Mikaelyan A. S., Silkin V. A., Pautova L. A. Coccolithophorids in the Black Sea: Their interannual and long-term changes // Oceanology. – 2011. – Vol. 51, iss. 1. – P. 39-48. – DOI: 10.1134/S0001437011010127.

493. Mikaelyan A. S., Zatsepin A. G., Chasovnikov V. K. Long-term changes in nutrient supply of phytoplankton growth in the Black Sea // Journal of Marine Systems. – 2013. – Vol. 117-118. – P. 53-64. – https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2013.02.012.

494. Mikaelyan A. S., Chasovnikov V. K., Kubryakov A. A. et al. Phenology and drivers of the winter-spring phytoplankton bloom in the open Black Sea: the application of Sverdrup's hypothesis and its refinements // Progress in Oceanography. – 2017. – Vol. 151. – P. 163-176. – https://doi.org/10.1016/j.pocean.2016.12.006.

495. Mikaelyan A. S., Pautova L. A., Pogosyan S. I. et al. Summer bloom of coccolithophorids in the northeastern Black Sea // Oceanology. – 2005. – Vol. 45, Suppl. 1. – P. S127-S138.

496. Miladinova S., Stips A., Garcia-Gorriz E. et al. Black Sea thermohaline properties: Long-term trends and variations // Journal of Geophysical Research: Oceans. – 2017. – Vol. 122, iss. 7. – https://doi.org/10.1002/2016JC012644.

497. Miladinova S., Stips, A., Macias Moy, *D*., and Garcia-Gorriz, E.Seasonal a

498. Milanova M., Peneva E., Stanev E. A combined use of altimeter and Argo data to study the mesoscale variability of the Black Sea circulation // Geophysical Research Abstracts. – 2014. – Vol. 16. – EGU2014-374. – URL: https://meetingorganizer.copernicus.org/EGU2014/EGU2014-374.pdf (date of access: 10.01.2020).

499. Milliman J. *D*. Production and accumulation of calcium carbonate in the ocean: budget of a nonsteady state // Global Biogeochemical Cycles. – 1993. – Vol. 7, iss. 4. – P. 927-957. – https://doi.org/10.1029/93GB02524.

500. Mityagina M. I., Lavrova O. Y., Karimova S. S. Multi-sensor survey of seasonal variability in coastal eddy and internal wave signatures in the north-eastern Black Sea // International Journal of Remote Sensing. – 2010. – Vol. 31, iss. 17-18. – P. 4779-4790. – https://doi.org/10.1080/01431161.2010.485151.

501. Mizyuk A. I., Puzina O. S., Senderov M. V. Accuracy of the reconstructed temperature in the Black Sea upper layer from nowcasting/forecasting systems // Journal of Physics: Conference Series. – 2018. – Vol. 1128, conference 1. – 012146. – DOI: 10.1088/1742-6596/1128/1/012146.

502. Monteiro F. M., Bach L. T., Brownlee C. et al. Why marine phytoplankton calcify // Science Advances. – 2016. – Vol. 2, no. 7. – e1501822. – DOI: 10.1126/sciadv.1501822.

503. Moore T. S., Dowell M. *D*., Franz B. A. Detection of coccolithophore blooms in ocean color satellite imagery: A generalized approach for use with multiple sensors // Remote Sensing of Environment. – 2012. – Vol. 117. – P. 249-263. – https://doi.org/10.1016/j.rse.2011.10.001.

504. Morel A. Light and marine photosynthesis: a spectral model with geochemical and climatological implications //Progress in oceanography. – 1991. – Т. 26. – №. 3. – С. 263-306.

505. Morel A., Gentili B., Claustre H. et al. Optical properties of the «clearest» natural waters // Limnology and Oceanography. – 2007. – Vol. 52, iss. 1. – P. 217-229. – https://doi.org/10.4319/lo.2007.52.1.0217.

506. Morgan J. A., Quinby H. L., Ducklow H. *W*. Bacterial abundance and production in the western Black Sea // Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography. – 2006. – Vol. 53, iss. 17-19. – P. 1945-1960. – https://doi.org/10.1016/j.dsr2.2006.03.023.

507. Morgan P. P. SEAWATER: a library of MATLAB® computational routines for the properties of sea water: Version 1.2. – Hobart, Tasmania: CSIRO Division of Oceanography, 1994. – 29 p. – (CSIRO Marine Laboratories Report No.: 222). – URL: https://publications.csiro.au/rpr/ws/v1/download?pid=procite:49de56bc-b045-4cb4-9eeb-f7025bb06f5c&dsid=DS1 (date of access: 10.01.2020).

508. Morozov E., Kondrik *D*., Fedorova A. et al. A spaceborne assessment of cyclone impacts on Barents Sea surface temperature and chlorophyll // International Journal of Remote Sensing. – 2015. – Vol. 36, iss. 7. – P. 1921-1941. – https://doi.org/10.1080/01431161.2015.1029098.

509. Morris *D*. P., Zagarese H., Williamson C. E. et al. The attenuation of solar UV radiation in lakes and the role of dissolved organic carbon // Limnology and Oceanography. – 1995. – Vol. 40, iss. 8. – P. 1381-1391. – https://doi.org/10.4319/lo.1995.40.8.1381.

510. Mosharova I. V., Sazhin A. F. Bacterioplankton in the northeastern part of the Black Sea during the summer and autumn of 2005 // Oceanology. – 2007. – Vol. 47, iss. 5. – P. 671-678. – https://doi.org/10.1134/S0001437007050098.

511. Mousing E. A., Andersen T. J., Ellegaard M. Changes in the abundance and species composition of Phytoplankton in the last 150 years in the Southern Black Sea // Estuaries and coasts. – 2013. – Vol. 36, iss. 6. – P. 1206-1218. – https://doi.org/10.1007/s12237-013-9623-2.

512. Naik H., Naqvi S. *W*. A., Suresh T. et al. Impact of a tropical cyclone on biogeochemistry of the central Arabian Sea // Global Biogeochemical Cycles. – 2008. – Vol. 22, iss. 3. – GB3020. – https://doi.org/10.1029/2007GB003028.

513. Navarro G., Ruiz J. Hysteresis conditions the vertical position of deep chlorophyll maximum in the temperate ocean //Global Biogeochemical Cycles. – 2013. – Т. 27. – №. 4. – С. 1013-1022. nd Inter-Annual Variability of the Phytoplankton Dynamics in the Black Sea Inner Basin //Oceans. – Multidisciplinary Digital Publishing Institute, 2020. – Т. 1. – № Severin T. et al. Impact of open-ocean convection on nutrients, phytoplankton biomass and activity //Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers. – 2014. – Т. 94. – С. 62-71. . 4. – С. 251-273.

514. Nelson *D*. M., Smith Jr. *W*. O. Sverdrup revisited: critical depths, maximum chlorophyll levels, and the control of Southern Ocean productivity by the irradiance-mixing regime // Limnology and Oceanography. – 1991. – Vol. 38, iss. 8. – P. 1650-1661. – DOI: 10.4319/lo.1991.36.8.1650.

515. Neukermans G., Fournier G. Optical modeling of spectral backscattering and remote sensing reflectance from *Emiliania huxleyi* blooms // Frontiers in Marine Science. – 2018. – Vol. 5. – 146. – https://doi.org/10.3389/fmars.2018.00146.

516. Neumann G. Die absolute Topographie des physikalischen Meeresniveaus und die Oberflächenströmungen des Schwarzen Meeres // Annalen der Hydrographie und Maritimen Meteorologie. – 1942. – Vol. 70, Heft. IX. – P. 265-282.

