

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки
Федеральный исследовательский центр
«Морской гидрофизический институт РАН»

На правах рукописи

АЛЕСКЕРОВА АННА АДИЛОВНА

СУБМЕЗОМАСШТАБНЫЕ ДИНАМИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ И ИХ ВЛИЯНИЕ
НА РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ВЗВЕШЕННОГО ВЕЩЕСТВА
У БЕРЕГОВ КРЫМА

Специальность 1.6.17 – Океанология

Диссертация на соискание ученой степени
кандидата географических наук

Научный руководитель
кандидат физико-математических наук,
старший научный сотрудник
Станичный Сергей Владимирович

Севастополь – 2022

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	4
РАЗДЕЛ 1 ОБЗОР ИССЛЕДОВАНИЙ СУБМЕЗОМАСШТАБНЫХ ПРОЦЕССОВ	16
1.1 Субмезомасштабные процессы в океанах и морях	16
1.2 Исследование субмезомасштабных процессов в Черном море по спутниковым измерениям.....	21
Выводы к Разделу 1	24
РАЗДЕЛ 2 ОПРЕДЕЛЕНИЕ ТЕМПЕРАТУРЫ ПОВЕРХНОСТИ ЧЕРНОГО МОРЯ ПО СПУТНИКОВЫМ ДАННЫМ ВЫСОКОГО РАЗРЕШЕНИЯ.....	26
2.1 Обоснование двухканального метода восстановления температуры поверхности моря.....	27
2.2 Алгоритм восстановления температуры поверхности моря по данным спутника Landsat-8	29
2.3 Причины различия температуры по данным MODIS и температуры, восстановленной по данным Landsat-8 (TIRS)	32
2.4 Восстановление температуры Черного моря по спутниковым данным с высоким разрешением	37
Выводы к Разделу 2	41
РАЗДЕЛ 3 РАСПРОСТРАНЕНИЕ ВЗВЕШЕННОГО ВЕЩЕСТВА ПОД ВЛИЯНИЕМ ШТОРМОВЫХ ВЕТРОВ У ЗАПАДНОГО ПОБЕРЕЖЬЯ КРЫМА	42
3.1 Ветровой режим	43
3.2 Источники взвешенного вещества у Западного берега Крыма	44
3.3 Среднемноголетнее распределение взвешенного вещества.....	48
3.4 Распределение взвешенного вещества при действии различных ветров	51
3.4.1 Южные и юго-западные ветры	51
3.4.2 Северо-восточные ветры	55
3.4.3 Северные и северо-западные ветры.....	57

Выводы к Разделу 3.....	61
РАЗДЕЛ 4 РАСПРОСТРАНЕНИЕ ВОД ИЗ КЕРЧЕНСКОГО ПРОЛИВА В ЧЕРНОЕ МОРЕ	62
4.1 Различия в термохалинных и оптических свойствах Черного и Азовского морей.....	64
4.2 Распространение азовоморских вод при штормовых ветрах	66
4.2.1 «Западное» распространение азовоморских вод.....	66
4.2.2 «Центральное» распространение азовоморских вод	75
4.2.3 Блокировка распространения азовоморских вод	77
4.3 Влияние мезомасштабных вихрей на перенос азовоморских вод.....	81
4.4 Анализ штормового воздействия на концентрацию взвешенного вещества в районе Керченского пролива	85
4.5 Сезонная и пространственная изменчивость концентрации взвешенного вещества в районе Керченского пролива	87
Выводы к разделу 4.....	92
РАЗДЕЛ 5 СУБМЕЗОМАСШТАБНЫЕ ПРОЦЕССЫ ПО СПУТНИКОВЫМ ИЗМЕРЕНИЯМ	93
5.1 Субмезомасштабные процессы у побережья Крыма	93
5.1.1 Акватория у Западного берега Крыма.....	94
5.1.2 Южное побережье Крыма	103
5.1.3 Юго-восточное побережье Крыма.	107
5.2 Возможные причины образования субмезомасштабных вихрей у берегов Крыма.....	114
Выводы к Разделу 5.....	121
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	123
СПИСОК СОКРАЩЕНИЙ И УСЛОВНЫХ ОБОЗНАЧЕНИЙ.....	126
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ.....	128

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность темы исследования

Субмезомасштабные процессы в прибрежной зоне возникают в результате неоднородного воздействия ветра, сложной конфигурации береговой линии, наличия речных стоков и апвеллингов. Данные процессы способствуют вертикальному и горизонтальному обмену, что влияет на распространение загрязняющих взвешенных веществ, а также приводит к выносу биогенных элементов из прибрежной зоны в центральную часть моря.

Субмезомасштабные вихри характеризуются малыми пространственными размерами (0,1 – 10 км), и высокой временной изменчивостью (от часов до нескольких суток) [McWilliams, 2016]. Благодаря развитию средств дистанционного зондирования стало возможно их детальное изучение.

Рост хозяйственной и рекреационной нагрузки на прибрежные акватории обосновывает актуальность детального изучения субмезомасштабной динамики вод в этих районах, а также исследование факторов ее определяющих.

В настоящей работе впервые на основе архива спутниковых данных среднего и высокого разрешения за более чем 30-летний период подробно исследована субмезомасштабная динамика вод у берегов Крыма, ее связь с атмосферным воздействием и влияние на перенос взвешенного вещества из Азовского моря.

Степень разработанности темы исследования

Исследование динамических процессов, которые имеют достаточно малые пространственные масштабы (до нескольких километров) и непродолжительное время существования, по контактными данным или модельным расчетам является сложной задачей. В работах [Zatsepin и др., 2011, Лаврова и др., 2012] были получены характеристики субмезомасштабных вихрей в Черном море по контактными измерениям, в частности, субмезомасштабные вихри в районе Геленджика изучались на основе комплексных гидрологических измерений. Появление новых оптических средств дистанционного зондирования с высоким

разрешением дало возможность регулярно наблюдать и исследовать субмезомасштабные процессы, определять их характеристики и выявлять возможные механизмы образования. В частности, субмезомасштабные вихри исследовались в прибрежной зоне северо-восточной части Черного моря по спутниковым радиолокационным и оптическим измерениям [Lavrova et al., 2006, 2012; Костяной и др., 2010]. В приведенных работах представлены отдельные примеры по данным радиолокатора с синтезированной апертурой (РСА). Российские исследователи активно ведут изучение субмезомасштабной вихревой динамики по спутниковым данным в Черном, Балтийском, Белом, Каспийском морях [Zatsepin et al., 2011, 2019; Gurova, Chubarenko, 2012; Karimova et al., 2012; Атаджанова и др, 2017].

Цель и задачи работы

Цель работы - исследовать субмезомасштабные процессы в акватории у берегов Крыма и определить их влияние на пространственно-временное распределение температуры и оптических характеристик морской поверхности и на перенос взвешенного вещества.

Для достижения цели были поставлены и решены следующие научные задачи:

1. Разработать алгоритм восстановления температуры морской поверхности с высоким пространственным разрешением на основе спутниковых данных сканера TIRS Landsat-8.

2. Исследовать особенности распространения взвешенного вещества под влиянием штормовых ветров у западного побережья Крыма по оптическим данным высокого разрешения.

3. На основе карт оптических характеристик и температуры проанализировать распространение азовоморских вод в Черном море. Изучить влияние ветра, течений и различных динамических факторов на пространственное распределение азовоморских вод.

4. Изучить характеристики и механизмы образования субмезомасштабных вихрей у берегов Крыма. Определить характерные районы их возникновения и

оценить влияние вихрей на перенос взвешенного вещества в различных участках акватории.

Научная новизна результатов проведенных исследований

Впервые для Черноморского региона на основе сопоставления данных со спутника Landsat-8 с данными спектрорадиометра MODIS адаптирован двухканальный алгоритм восстановления температуры по измерениям спутника Landsat-8 (TIRS). Полученный алгоритм позволяет восстанавливать температуру поверхности моря с разрешением около 100 метров, что дает возможность анализировать пространственную структуру поля температуры на пространственных масштабах 0,1 – 1 км.

Впервые определено пространственное распределение взвешенного вещества в водах у берегов Крыма, возникающее под влиянием различных штормовых ветров. Выявлены основные районы возникновения наиболее высоких значений концентрации на основе анализа массива спутниковых данных.

Впервые на основе архива спутниковых данных за более чем 30-летний период исследованы пространственные и временные характеристики распространения азовоморских вод в акватории Черного моря. Получены зависимости интенсивности их распространения от силы и направления ветра, синоптической и крупномасштабной геострофической циркуляции и водообмена через Керченский пролив.

Впервые проведена типизация субмезомасштабных процессов, характерных для различных прибрежных районов Крыма. Определены их типичные размеры, районы возникновения и оценено их влияние на перенос взвешенного вещества. Продемонстрированы описанные ранее возможные причины образования субмезомасштабных процессов у берегов Крыма.

Теоретическая и практическая значимость работы

Теоретическая значимость работы заключается в выявлении физико-географических закономерностей генерации субмезомасштабных вихрей у берегов Крыма. Уточнение представлений об их влиянии на распределение взвешенного вещества может быть использовано для понимания причин и

процессов ответственных за обмен биогеохимическими примесями в прибрежной зоне.

Практическая значимость работы состоит в разработке и апробации регионального алгоритма определения температуры поверхности Черного моря по данным сканера TIRS с высоким пространственным разрешением; типизации проявления субмезомасштабных процессов в различных зонах береговой линии Крыма и исследовании их роли в переносе взвешенного вещества и сопутствующих загрязнений для оценки ассимиляционных характеристик шельфовой зоны. Результаты могут быть применены при прогнозировании распространения загрязнений в прибрежной зоне.

Методология и методы исследования

Основным методическим подходом диссертационного исследования являлся комплексный анализ разнородных океанографических и гидрометеорологических данных: оптических и ИК-радиометров с различными пространственными разрешениями, скаттерометров, спутниковых измерений альтиметров; гидрологических измерений на станциях.

В процессе исследования использовались различные подходы, основанные на статистическом (композитном) анализе больших объемов данных, детальном анализе отдельных событий, а также других традиционных методах океанографии.

Для определения концентрации взвешенного вещества (TSM – total concentration of suspended matter) применялся региональный алгоритм, основанный на комбинации спектральной яркости на различных длинах волн по данным сканеров MODIS-Aqua [Кременчуцкий и др., 2014].

Для получения информации о полях скорости ветра на высоте 10 метров использовались данные реанализа Modern Era Retrospective-Analysis for Research and Applications (MERRA) и Era-Interim [Dee et al., 2011]. Также использовались данные о скорости ветра, полученные по измерениям спутникового скаттерометра QuikSCAT с 1999 по 2009 гг., которые позволяют получить информацию о ветровом режиме непосредственно над морем.

Положения, выносимые на защиту:

1. Двухканальный алгоритм восстановления температуры по измерениям Landsat-8 с разрешением около 100 метров, адаптированный для Черноморского региона.
2. Классификация поля пространственного распределения распространения взвешенного вещества под влиянием различных штормовых ветров в прибрежной зоне Западного Крыма.
3. Количественные и качественные оценки пространственных и временных характеристик распространения азовоморских вод в зависимости от силы и направления ветра, мезомасштабной и крупномасштабной геострофической циркуляции, водообмена через Керченский пролив на основе архива спутниковых данных за более чем 30-летний период.
4. Типизация характерных для различных районов побережья Крыма субмезомасштабных процессов, определение их характерных размеров и мест возникновения, и влияния на перенос взвешенного вещества.

Степень достоверности и апробация результатов

Достоверность результатов обусловлена проведенным статистическим анализом большого объема данных. Были использованы данные в видимом диапазоне со спутников Landsat за более чем 30-летний период (с 1983 по 2020 гг., всего 1500 сцен), MODIS с 2000 г. и Sentinel-2 с 2015 г. Проведено сопоставление одномоментных спутниковых данных с различным пространственным разрешением. Кроме оптических спутниковых данных, использовались данные о скорости ветра, полученные по измерениям спутникового скаттерометра QuikSCAT, а также данные атмосферных реанализов Era-Interim и MERRA, которые с достаточной точностью, подтвержденной многими исследованиями, описывают атмосферное воздействие над Черным морем.

Достоверность и новизна научных результатов подтверждаются публикациями в ведущих профильных рецензируемых журналах.

Основные результаты диссертации представлялись на семинарах отдела дистанционных методов исследования и отделения оперативной океанографии

ФГБУН ФИЦ МГИ, а также на следующих российских и международных конференциях, семинарах и школах: «Современное состояние и перспективы наращивания морского ресурсного потенциала Юга России» (пос. Кацевели, 2014 г.); Всероссийская открытая конференция «Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса» (Москва, 2014 г., 2015 г., 2016 г., 2017 г., 2018 г., 2019 г., 2020 г.); Шестая Школа-семинар «Спутниковые методы и системы исследования Земли» (г. Таруса, 2015 г.); XII Конференция молодых ученых «Фундаментальные и прикладные космические исследования» (Москва, 2015 г.); «Пути решения проблемы сохранения и восстановления пляжей Крымского полуострова» (г. Севастополь, 2015 г.); Молодежная научная конференция «Комплексные исследования морей России: оперативная океанография и экспедиционные исследования» (г. Севастополь, 2016 г.); Всероссийская научная конференция «Моря России: наука, безопасность, ресурсы» (г. Севастополь, 2017 г.); II Всероссийская научная конференция молодых ученых «Комплексные исследования Мирового океана» (Москва, 2017 г.); Всероссийская научная конференция «Моря России: методы, средства и результаты исследований» (г. Севастополь, 2018 г.); Десятая международная Школа-семинар «Спутниковые методы и системы исследования Земли» (г. Таруса, 2019 г.); IV Всероссийская научная конференция молодых ученых «Комплексные исследования Мирового океана» (г. Севастополь, 2019 г.).

Связь с научными программами, планами, темами

Работа выполнялась в соответствии с научными планами и программами исследований Морского гидрофизического института НАН Украины и Федерального государственного бюджетного учреждения науки «Морской гидрофизический институт РАН» в рамках следующих проектов:

- проект РФФИ «Мезомасштабные и субмезомасштабные процессы в районе юго-западного побережья Крыма», № 14-45-01526 (2014 г.), исполнитель;
- проект РФФИ «Динамическая и термохалинная структура вихрей Черного моря по данным спутниковой альтиметрии, численного моделирования и

измерений буюв-профилемеров Арго», № 16–05–00264а (2016–2017 гг.), исполнитель;

– проект РФФИ «Аномальные цветения фитопланктона в западных морях России - проявления в данных ДЗЗ, возможные причины возникновения и влияние на характеристики экосистемы», № 17-05-41102 РГО_а (2017-2019 гг.), исполнитель;

– тема «Исследования закономерностей изменений состояния морской среды на основе оперативных наблюдений и данных системы диагноза, прогноза и реанализа состояния морских акваторий», № 0827–2018–0002 (2017 г.), исполнитель;

– проект РФФИ «Анализ антропогенных и природных загрязнений акватории Юго-западного Крыма на основе спутниковых данных, разработка элементов системы регионального мониторинга», № 18-45-920065 р_а (2018 г.), исполнитель;

– проект РФФИ «Тенденции изменчивости термохалинного и экологического режимов Азовского моря и Таганрогского залива в условиях устойчивой антропогенной нагрузки и уменьшения стока рек», № 18-05-80025 (2018-2020 гг.), исполнитель;

– тема «Развитие методов оперативной океанологии на основе междисциплинарных исследований процессов формирования и эволюции морской среды и математического моделирования с привлечением данных дистанционных и контактных измерений», № 0827-2018-0002 (2018 г.), исполнитель;

– проект РФФИ «Генерация, эволюция и роль в переносе вещества субмезомасштабных вихрей в Черном море», № 19-05-00479 А (2019-2021 гг.), исполнитель.

Личный вклад соискателя

Автором проведена обработка и анализ спутниковых данных; принималось участие в адаптации регионального двухканального алгоритма восстановления температуры по измерениям спутника Landsat-8 и выполнен анализ его точности; определялись характеристики субмезомасштабных процессов и принималось

участие в выявлении возможных причин их возникновения в зависимости от направления и скорости ветра, а также от конфигурации береговой линии. Выделены различные типы распространения азовоморских вод по акватории Черного моря под влиянием ветра. Совместно с соавторами проведен анализ пространственного распределения взвешенного вещества при штормовых ветрах у западного берега Крыма.

Публикации по теме диссертации

Результаты диссертации опубликованы в соавторстве в 20 научных работах, из них 9 статей в рецензируемых журналах, 1 статья в рецензируемом сборнике научных трудов и 10 тезисов докладов на Всероссийских конференциях.

Требованиям ВАК при Минобрнауки Российской Федерации удовлетворяют 7 работ в рецензируемых российских научных изданиях. В их числе 6 работ в рецензируемых научных изданиях, входящих в наукометрические базы Web of Science и SCOPUS.

Результаты работы апробированы на 10 российских научных конференциях. Все требования к публикациям основных научных результатов диссертации, предусмотренных в п. 11 и 13 «Положения о порядке присуждения ученых степеней», утвержденного Постановлением Правительства Российской Федерации от 24 сентября 2013 г. № 842, соблюдены.

Статьи в рецензируемых журналах

1. Кременчуцкий Д.А. Определение концентрации взвешенного вещества в Черном море по данным спутника MODIS / Кременчуцкий Д.А., Кубряков А.А., Завьялов П.О., Коновалов Б.В., Станичный С.В., **Алескерова А.А.** // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. – 2014. – № 29. – С. 1-9.

2. **Алескерова А.А.** Распространение взвешенного вещества под влиянием штормовых ветров у западного побережья Крыма по оптическим данным высокого разрешения / Алескерова А.А., Кубряков А.А., Станичный С.В. // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. – 2015. – Т. 12. № 1. – С. 63-71.

3. **Aleskerova A.A.** A two-channel method for retrieval of the Black Sea surface temperature from Landsat-8 measurements / Aleskerova A.A., Kubryakov A.A., Stanichny S.V. // *Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics*. – 2016. – Т. 52. – №. 9. – С. 1155-1161.

4. **Алескерова А.А.** Распространение вод из Керченского пролива в Черное море / Алескерова А.А., Кубряков А.А., Горячкин Ю.Н., Станичный С.В. // *Морской Гидрофизический Журнал*. – 2017. – №6. – С. 53-63.

5. **Алескерова А.А.** Распределение взвешенного вещества у западного побережья Крыма при воздействии сильных ветров различных направлений / Алескерова А.А., Кубряков А.А., Горячкин Ю.Н., Станичный С.В., Гармашов А.В. // *Исследование Земли из космоса*. – 2019. – №2. – С. 59-73.

6. 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 / Kubryakov A.A., **Aleskerova A.A.**, Goryachkin Y.N., Stanichny S.V., Latushkin A.A., Fedirko A.V. // *Progress in Oceanography*. – 2019. Vol. 176.

7. Zatsepin A. Physical mechanisms of submesoscale eddies generation: evidences from laboratory modeling and satellite data in the Black Sea / Zatsepin A., Kubryakov A., **Aleskerova A.**, Elkin D., Kukleva O. // *Ocean Dynamics*. – 2019. – С. 1-14.

8. Kubryakov A.A. Impact of Submesoscale Eddies on the Transport of Suspended Matter in the Coastal Zone of Crimea on the Base of Drones, Satellite and in situ Measurements / Kubryakov A.A., Lishaev P.N., Chepyzhenko A.I., **Aleskerova A.A.**, Kubryakova E.A., Medvedeva A.A., Stanichny S.V. // *Oceanology*. – 2021. – Vol. 61, No 2. – P. 159-172.

9. **Aleskerova A.** Characteristics of topographic submesoscale eddies off the Crimea coast from high-resolution satellite optical measurements / Aleskerova A., Kubryakov A., Stanichny S., Medvedeva A., Plotnikov E., Mizyuk A., Verzhevskaja L. // *Ocean Dynamics*. – 2021. – P. 1-23.

Статьи в сборниках научных трудов

10. **Алескерова А.А.** Субмезомасштабные процессы на западном побережье Крыма по измерениям спутников Landsat / Алескерова А.А., Кубряков А.А., Станичный С.В. // Сборник трудов XII конференция молодых ученых «Фундаментальные и прикладные космические исследования» под ред. А.М. Садовского, 2015. – С. 5-16.

Тезисы докладов на Всероссийских конференциях

11. **Алескерова А.А.** Субмезомасштабные процессы, определяющие распространение взвешенного вещества у западного побережья Крыма / Алескерова А.А., Кубряков А.А., Станичный С.В. // Современное состояние и перспективы наращивания морского ресурсного потенциала Юга России, Севастополь, 2014. – С. 157.

12. **Алескерова А.А.** Картирование субмезомасштабных процессов у побережья Крыма по спутниковым данным высокого разрешения за 1985-2015 гг. / Алескерова А.А., Кубряков А.А., Станичный С.В. // Пути решения проблемы сохранения и восстановления пляжей Крымского полуострова, Севастополь, 2015. – С. 104.

13. **Алескерова А.А.** Распространение азовских вод по акватории Черного моря по спутниковым данным высокого разрешения / Алескерова А.А., Кубряков А.А., Станичный С.В. // Комплексные исследования морей России: оперативная океанография и экспедиционные исследования. Материалы молодежной научной конференции, г. Севастополь, 25–29 апреля 2016 г. [Электронный ресурс]. – Севастополь: ФГБУН МГИ. – С. 34-39. – Режим доступа: http://mhi-ras.ru/news/news_201605201055.html, свободный.

14. **Алескерова А.А.** Субмезомасштабные процессы у побережья Крыма по измерениям спутников Landsat и Sentinel-2 / Алескерова А.А., Кубряков А.А., Станичный С.В., Зацепин А.Г., Медведева А.И. // Комплексные исследования Мирового океана. Материалы IV Всероссийской научной конференции молодых ученых. – 2019. Москва. – С. 29-30.

15. **Алескерова А.А.** Субмезомасштабные процессы у побережья Крыма по измерениям спутников Landsat и MODIS / Алескерова А.А., Кубряков А.А., Станичный С.В. // Всероссийские открытые ежегодные конференции «Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса». Дистанционные исследования поверхности океана и ледяных покровов, 14–18 ноября 2016 г. [Электронный ресурс] – Москва: ИКИ РАН. – С. 259. – Режим доступа: http://smiswww.iki.rssi.ru/d33_conf/mythesis.aspx?thesis=5725.

16. **Алескерова А.А.** Распространение Керченских вод в северо-восточной части Черного моря по спутниковым данным / Алескерова А.А., Кубряков А.А., Станичный С.В. // Комплексные исследования Мирового океана. Материалы II Всероссийской научной конференции молодых ученых, г. Москва, 10–14 апреля 2017 г. [Электронный ресурс]. – Москва: ИО РАН. – Режим доступа: <https://elibrary.ru/item.asp?id=30062846>, свободный. – С. 24-26.

17. **Алескерова А.А.** Перенос взвешенного вещества у западного побережья Крыма при ветрах различных направлений / Алескерова А.А., Кубряков А.А., Горячкин Ю.Н., Станичный С.В. // Моря России: методы, средства и результаты исследований / Тезисы докладов всероссийской научной конференции. – г. Севастополь, 24–28 сентября 2018 г. – Севастополь: ФГБУН МГИ, 2018. – С. 104-105 ISBN 978-5-9908460-5-0.

18. **Алескерова А.А.** Транспорт взвешенного вещества субмезомасштабными вихрями в Черном море / Алескерова А.А., Кубряков А.А., Станичный С.В. // Сборник тезисов докладов шестнадцатой Всероссийской открытой конференции "Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса" Институт космических исследований Российской академии наук. – Москва. – 2018. – С. 244.

19. **Алескерова А.А.** Субмезомасштабные вихри в прибрежной части Черного моря и их роль в распространении взвешенного вещества / Алескерова А.А., Кубряков А.А., Лишаев П.Н., Станичный С.В., Морозов А.Н., Медведева А.В., Плотников Е.В. // Всероссийские открытые ежегодные конференции «Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из

космоса». Дистанционные исследования поверхности океана и ледяных покровов, 16–20 ноября 2020 г. [Электронный ресурс] – Москва: ИКИ РАН. – DOI 10.21046/18DZZconf-2020a.

20. **Алескерова А.А.** Прибрежные субмезомасштабные вихри у Крыма по спутниковым измерениям и механизмы их образования / Алескерова А.А., Кубряков А.А., Станичный С.В., Медведева А.И. // Всероссийские открытые ежегодные конференции «Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса». Дистанционные исследования поверхности океана и ледяных покровов, 11–15 ноября 2019 г. [Электронный ресурс] – Москва: ИКИ РАН. – DOI 10.21046/17DZZconf-2019a.

Благодарности

Автор благодарит своего научного руководителя к.ф.-м.н. С.В. Станичного за последовательное руководство и ценные рекомендации; выражает глубокую признательность д.г.н. Горячкину Ю.Н., к.ф.-м.н. Кубрякову А.А., д.г.н. Белокопытову В.Н. за поддержку, чуткое консультирование и помощь в подготовке диссертации. Автор сердечно признательна им за ценные советы и помощь в преодолении возникавших трудностей.

Структура и объем работы

Диссертация состоит из введения, 5 разделов, заключения, списка сокращений и обозначений, списка использованных источников. Объем работы составляет 154 страницы. Текст исследования иллюстрирован 44 рисунками. Библиографический список включает в себя 220 наименований, в том числе 121 на английском языке.

РАЗДЕЛ 1 ОБЗОР ИССЛЕДОВАНИЙ СУБМЕЗОМАСШТАБНЫХ ПРОЦЕССОВ

Черное и Азовское моря – внутренние моря бассейна Атлантического океана, связанные между собою Керченским проливом. В Черном море выделяют такие характерные особенности крупномасштабной циркуляции вод как: Основное Черноморское течение (ОЧТ), локализованное в зоне континентального склона; два крупномасштабных циклонических круговорота в восточной и западной частях моря и квазистационарные антициклонические вихри в прибрежной зоне. Данные особенности были выявлены на основе гидрологических данных еще до начала широкого использования спутниковых данных и были отображены на схемах циркуляции поверхностных вод Черного моря [Блатов и др., 1984; Овчинников, Титов, 1990; Oguz et al., 1993].

Появление спутниковой информации дало возможность значительно расширить понимание особенностей мезомасштабной и субмезомасштабной циркуляции вод Черного моря, которая оказалась значительно сложнее, чем это представлялось ранее. В данной работе к мезомасштабной циркуляции по [Каменкович и др., 1987] будут относиться процессы с горизонтальными масштабами порядка радиуса деформации Россби и временем жизни от недель до месяцев. В зарубежной литературе такие процессы называют mesoscale [Stewart, 2008]. К субмезомасштабной циркуляции будем относить процессы с горизонтальным масштабом порядка единиц километров и временем жизни от часов до нескольких суток [Каменкович и др., 1987; Thomas et al., 2008].

1.1 Субмезомасштабные процессы в океанах и морях

Субмезомасштабные вихри являются важным и наиболее изученным элементом субмезомасштабной динамики [Munk et al., 2000; Zatsepin et al., 2011; Лаврова и др. 2011]. Одни из первых данных о субмезомасштабных вихрях были получены во время полета шаттла Discovery с миссией 41-G US (1984 г.). На полученных снимках было отмечено существование субмезомасштабных вихрей с радиусом меньше радиуса деформации Россби (R_d) во всем Мировом океане

[Munk et al., 2000; Scully-Power, 1986; Stevenson, 1989, 1998]. Эти вихри имели спиральную форму и вращались в циклоническом направлении. Они наблюдались в океане за пределами 6-ти градусной параллели северного и южного полушария [Stevenson, 1998]. Такие вихри также обнаруживались на радиолокационных изображениях в разных районах океанов и морей, что приведено, например, в работах [Eldevik et al., 2002; Ivanov et al., 2002; Лаврова и др. 2011].

Предполагается, что субмезомасштабные вихри характеризуются большим числом Россби ($Ro > 1$) и большей (на порядок) вертикальной скоростью в их ядре – (10 – 100 м/сут), чем в мезомасштабных вихрях, что и определяет их важную роль в вертикальном обмене между поверхностными и более глубокими слоями океанов и морей [см. обзор в McWilliams, 2016; Lapeyre, Klein, 2006; Thomas et al., 2008; Capet et al., 2008a, 2008b; Allou et al., 2010; Lévy et al., 2012, Mensa et al., 2013; Ramachandran et al., 2014].

Таким образом, субмезомасштабные процессы ($L = 1 - 10$ км, $T = 1 - 10$ суток) являются промежуточным звеном между мезомасштабной циркуляцией океана и мелкомасштабными турбулентными процессами, отвечающими за перемешивание в океане. Они играют существенную роль в диссипации и каскадной передаче энергии в океане, горизонтальном и вертикальном обмене, рестратификации в океане [Kubryakov et al., 2018; Zatsepin et al., 2011; Gula et al., 2016].

Из-за высоких орбитальных скоростей и завихренности субмезомасштабные вихри также способны значительно влиять на перенос взвешенного вещества (ВВ) в прибрежной зоне. В дальнейшем под ВВ будет иметься ввиду общее взвешенное вещество (TSM – total concentration of suspended matter). Эти процессы могут оказывать значимое влияние на обмен вод в шельфовой зоне, процессы выноса загрязнений и биогенных элементов в центральную часть моря. Связь вихревой динамики с топографией может приводить к особенностям формирования береговой линии [Горячкин и др., 2011; Алескерова и др., 2019].

Много работ посвящено моделированию субмезомасштабной динамики вод, исследованию механизмов генерации субмезомасштабных вихрей, их связи с

неустойчивостью крупномасштабных и вихревых течений, например [McWilliams, 2016; Stanev et al., 2017; Kirincich et al. 2009, 2016; Buckingham et al., 2017]. Измерения параметров субмезомасштабных вихрей *in situ* проводятся крайне редко. В работах [Zatsepin et al., 2011, 2013] показано, что вихри имеют довольно высокие орбитальные скорости и завихренность; в работах [Gawarkiewicz et al., 1999; Блинков, 2005; Джиганшин и др., 2011] описаны субмезомасштабные вихри, которые наблюдались с помощью гидрологических и ADCP-съемок. В [Poulain et al., 2005] на основе обработки дрейферных данных получено, что на временном масштабе до 2 дней преобладают антициклонические вихри, с увеличением периода начинают преобладать циклонические движения.

Спутниковые исследования в настоящее время являются единственным источником регулярной информации о субмезомасштабных вихрях, что было продемонстрировано в ряде работ [Mityagina et al., 2010; Костяной и др., 2010; Лаврова и др., 2011; Каримова, 2009].

Основными источниками информации о вихревой активности в до появления оптических спутников в свободном доступе были радиолокационные изображения ASAR Envisat и SAR ERS-2. На радиолокационных изображениях (РЛИ) вихри и вихревые диполи визуализируются либо посредством пассивных трассеров, либо за счет изменения контрастов в конвергентных и дивергентных зонах. Пассивными трассерами служат в первую очередь пленки поверхностно-активных веществ (ПАВ), которые «выглаживают морскую поверхность за счет подавления мелкомасштабной составляющей волнения (так называемый пленочный или сликовый механизм), и молодой подвижный лед. «На долю вихрей, проявляющихся за счет пленочного механизма, приходится до 90 % всех ранее выявленных вихрей» [Лаврова и др., 2011, с. 276; Зимин и др. 2016; Атаджанова и др. 2017; Бочарова, Лаврова 2004].

Субмезомасштабные вихри можно наблюдать в поле трассеров, например, в поле взвеси по спутниковым оптическим измерениям [Lavrova et al., 2006, 2012; Костяной и др., 2010]. Интенсивность субмезомасштабных процессов возрастает в прибрежной зоне, где значительное влияние на динамику оказывают трение о

берег и о дно, неоднородность ветрового воздействия, волновые процессы [Алескерова и др., 2019]. Важное влияние на генерацию вихрей оказывает взаимодействие течений с береговой линией [Zatsepin et al., 2011; Лаврова и др. 2011; Алескерова и др., 2019].

Ряд классических фундаментальных работ посвящен изучению процессов обтекания различных препятствий, которое приводит, например, к известному эффекту – образованию цепочки Кармана [Gula et al., 2015; Zheng et al., 2008; Dong et al., 2007].