517. Nezlin M. V., Sutyrin G. G. Long-lived solitary anticyclones in the planetary atmospheres and oceans in laboratory experiments and in theory // Mesoscale/Synoptic Coherent Structures in Geophysical Turbulence / Eds. J. C. J. Nihoul, B. M. Jamart. – Amsterdam: Elsevier, 1989. – P. 701-719. – (Elsevier Oceanography Series; vol. 50).
518. Nezlin N. P. Seasonal and interannual variability of remotely sensed chlorophyll // The Black Sea Environment / A. G. Kostianoy, A. N. Kosarev (eds.). – Berlin: Springer, 2006. – P. 333-349. – (The Handbook of Environmental Chemistry; vol. 5Q). – https://doi.org/10.1007/698_5_063.
519. Nezlin N. P., Dyakonov V. Yu. Analysis of interannual variations of the surface chlorophyll concentration in the Black Sea from the data of an CZCS radiometer // Oceanology. – 1998. – Vol. 38, iss. 5. – P. 636-641.
520. O'Reilly E., Maritorena S., Siege *D*. A. et al. Ocean color chlorophyll a algorithms for SeaWiFS, OC2, and OC4: Version 4 // SeaWiFS postlaunch calibration and validation analyses, Part 3 / O'Reilly E., Maritorena S., O'Brien M. C. [et al.] – Greenbelt, Maryland: NASA, Goddard Space Flight Center, 2000. – Chapter 2. – P. 9-23. – (The SeaWiFS Postlaunch Technical Report Series; vol. 11). – https://www.researchgate.net/publication/284044296_Ocean_color_chlorophyll_a_algorithms_for_SeaWiFS_OC2_and_OC4_Version_4 (date of access: 10.01.2020).
521. Oguz T. Role of physical processes controlling oxycline and suboxic layer structures in the Black Sea // Global Biogeochemical Cycles. – 2002. – Vol. 16, iss. 2. – P. 3-1-3-13. – https://doi.org/10.1029/2001GB001465.
522. Oguz T., Aubrey *D*. G., Latun V. S. Mesoscale circulation and thermohaline structure of the Black Sea observed during HydroBlack '91 // Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers. – 1994. – Vol. 41, iss. 4. – P. 603-628. – https://doi.org/10.1016/0967-0637(94)90045-0.
523. Oguz T., Besiktepe S. Observations on the Rim Current structure, CIW formation and transport in the western Black Sea // Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers. – 1999. – Vol. 46, iss. 10. – P. 1733-1753. – https://doi.org/10.1016/S0967-0637(99)00028-X.
524. Oguz T., Deshpande A. G., Malanotte-Rizzoli P. The role of mesoscale processes controlling biological variability in the Black Sea coastal waters: inferences from SeaWIFS-derived surface chlorophyll field // Continental Shelf Research. – 2002. – Vol. 22, iss. 10. – P. 1477-1492. – https://doi.org/10.1016/S0278-4343(02)00018-3.
525. Oguz T., Dippner J. *W*., Kaymaz Z. Climatic regulation of the Black Sea hydro-meteorological and ecological properties at interannual-to-decadal time scales // Journal of Marine Systems. – 2006. – Vol. 60, iss. 3-4. – P. 235-254. – https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2005.11.011.
526. Oguz T., Fach B., Salihoglu B. Invasion dynamics of the alien ctenophore *Mnemiopsis leidyi* and its impact on anchovy collapse in the Black Sea // Journal of Plankton Research. – 2008. – Vol. 30, iss. 12. – P. 1385-1397. – https://doi.org/10.1093/plankt/fbn094.
527. Oguz T., Gilbert *D*. Abrupt transitions of the top-down controlled Black Sea pelagic ecosystem during 1960-2000: evidence for regime-shifts under strong fishery exploitation and nutrient enrichment modulated by climate-induced variations // Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers. – 2007. – Vol. 54, iss. 2. – P. 220-242. – https://doi.org/10.1016/j.dsr.2006.09.010.
528. Oguz T., La Violette P. E., Unluata U. The upper layer circulation of the Black Sea: its variability as inferred from hydrographic and satellite observations // Journal of Geophysical Research: Oceans. – 1992. – Vol. 97, iss. C8. – P. 12569-12584. – https://doi.org/10.1029/92JC00812.
529. Oguz T., Latun V. S., Latif M. A. et al. Circulation in the surface and intermediate layers of the Black Sea // Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers. – 1993. – Vol. 40, iss. 8. – P. 1597-1612. – https://doi.org/10.1016/0967-0637(93)90018-X.

530. Oguz T., Macias *D.*, Tintore J. Ageostrophic frontal processes controlling phytoplankton production in the Catalano-Balearic Sea (Western Mediterranean) // PloS One. – 2015. – Vol. 10, no. 6. – e0129045. – https://doi.org/10.1371/journal.pone.0129045.
531. Oguz T., Malanotte-Rizzoli P. Seasonal variability of wind and thermohaline-driven circulation in the Black Sea: modeling studies // Journal of Geophysical Research: Oceans. – 1996. – Vol. 101, iss. C7. – P. 16551-16569. –https://doi.org/10.1029/96JC01093.
532. Oguz T., Velikova V. Abrupt transition of the northwestern Black Sea shelf ecosystem from a eutrophic to an alternative pristine state // Marine Ecology Progress Series. – 2010. – Vol. 405. – P. 231-242. – https://doi.org/10.3354/meps08538.
533. Okubo A. Horizontal dispersion of floatable particles in the vicinity of velocity singularity such as convergences // Deep Sea Research and Oceanographic Abstracts. – 1970. – Vol. 17, iss. 3. – P. 445-454. – https://doi.org/10.1016/0011-7471(70)90059-8.
534. Onea F., Rusu E. Wind energy assessments along the Black Sea basin // Meteorological Applications. – 2014. – Vol. 21, iss. 2. – P. 316-329. – https://doi.org/10.1002/met.1337.
535. O'Reilly J. E., Maritorena S., Mitchell B. G. et al. Ocean color chlorophyll algorithms for SeaWiFS // Journal of Geophysical Research: Oceans. – 1998. – Vol. 103, iss. C11. – P. 24937-24953. – https://doi.org/10.1029/98JC02160.
536. Organelli E., Claustre H., Bricaud A. et al. Bio-optical anomalies in the world's oceans: An investigation on the diffuse attenuation coefficients for downward irradiance derived from Biogeochemical Argo float measurements // Journal of Geophysical Research: Oceans. – 2017. – Vol. 122, iss. 5. – P. 3543-3564. – DOI: 10.1002/2016jc012629.
537. Osadchiev A., Korshenko E. Small river plumes off the north-eastern coast of the Black Sea under average climatic and flooding discharge conditions // Ocean Science. – 2017. – Vol. 13, iss. 3. – P. 465-482. – https://doi.org/10.5194/os-13-465-2017.
538. Ostrovskii A. G., Zatsepin A. G. Intense ventilation of the Black Sea pycnocline due to vertical turbulent exchange in the Rim Current area // Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers. – 2016. – Vol. 116. – P. 1-13. – https://doi.org/10.1016/j.dsr.2016.07.011.
539. Özgenç Aksoy A. Investigation of sea level trends and the effect of the north atlantic oscillation (NAO) on the Black sea and the eastern Mediterranean Sea // Theoretical and Applied Climatology. – 2017. – Vol. 129, iss. 1-2. – P. 129-137. – DOI: 10.1007/s00704-016-1759-0.
540. Özsoy E., Ünlüata Ü. Oceanography of the Black Sea: A review of some recent results // Earth-Science Reviews. – 1997. – Vol. 42, iss. 4. – P. 231-272. – https://doi.org/10.1016/S0012-8252(97)81859-4.
541. Paasche E. A review of the coccolithophorid Emiliania huxleyi (Prymnesiophyceae), with particular reference to growth, coccolith formation, and calcification-photosynthesis interactions // Phycologia. – 2001. – Vol. 40, iss. 6. – P. 503-529. – https://doi.org/10.2216/i0031-8884-40-6-503.1.
542. Paasche E., Brubak S. Enhanced calcification in the coccolithophorid Emiliania huxleyi (Haptophyceae) under phosphorus limitation // Phycologia. – 1994. – Vol. 33, iss. 5. – P. 324-330. – https://doi.org/10.2216/i0031-8884-33-5-324.1.
543. Pakhomova S., Vinogradova E., Yakushev E. et al. Interannual variability of the Black Sea proper oxygen and nutrients regime: the role of climatic and anthropogenic forcing // Estuarine, Coastal and Shelf Science. – 2014. – Vol. 140. – P. 134-145. – https://doi.org/10.1016/j.ecss.2013.10.006.
544. Palanisamy H., Cazenave A., Delcroix T. et al. Spatial trend patterns in the Pacific Ocean sea level during the altimetry era: the contribution of thermocline depth change and internal climate variability // Ocean Dynamics. – 2015. – Vol. 65, iss. 3. – P. 341-356. – https://doi.org/10.1007/s10236-014-0805-7.

545. Panagiotopoulos F., Shahgedanova M., Hannachi A. et al. Observed trends and teleconnections of the Siberian high: A recently declining center of action // Journal of Climate. – 2005. – Vol. 18, no. 9. – P. 1411-1422. – https://doi.org/10.1175/JCLI3352.1.

546. Pascual A., Faugère Y., Larnicol G. et al. Improved description of the ocean mesoscale variability by combining four satellite altimeters // Geophysical Research Letters. – 2006. – Vol. 33, iss. 2. – L02611. –https://doi.org/10.1029/2005GL024633.

547. Passow U., Alldredge A. L. Aggregation of a diatom bloom in a mesocosm: The role of transparent exopolymer particles (TEP) // Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography. – 1995. – Vol. 42, iss. 1. – P. 99-109. – https://doi.org/10.1016/0967-0645(95)00006-C.

548. Pautova L.A., Mikaelyan A.S., Silkin V.A. Structure of plankton phytocoenoses in the shelf waters of the northeastern Black Sea during the *Emiliania huxleyi* bloom in 2002-2005 // Oceanology. – 2007. – Vol. 47, iss. 3. – P. 377-385. – https://doi.org/10.1134/S0001437007030101.

549. Peneva E., Staneva E., Belokopytov V. et al. Water transport in the Bosphorus Straits estimated from hydro-meteorological and altimeter data: seasonal to decadal variability // Journal of Marine Systems. – 2001. – Vol. 31, iss. 1-3. – P. 21-33. – https://doi.org/10.1016/S0924-7963(01)00044-6.

550. Pickart R. S., Spall M. A., Ribergaard M. H. et al. Deep convection in the Irminger Sea forced by the Greenland tip jet // Nature. – 2003. – Vol. 424, iss. 6945. – P. 152-156. – https://doi.org/10.1038/nature01729.

551. Plagge A. M., Vandemark *D*., Chapron B. Examining the impact of surface currents on satellite scatterometer and altimeter ocean winds // Journal of Atmospheric and Oceanic Technology. – 2012. – Vol. 29, no. 12. – P. 1776-1793. – https://doi.org/10.1175/JTECH-*D*-12-00017.1.

552. Plant *W*. J. Effects of wind variability on scatterometry at low wind speeds // Journal of Geophysical Research. – 2000. – Vol. 105, iss. C7. – P. 16899-16910. – https://doi.org/10.1029/2000JC900043.

553. Platt, T., Harrison, *W*. G., Irwin, B., Horne, E. P., and Gallegos, C. L. Photosynthesis and photoadaptation of marine phytoplankton in the Arctic //Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers. – 1982. – Т. 29. – №. 10. – С. 1159-1170.

554. Podymov, O., Zatsepin, A., Kubryakov, A., et al. Seasonal and interannual variability of vertical turbulent exchange coefficient in the Black Sea pycnocline in 2013-2016 and its relation to variability of mean kinetic energy of surface currents //Ocean Dynamics. – 2020. – V. 70. – №. 2. – pp. 199-211.

555. Pollard R. T., Millard Jr. R. C. Comparison between observed and simulated wind-generated inertial oscillations // Deep Sea Research and Oceanographic Abstracts. – 1970. – Vol. 17, iss. 4. – P. 813-821. – https://doi.org/10.1016/0011-7471(70)90043-4.

556. Poulain P.-M., Barbanti R., Motyzhev S. et al. Statistical description of the Black Sea near-surface circulation using drifters in 1999-2003 // Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers. – 2005. – Vol. 52, iss. 12. – P. 2250-2274. – https://doi.org/10.1016/j.dsr.2005.08.007.

557. Poulain P.-M., Gerin R., Mauri E. et al. Wind Effects on Drogued and Undrogued Drifters in the Eastern Mediterranean // Journal of Atmospheric and Oceanic Technology. – 2009. – Vol. 26, no. 6. – P. 1144-1156. – https://doi.org/10.1175/2008JTECHO618.1.

558. Prandi P., Cazenave A., Becker M. Is coastal mean sea level rising faster than the global mean? A comparison between tide gauges and satellite altimetry over 1993-2007 // Geophysical Research Letters. – 2009. – Vol. 36, iss. 5. – L05602. – https://doi.org/10.1029/2008GL036564.

559. Prants S. V., Andreev A. G., Yu M. et al. Lagrangian study of temporal changes of a surface flow through the Kamchatka Strait // Ocean Dynamics. – 2014. – Vol. 64, iss. 6. – P. 771-780. – https://doi.org/10.1007/s10236-014-0706-9.

560. Praveen V., Valsala V., Ajayamohan R. S. et al. Oceanic Mixing over the Northern Arabian Sea in a Warming Scenario: Tug of War between Wind and Buoyancy Forces // Journal of Physical Oceanography. – 2020. – Vol. 50, iss. 4. – P. 945-964. – https://doi.org/10.1175/JPO-*D*-19-0173.1.

561. Price J. F. Upper ocean response to a hurricane // Journal of Physical Oceanography. – 1981. – Vol. 11, no. 2. – P. 153-175. – https://doi.org/10.1175/1520-0485(1981)011<0153:UORTAH>2.0.CO;2.

562. Ragueneau O., Lancelot C., Egorov V. et al. Biogeochemical transformations of inorganic nutrients in the mixing zone between the Danube River and the north-western Black Sea // Estuarine, Coastal and Shelf Science. – 2002. – Vol. 54, iss. 3. – P. 321-336. – https://doi.org/10.1006/ecss.2000.0650.

563. Ralph E. A., Niiler P. P. Wind-driven currents in the Tropical Pacific // Journal of Physical Oceanography. – 1999. – Vol. 29, no. 9. – P. 2121-2129. – https://doi.org/10.1175/1520-0485(1999)029<2121:WDCITT>2.0.CO;2.

564. Reche I., Pace M. L., Cole J. J. Modeled effects of dissolved organic carbon and solar spectra on photobleaching in lake ecosystems // Ecosystems. – 2000. – Vol. 3, iss. 5. – P. 419-432. – https://doi.org/10.1007/s100210000038.

565. Reynolds R. *W*., Smith T. M., Liu, C. et al. Daily high-resolution-blended analyses for sea surface temperature // Journal of Climate. – 2007. – Vol. 20, no. 22. – P. 5473-5496. – https://doi.org/10.1175/2007JCLI1824.1.

566. Ricciardulli L., Wentz F.J. Reprocessed QuikSCAT (V04) wind vectors with Ku-2011 geophysical model function. – Santa Rosa, USA, 2011. – 8 p. – (Remote Sensing Systems Technical Report 043011). – URL: http://images.remss.com/qscat/qscat_Ku2011_tech_report.pdf (date of access: 10.01.2020).

567. Richardson B. Physiological characteristics and competitive strategies of bloom-forming cyanobacteria and diatoms of Florida Bay // Contributions in Marine Science. – 2009. – Vol. 38. – P. 19-36. – URL: https://repositories.lib.utexas.edu/bitstream/handle/2152/18143/Contributions_Volume38.pdf?sequence=2 (date of access: 10.01.2020).

568. Riegman R., Noordeloos A. A., Cadée, G. C. *Phaeocystis* blooms and eutrophication of the continental coastal zones of the North Sea // Marine Biology. – 1992. – Vol. 112, iss. 3. – P. 479-484. – https://doi.org/10.1007/BF00356293.