В работах [Елкин и др., 2013, 2014] на основе лабораторных измерений в бассейне были проанализированы механизмы образования субмезомасштабных вихрей: горизонтальный сдвиг течений на периферии мезомасштабных вихрей, влияние топографических препятствий. Приведены количественные оценки связи характеристик субмезомасштабных океанических вихрей с параметрами возмущений, полученные на основе лабораторных измерений

В большом количестве работ было отмечено, что на периферии антициклонических вихрей, даже в открытой части моря, градиент завихренности может приводить к возникновению большого количества субмезомасштабных циклонических вихрей [Lapeyre et al., 2006; Thomas et al., 2008; Capet et al., 2008c; Manucharyan, Timmerman, 2013; Zhong et al., 2013; Elkin et al., 2014; Callies et al., 2015; Srinivasan et al., 2017; Capuano et al., 2018]. Интенсивное образование субмезомасштабных вихрей также отмечается на резких динамических фронтах [Capet et al. 2008a, b; Thomas et al., 2008], связанных с апвеллингами или речным стоком. Топографические эффекты (обтекание мысов и влияние бухт) вызывают генерацию вихрей с масштабом, пропорциональным размеру топографического препятствия [D'Asaro, 1988; Elkin, Zatsepin, 2013, 2014; Gula et al., 2015, 2016; Molemaker et al., 2015; Delandmeter et al., 2017].

В работе [Kostianoy et al., 2018] по радиолокационным и спутниковым данным в видимом диапазоне изучались субмезомасштабные вихри. В Черном, Каспийском, Балтийском и Белом морях рассматривались причины генерации субмезомасштабных вихрей в прибрежной и в глубоководной частях.

Крупномасштабная циркуляция замкнутого Каспийского моря хорошо изучена на основе гидрологических измерений и моделирования [Байдин и др., 1986; Зонн и др., 2013], а мезомасштабная динамика моря изучается, в основном, по спутниковым изображениям в видимой и инфракрасной полосах [Лаврова и др., 2011; Антонюк, 2014]. Мезомасштабные вихри в Среднем и Южном Каспии имеют широкий диапазон пространственных масштабов от 10 до 80 км (R_d в открытой части Каспийского моря равен 17 – 22 км, в шельфовой зоне составляет 3 – 8 км [Архипкин и др., 1992]. Наибольшее количество субмезомасштабных вихрей найдено вдоль западного побережья Среднего Каспия и к югу от Апшеронского полуострова.

В полузакрытом и мелководном Балтийском море отсутствуют постоянные течения. Дрейфовые течения, вызванные ветром, меняются по направлению и скорости, которая обычно не превышает 10 – 15 см/с. Для данного моря характерны мезомасштабная и субмезомасштабная динамика [Ginzburg et al., 2015; Karimova, 2012; Лаврова, 2005; Лаврова и др., 2011; Lavrova et al., 2016; Tavri et al., 2016]. Типичный размер субмезомасштабных вихрей в Балтийском море составляет 2,5 км [Karimova, 2012]. R_d составляет 7 – 10 км в открытом море и 1 – 6 км в шельфовой зоне [Osinski et al., 2010]. Примеры проявления субмезомасштабных вихрей в Балтийском море можно найти в [Ginzburg et al., 2015; Karimova et al., 2012; Лаврова и др., 2011].

В Белом море радиолокационные снимки и натурные измерения показали, что субмезомасштабные вихри наблюдаются на разных глубинах, большее число из них было зафиксировано вблизи фронтов и в районах резкого увеличения глубины [Родионов и др., 2014, Зимин и др., 2016]. Характерные диаметры этих вихрей составляют 2 – 8 км, R_d изменяется в диапазоне от 1 до 8 км с наименьшими значениями в районах шельфа с интенсивным приливным перемешиванием и максимальными значениями в глубоководных районах [Зимин и др., 2016]. Преимущественное направление вращения вихрей – циклоническое. Короткоживущие внутривихревые вихри также наблюдаются в фазу прилива и могут быть вызваны неровностями рельефа дна.

1.2 Исследование субмезомасштабных процессов в Черном море по спутниковым измерениям

Спутниковые данные позволили получить большое количество информации о вихревой динамике в Черном море, её роли в горизонтальном обмене веществом, влиянии на термические характеристики бассейна [Sur et al., 1996; Ginzburg et al., 2000, 2002; Oguz et al., 2002; Zatsepin et al., 2003; Shapiro et al., 2010; Karimova, 2012; Kubryakov et al., 2017, 2018; Алескерова и др., 2019].

Вихри и вихревые диполи являются одним из наиболее важных элементов прибрежной циркуляции вод. Несмотря на то, что исследованием вихревых процессов в Черном море занимаются много [Зацепин и др., 2011; Кубряков, Станичный, 2015; Kubryakov, Stanichny, 2015], некоторые вопросы остаются нерешенными. В частности, это касается субмезомасштабных вихрей [Лаврова и др., 2011].

Более изученной является общая циклоническая циркуляция вод и ОЧТ Черного моря. Ранее она изучалась по данным гидрологических разрезов и съемок [Блатов и др., 1984; Богатко и др., 1979; Овчинников, Титов, 1990]. В период с 1999 по 2003 гг. в Черном море был проведен международный дрейфтерный эксперимент, который позволил проверить имевшиеся и получить новые данные о бассейновой циркуляции и мезомасштабной динамике вод в верхнем слое моря, об основных характеристиках и региональных особенностях течений [Журбас и др., 2004; Poulain et al., 2005]. Дрейфтерный эксперимент подтвердил наличие интенсивных мезомасштабных вихрей (преимущественно антициклонических) как в прибрежной, так и в центральной частях Черного моря. Но наиболее полную картину мезомасштабной вихревой структуры Черного моря, ответственной за горизонтальное перемешивание вод [Гинзбург, 1994], дают спутниковые изображения поверхности моря.

Ранее проведенный спутниковый мониторинг позволил выявить основные районы наиболее частых проявлений мелкомасштабных вихрей и вихревых диполей. Как правило, это прибрежная полоса и районы выноса рек, что связано с

повышенной концентрацией ПАВ в воде [Лаврова и др. 2011; Лаврова и др., 2015].

Субмезомасштабные вихри диаметром 2 – 8 км как циклонического, так и антициклонического знака, часто наблюдаются на узком (2 – 10 км) Кавказском шельфе в районе Геленджика. Генерация циклонических вихрей в этом районе обусловлена сдвигом, бароклинной неустойчивостью ОЧТ [Zatsepin et al, 2011].

В работах [Lavrova et al., 2006, 2012; Костяной и др., 2010; Karimova et al., 2012] по данным РСА (радиолокационное синтезирование апертуры) дается статистика наблюдений вихрей в некоторых районах моря, приводится анализ их связи с особенностями топографии.

В [Кровотынцев и др., 2007] на основе анализа спутниковой информации радиолокаторов и ИК-радиометров (инфракрасный канал), а также альтиметрических данных и данных о ветре, полученных по СВЧ-скаттерометру (сверхвысокочастотный) QuikSCAT, проведен мониторинг состояния Азово-Черноморского бассейна в 2006 г. Установлено, что в периоды ослабления ОЧТ в прибрежной зоне Черного моря появляется множество мелких вихрей с размерами менее 10 км и временем жизни от нескольких часов до нескольких суток. Они образуются в зоне сильных сдвигов скорости на периферии прибрежного вдольберегового течения, при резкой перемене ветрового воздействия, после кратковременного усиления речного стока в устьях рек. Суммарный вклад этих вихрей в перенос загрязняющих веществ и очищение вод соизмерим с вкладом, вносимым ОЧТ и крупными прибрежными антициклоническими вихрями [Кровотынцев и др., 2007].

В работе [Лаврова, Митягина, 2009] на основе данных РЛИ осуществлен мониторинг субмезомасштабных вихрей в северо-восточной части Черного моря. Сделан вывод, что в теплый период вихревые структуры малых масштабов возникают и распространяются в области между основной струей ОЧТ и береговой чертой, тогда как в холодный период мелкомасштабные вихри располагаются мористее основной струи ОЧТ. Летом размеры вихрей и их время жизни меньше, чем в зимний период. В холодный период времени наблюдаются

как антициклонические, так и циклонические вихри, которые объединяются в вихревые кластеры.

Подспутниковые наблюдения проводились на базе Южного отделения Института океанологии им. П. П. Ширшова РАН. В работах [Зацепин и др., 2011; Lavrova et al., 2012] на основе контактных измерений скорости были получены данные об орбитальных скоростях в субмезомасштабных вихрях. Измерения показали, что скорости могут достигать высоких значений 0,25 – 0,5 м/с. Это свидетельствует о высоких числах Россби в этих образованиях [Зацепин и др., 2011; Lavrova et al., 2012].

В работе [Zatsepin et al., 2013] получены скорости течения в центре субмезомасштабного вихря по данным ADCP. Было отмечено, что вихревая структура проявляется только в верхнем 20-метровом слое, т.е. выше термоклина. В работе предложено объяснение механизма, способствующего интенсивному подъему вод в ядрах субмезомасштабных вихрей.

Возникновение субмезомасштабных вихрей в прибрежной зоне (циклонические, антициклонические вихри и вихревые диполи) также может быть связано с прибрежным апвеллингом [Ginzburg et al, 2000; Lavrova et al, 2011].

В [Зацепин и др., 2011] было показано, что образование субмезомасштабного вихря в северо-восточной части моря связано со сдвиговыми течениями и особенностями топографии в прибрежной зоне. В работе [Divinsky et al., 2015] на основе численной модели с высоким разрешением был воспроизведен субмезомасштабный вихрь у северо-восточного побережья и проведено сопоставление модельных и контактных данных. В работах [Демышев и др., 2013; Дымова, 2016, 2017] на основе численной модели МГИ РАН воспроизведены субмезомасштабные вихри в прибрежной части Черного моря. Несколько примеров различных механизмов генерации субмезомасштабных вихрей и их анализ при помощи лабораторного моделирования в Черном море даны в недавней работе [Zatsepin et al., 2019]: генерация субмезомасштабных циклонов на фронте Батумского мезомасштабного антициклонического вихря; образование

циклонов при действии прибрежных ветров; трение о берег при смещении ОЧТ к кромке шельфа.

Динамика вод Феодосийского залива изучалась в работе [Горячкин и др., 2004] по данным автономных буйковых станций в летний период. Было отмечено, что во внутренней части залива наблюдаются вдольбереговые течения антициклонической завихренности. Восточнее бухты Двукорной направления течений имеют циклоническую завихренность. Отмечено, что интенсивное меандрирование стрежня ОЧТ и боковой сдвиг скорости в антициклонических меандрах приводит к образованию прибрежных антициклонических вихрей.

В прибрежной зоне Черного моря механизмами образования субмезомасштабных вихрей могут быть ветровой импульс, сдвиговая неустойчивость прибрежных течений, речной сток, взаимодействие вихрей и их диссипация, взаимодействие течений с мелкомасштабными особенностями береговой линии (обтекание мысов и бухт) [Костяной и др., 2010; Лаврова и др., 2015]. В работе [Костяной и др., 2010] проведен анализ изображений по периметру всей прибрежной зоны Черного моря. В данной работе дан ряд примеров мелкомасштабных циклонических и антициклонических вихрей или вихревого диполя размером 1 – 10 км, которые проявляются благодаря наличию вод с повышенным содержанием взвеси или ПАВ и обнаруживаются на оптических изображениях спутника QuickBird с очень высоким (0,6 – 2,44 м) пространственным разрешением. Мелкомасштабные вихри в прибрежной зоне (циклонические, антициклонические или вихревые диполи) могут быть связаны также с прибрежными процессами [Ginzburg, 2002]. Циклонические или антициклонические вихри с диаметром несколько километров могут формироваться между мезомасштабным вихрем и берегом – «вторичные вихри», по терминологии авторов работы [Костяной и др., 2010; Лаврова и др., 2011].

Выводы к Разделу 1

Субмезомасштабные процессы имеют малые масштабы и короткое время жизни, поэтому их изучение с помощью контактных данных представляет собой

сложную задачу. Изучение пространственной и временной изменчивости таких процессов стало возможным только с появлением спутниковых данных с высоким пространственным разрешением. Это дало возможность определять характеристики субмезомасштабных процессов и выделить районы наиболее частых их проявлений.

Вихри и вихревые диполи являются важными элементами прибрежной циркуляции вод. Они влияют на обмен вод в шельфовой зоне, перенос взвешенного вещества (ВВ), загрязнений, биогенных элементов из прибрежной зоны в центральную часть Черного моря.

Субмезомасштабные процессы в Черном море изучались по контактными и спутниковым данным, а также модельным расчетам. Анализ литературных источников показал, что в настоящее время недостаточно исследованы как пространственно-временные характеристики субмезомасштабных процессов Черного моря, особенно в районе шельфа Крымского полуострова, так и их роль в перераспределении взвешенных веществ.

РАЗДЕЛ 2 ОПРЕДЕЛЕНИЕ ТЕМПЕРАТУРЫ ПОВЕРХНОСТИ ЧЕРНОГО МОРЯ ПО СПУТНИКОВЫМ ДАННЫМ ВЫСОКОГО РАЗРЕШЕНИЯ

Спутниковые методы позволяют регулярно получать данные о температуре поверхности моря (ТПМ). К настоящему времени измерения ТПМ с различных спутников в микроволновом и инфракрасном (ИК) диапазонах доступны за более чем 30-ти летний период [Kenneth et al., 2010]. Наиболее высокое доступное пространственное разрешение данных о ТПМ до последнего времени составляло 1 км и было получено по измерениям спектрорадиометра MODIS спутника Terra (EOS AM-1). В то же время исследование субмезомасштабных процессов требует получения информации на значительно меньших пространственных масштабах.

Так прибор Thermal InfraRed Sensor (TIRS), который установлен на спутнике Landsat-8, имеет разрешение 100 м и позволяет определять яркостную температуру поверхности. Наличие двух спектральных каналов измерений позволяет разработать метод для восстановления температуры поверхности по измерениям Landsat-8 (TIRS). В работе [Anding et al., 1970] был предложен двухканальный алгоритм, который использовался для адаптации двухканального алгоритма восстановления температуры по измерениям Landsat-8 (TIRS) на основе использования калиброванных измерений ТПМ спутника MODIS-Aqua. Информация о температуре поверхности на малых пространственных масштабах особенно актуальна для решения многих прикладных задач региональной океанологии.

До запуска Landsat-8 были предприняты попытки определения ТПМ по данным Landsat на основе измерений в одном ИК-канале [Trisakti et al., 2004], что не давало возможности исключить влияние помех, связанных с сигналом от атмосферы. Использование измерений в двух каналах позволяет исключить данную ошибку.

2.1 Обоснование двухканального метода восстановления температуры поверхности моря

Сущность двухканального метода определения ТПМ состоит в том, что излучательные характеристики атмосферы в двух каналах различны, а характеристики излучения поверхности одинаковы [McClain et al., 1985; Schluessel et al., 1990; Brown et al., 1999]. Сигнал, принимаемый спутником, является суммой сигнала от поверхности моря (собственно ТПМ) и от атмосферы (связанный с пропусканием атмосферы). Разница радиационной температуры T и температуры поверхности океана T_s может быть представлена в виде:

$$T_\lambda(z_0) - T_s = \int_0^{z_0} [T(z) - T_s] \cdot dP_\lambda(z; z_0), \quad (2.1)$$

где $T_\lambda(z_0)$ – радиационная температура, измеренная на высоте прибора z_0 , °K;

λ – длина волны, нм;

z_0 – высота прибора, м;

T_s – температура поверхности моря, °K;

$T(z)$ – температура атмосферы, °K;

z – высота, м;

$P_\lambda(z; z_0)$ – функция пропускания, от z до 0, м.

Для случая приема радиометром излучения в двух спектральных интервалах можно записать систему:

$$\begin{cases} \Delta T_{\lambda_1}(z_0) = \int_0^{z_0} \Delta T(z) \cdot dP_{\lambda_1}(z; z_0) \\ \Delta T_{\lambda_2}(z_0) = \int_0^{z_0} \Delta T(z) \cdot dP_{\lambda_2}(z; z_0) \end{cases}, \quad (2.2)$$

где функцию пропускания можно записать как:

$$P_\lambda = e^{-\int_z^{z_0} k_\lambda(z') dz'}, \quad (2.3)$$

где k_λ – коэффициент поглощения.

В основу используемой модели закладывается предположение, что определяющую роль в ослаблении ИК-излучения в безоблачных условиях играет водяной пар.