569. Riegman R., Stolte *W*., Noordeloos A. A. et al. Nutrient uptake and alkaline phosphatase (EC 3:1:3:1) activity of *Emiliania huxleyi* (PRYMNESIOPHYCEAE) during growth under N and P limitation in continuous cultures // Journal of Phycology. – 2000. – Vol. 36, iss. 1. – P. 87-96. – https://doi.org/10.1046/j.1529-8817.2000.99023.x.

570. Rienecker M. M., Suarez M. J., Gelaro R. et al. MERRA: NASA's Modern-Era Retrospective Analysis for Research and Applications // Journal of Climate. – 2011. – Vol. 24, no. 14. – P. 3624-3648. – https://doi.org/10.1175/JCLI-*D*-11-00015.1.

571. Rio M. H., Guinehut S., Larnicol G. New CNES-CLS09 global mean dynamic topography computed from the combination of GRACE data, altimetry, and in situ measurements // Journal of Geophysical Research: Oceans. – 2011. – Vol. 116, iss. C7. – C07018. – https://doi.org/10.1029/2010JC006505.

572. Rio M.-H., Hernandez F. High-frequency response of wind-driven currents measured by drifting buoys and altimetry over the world ocean // Journal of Geophysical Research: Oceans. – 2003. – Vol. 108, iss. C8. – 3283. – https://doi.org/10.1029/2002JC001655.

573. Rio M.-H., Hernandez F. A mean dynamic topography computed over the world ocean from altimetry, in situ measurements, and a geoid model // Journal of Geophysical Research: Oceans. – 2004. – Vol. 109, iss. C12. – C12032. – https://doi.org/10.1029/2003JC002226.

574. Risien C. M., Chelton *D*. B. A global climatology of surface wind and wind stress fields from eight years of QuikSCAT scatterometer data // Journal of Physical Oceanography. – 2008. – Vol. 38, no. 11. – P. 2379-2413. – https://doi.org/10.1175/2008JPO3881.1.

575. Robinson S. K. Coherent motions in the turbulent boundary layer //Annual review of fluid mechanics. – 1991. – Т. 23. – №. 1. – С. 601-639. – https://doi.org/10.1146/annurev.fl.23.010191.003125

576. Roquet F. Dynamical potential energy: A new approach to ocean energetics //Journal of physical oceanography. – 2013. – Т. 43. – №. 2. – С. 457-476.

577. Rosenwasser S., Mausz M. A., Schatz *D*. et al. Rewiring host lipid metabolism by large viruses determines the fate of Emiliania huxleyi, a bloom-forming alga in the ocean // The Plant Cell. – 2014. – Vol. 26, no. 6. – P. 2689-2707. – DOI: 10.1105/tpc.114.125641.

578. Roth P. H., Mullin M. M., Berger *W*. H. Coccolith sedimentation by fecal pellets: laboratory experiments and field observations // Geological Society of America Bulletin. – 1975. – Vol. 86, no. 8. – P. 1079-1084. – https://doi.org/10.1130/0016-7606(1975)86<1079:CSBFPL>2.0.CO;2.

579. Rudorff C. A.G., Lorenzzetti J. A., Gherardi *D*. F. M. et al. Application of remote sensing to the study of the pelagic spiny lobster larval transport in the tropical Atlantic // Brazilian Journal of Oceanography. – 2009. – Vol. 57, no. 1. – P. 7-16. – http://dx.doi.org/10.1590/S1679-87592009000100002.

580. Saha S., Moorthi S., Pan H. et al. The NCEP climate forecast system reanalysis // Bulletin of the American Meteorological Society. – 2010. – Vol. 91, iss. 8. – P. 1015-1058. – https://doi.org/10.1175/2010BAMS3001.1.

581. Saliot A., Derieux S., Sadouni N. et al. Winter and spring characterization of particulate and dissolved organic matter in the Danube-Black Sea mixing zone // Estuarine, coastal and shelf science. – 2002. – Vol. 54, iss. 3. – P. 355-367. –https://doi.org/10.1006/ecss.2000.0652.

582. Sallée J. B., Speer K., Morrow R. et al. An estimate of Lagrangian eddy statistics and diffusion in the mixed layer of the Southern Ocean // Journal of Marine Research. – 2008. – Vol. 66, no. 4. – P. 441-463. – https://doi.org/10.1357/002224008787157458.

583. Sandven S., Kudriavtsev V., Malinovsky V. DEvelopment of Marine Oil Spill Satellite monitoring system for the Black Sea, Caspian Sea and Kara/Barents Seas (DEMOSS) // 2nd International Workshop on Advances in SAR Oceanography from ENVISAT and ERS missions (SEASAR 2008): conference digest, Roma, Italy, 21-25 Jan. – Roma: ESA ESRIN in Frascati, 2008. – URL: http://earth.esa.int/workshops/seasar2008/participants/301/pres_301_sandven.pdf (date of access: 10.01.2020).

584. Schiebel R., Brupbacher U., Schmidtko S. et al. Spring coccolithophore production and dispersion in the temperate eastern North Atlantic Ocean // Journal of Geophysical Research: Oceans. – 2011. – Vol. 116, iss. C8. – C08030. – DOI: 10.1029/2010JC006841.

585. Schmechtig C., Poteau A., Claustre H. et al. Processing Bio-Argo chlorophyll-A concentration at the DAC level : normative document. – Ifremer, 2015. – 12 p. – DOI: 10.13155/39468.

586. Schramm L. L. Emulsions: Fundamentals and Applications in the Petroleum Industry. – Washington, USA: American Chemical Society, 1992. – 428 p. – (ACS Advances in Chemistry; book 231).

587. Schroeder *D*. C., Oke J., Hall M. et al. Virus succession observed during an *Emiliania huxleyi* bloom // Applied and Environmental Microbiology. – 2003. – Vol. 69, iss. 5. – P. 2484-2490. – DOI: 10.1128/AEM.69.5.2484-2490.2003.

588. Sela J. The derivation of the sigma-pressure hybrid coordinate semi-Lagrangian model equations for the GFS. – Camp Springs, USA: NCEP, 2010. – 31 p. – (Office Note; 462). – URL: https://repository.library.noaa.gov/view/noaa/6971 (date of access: 10.01.2020).

589. Shapiro G. I., Stanichny S. V., Stanychna R. R. Anatomy of shelf-deep sea exchanges by a mesoscale eddy in the North West Black Sea as derived from remotely sensed data // Remote Sensing of Environment. – 2010. – Vol. 114, iss. 4. – P. 867-875. – https://doi.org/10.1016/j.rse.2009.11.020.