Тогда коэффициенты поглощения в двух спектральных интервалах можно связать через константу $k_{\lambda_1}(z) = C \cdot k_{\lambda_2}(z)$ и перейти к системе:

$$\begin{cases} \Delta T_{\lambda_1}(z_0) = \int_0^{z_0} \Delta T(z) \cdot dP_{\lambda_1}(z; z_0) \\ \Delta T_{\lambda_2}(z_0) = \int_0^{z_0} \Delta T(z) \cdot P_{\lambda_1}^{C-1} \cdot dP_{\lambda_1}(z; z_0) \end{cases} \quad (2.4)$$

Используя для упрощения вместо λ_1 и λ_2 индексы 1 и 2, а выражение $\int_0^{z_0} \Delta T(z) \cdot dP_{\lambda_1}(z; z_0) = F$, запишем в виде:

$$\begin{cases} \Delta T_1(z_0) = F \\ \Delta T_2(z_0) = C \cdot F \cdot P_1^{C-1} = y \cdot F \end{cases} \quad (2.5)$$

где

$$P_1^{C-1} = \frac{\int_0^{z_0} \Delta T(z) \cdot P_1^{C-1} dP_1(z; z_0)}{\int_0^{z_0} \Delta T(z) dP_1(z; z_0)} \quad (2.6)$$

Таким образом, система (2.4) может быть разрешена относительно T_s :

$$T_s = T_1 + \frac{y}{1-y} \cdot (T_1 - T_2) \quad (2.7)$$

Из (2.7) видно, что коэффициент $a = \frac{y}{1-y}$ не является константой и считать ее постоянной можно лишь с определенной степенью точности. Двухканальный метод лежит в основе современных методов восстановления температуры по измерениям приборов MODIS и AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer) [McClain et al., 1985; Brown et al., 1999].

2.2 Алгоритм восстановления температуры поверхности моря по данным спутника Landsat-8

В настоящей работе для определения температуры по измерениям Landsat-8 предлагается использовать формулу:

$$T = T_{10} + a \cdot (T_{10} - T_{11}) + b \quad (2.8)$$

где T_{10} – яркостная температура по измерениям Landsat-8 по ИК данным в 10-м канале, °K;

T_{11} – яркостная температура по измерениям Landsat-8 по ИК данным в 11-м канале, °K;

a и b – безразмерные коэффициенты.

Для определения коэффициентов a и b в качестве температуры T используются калиброванные данные о температуре, полученные по измерениям зонда MODIS. Данные представляют собой продукты уровня обработки Level 2, полученные по измерениям спектрорадиометра MODIS, установленного на спутнике Aqua в ИК-диапазоне. Ошибка определения ТПМ по данным MODIS, оцененная на основе сопоставления с измерениями буев, составляет 0,38°C [Gentemann, 2014].

Данные о температуре морской поверхности MODIS были загружены из архива спутниковых данных МГИ [Архив Морской портал МГИ]. Пространственное разрешение данных составляет 1,1 км. Спутник пролетает над акваторией Черного моря около 11 часов UTC.

В работе использовались данные сенсора TIRS, установленного на спутнике Landsat-8 (TIRS), за период с июня 2013 г. по август 2014 г. Данные были получены с портала [Архив GloVis]. Для определения радиационной температуры T_{10} и T_{11} по данным Landsat о спектральной яркости излучения была использована следующая формула:

$$T = \frac{K_2}{\ln\left(\frac{K_1}{L_\lambda} + 1\right)}, \quad (2.9)$$

где T – радиационная температура, °K;

K_1 и K_2 – константы; Для канала 10: $K_1 = 774,89$; $K_2 = 1321,08$; а для канала 11: $K_1 = 480,89$; $K_2 = 1201,14$. Эти коэффициенты предоставляются распространителями данных [Архив USGS].

L_λ – яркость восходящего излучения, Вт/м²·ср·мкм.

В дальнейшем в нашей работе все расчеты температуры будут представляться в градусах Цельсия, как более привычная размерность для океанологии.

Для разработки алгоритма восстановления температуры снимки спутника Landsat-8 подбирались по двум критериям: отсутствие облачности и большие перепады яркостной температуры на снимке.

Для определения констант a и b были подобраны квазисинхронные снимки MODIS-Aqua и Landsat-8. Всего было выбрано 12 снимков. Данные о яркостной температуре Landsat осреднялись по квадратам 11×11 ячеек для сопоставления с данными MODIS. После этого рассчитывалась разница между яркостной температурой по данным Landsat-8 в канале 10 (T_{10}) и ТПМ по данным MODIS (T) и разница между яркостной температурой Landsat в канале 11 (T_{11}) и канале 10 (T_{10}). Диаграмма рассеяния между этими двумя величинами ($T_{10} - T$) и ($T_{11} - T_{10}$) представлена на Рисунке 2.1. Всего на диаграмме рассеяния представлено более 300 000 измерений. Полученная зависимость аппроксимирована линейной функцией. В результате были получены значения коэффициентов a и b равные 0,78 и 1,9, соответственно.

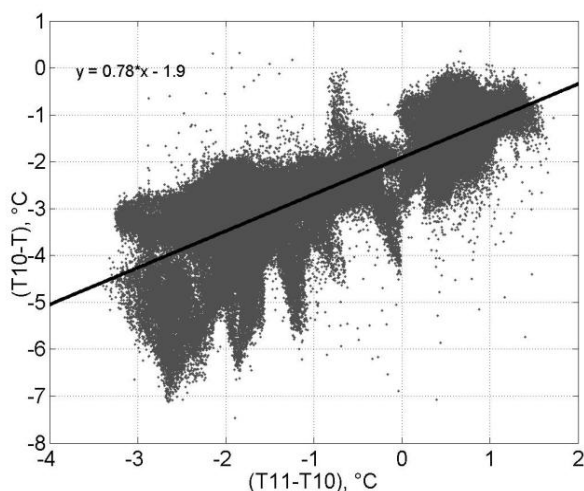


Рисунок 2.1 – Диаграмма рассеяния зависимости разницы между яркостной температурой по данным Landsat-8 в канале 10 (T_{10}) и ТПМ по данным MODIS (T) ($T_{10} - T$) и разницы между яркостной температурой Landsat в канале 11 (T_{11}) и канале 10 (T_{10}) ($T_{11} - T_{10}$)

Из формулы 2.8 температура по данным Landsat (T_m) может быть рассчитана по следующей формуле:

$$T_m = T_{10} + 0,78 \cdot (T_{10} - T_{11}) + 1,9 \quad (2.11)$$

Далее, используя полученную зависимость (2.8), была рассчитана температура T_m по данным Landsat-8 (TIRS).

После этого, проводилось сопоставление T_m и T для оценки точности полученной формулы. Сопоставление показало, что найденные коэффициенты надо скорректировать следующим образом:

$$T_m = 1,1 \cdot T - 1,1. \quad (2.12)$$

Тогда формула для расчета температуры T_m по данным Landsat-8 будет иметь вид:

$$T_m = A \cdot T_{10} + B \cdot T_{11} + C = 1,88 \cdot T_{10} - 0,8266 \cdot T_{11} - 0,866 \quad (2.13)$$

где A , B , C – безразмерные коэффициенты.

Диаграмма рассеяния между температурой, определенной по данным MODIS и по данным Landsat-8 (TIRS), изображена на Рисунке 2.2, а. Видно, что эти величины хорошо коррелируют между собой. Для этих двух рядов были рассчитаны статистические характеристики: коэффициент корреляции, который составил 0,99, и среднеквадратичное отклонение, равное $0,58^{\circ}\text{C}$.

Для сравнения на Рисунке 2.2, б изображена диаграмма рассеяния между радиационной температурой Landsat-8 в канале 10 (T_{10}) и температурой MODIS (T). Несмотря на то, что коэффициент регрессии также близок к 1, среднеквадратичное отклонение равно $1,1^{\circ}\text{C}$ и гораздо выше, чем для рассчитанной по двум каналам температуры T_m (0.58°C).

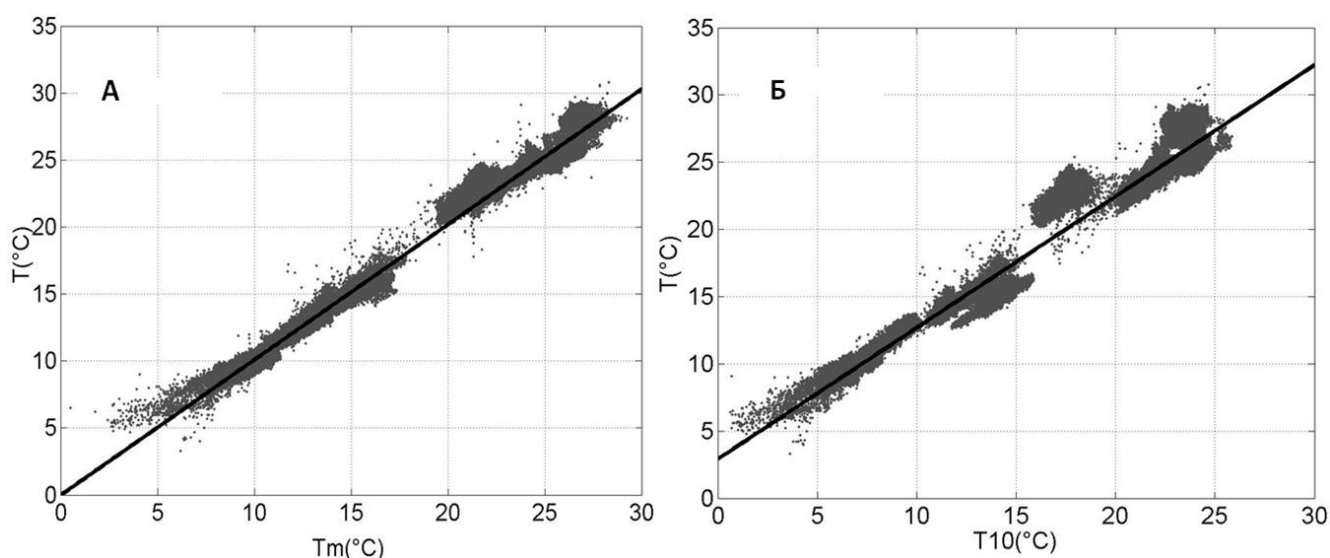


Рисунок 2.2 – Диаграммы рассеяния между T и T_m (а) и между T и T_{10} (б)
[Aleskerova et al., 2016]

2.3 Причины различия температуры по данным MODIS и температуры, восстановленной по данным Landsat-8 (TIRS)

По приведенным диаграммам (Рисунок 2.2) видно, что разброс величин ниже в холодный период года ($T < 20^{\circ}\text{C}$) и выше в теплый период при температурах более 20°C . Статистические характеристики были рассчитаны для двух периодов отдельно (Рисунок 2.3).

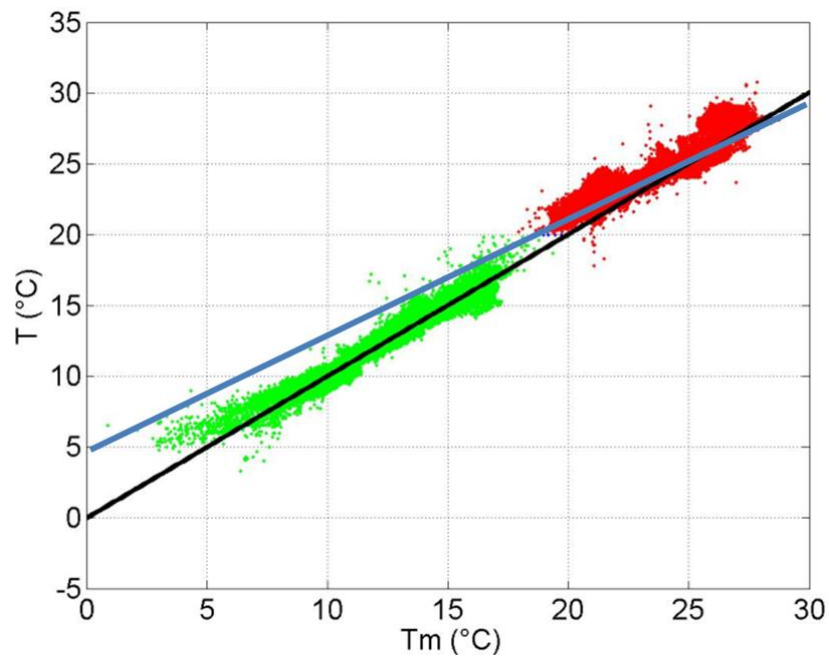


Рисунок 2.3 – Диаграммы рассеяния между T и T_m . Черной линией отложена регрессионная кривая для холодного периода (зеленые точки). Красными точками отмечены данные для теплого периода (синей линией отложена регрессионная кривая для теплого периода)

Для холодного периода среднеквадратичное отклонение равно $0,48^{\circ}\text{C}$, коэффициент корреляции – $0,98$. Для теплого периода статистические характеристики хуже: среднеквадратичное отклонение (СКО) в два раза выше и равно $0,73^{\circ}\text{C}$, коэффициент корреляции – $0,92$. При этом регрессионная кривая для теплого периода проходит заметно выше точек холодного периода (Рисунок 2.3). Таким образом, температура по данным спектрорадиометра MODIS в летний период выше, чем температура, восстановленная по данным Landsat.

Это связано с различием во времени пролета спутников. Спутник MODIS-Aqua пролетает над Черным морем примерно в 11 часов UTC, а Landsat в 8 часов UTC, что соответствует 14 и 11 часам местного времени. Таким образом, MODIS измеряет температуру верхнего слоя в период максимального дневного прогрева. Величины дневного прогрева в Черном море, оцененные в работе [Акимов и др., 2014] по данным прибора SEVIRI (Spinning Enhanced Visible and Infrared

Imager), могут достигать $1 - 4^{\circ}\text{C}$. Это и приводит к значимым различиям на диаграмме рассеяния (Рисунок 2.3).

Для примера на Рисунке 2.4 изображены карты ТПМ MODIS, Landsat-8 (TIRS) и карта их разницы за 10 июня 2014 г. Как видно, в это время на карте ТПМ MODIS наблюдается ярко выраженные зоны дневного прогрева. Возникновение этих зон было связано со штилевыми безветренными условиями. В данном случае наблюдается локальная зона дневного прогрева с температурой, равной 25°C , что на $3 - 5^{\circ}\text{C}$ выше по сравнению с температурой окружающих вод. Разница карт ТПМ, полученных по данным Landsat-8 (TIRS) и MODIS (Рисунок 2.4), демонстрирует, что наибольшие различия ($2 - 3^{\circ}\text{C}$) действительно наблюдаются в зонах дневного прогрева и связаны с различием во времени между измерениями.

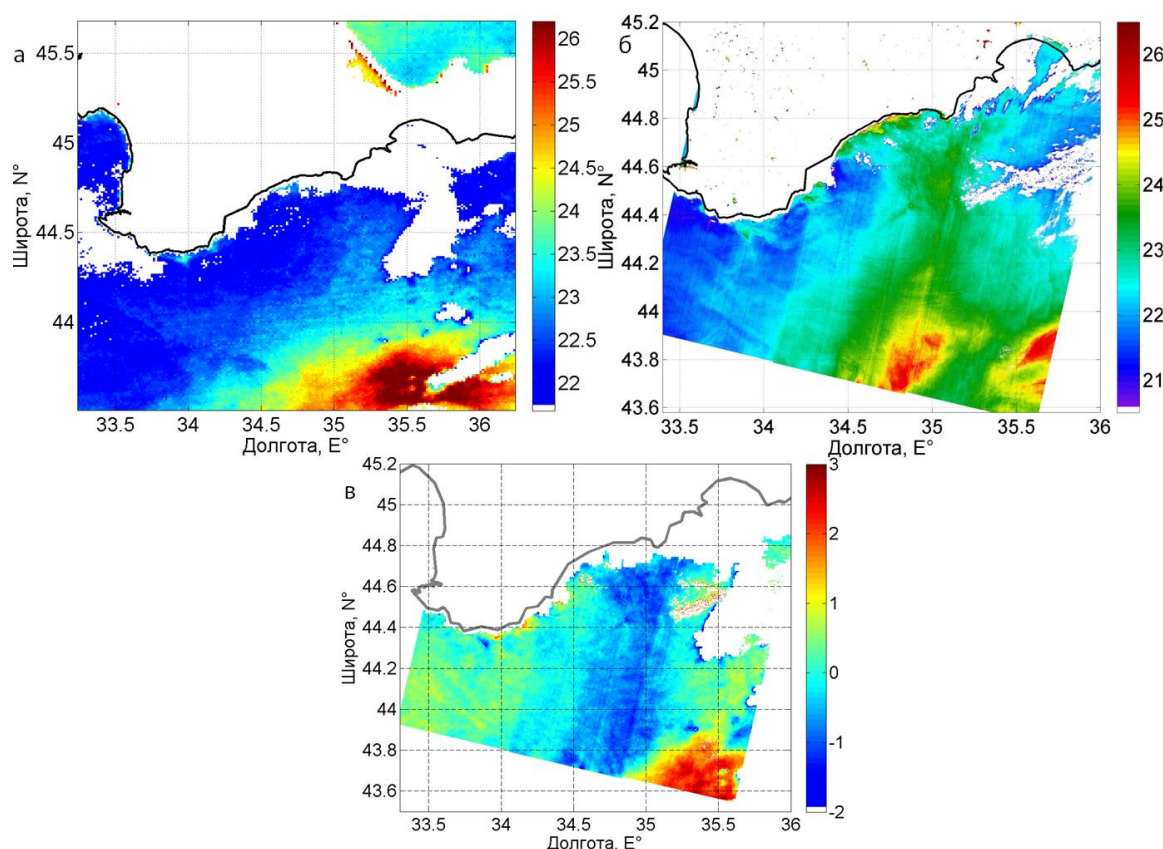


Рисунок 2.4 – Распределение ТПМ 10 июня 2014 года по данным MODIS (11:00 UTC) (а), по данным Landsat-8 (TIRS) (8:00 UT) (б) и разница температур по данным MODIS и Landsat-8 (TIRS) (в)

Чтобы избежать вышеописанной ошибки для восстановления температуры поверхности по измерениям Landsat-8 (TIRS), предлагается использовать формулу, которая была получена по измерениям в холодный период:

$$T_m = 1,8236 \cdot T_{10} - 0,8018 \cdot T_{11} + 1,23 \quad (2.14)$$

Вторая причина возникающих ошибок связана с наличием специфических полос в данных Landsat-8 (TIRS). Одно изображение Landsat-8 (TIRS) может состоять из трех зон, в которых яркостная температура отличается друг от друга на несколько десятых градуса (см. пример на Рисунке 2.5).

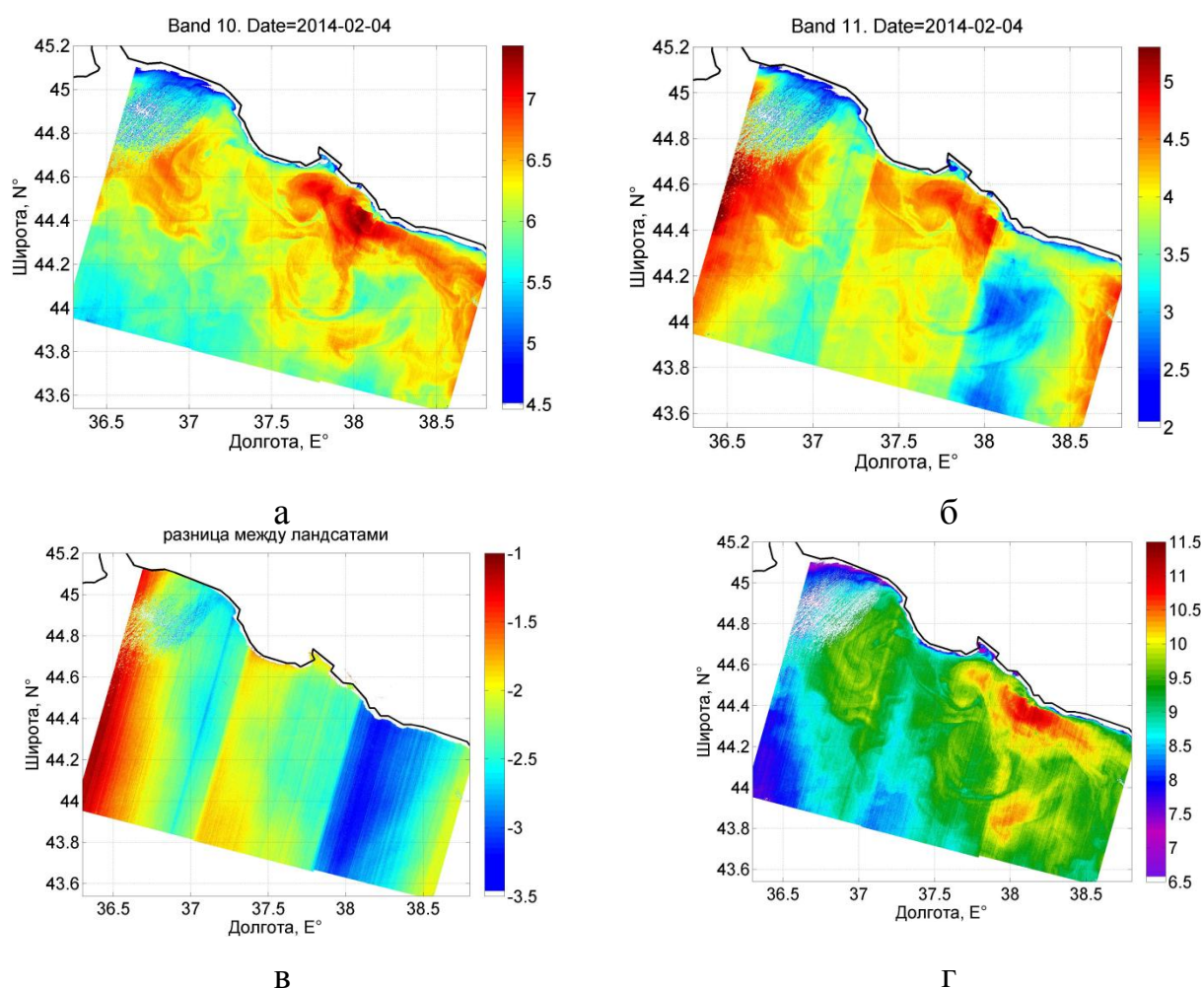


Рисунок 2.5 – Яркостная температура (°C) за 4 февраля 2014 г.: по каналу 10 (а), по каналу 11 (б); разница яркостных температур в канале 11 и канале 10 (в); восстановленная температура T_m (°C) (г) по данным Landsat-8 (TIRS)

Эти ошибки, вероятно, связаны с инструментальными погрешностями прибора. При этом эти полосы не всегда присутствуют на изображениях. Кроме того, они могут наблюдаться в одном канале (например, в канале 11) и не наблюдаться в другом, как в примере на Рисунке 2.5. Естественно, что эти полосы будут приводить к ошибкам в восстановленной температуре по сравнению с температурой по данным MODIS.

Еще один источник несоответствия связан с различным пространственным разрешением приборов. В зоне значительных градиентов температуры это различие также может давать вклад в СКО (Рисунок 2.6).

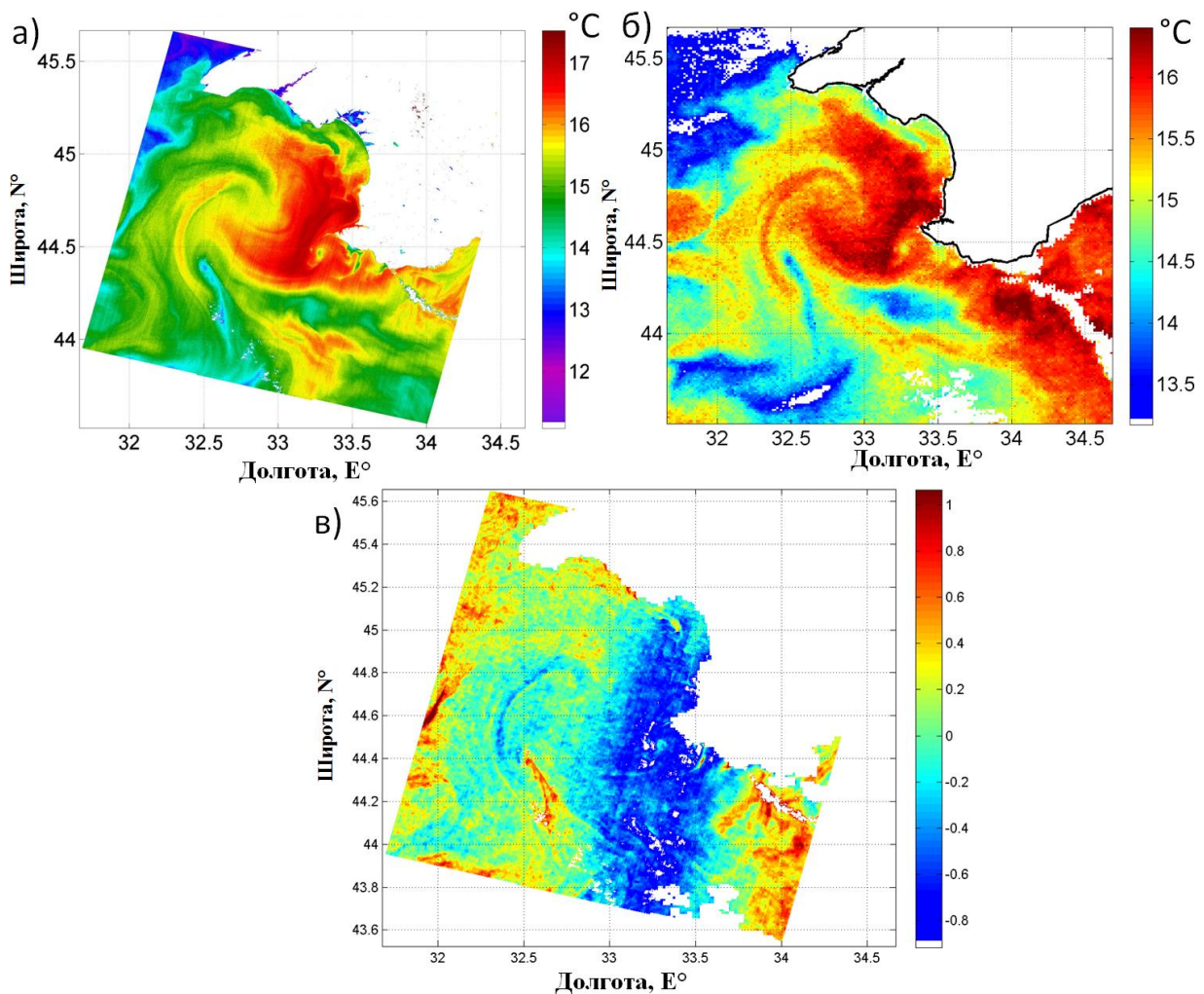


Рисунок 2.6 – Температура T_m (°C) по данным Landsat (а); температура T (°C) по данным MODIS (б); разница между температурами ($T-T_m$) за 20 октября 2013 г. (в)

Тем не менее отметим, что для большинства случаев максимальное различие по абсолютной величине температуры по данным MODIS и температуры, восстановленной по данным Landsat-8 (TIRS), не превышает 1°C . Пример такого сопоставления приведен на Рисунке 2.6. При этом поле температуры, полученное по данным Landsat, позволяет определить намного больше особенностей распределения температуры по сравнению с более грубыми данными MODIS. На Рисунке 2.6, а более четко выявлены фронтальные зоны и мелкомасштабные вихревые структуры [Aleskerova et al., 2016].

2.4 Восстановление температуры Черного моря по спутниковым данным с высоким разрешением

Примеры полей температуры, восстановленных по измерениям Landsat-8, приведены на Рисунках 2.7 и 2.8. На первом примере (Рисунок 2.7, а) видна система вихрей, состоящая из крупного циклонического вихря с ярко выраженным холодным ядром ($T_m \sim 16^{\circ}\text{C}$), крупного теплого антициклонического вихря ($T_m \sim 18^{\circ}\text{C}$) и присоединенных к нему мелких субмезомасштабных циклонических вихрей. По крайней мере, 6 циклонических вихрей с радиусом порядка 1 – 2 км видны на этом снимке. Такого рода мелкомасштабную структуру невозможно получить по данным MODIS с разрешением 1 км. Существование таких сложных вихревых структур дает дополнительную информацию о ряде важных процессов в море: диссипации, перемешивании и т.д.

На Рисунке 2.7, б представлен пример апвеллинга, наблюдавшегося 9 сентября 2013 г. на северо-западном шельфе Черного моря и у северо-западного побережья Крыма от м. Тарханкут до м. Евпаторийского. Минимальные значения температуры наблюдаются у западной части Тендровской косы, около 12°C , при этом окружающие воды прогреты до 21°C . По данным Landsat-8 (TIRS) можно наблюдать тонкую структуру апвеллинга и градиент температуры поверхности. Было отмечено, что воды апвеллинга у данного побережья распространяются вдоль изобат. Холодные воды апвеллинга распространяются в глубоководную

часть северо-западного шельфа Черного моря в виде филаментов, вытянутых в южном направлении приблизительно на 20 км от берега, в основном, до изобаты 30 м. На их окончании формируются, в основном, циклонические субмезомасштабные вихри размерами около 1,5 – 2,5 км. Самые холодные воды с температурой не более 16°C распространяются до изобаты 20 м. Образование циклонических вихрей наблюдается также на температурных фронтах. Высокое пространственное разрешение дает возможность наблюдать и за небольшими изменениями температуры поверхности моря. Так, у о. Джарылгач наблюдается вторжение более холодных вод с температурой 19°C в прогретые воды глубоководной части Каркинитского залива с температурой 20°C приблизительно на 11 км от берега. У западного побережья Крыма температура в Караджинской бухте составила 13°C. Холодные воды распространяются в виде филаментов размером около 9 км, направленных в юго-западном направлении. На конце филаментов образуется циклонический вихрь размером около 5 км с температурой в ядре около 15°C. Второй поток от данного побережья направлен вдоль берега на расстоянии около 7 км. Протяженность второго потока составила около 22 км, с температурой воды до 17,5°C.

На Рисунках 2.8, а, б представлен пример летнего апвеллинга у южного побережья Крыма за 1 августа 2013 г. в поле температуры по данным MODIS и по измерениям Landsat-8 (TIRS), соответственно. По данным MODIS на Рисунке 2.8, а можно определить общее распределение температуры в данном районе, однако, отсутствует информация о распределении температуры непосредственно у берега. На этом изображении не представляется возможным идентифицировать субмезомасштабные вихри, которые здесь образуются. На Рисунке 2.8, б можно получить намного больше информации о температуре на фронте апвеллинга, так как данные (Landsat-8 (TIRS)) менее сглажены, чем данные (MODIS) Резкий градиент температуры наблюдается у м. Херсонес, где происходит образование потока холодных вод, которые распространяются в юго-западном направлении на 15 км. На конце данного потока образуется циклонический вихрь диаметром 4 км. Температура у м. Херсонес составляет

около 22°C , а в центре вихря около 25°C . Окружающие воды прогреваются практически до 26°C . Самые холодные воды наблюдаются от м. Херсонес до м. Сарыч. От м. Сарыч также наблюдается поток более холодных вод в виде потока, направленного в восточном направлении, на конце которого также образуется динамическая структура. Однако разница температур в данном районе не превышает 1°C . Воды с температурой от 21 до 22°C распространяются от прибрежной полосы на 11 км в южном направлении, до изобаты 100 м.

На Рисунке 2.8 в показан пример выноса холодных вод у западного берега Черного моря в районе дельты Дуная 21 декабря 2013 г. Наблюдаемые холодные воды являются водами Дуная, которые распространяются вдоль всего западного побережья. Ширина данного потока составляет около 30 км. Температура воды у самого берега – около 5°C , а на континентальном склоне – 8°C . Температура окружающих вод составляет около 10°C . На периферии холодных вод виден ряд субмезомасштабных особенностей: циклонические вихри и филаменты (радиусом и шириной порядка нескольких километров). Данные филаменты выносят более холодные и пресные воды с шельфа в глубоководную часть бассейна.

На Рисунке 2.8, г представлен пример дневного прогрева вод у западного берега Черного моря в районе дельты реки Дунай. На рис. 2.8, г в выделенной области наблюдалась безветренная погода, что привело к образованию скин-слоя, температура которого составила 27°C , в то время температура у берега составляла $24 - 25^{\circ}\text{C}$. Ширина полосы дневного прогрева составила около 56 км. В поле температуры наблюдаются субмезомасштабные вихри как у берега, так и в полосе прогрева, которая расположена в глубоководной части моря на расстоянии около 30 км от берега.