590. Sharples J., Middelburg J. J., Fennel K. et al. What proportion of riverine nutrients reaches the open ocean? // Global Biogeochemical Cycles. – 2017. – Vol. 31, iss. 1. – https://doi.org/10.1002/2016GB005483.
591. Shcherbak S. S., Lavrova O. Y., Mityagina M. I. et al. Multisensor satellite monitoring of seawater state and oil pollution in the northeastern coastal zone of the Black Sea // International Journal of Remote Sensing. – 2008. – Vol. 29, iss. 21. – P. 6331-6345. – https://doi.org/10.1080/01431160802175470.
592. Shiganova T., Mirzoyan Z., Studenikina E. et al. Population development of the invader ctenophore *Mnemiopsis leidyi*, in the Black Sea and in other seas of the Mediterranean basin // Marine Biology. – 2001. – Vol. 139, iss. 3. – P. 431-445. – https://doi.org/10.1007/s002270100554.
593. Shigesada N., Okubo A. Analysis of the self-shading effect on algal vertical distribution in natural waters //Journal of Mathematical Biology. – 1981. – Т. 12. – №. 3. – С. 311-326.
594. Shutler J. *D*., Grant M. G., Miller P. I. et al. Coccolithophore bloom detection in the north east Atlantic using SeaWiFS: Algorithm description, application and sensitivity analysis // Remote Sensing of Environment. – 2010. – Vol. 114, iss. 5. – P. 1008-1016. – https://doi.org/10.1016/j.rse.2009.12.024.
595. Shutler J. *D*., Land P. E., Brown C. *W*. et al. Coccolithophore surface distributions in the North Atlantic and their modulation of the air-sea flux of CO_2 from 10 years of satellite Earth observation data // Biogeosciences. 2013. Vol. 10, iss. 4. – P. 2699-2709. – https://doi.org/10.5194/bg-10-2699-2013.
596. Siegel *D*. A., Doney S. C., Yoder J. A. The North Atlantic spring phytoplankton bloom and Sverdrup's Critical Depth Hypothesis // Science. – 2002. – Vol. 296, Iss. 5568. – P. 730-733. – DOI: 10.1126/science.1069174.
597. Siegel *D*. A., Peterson P., McGillicuddy Jr. *D*. J. et al. Bio-optical footprints created by mesoscale eddies in the Sargasso Sea // Geophysical Research Letters. – 2011. – Vol. 38, iss. 13. – L13608. – https://doi.org/10.1029/2011GL047660.
598. Silkin V. A., Pautova L. A., Giordano M. et al. Drivers of phytoplankton blooms in the northeastern Black Sea // Marine Pollution Bulletin. – 2019. – Vol. 138. – P. 274-284. – https://doi.org/10.1016/j.marpolbul.2018.11.042.
599. Silkin V. A., Pautova L. A., Mikaelyan A. S. Role of phosphorus in regulation of *Emiliania huxleyi* (Lohm.) Hay et Mohl. (*Haptophyta*) blooms in the northeastern Black Sea // International Journal on Algae. – 2009. – Vol. 11, iss. 3. – P. 211-221. – DOI: 10.1615/InterJAlgae.v11.i3.20.
600. Silkin V. A., Pautova L. A., Pakhomova S. V. et al. Environmental control on phytoplankton community structure in the NE Black Sea // Journal of Experimental Marine Biology and Ecology. – 2014. – Vol. 461. – P. 267-274. – https://doi.org/10.1016/j.jembe.2014.08.009.
601. Silkin, V., Fedorov, A., Flynn, K. J., Paramonov, L., & Pautova, L. Protoplasmic streaming of chloroplasts enables rapid photoacclimation in large diatoms //Journal of Plankton Research. – 2021. – Т. 43. – №. 6. – С. 831-845
602. Sokolova E., Stanev E. V., Yakubenko V. et al. Synoptic variability in the Black Sea. Analysis of hydrographic survey and altimeter data // Journal of Marine Systems. – 2001. – Vol. 31, iss. 1-3. – P. 45-63. – https://doi.org/10.1016/S0924-7963(01)00046-X.
603. Sorokin Y. I., Sorokin P. Y., Avdeev V. A. et al. Biomass, production and activity of bacteria in the Black Sea, with special reference to chemosynthesis and the sulfur cycle // Hydrobiologia. – 1995. – Vol. 308, iss. 1. – P. 61– 76. – https://doi.org/10.1007/BF00037788.
604. Sorokin Yu. I. The Black Sea: ecology and oceanography. – Leiden, The Netherlands: Backhuys Publishers, 2002. – 875 p.
605. Sorokin, Y. U. The Black Sea // Estuaries and enclosed seas / B. H. Ketchum, ed. – Amsterdam: Elsevier, 1983. – P. 253-292. – (Ecosystem of the World; vol. 26).

606. Souza J. M. A. C., de Boyer Montégut C., Le Traon P. Y. Comparison between three implementations of automatic identification algorithms for the quantification and characterization of mesoscale eddies in the South Atlantic Ocean // Ocean Science. – 2011. – Vol. 7, iss. 3. – P. 317-334. – https://doi.org/10.5194/os-7-317-2011.
607. Stanev E. V. On the mechanisms of the Black Sea circulation // Earth-Science Reviews. – 1990. – Vol. 28, iss. 4. – P. 285-319. – https://doi.org/10.1016/0012-8252(90)90052-*W*.
608. Stanev E. V. Understanding Black Sea Dynamics: Overview of recent modeling // Oceanography. – 2005. – Vol. 18, no. 2. – P. 56-75. – https://doi.org/10.5670/oceanog.2005.42.
609. Stanev E. V., Chtirkova B. Interannual change in mode waters: Case of the Black Sea //Journal of Geophysical Research: Oceans. – 2020. – C. e2020JC016429.
610. Stanev E. V., Grayek S., Claustre H. et al. Water intrusions and particle signatures in the Black Sea: a Biogeochemical-Argo float investigation // Ocean Dynamics. – 2017. – Vol. 67, iss. 9. – P. 1119-1136. – https://doi.org/10.1007/s10236-017-1077-9.
611. Stanev E. V., He Y., Staneva J. et al. Mixing in the Black Sea detected from the temporal and spatial variability of oxygen and sulfide – Argo float observations and numerical modelling // Biogeosciences. – 2014. – Vol. 11, iss. 20. – P. 5707-5732. – https://doi.org/10.5194/bg-11-5707-2014.
612. Stanev E. V., Kandilarov R. Sediment dynamics in the Black Sea: numerical modelling and remote sensing observations // Ocean Dynamics. – 2012. – Vol. 62, iss. 4. – P. 533-553. – https://doi.org/10.1007/s10236-012-0520-1.
613. Stanev E. V., Peneva E. L. Regional sea level response to global climatic change: Black Sea examples // Global and Planetary Change. – 2001. – Vol. 32, iss. 1. – P. 33-47. – https://doi.org/10.1016/S0921-8181(01)00148-5.
614. Stanev E. V., Peneva E., Chtirkova B. Climate change and regional ocean water mass disappearance: case of the Black Sea // Journal of Geophysical Research: Oceans. – 2019. – Vol. 124, iss. 7. – P. 4803-4819. – https://doi.org/10.1029/2019JC015076.
615. Stanev E. V., Poulain P.-M., Grayek S. et al. Understanding the Dynamics of the Oxic-Anoxic Interface in the Black Sea // Geophysical Research Letters. – 2018. – Vol. 45, iss. 2. – https://doi.org/10.1002/2017GL076206.
616. Stanev E. V., Bowman M. J., Peneva E. L. et al. Control of Black Sea intermediate water mass formation by dynamics and topography: Comparison of numerical simulations, surveys and satellite data // Journal of Marine Research. – 2003. – Vol. 61, no. 1. – P. 59-99. – https://doi.org/10.1357/002224003321586417.
617. Stanev E. V., He Y., Grayek S. et al. Oxygen dynamics in the Black Sea as seen by Argo profiling floats // Geophysical Research Letters. – 2013. – Vol. 40, iss. 12. – P. 3085-3090. – https://doi.org/10.1002/grl.50606.
618. Stanev E. V., Le Traon P.-Y., Peneva E. L. Sea level variations and their dependency on meteorological and hydrological forcing: Analysis of altimeter and surface data for the Black Sea // Journal of Geophysical Research: Oceans. – 2000. – Vol. 105, iss. C7. – P. 17203-17216. – https://doi.org/10.1029/1999JC900318.
619. Stanev E. V., Staneva J., Bullister J. L. et al. Ventilation of the Black Sea pycnocline. Parameterization of convection, numerical simulations and validations against observed chlorofluorocarbon data // Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers. – 2004. – Vol. 51, iss. 12. – P. 2137-2169. – https://doi.org/10.1016/j.dsr.2004.07.018.
620. Staneva J. V., Dietrich *D*. E., Stanev E. V. et al. Rim current and coastal eddy mechanisms in an eddy-resolving Black Sea general circulation model // Journal of Marine Systems. – 2001. – Vol. 31, iss. 1-3. – P. 137-157. – https://doi.org/10.1016/S0924-7963(01)00050-1.
621. Stanichny S. V., Kubryakov A. A., Soloviev *D*. M. Parameterization of surface wind-driven currents in the Black Sea using drifters, wind, and altimetry data // Ocean Dynamics. – 2016. – Vol. 66, iss. 1. – P. 1-10. – https://doi.org/10.1007/s10236-015-0901-3.