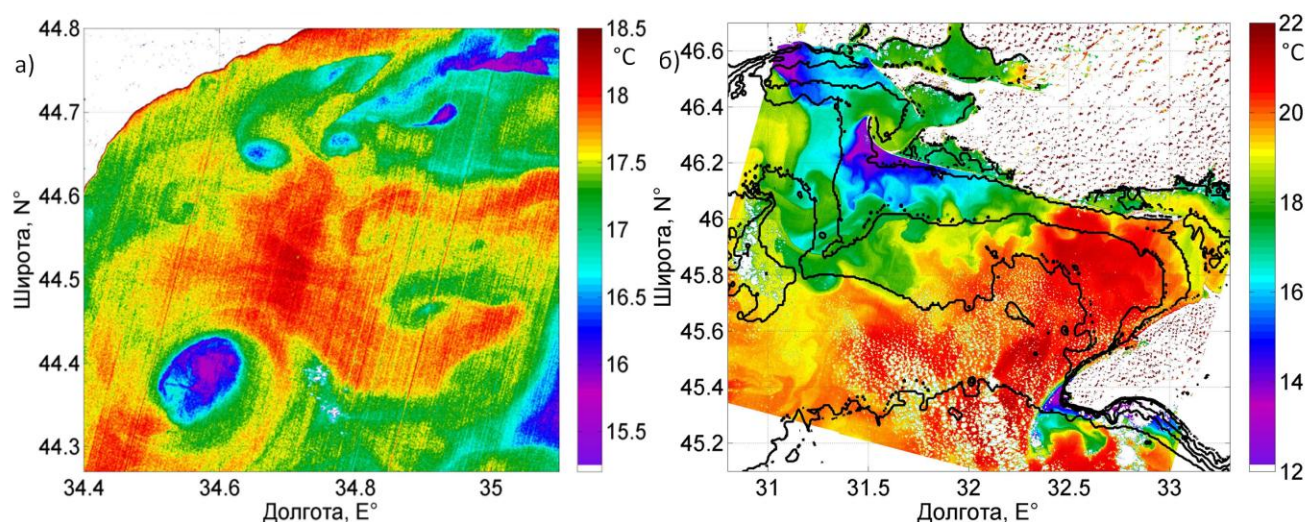


Рисунок 2.7 – Температура ($^{\circ}\text{C}$) восстановленная по измерениям Landsat-8, за 13 октября 2013 года (а) и 9 сентября 2013 года (б)

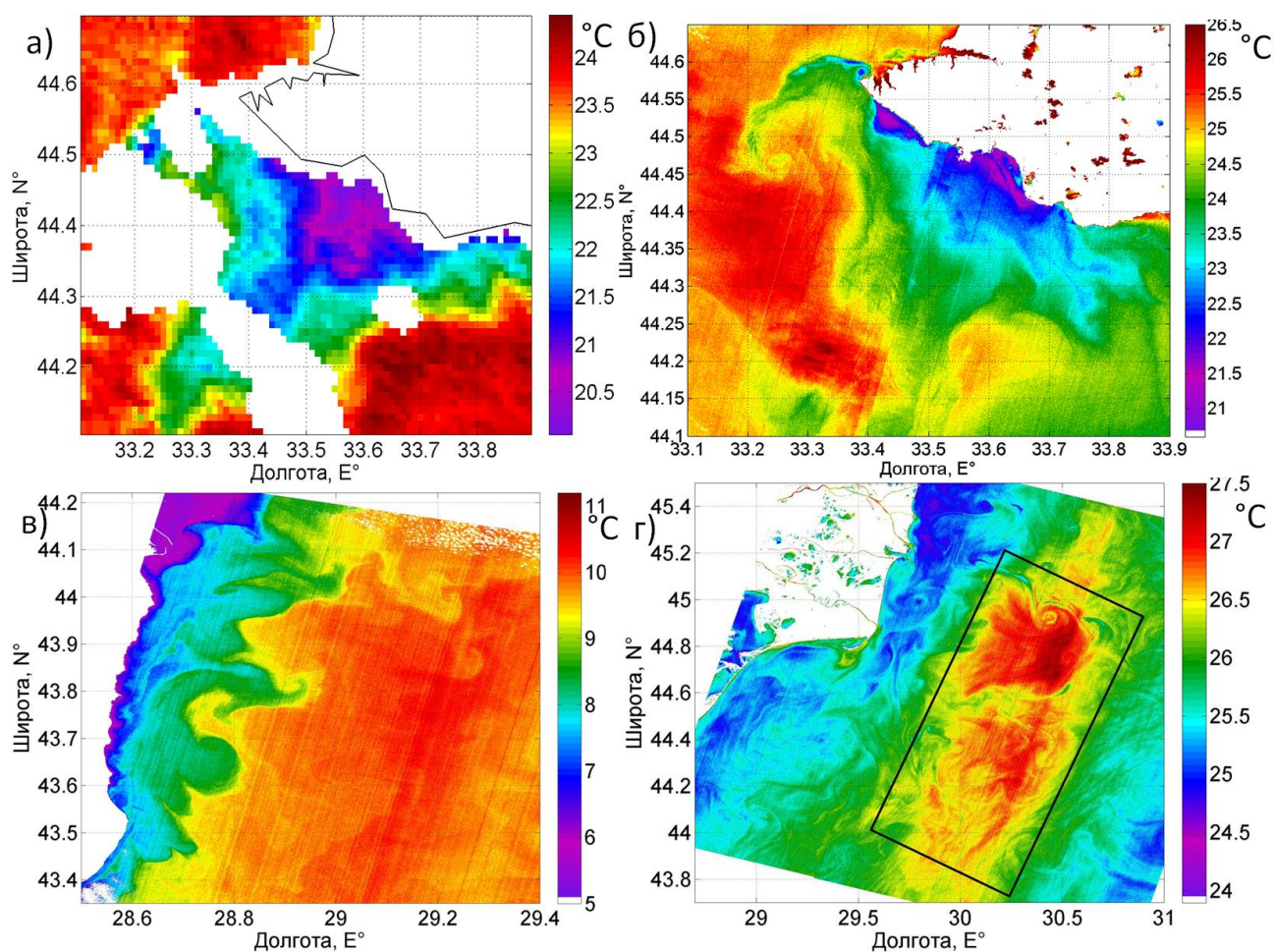


Рисунок 2.8 – Температура T ($^{\circ}\text{C}$) по данным MODIS за 1 августа 2013 года(а); поле температуры ($^{\circ}\text{C}$) восстановленное по измерениям Landsat-8 (TIRS) за 1 августа 2013 года(б), 21 декабря 2013 года (в), 15 августа 2013 года (г)

Выводы к Разделу 2

На основе сопоставления данных со спутника Landsat-8 с данными спектрорадиометра MODIS был адаптирован двухканальный алгоритм восстановления температуры по измерениям спутника Landsat-8 (TIRS) для Черного моря. Полученный алгоритм позволяет восстанавливать температуру поверхности моря с разрешением 100 метров, что дает возможность анализировать пространственную структуру поля температуры на более мелких масштабах.

Различия между температурой, полученной зондом MODIS и температурой, восстановленной по Landsat-8 (TIRS), связаны с разницей во времени зондирования. Величина стандартного отклонения между восстановленной температурой и температурой, полученной по данным спутника MODIS, составила $0,58^{\circ}\text{C}$. В холодный период года, когда температура воды не более 20°C , данная величина составляет $0,48^{\circ}\text{C}$.

Результаты исследований, представленные во втором разделе работы, опубликованы в [Aleskerova et al., 2016].

РАЗДЕЛ 3 РАСПРОСТРАНЕНИЕ ВЗВЕШЕННОГО ВЕЩЕСТВА ПОД ВЛИЯНИЕМ ШТОРМОВЫХ ВЕТРОВ У ЗАПАДНОГО ПОБЕРЕЖЬЯ КРЫМА

Динамика ВВ в прибрежной зоне Крыма до настоящего времени является малоизученной в связи с небольшим количеством натурных данных. Поступающие в море продукты разрушения глинистых клифов (характерных для берегов Западного и Восточного Крыма) и взмучивание донных наносов создают повышенные концентрации ВВ на поверхности моря, позволяющее отслеживать их спутниковыми оптическими измерениями. Ветро-волновое воздействие является основным фактором, влияющим на концентрацию и пространственное распределение ВВ. Оно же задает направление вдольбереговых потоков наносов и связанные с ними процессы динамики береговой зоны [Горячкин и др., 2009, 2010, 2011; Долотов, 2017]. Штормы приводят к интенсификации разрушения глинистых клифов, слагающих до половины береговой линии Западного Крыма. Следствием штормов является взмучивание донных наносов, представленных песками и илами в мелководном Каламитском заливе и соседних акваториях. Эти процессы оказывают существенное влияние на перераспределение ВВ в береговой зоне и его перенос в глубоководную часть Черного моря. Оценки скорости течений и потока наносов в исследуемом районе ранее были получены в [Горячкин 2008; Удовик, Горячкин, 2013; Харитонов, Фомин, 2017]. Было показано, что в Каламитском заливе вдольбереговой транспорт наносов преимущественно направлен на север, что связано с интенсивными волновыми течениями, возникающими под действием южных и юго-западных ветров, вместе с тем значительна роль межгодовой и сезонной изменчивости. Большое влияние на процессы в береговой зоне оказывают и особенности конфигурации берега. Например, в [Горячкин и др., 2011] было показано, что участки с отступающим берегом расположены у мысов, а с нарастающим – в вогнутостях берега, т.е. идет естественный процесс выравнивания берега.

3.1 Ветровой режим

В районе Западного Крыма характеристики ветра изучались в ряде работ [Горячкин, Репетин, 2009; Ильин и др., 2012], в которых было показано, что преобладающее для региона направление штормовых ветров северо-восточное. Существенно меньше повторяемость южных, юго-западных и западных ветров [Горячкин, Репетин, 2009]. Эти выводы базировались на анализе рядов, полученных на МГ (морских гидрометеостанциях): Херсонесский маяк, Тарханкутский маяк и Евпатория. Вместе с тем, данные этих станций в силу их географического положения могут быть искажены, т.к. они расположены на выдающихся в море мысах (мысовой эффект), а последняя, кроме этого, в городской черте. Поэтому дополнительно использовались данные спутника QuikSCAT для уточнения данных по ветрам со скоростью 8 м/с и более. Их анализ показал, что суммарная доля ветров южного румба, которые являлись наиболее волноопасными для Западного побережья Крыма в 1999 – 2009 гг., составляла 30%. Примерно такая же доля отмечена и для северо-восточных ветров. Реже фиксировались западные (12%) и восточные (11%) ветры.

Анализ показал, что сильные ветры северо-восточного направления преобладают с августа по апрель. Под сильными ветрами здесь и ниже подразумеваются ветры со скоростью 8 м/с и более. Наиболее часто сильные северо-восточные ветры наблюдаются в октябре и декабре, январе. Летом с мая по июль их повторяемость снижается. В осенне-зимний период с ноября по март растет повторяемость сильных западных, южных и юго-западных ветров. В марте и ноябре отмечается увеличение повторяемости сильных юго-восточных ветров. Реже всего в данном районе встречаются сильные северо-западные ветра. В теплый период года наиболее часты южные, юго-восточные, восточные и западные ветры.

3.2 Источники взвешенного вещества у Западного берега Крыма

Среднемноголетнее пространственное распределение концентрации ВВ в акватории северной части Черного моря за период 2003 – 2015 гг., рассчитанное по данным зонда MODIS с использованием регионального алгоритма [Кременчуцкий и др., 2014], представлено на Рисунке 3.1. Региональный алгоритм определения концентрации ВВ основан на связи между измеренными значениями концентрации и величинами обратного рассеяния взвесью, полученными по спутниковым данным. Величина обратного рассеяния на длине волны 555 нм была рассчитана, используя полуаналитический алгоритм [Carder and al., 1999]:

$$b_{bp}(\lambda) = X \cdot \left[\frac{547}{\lambda} \right]^Y, \quad (3.1)$$

где $\lambda = 555$ нм – длина волны;

X – величина обратного рассеяния частиц;

Y – показатель спектрального наклона обратного рассеяния частиц.

В работе [Lee and al., 1994] эмпирически определена зависимость величин X и Y от величины отражательной способности:

$$X = -0,00182 + 2,058 \cdot Rrs(547), \quad Y = -1,13 + 2,57 \cdot \frac{Rrs(443)}{Rrs(488)}, \quad (3.2)$$

где Rrs – яркость восходящего излучения на определенной длине волны.

С помощью представленного выше полуаналитического алгоритма по данным зонда MODIS-Aqua были проведены оценки величины обратного рассеяния взвесью. Используемый алгоритм был калиброван на основе измерений, которые проводились как в чистых водах, так и в прибрежных с большими концентрациями взвеси. Тем не менее, можно ожидать, что в некоторых случаях, особенно при экстремально больших концентрациях взвеси, спутниковые данные количественно могут отличаться от полученных *in situ*.

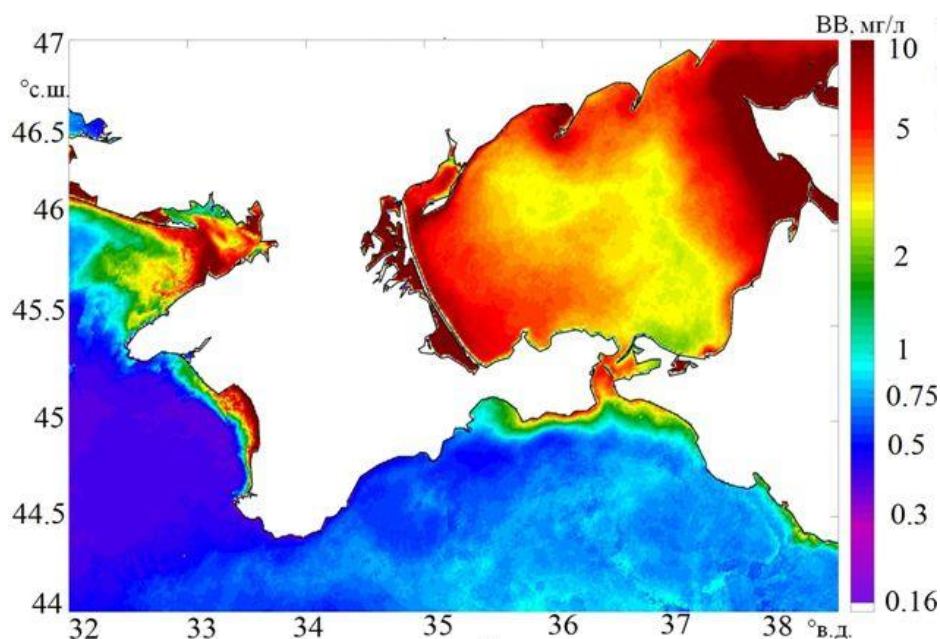


Рисунок 3.1 – Среднемноголетняя концентрация BB по данным MODIS-Aqua за 2003 – 2015 гг.

В северной части Черного моря выделяются три наиболее значительные зоны с повышенными значениями концентрации BB. Это районы мелководных Каркинитского и Каламитского заливов, а также Керченского пролива с акваториями, прилегающими к Керченскому и Таманскому полуостровам. Типичные среднемноголетние значения концентрации BB здесь составляют 5 – 10 мг/л, причем наибольшие – отмечаются у берега.

Основной источник повышенных концентраций BB в прибрежной зоне российского сектора Черного моря связан с разрушением глинистых клифов в Каркинитском и Каламитском заливах и Керченском проливе. В последнем имеется и дополнительный источник BB – Азовское море. Большая часть берегов этих районов относится к типу абразионно-обвальных в глинистых породах, для которого характерна интенсивная абразия. Типичная скорость отступления клифов этого типа берегов составляет 0,5 – 1,0 м/год, что обеспечивает поступление в море $\sim 10 \text{ м}^3/\text{год}$ грунта с погонного метра берега, при этом до 95% составляет хорошо взмучиваемая мелкая фракция $\leq 0,1 \text{ мм}$ [Шуйский, 2003].

Клифы в Западном Крыму сложены континентальными неогеновыми отложениями, представленными желтовато-бурыми и красно-бурыми глинами с

прослоями и линзами галечниковых конгломератов и песчаников. Высота берегового склона в Каламитском заливе составляет от 1 до 25 м, в районе п. Береговое – до 32 м, между долинами рек Кача и Бельбек – до 50 м. Конкретно в Каламитском заливе наибольшее поступление ВВ в море дают участки берега, где пляжи или отсутствуют, или их ширина небольшая. В этом случае энергия волнения не гасится на пляже, а расходуется на разрушение глинистых клифов.