622. Stanichny S. V., Kubryakova E. A., Kubryakov A. A. Quasi-tropical cyclone caused anomalous autumn coccolithophore bloom in the Black Sea // Biogeosciences Discuss. : [preprint]. – 2020. – https://doi.org/10.5194/bg-2020-165.
623. Stelmakh L. V. Microzooplankton grazing impact on phytoplankton blooms in the coastal seawater of the Southern Crimea (Black Sea) // International Journal of Marine Science. – 2013. – Vol. 3, no. 15. – P. 121-127. – DOI: 10.5376/ijms.2013.03.0015.
624. Stepanova O. A. Black Sea algal viruses // Russian Journal of Marine Biology. – 2016. – Vol. 42, iss. 2. – P. 123-127. – https://doi.org/10.1134/S1063074016020103.
625. Stoffelen A., de Vries J., Voorrips en A. Towards the real-time use of QuikSCAT winds. – De Bilt, Netherlands: Royal Netherlands Royal Netherlands Meteorological Institute, 2000. – 77 p. – URL: http://projects.knmi.nl/publications/fulltexts/bcrs_qscat6a.pdf (date of access: 10.01.2020).
626. Strokal M., Kroeze C. Nitrogen and phosphorus inputs to the Black Sea in 1970-2050 // Regional Environmental Change. – 2013. – Vol. 13, iss. 1. – P. 179-192. – https://doi.org/10.1007/s10113-012-0328-z.
627. Sun *W*., Dong C., Wang R. et al. Vertical structure anomalies of oceanic eddies in the Kuroshio Extension region // Journal of Geophysical Research: Oceans. – 2017. – Vol. 122, iss. 2. – P. 1476-1496. – https://doi.org/10.1002/2016JC012226.
628. Sur H. İ., Özsoy E., Ilyin Y. P. et al. Coastal/deep ocean interactions in the Black Sea and their ecological/environmental impacts // Journal of Marine Systems. – 1996. – Vol. 7, iss. 2-4. – P. 293-320. – https://doi.org/10.1016/0924-7963(95)00030-5.
629. Sur H. İ., Özsoy E., Ünlüata Ü. Boundary current instabilities, upwelling, shelf mixing and eutrophication processes in the Black Sea // Progress in Oceanography. – 1994. – Vol. 33, iss. 4. – P. 249-302. – https://doi.org/10.1016/0079-6611(94)90020-5.
630. Sur H. I., Ilyin Y. P. Evolution of satellite derived mesoscale thermal patterns in the Black Sea // Progress in Oceanography. – 1997. – Vol. 39, iss. 2. – P. 109-151. – https://doi.org/10.1016/S0079-6611(97)00009-8.
631. Suttle C. A., Chen F. Mechanisms and rates of decay of marine viruses in seawater // Applied and Environmental Microbiology. – 1992. – Vol. 58, no. 11. – P. 3721-3729. – DOI: 10.1128/aem.58.11.3721-3729.1992.
632. Sverdrup H. U. On Conditions for the Vernal Blooming of Phytoplankton // Conseil Permanent International pour l'Exploration de la Mer. – 1953. – Vol. 18, iss. 3. – P. 287-295. – https://doi.org/10.1093/icesjms/18.3.287.
633. Sweeney E. N., McGillicuddy Jr. *D*. J., Buesseler K. O. Biogeochemical impacts due to mesoscale eddy activity in the Sargasso Sea as measured at the Bermuda Atlantic Time-series Study (BATS) // Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography. – 2003. – Vol. 50, iss. 22-26. P. 3017-3039. – https://doi.org/10.1016/j.dsr2.2003.07.008.
634. Taylor J. R., Ferrari R. Shutdown of turbulent convection as a new criterion for the onset of spring phytoplankton blooms // Limnology and Oceanography. – 2011. – Vol. 56, iss. 6. – P. 2293-2307. – https://doi.org/10.4319/lo.2011.56.6.2293.
635. Tolmazin *D*. Changing coastal oceanography of the Black Sea. I: Northwestern shelf // Progress in Oceanography. – 1985. – Vol. 15, iss. 4. – P. 217-276. – https://doi.org/10.1016/0079-6611(85)90038-2.
636. Tolstosheev A. P., Lunev E. G., Motyzhev V. S. Development of means and methods of drifter technology applied to the problem of the Black Sea research // Oceanology. – 2008. – Vol. 48, iss. 1. – P. 138-146. – https://doi.org/10.1134/S0001437008010165.
637. Townsend *D*. *W*., Cammen L. M., Holligan P. M. et al. Causes and consequences of variability in the timing of spring phytoplankton blooms // Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers. – 1994. – Vol. 41, iss. 5-6. – P. 747-765. – https://doi.org/10.1016/0967-0637(94)90075-2.
638. Tsiaras K. P., Kourafalou V. H., Davidov A. et al. A three-dimensional coupled model of the western Black Sea plankton dynamics: Seasonal variability and comparison to SeaWiFs

data // Journal of Geophysical Research: Oceans. – 2008. – Vol. 113, iss. C7. – C07007. – https://doi.org/10.1029/2006JC003959.

639. Tsimplis M. N., Josey S. A., Rixen M. et al. On the forcing of sea level in the Black Sea // Journal of Geophysical Research: Oceans. – 2004. – Vol. 109, iss. C8. – C08015. – https://doi.org/10.1029/2003JC002185.

640. Tsimplis M. N., Spencer N. E. Collection and analysis of monthly mean sea level data in the Mediterranean and the Black Sea // Journal of Coastal Research. – 1997. – Vol. 13, no. 2. – P. 534-544. – URL: www.jstor.org/stable/4298645 (date of access: 10.01.2020).

641. Tsuchiya K., Kuwahara V. S., Yoshiki T. et al. Phytoplankton community response and succession in relation to typhoon passages in the coastal waters of Japan // Journal of Plankton Research. – 2014. – Vol. 36, iss. 2. – P. 424-438. – https://doi.org/10.1093/plankt/fbt127.

642. Tsuji Y., Yoshida M. Chapter Seven – Biology of Haptophytes: Complicated cellular processes driving the global carbon cycle // Advances in Botanical Research. – 2017. – Vol. 84. – P. 219-261ю – DOI: 10.1016/bs.abr.2017.07.002.

643. Tufte L., Trieschmann O., Hunsänger T. et al. Using Air– and Spaceborne Remote Sensing Data for the Operational Oil Spill Monitoring of the German North Sea and Baltic Sea // ISPRS Archives. – 2004. – Vol. XXXV, part B7. – P. 1006-1010. – URL: https://www.isprs.org/proceedings/XXXV/congress/comm7/papers/193.pdf (date of access: 10.01.2020).

644. Tuğrul S., Murray J. *W*., Friederich G. E. et al. Spatial and temporal variability in the chemical properties of the oxic and suboxic layers of the Black Sea // Journal of Marine Systems. – 2014. – Vol. 135. – P. 29-43. – https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2013.09.008.

645. Turkoglu M. Winter bloom of coccolithophore *Emiliania huxleyi* and environmental conditions in the Dardanelles // Hydrology Research. – 2010. – Vol. 41, iss. 2. – P. 104-114. – https://doi.org/10.2166/nh.2010.124.

646. Tuzhilkin V. S. Thermohaline structure of the sea // The Black Sea Environment / A. G. Kostianoy, A. N. Kosarev (eds). – Berlin: Springer, 2007. – P. 217-253. – (The Handbook of Environmental Chemistry, vol 5Q).

647. Twardowski M. S., Boss, E., Sullivan, J. M., & Donaghay, P. L. Modeling the spectral shape of absorption by chromophoric dissolved organic matter //Marine Chemistry. – 2004. – Т. 89. – №. 1-4. – С. 69-88.

648. Twardowski M. S., Donaghay P. L. Photobleaching of aquatic dissolved materials: Absorption removal, spectral alteration, and their interrelationship //Journal of Geophysical Research: Oceans. – 2002. – Т. 107. – №. C8. – С. 6-1-6-12.

649. Tyrrell T., Merico A. *Emiliania huxleyi*: bloom observations and the conditions that induce them // Coccolithophores / H. R. Thierstein, J. R. Young (eds). – Berlin: Springer, 2004. – P. 75-97. – https://doi.org/10.1007/978-3-662-06278-4_4.

650. Valchev N., Davidan I., Belberov Z. et al. Hindcasting and assessment of the western Black Sea wind and wave climate // Journal of Environmental Protection and Ecology. – 2010. – Vol. 11, no. 3. – P. 1001-1012.

651. Van der Wal P., Kempers R. S., Veldhuis M. J. *W*. Production and downward flux of organic matter and calcite in a North Sea bloom of the coccolithophore *Emiliania huxleyi* // Marine Ecology Progress Series. – 1995. – Vol. 126, no. 1/3. – P. 247-265. – URL: www.jstor.org/stable/24855080 (date of access: 21.01.2021).

652. Van Vledder G. Ph., Akpınar A. Wave model predictions in the Black Sea: sensitivity to wind fields // Applied Ocean Research. – 2015. – Vol. 53. – P. 161-178. – https://doi.org/10.1016/j.apor.2015.08.006.

653. Vardi A., Haramaty L., Van Mooy B. A. S. et al. Host-virus dynamics and subcellular controls of cell fate in a natural coccolithophore population // Proceedings of the National Academy of Sciences. – 2012. – Vol. 109, no. 47. – P. 19327-19332. – DOI: 10.1073/pnas.1208895109.

654. Varenik A., Konovalov S., Stanichny S. Quantifying importance and scaling effects of atmospheric deposition of inorganic fixed nitrogen for the eutrophic Black Sea // Biogeosciences. – 2015. – Vol. 12, iss. 21. – P. 6479-6491. – DOI: 10.5194/bg-12-6479-2015.
655. Vaughn J. M., Balch *W*. M., Novotny J. F. et al. Isolation of *Emiliania huxleyi* viruses from the Gulf of Maine // Aquatic Microbial Ecology. – 2010. – Vol. 58, no. 2. – P. 109-116. – https://doi.org/10.3354/ame01375.
656. Verhoef A., Stoffelen A. ASCAT coastal winds validation report, Tech. Report, version 1.5. – EUMETSAT, 2013. – (Technical Note SAF/OSI/CDOP/KNMI/TEC/RP/176). – URL: http://projects.knmi.nl/publications/fulltexts/ascat_coastal_validation_1.5.pdf (date of access: 10.01.2020).
657. Verspeek J., Stoffelen A., Portabella M. et al. Validation and calibration of ASCAT using CMOD5.n // IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing. – 2010. – Vol. 48, no. 1. – P. 386-395. – doi:10.1109/TGRS.2009.2027896.
658. Vigo I., Garcia *D*., Chao B. F. Change of sea level trend in the Mediterranean and Black seas // Journal of Marine Research. – 2005. – Vol. 63, no. 6. – P. 1085-1100. – https://doi.org/10.1357/002224005775247607.
659. Vinogradov M. E., Shushkina E. A., Mikaelyan A. S. et al. Temporal (seasonal and interannual) changes of ecosystem of the open waters of the Black Sea // Environmental Degradation of the Black Sea: Challenges and Remedies / S. T. Beşiktepe, Ü. Ünlüata, A. S. Bologa (eds). – Dordrecht: Springer, 199. – P. 109-129. – https://doi.org/10.1007/978-94-011-4568-8_8.
660. Vladimirov V. L., Mankovsky V. I., Solov'ev M. V. et al. Seasonal and long-term variability of the Black Sea optical parameters // Sensitivity to Change: Black Sea, Baltic Sea and North Sea / E. Özsoy, A. Mikaelyan (eds.). – Dordrecht: Springer, 1997. – P. 33-48. – https://doi.org/10.1007/978-94-011-5758-2_4.
661. Vodacek A., Blough, N. V., DeGrandpre, M. *D*., DeGrandpre, M. *D*., & Nelson, R. K. Seasonal variation of CDOM and DOC in the Middle Atlantic Bight: Terrestrial inputs and photooxidation //Limnology and Oceanography. – 1997. – Т. 42. – №. 4. – С. 674-686.
662. Volkov *D*. L., Johns *W*. E., Belonenko T. V. Dynamic response of the Black Sea elevation to intraseasonal fluctuations of the Mediterranean sea level // Geophysical Research Letters. – 2016. – Vol. 43, iss. 1. – P. 283-290. https://doi.org/10.1002/2015GL066876.
663. Volkov *D*. L., Landerer F. *W*. Internal and external forcing of sea level variability in the Black Sea // Climate Dynamics. – 2015. – Vol. 45, iss. 9-10. – P. 2633-2646. – https://doi.org/10.1007/s00382-015-2498-0.
664. Volkov *D*. L., Larnicol G., Dorandeu J. Improving the quality of satellite altimetry data over continental shelves // Journal of Geophysical Research: Oceans. – 2007. – Vol. 112, iss. C6. – C06020. – https://doi.org/10.1029/2006JC003765.
665. Voss K. J., Balch *W*. M., Kilpatrick K. A. Scattering and attenuation properties of *Emiliania huxleyi* cells and their detached coccoliths // Limnology and Oceanography. – 1998. – Vol. 43, iss. 5. – P. 870-876. – https://doi.org/10.4319/lo.1998.43.5.0870.
666. Walker N. *D*., Leben R. R., Balasubramanian S. Hurricane-forced upwelling and chlorophyll a enhancement within cold-core cyclones in the Gulf of Mexico // Geophysical Research Letters. – 2005. – Vol. 32, iss. 18. – L18610. – https://doi.org/10.1029/2005GL023716.
667. Wang Z., Hollebone B.P., Fingas M. et al. Characteristics of Spilled Oils, Fuels, and Petroleum Products: 1. Composition and Properties of Selected Oils. – Research Triangle Park, North Carolina : United States Environmental Protection Agency, 2003. – 280 p.
668. Weiss J. The dynamics of enstrophy transfer in two-dimensional hydrodynamics // Physica *D*: Nonlinear Phenomena. – 1991. – Vol. 48, iss. 2-3. – P. 273-294. – https://doi.org/10.1016/0167-2789(91)90088-Q.
669. Wilhelm S. *W*., Weinbauer M. G., Suttle C. A. et al. The role of sunlight in the removal and repair of viruses in the sea // Limnology and Oceanography. – 1998. – Vol. 43, iss. 4. – P. 586-592. – https://doi.org/10.4319/lo.1998.43.4.0586.

670. Williams R. G., Follows M. J. Physical transport of nutrients and the maintenance of biological production //Ocean biogeochemistry. – Springer, Berlin, Heidelberg, 2003. – C. 19-51.

671. Wilson *W*. H., Tarran G. A., Schroeder *D*. et al. Isolation of viruses responsible for the demise of an *Emiliania huxleyi* bloom in the English Channel // Journal of the Marine Biological Association of the United Kingdom. – 2002. – Vol. 82, iss. 3. – P. 369-377. – DOI:10.1017/S002531540200560X.

672. Winder M., Sommer U. Phytoplankton response to a changing climate // Hydrobiologia. – 2012. – Vol. 698, iss. 1. – P. 5-16. – https://doi.org/10.1007/s10750-012-1149-2.

673. Winter A., Rost B., Hilbrecht H. et al. Vertical and horizontal distribution of coccolithophores in the Caribbean Sea // Geo-Marine Letters. – 2002. – Vol. 22, iss. 3. – P. 150-161. – https://doi.org/10.1007/s00367-002-0108-8.

674. Wu J. Wind-induced drift currents // Journal of Fluid Mechanics. – 1975. – Vol. 68, iss. 1. – P. 49-70. – https://doi.org/10.1017/S0022112075000687.

675. Wu Y., Platt T., Tang C. C. L. et al. A summer phytoplankton bloom triggered by high wind events in the Labrador Sea, July 2006 // Geophysical Research Letters. – 2008. – Vol. 35, iss. 10. – L10606. – https://doi.org/10.1029/2008GL033561.