Во время штормов в основании клифа образуются волноприбойные ниши, углубление которых приводит к обрушению и отступанию клифа. Наиболее быстро в период штормов ВВ поступают в море в районе между оз. Кызыл-Яр и пгт. Николаевка (центральная часть побережья Каламитского залива). Средняя скорость отступания клифа составила здесь в 1972 – 2014 гг. около 1 м/год [Горячкин, 2015], что позволяет оценить поступление ВВ в зависимости от высоты клифа величиной 10 – 20 м³/год с погонного метра. В целом, общее количество материала, образующегося за счет разрушения клифов в Западном Крыму, оценивается величиной около 1,1 млн. м³/год [Шуйский, 2005]. Из них 80% (900 000 м³) составляют фракции размером меньше 0,1 мм, которые и образуют ВВ в море. Остальные 20% пополняют пляжи и подводный береговой склон. Эта величина представляется несколько завышенной, поскольку расчеты исходили из максимальных величин разрушения клифов [Шуйский, 2005]. При общей протяженности глинистых клифов около 55 км это соответствует максимальной оценке, сделанной выше. Однако средняя высота клифов около 10 м, что снижает оценку, сделанную в [Шуйский, 2005] почти в два раза.

На остальных участках с глинистым клифом и относительно широким пляжем, т.е. к югу от указанного участка, основной механизм поступления ВВ – отмывание грунта, оказавшегося на пляже, в результате обвальных и оползневых процессов. В этом случае иногда достаточно и небольшого волнения, поскольку в период активизации оползня в приурезовой зоне образуется вал выпирания, объем которого может исчисляться сотнями и даже тысячами кубометров грунта. На западном побережье Крыма такая зона расположена между пос. Кача и

г. Севастополем. Последний такой пример на этом участке – образование вала выпирания в период активизации Учкеевского оползня в августе 2018 г.

Вторым по значимости источником является разрушение активного бенча – глинистой, конгломератовой или песчаной поверхности прибрежного дна. Продукт его переработки даёт примерно $600\,000\text{ м}^3/\text{год}$ фракции размером меньше 0,1 мм [Шуйский, 2005].

Подчиненное значение имеет поступление ВВ из рек и временных водотоков, в первом приближении оно меньше на порядок, чем поступление из-за разрушения клифов. Судя по наблюдениям, даже в катастрофические паводки область распространения мутных речных вод затрагивает область максимум до одного километра от берега. Зарегулирование рек водохранилищами привело к тому, что в настоящее время сколько-нибудь значащий твердый сток имеет только р. Бельбек. Он оценивается величиной $30\,000\text{ т/год}$ [Горячкин, 2015]. У р. Альма и Кача он существенно меньше, а р. Западный Булганак в настоящее время существует только на картах.

Наконец, определенное количество вещества поступает с песчаных пляжей в море в период сильных ветров северных направлений (эоловые процессы). Эти ветры преобладают в холодный период. Величина этого поступления до настоящего времени не известна. Вместе с тем на Сакской пересыпи экспериментально определено, что на незадернованном песчаном пляже при скорости ветра около 15 м/с через сечение в один погонный метр переносится примерно 50 кг песка в час [Выхованец, 2003].

Необходимо отметить, что для придонного слоя Каламитского залива характерен наил (илистый осадок, состоящий из мельчайших частиц минеральных веществ). Толщина этого слоя обычно составляет до 10 – 15 см. Даже при незначительном волнении, вызванным, например, бризовыми ветрами, морская вода в прибрежной полосе довольно быстро приобретает желтоватый оттенок [Алескерова и др., 2019].

3.3 Среднемноголетнее распределение взвешенного вещества

На Рисунке 3.2 показано среднемноголетнее распределение концентрации ВВ для акватории, прилегающей к Западному Крыму, полученное по данным MODIS-Aqua в 2003 – 2015 гг. Из него видно, что максимальные концентрации (от 10 до 20 мг/л) наблюдаются в мелководной части Каламитского залива, с глубинами менее 20 м. К югу от м. Лукулл до Севастопольской бухты и к северо-западу от м. Евпаторийский до оз. Донузлав в прибрежной зоне (3 – 4 км от берега) воды в сравнении с открытым морем также в среднем характеризуются повышенными значениями концентрации ВВ (2 – 5 мг/л). Прямые измерения концентрации ВВ турбидиметрическим зондом, выполненные в октябре 2008 г. в Каламитском заливе группой под руководством Горячкина Ю.Н., показали, что в отсутствие значимого волнения концентрация взвешенного вещества на поверхности моря составляет от 0,4 мг/л в открытом море до 0,8 мг/л в зоне, непосредственно примыкающей к берегу (1 км). При этом, в придонном слое в открытом море концентрация возрастает до 0,8 мг/л, у берега – до 1,2 мг/л.

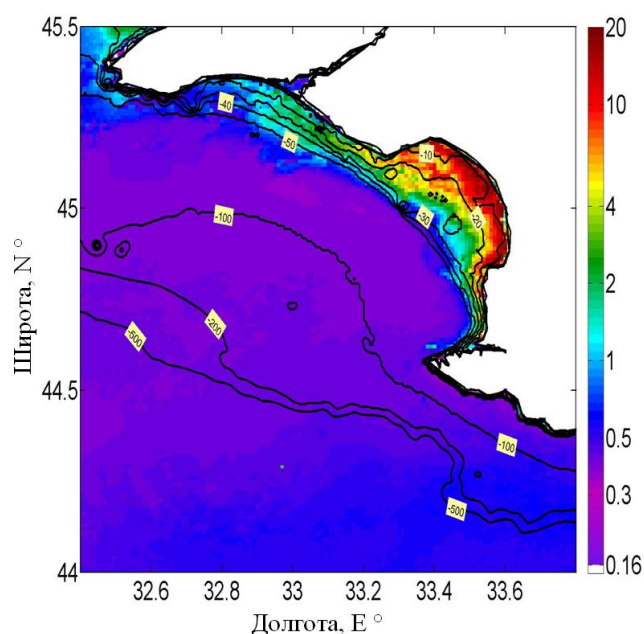


Рисунок 3.2 – Средняя концентрация ВВ (мг/л) у побережья западного Крыма в 2003 – 2015 гг. по данным MODIS-Aqua

На среднемноголетнее распределение большое влияние оказывают отдельные, эпизодические события – штормы, которые резко увеличивают концентрацию ВВ. Даже после прекращения их действия в течение нескольких дней сохраняются повышенные концентрации, что позволяет проследить динамику вод.

На Рисунке 3.3 представлены карты распределения концентрации ВВ для штормовых ветров различных направлений. Для построения этих карт по данным реанализа Era-Interim были выбраны все ситуации, в которых скорость ветра для различных направлений в центре Каламитского залива (в точке с координатами $\varphi = 45,0^\circ$ с.ш., $\lambda = 33,5^\circ$ в.д.) превышала 8 м/с. Концентрация ВВ за выбранные даты и последующие 7 дней осреднялись, после чего рассчитывались средние значения для каждого направления.

Пространственное распределение концентрации ВВ при южных и юго-западных ветрах (Рисунок 3.3, а) достаточно хорошо совпадает со средней картой концентрации ВВ. Это направление наиболее эффективно для поступления в море и поддержания высоких концентраций ВВ, что связано с максимальной для Каламитского залива длиной разгона волн (от 350 до 550 км).

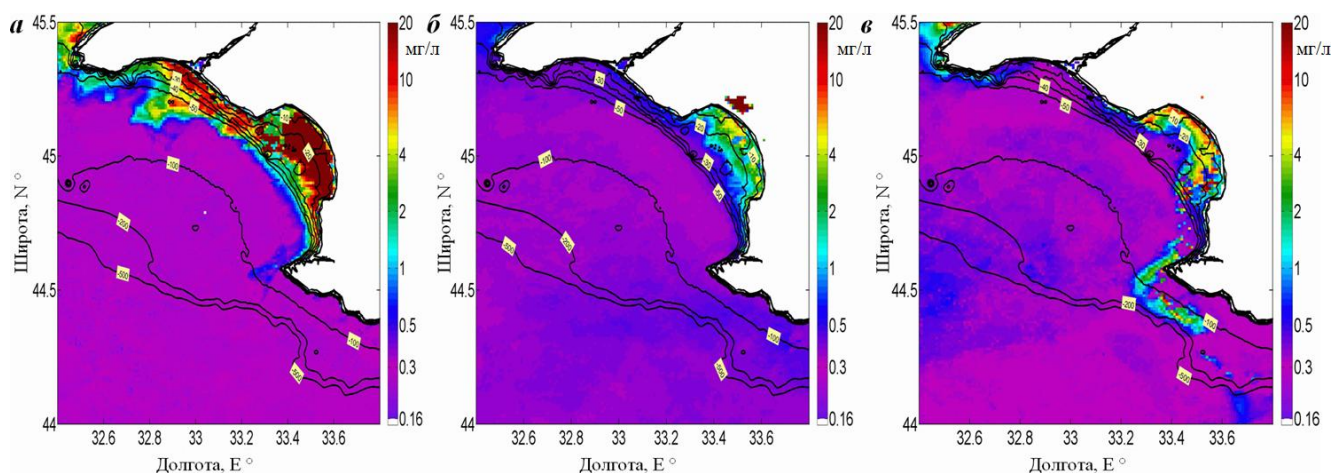


Рисунок 3.3 – Средние значения концентрации ВВ у побережья западного Крыма в 2003 – 2015 гг. по данным MODIS-Aqua в период действия штормовых ветров: а) южных и юго-западных; б) северо-восточных; в) северных и северо-западных [Алескерова и др., 2019]

Кроме этого, повторяемость штормов этого направления в исследуемый период была максимальна. Концентрации ВВ очень высоки и достигают 200 мг/л, что и дает основной вклад в среднее распределение, показанное на Рисунке 3.2. При ветрах этого направления воздействие на береговую зону максимально и поступление ВВ идет из большинства вышеперечисленных источников.

Распределение концентрации ВВ для северо-восточных ветров (Рисунок 3.3, б) показывает, что основная область взмучивания не выходит за пределы Каламитского залива. Величины концентрации ВВ по сравнению с предыдущим случаем более чем на порядок меньше (1 – 5 мг/л). Такое распределение вполне объяснимо, поскольку ветер с берега не приводит к разрушению берегов. Из-за малого разгона значимое волнение (более 1 м) может наблюдаться только на некотором расстоянии от берега (при скорости ветра 10 м/с – 5 – 8 км, в зависимости от продолжительности действия ветра). Видимо, основной источник ВВ – это взмучивание водной толщи в восточной части Каламитского залива. Не исключено, что они поступают и с придонным компенсационным течением, направленными к берегу, поскольку северо-восточные ветры сгоняют воду от берега и понижают уровень моря [Горячкин, 2018].

При действии северных и северо-западных ветров к области взмученных вод в Каламитском заливе (с концентрациями 2 – 8 мг/л) добавляется аналогичная область вокруг Гераклеийского полуострова (Рисунок 3.3, в). Однако здесь концентрация ВВ относительно невелика (2 мг/л). Разрыв между этими двумя областями наводит на мысль, что они, возможно, динамически не связаны и имеют разные источники. Эту мысль подкрепляет тот факт, что в отличие от легко разрушаемых клифов в Каламитском заливе (вследствие отсутствия или малой ширины пляжей), в районе между м. Маргопуло и г. Севастополь пляжи имеют большую ширину, а часть их представлена пляжами без клифа (устья рек Кача и Бельбек). Одним из источников могут быть подводные банки, расположенные западнее м. Константиновский и м. Коса Северная.

3.4 Распределение взвешенного вещества при действии различных ветров

Приведем конкретные примеры распределения концентраций ВВ при действии штормов различных направлений. Для анализа использовались 849 снимков, с отсутствующим на них облачным покровом, полученные зондом MODIS за период с 2003 по 2016 гг. Из них на южный ветер приходится 35 снимков, на юго-западный – 110 снимков, на юго-восточный – 64 снимка, на северо-восточный – 226 снимков, на северный – 74 снимка.

3.4.1 Южные и юго-западные ветры

На Рисунке 3.4, а, б представлен пример распределения концентрации ВВ до действия штормового юго-западного ветра (2 октября 2003 г.) и после (6 октября 2003 г.). Заметно, что концентрация в первом случае не превышала 0,3 – 0,4 мг/л в области, непосредственно примыкающей к берегу, а в открытом море составляла 0,2 мг/л (Рисунок 3.4, а). После воздействия штормового юго-западного ветра со скоростью до 12 м/с значения концентрации ВВ значительно возросли. Повышенные концентрации ВВ (более 1 мг/л) видны в прибрежной области всего западного побережья от м. Херсонес до м. Урет, при этом наибольшие значения наблюдаются в прибрежной полосе от м. Евпаторийский до м. Лукулл, где в максимуме они достигают очень высоких значений (до 100 мг/л). Фоновые значения в окружающих водах по-прежнему составляют около 0,2 мг/л. Анализ других случаев при воздействии юго-западных ветров показывает примерно сходный характер распределения концентрации ВВ с описанными выше.

Зона повышенных концентраций ВВ сосредоточена в районе Каламитского залива, ее граница наблюдается на расстоянии до 20 км от берега по линии изобаты в 50 м. В районе м. Лукулл она уменьшается до 8 км, северо-западнее м. Евпаторийский составляет 5 – 10 км. Расчеты показывают, что в Каламитском заливе юго-западные штормы (азимут луча 225°) повторяемостью 1 раз в 25 лет могут генерировать волны с характерной высотой 4,8 м, периодом 7 – 10 с и длиной, достигающей до 100 м [Горячкин, Фомин, 2010; Полонский и др., 2011].

Тогда, при штормах редкой повторяемости воздействие ветрового волнения может проникать до глубин 50 – 60 м.

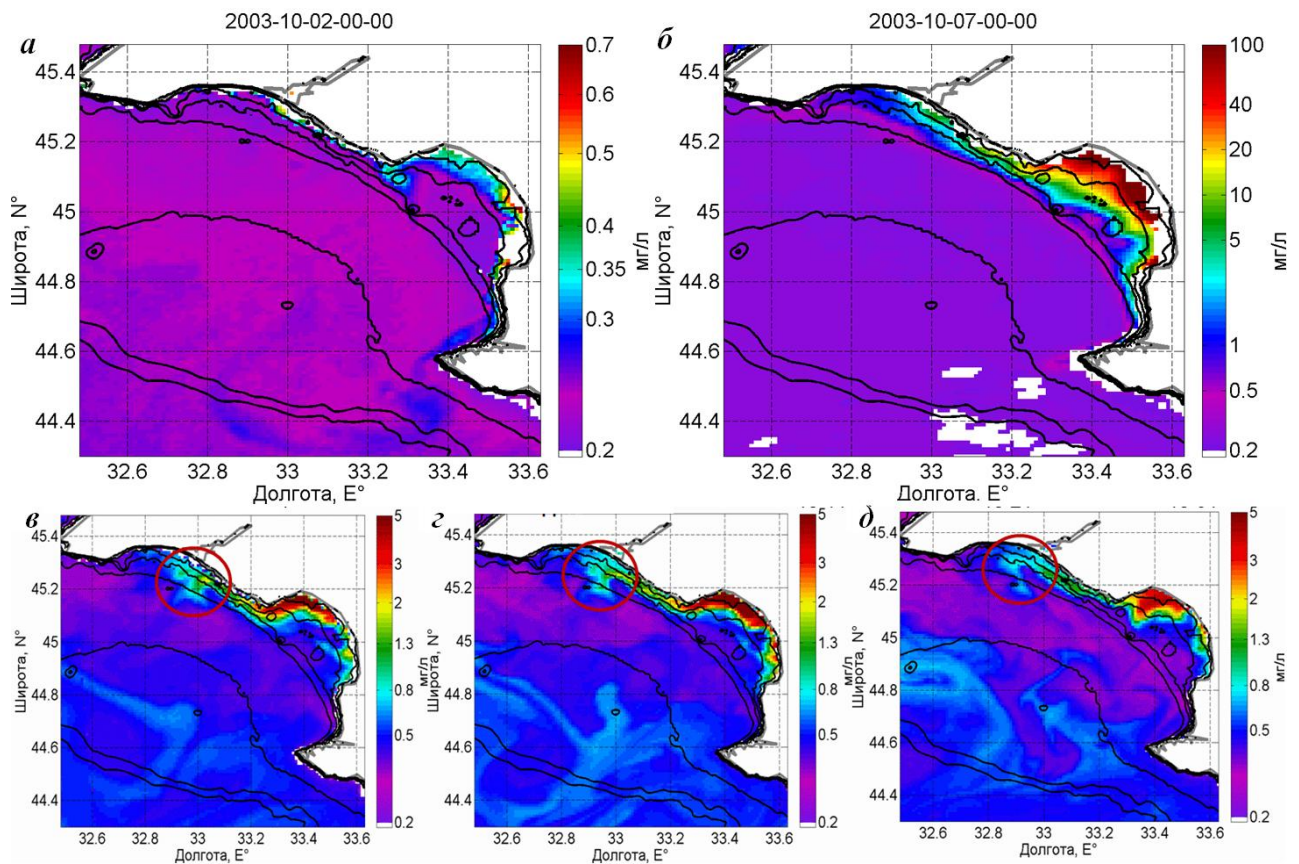


Рисунок 3.4 – Величины концентрации ВВ (мг/л) по данным MODIS-Aqua за 2 октября 2003 г(а); 7 октября 2003 г. (б); 3 апреля 2009 г. (в); 4 апреля 2009 г. (г); 6 апреля 2009 г. (д) (черными линиями нанесены изобаты)

Таким образом, ветры южных румбов способствуют значительному разгону волн, приходящих на побережье Крыма из южной части Черного моря. Когда глубина примерно соответствует половине длине волны, начинается процесс рефракции волн, волновые движения достигают дна и способны вызвать взмучивание осадков [Мартьянов, 2014].