676. Xing X., Claustre H., Blain S. et al. Quenching correction for in vivo chlorophyll fluorescence acquired by autonomous platforms: A case study with instrumented elephant seals in the Kerguelen region (Southern Ocean) // Limnology and Oceanography: Methods. – 2012. – Vol. 10, iss. 7. – P. 483-495. – https://doi.org/10.4319/lom.2012.10.483.

677. Xing X., Claustre H., Uitz J. et al. Seasonal variations of bio-optical properties and their interrelationships observed by Bio-Argo floats in the subpolar North Atlantic // Journal of Geophysical Research: Oceans. – 2014. – Vol. 119, iss. 10. – P. 7372-7388. – DOI: 10.1002/2014jc010189.

678. Xing X., Morel A., Claustre H. et al. Combined processing and mutual interpretation of radiometry and fluorometry from autonomous profiling Bio-Argo floats: 2. Colored dissolved organic matter absorption retrieval // Journal of Geophysical Research: Oceans. – 2012. – Vol. 117, iss. C4. – C04022. – https://doi.org/10.1029/2011JC007632.

679. Xu J., Bach L. T., Schulz K. G. et al. The role of coccoliths in protecting Emiliania huxleyi against stressful light and UV radiation // Biogeosciences. – 2016. – Vol. 13, iss. 16. – P. 4637-4643. https://doi.org/10.5194/bg-13-4637-2016.

680. Xu K., Gao K., Villafañe V. E. et al. Photosynthetic responses of *Emiliania huxleyi* to UV radiation and elevated temperature: roles of calcified coccoliths // Biogeosciences. – 2011. – Vol. 8, iss. 6. P. 1441-1452. – https://doi.org/10.5194/bg-8-1441-2011.

681. Yang G., Yu *W*., Yuan Y. et al. Characteristics, vertical structures, and heat/salt transports of mesoscale eddies in the southeastern tropical Indian Ocean // Journal of Geophysical Research: Oceans. – 2015. – Vol. 120, iss. 10. – P. 6733-6750. – DOI: 10.1002/2015JC011130.

682. Yankovsky A. E., Lemeshko E. M., Ilyin Yu. P. The influence of shelfbreak forcing on the alongshelf penetration of the Danube buoyant water, Black Sea // Continental Shelf Research. – 2004. – Vol. 24, iss. 10. – P. 1083-1098. – https://doi.org/10.1016/j.csr.2004.03.007.

683. Yasakova O. N., Okolodkov Yu. B., Chasovnikov V. K. Increasing contribution of coccolithophorids to the phytoplankton in the northeastern Black Sea // Marine Pollution Bulletin. – 2017. – Vol. 124, iss. 1. P. 526-534. – https://doi.org/10.1016/j.marpolbul.2017.07.037

684. Ye H. J., Sui Y., Tang *D*. L. et al. A subsurface chlorophyll a bloom induced by typhoon in the South China Sea // Journal of Marine Systems. – 2013. – Vol. 128. – P. 138-145. – https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2013.04.010.

685. Yildiz H., Andersen O. B., Kilicoglu A. et al. Sea level variations in the Black Sea for 1993-2007 period from GRACE, altimetry and tide gauge data // Geophysical Research Abstracts. – 2008. – Vol. 10. – EGU2008-A-08684. – URL:

https://www.cosis.net/abstracts/EGU2008/08684/EGU2008-A-08684.pdf (date of access: 10.01.2020).

686. Young J. R. Function of coccoliths // A. Winter, *W*. G. Siesser (eds.). Coccolithophores. – Cambridge: Cambridge University Press, 1994. – P. 63-82.

687. Yunev O. A., Carstensen J., Moncheva S. et al. Nutrient and phytoplankton trends on the western Black Sea shelf in response to cultural eutrophication and climate changes // Estuarine, Coastal and Shelf Science. – 2007. – Vol. 74, iss. 1-2. – P. 63-76. – https://doi.org/10.1016/j.ecss.2007.03.030.

688. Yunev O. A., Moncheva S., Carstensen J. Long-term variability of vertical chlorophyll a and nitrate profiles in the open Black Sea: eutrophication and climate change // Marine Ecology Progress Series. – 2005. – Vol. 294. – P. 95-107. – DOI: 10.3354/meps294095.

689. Yunev O. A., Vedernikov V. I., Basturk O. et al. Long-term variations of surface chlorophyll a and primary production in the open Bl'ack Sea // Marine Ecology Progress Series. – 2002. – Vol. 230. – P. 11-28. – DOI: 10.3354/meps230011.

690. Zaitsev Yu. P. Recent changes in the trophic structure of the Black Sea // Fisheries Oceanography. – 1992. – Vol. 1, iss. 2. – P. 180-189. – https://doi.org/10.1111/j.1365-2419.1992.tb00036.x.

691. Zamudio L., Hurlburt H. E., Metzger E. J. et al. Interannual variability of Tehuantepec eddies // Journal of Geophysical Research: Oceans. – 2006. – Vol. 111, iss. C5. – https://doi.org/10.1029/2005JC003182.

692. Zatsepin A. G., Denisov E. S., Emel'yanov S. V. et al. Effect of bottom slope and wind on the near-shore current in a rotating stratified fluid: laboratory modeling for the Black Sea // Oceanology. – 2005. – Vol. 45, suppl. 1. – P. S13-S26.

693. Zatsepin A. G., Ginzburg A. I., Kostianoy A. G. et al. Observations of Black Sea mesoscale eddies and associated horizontal mixing // Journal of Geophysical Research: Oceans. – 2003. – Vol. 108, iss. C8. – 3246. – https://doi.org/10.1029/2002JC001390.

694. Zatsepin A., Kubryakov A., Aleskerova A. et al. Physical mechanisms of submesoscale eddies generation: evidences from laboratory modeling and satellite data in the Black Sea // Ocean Dynamics. – 2019. – Vol. 69, iss. 2. – P. 253-266. – https://doi.org/10.1007/s10236-018-1239-4.

695. Zavialov P. O., Makkaveev P. N., Konovalov B. V. et al. Hydrophysical and hydrochemical characteristics of the sea areas adjacent to the estuaries of small rivers of the Russian coast of the Black Sea // Oceanology. – 2014. – Vol. 54, iss. 3. – P. 265-280. – DOI: 10.1134/S0001437014030151.

696. Zecchetto S., De Biasio F. Sea surface winds over the Mediterranean basin from satellite data (2000-04): Meso– and local-scale features on annual and seasonal time scales // Journal of Applied Meteorology and Climatology. – 2007. – Vol. 46, no. 6. – P. 814-827. – https://doi.org/10.1175/JAM2498.1.

697. Zhai P. *W*., Hu Y., Trepte C. R. et al. Inherent optical properties of the coccolithophore: *Emiliania huxleyi* // Optics Express. – 2013. – Vol. 21, iss. 15. – P. 17625-17638. – DOI: 10.1364/OE.21.017625.

698. Zhang S., Xie L., Hou Y. et al. Tropical storm-induced turbulent mixing and chlorophyll-a enhancement in the continental shelf southeast of Hainan Island // Journal of Marine Systems. – 2014. – Vol. 129. – P. 405-414. – https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2013.09.002

699. Zhang Z., Zhang Y., Wang *W*. et al. Universal structure of mesoscale eddies in the ocean // Geophysical Research Letters. – 2013. – Vol. 40, iss. 14. – P. 3677-3681. – https://doi.org/10.1002/grl.50736.

700. Zhou F., Shapiro G., Wobus F. Cross-shelf exchange in the northwestern Black Sea // Journal of Geophysical Research: Oceans. – 2014. – Vol. 119, iss. 4. – P. 2143-2164. – https://doi.org/10.1002/2013JC009484.

701. Zhurbas N. V. The wind-induced drift velocity of the freshwater layer on the sea's surface // Oceanology. – 2013. – Vol. 53, iss. 2. – P. 136-144. – https://doi.org/10.1134/S0001437013020161.