Для случая, представленного на Рисунке 3.4, б, были рассчитаны волновые характеристики по широко применяемой модели SWAN [SWAN user manual, 2014; Харитонов, Фомин, 2011] на сетке 246 на 160 точек, покрывающей Азово–Черноморский бассейн с шагом $\sim 4,5$ км. На входе в модель задавалась скорость ветра на стандартной высоте 10 м с дискретностью 1 час из массива реанализа

MERRA [Rienecker et al., 2011]. На Рисунке 3.5, представлен график изменчивости длин и высот волн для точки в центре Каламитского залива за период с 1 сентября по 31 октября 2003 г. В основном, в этом районе высота волны не превышает 1 м, а длина волны – 20 м. Резкое изменение характеристик отмечено 6, 9 и 23 октября при воздействии штормовых юго–восточных ветров. Для рассматриваемого нами случая 6 октября длины волн достигали 75 м, а их высота 3 м.

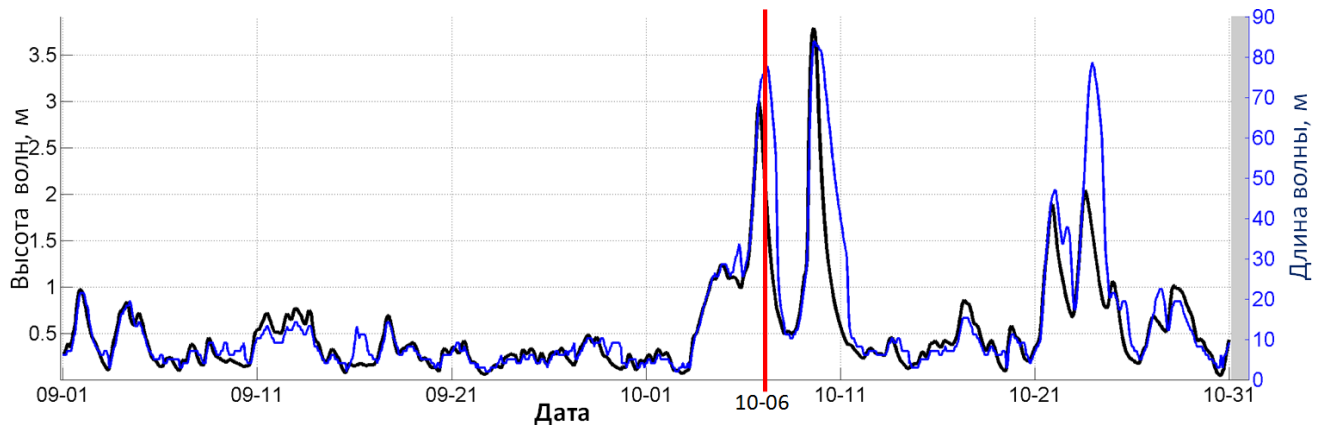


Рисунок 3.5 – График длины (синяя линия) и высоты волн (черная линия), рассчитанных по модели SWAN, красной линией отмечена дата, соответствующая максимальному усилению ветра

Последовательные спутниковые снимки MODIS позволяют по данным о перемещении трассеров оценить скорости течения. На снимках MODIS за 2, 3, 4 и 6 апреля 2009 г. (Рисунок 3.4, в, г, д) наблюдается воздействие интенсивного юго-восточного ветра, скорость которого 29 – 30 марта составляла до 8 м/с. Повышенные значения ВВ (более 1 мг/л) отмечаются от м. Лукулл до м. Урет. Как и в предыдущих примерах, область с высокими значениями концентрации ВВ находится в Каламитском заливе (концентрация ВВ более 5 мг/л). На северной периферии области с повышенными концентрациями ВВ наблюдается циклоническая завихренность поверхностных вод. Анализ последовательных снимков позволил оценить скорость смещения этого образования в пространстве величиной около 7 см/с.

Анализ всего массива данных MODIS показал, что максимальные значения концентрации ВВ (более 100 мг/л) наблюдаются после воздействия штормового волнения, вызванного юго-западными и южными ветрами. В течение рассматриваемого периода такие концентрации были отмечены 7 октября 2003 г., 25 ноября 2008 г., 17 апреля 2011 г. и 9 сентября 2015 г., что соответствуют датам, когда наблюдались юго-западные штормовые ветры. Очевидно, что они наиболее эффективны для образования значительного волнения, приводящего к разрушению глинистых клифов, взмучиванию донных осадков и т.п.

Образование зон с высокими концентрациями ВВ, кроме этого, позволяет идентифицировать различные динамические структуры поверхностных вод, а при наличии последовательных снимков и отслеживать их дальнейшую эволюцию. Так, например, у м. Евпаторийский неоднократно отмечалось образование прибрежного круговорота циклонической завихренности с горизонтальными размерами около 4 км (Рисунок 3.6, б).

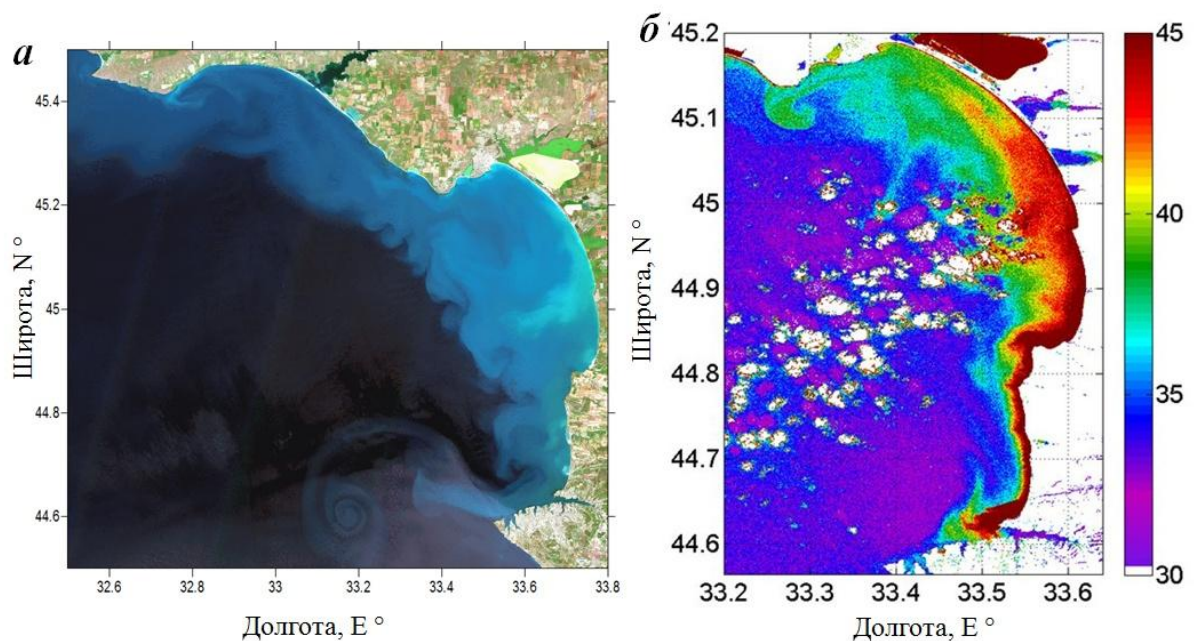


Рисунок 3.6 – RGB-композиция, построенная по измерениям спутника Sentinel-2 за 27 апреля 2017 г., после действия шторма 25 апреля 2017 г. (а); яркость излучения ($\text{Вт/м}^2 \cdot \text{ср} \cdot \text{мкм}$) 16 февраля 2002 г., при $\lambda=0,45\text{--}0,515$ мкм, Landsat-7 после действия шторма 13 февраля 2002 г. (б)

Его образование можно связать с обтеканием мыса вдольбереговым потоком, направленным с востока на запад. Ранее было показано теоретически и экспериментально, что такой поток образуются именно при юго-западных ветрах [Горячкин, Фомин, 2013].

На спутниковом снимке с высоким пространственным разрешением по данным Sentinel-2 (Рисунок 3.6, а) после действия юго-восточного ветра со скоростью до 10 м/с, как и в предыдущих случаях, видно, что основная область с повышенными значениями концентрации ВВ сосредоточена в Каламитском заливе до изобаты 50 м. Характер распределения концентраций ВВ, по-видимому, отражает особенности динамики вод. Так на снимке хорошо заметны волнообразные возмущения в зоне контакта мутных и прозрачных вод, следы вихреобразования у мысов Херсонес, Евпаторийский, Урет.

3.4.2 Северо-восточные ветры

На Рисунке 3.7, а, в представлен пример эволюции распределения концентрации ВВ после воздействия северо-восточного ветра со скоростью 10 м/с, который действовал в течение 3 дней с 7 по 10 ноября 2008 г. В первый день повышенные значения концентрации ВВ наблюдались в Каламитском заливе и северо-западнее его (от м. Евпаторийского до м. Урет). При этом вблизи берега концентрация ВВ соответствовала фоновым значениям (около 0,3 мг/л), а увеличение отмечалось на значительном удалении от берега (около 6 км). На следующий день концентрации ВВ между изобатами 30 и 50 м возросли до 0,5 – 0,7 мг/л. В то же время вблизи берега от Каламитского залива до м. Урет протягивается полоса относительно чистых вод (0,2 – 0,3 мг/л), что близко к фоновым значениям в глубоководной части моря. Область вод с повышенными концентрациями ВВ в последующие дни распространялась вдоль побережья в северо-западном направлении. Скорость её перемещения по последовательным снимкам MODIS можно оценить величиной приблизительно 16 см/с.

Концентрация ВВ возросла с 7 по 9 ноября от значений 0,7 до 1,5 мг/л, а затем после ослабления ветра 11 ноября уменьшилась до 0,8 мг/л (Рисунок 3.7, г).

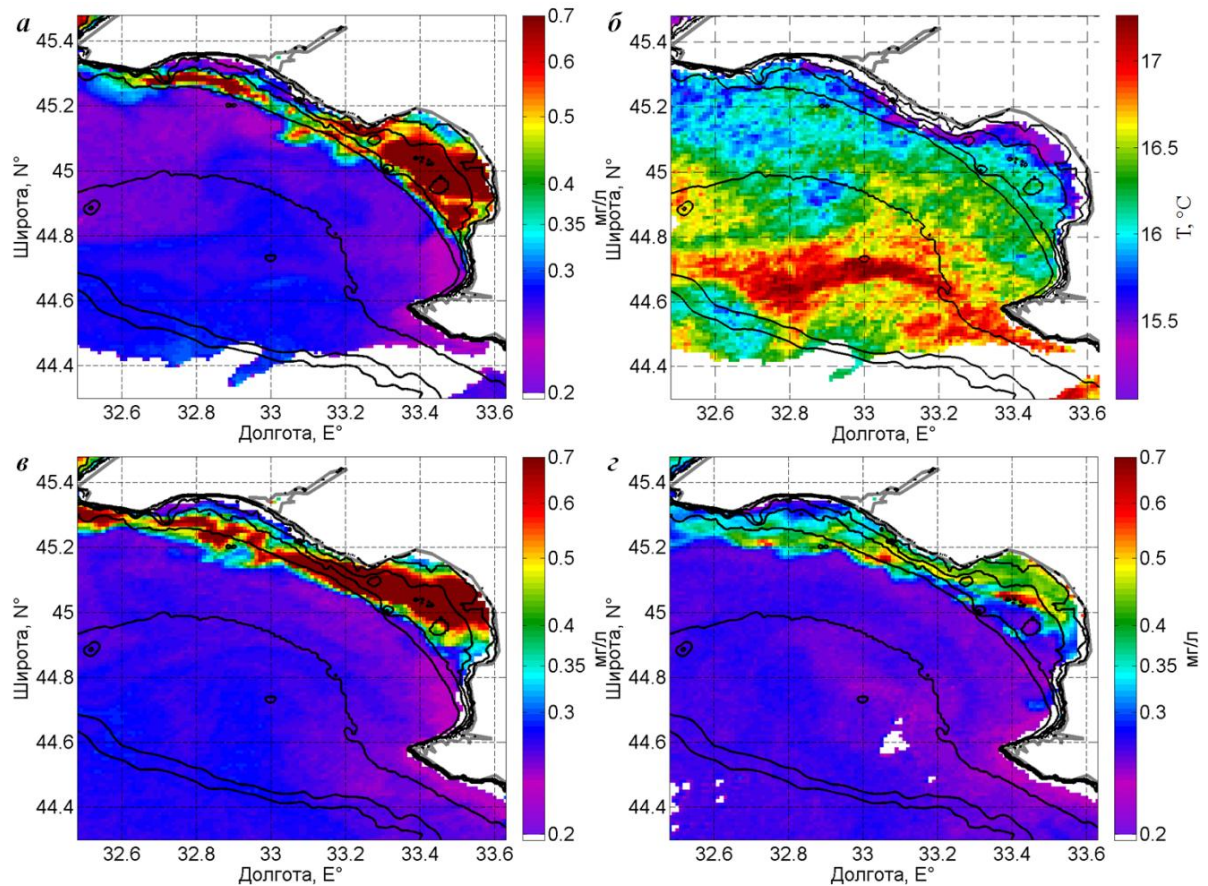


Рисунок 3.7 – Концентрация взвешенного вещества по данным MODIS-Aqua за 8 ноября 2008 г. (а), 9 ноября 2008 г. (в) и 11 ноября 2008 г. г); Температура поверхности моря по данным MODIS-Aqua за 8 ноября 2008 г. (б)

[Алескерова и др., 2019]

Дополнительным фактором, который может влиять на поддержании низких концентраций ВВ непосредственно у берега, может быть подток относительно прозрачных, холодных придонных вод (компенсационное течение). Он может возникать из-за вертикальной циркуляции вод как следствие понижения уровня моря при сильных ветрах от берега. Косвенно наличие такого механизма подтверждается анализом спутниковых карт поверхностной температуры моря, на которых хорошо заметна полоса пониженных значений температуры воды вдоль берега (Рисунок 3.7, б). Отметим, что концентрация ВВ в глубоководной части залива при северо-восточных штормах почти на два порядка меньше, чем при

южных, что связано с отсутствием разрушительного волнового воздействия на берега. Образование зон с повышенными значениями ВВ при этих ветрах сравнительно редко наблюдается южнее м. Лукулл, что связано с конфигурацией берега.

3.4.3 Северные и северо-западные ветры

При действии штормовых северо-западных ветров у западного побережья Крыма нередко возникает апвеллинг. При этом в верхнем слое поток направлен от берега, в нижнем – в сторону берега. Как правило, очаг возникновения апвеллинга наблюдается у м. Тарханкут. После его возникновения холодные воды в результате адвекции на поверхности начинают распространяться вдоль берега на юго-восток. В результате у берега возникает область с низкими значениями температуры и концентрации ВВ. Иногда она может охватывать всю прибрежную полосу от м. Тарханкут до м. Херсонес. В то же время, воды с повышенными концентрациями ВВ оттесняются в сторону открытого моря, где в результате осаднения донные наносы, взвешенные в морской воде в прибрежной зоне, поступают в донные осадки. Отметим, что нередко при этих ветрах волновое воздействие на глинистые клифы создает полосу взмученных вод непосредственно у берега.

На Рисунке 3.8 изображены карты яркости излучения и яркостная температура, полученные по данным Landsat-5 после воздействия северо-западного штормового ветра со скоростью 10 м/с. Данный ветер наблюдался 17 – 18 сентября 2007 г. и вызвал апвеллинг. На Рисунке 3.8, б хорошо видны две области холодных вод. Первая расположена к югу м. Тарханкут, вторая – к востоку и западу от м. Херсонес. Температура поверхности моря в области апвеллинга составляет около 15°C, а окружающих вод до 22°C. Низким температурам соответствуют воды с малыми концентрациями ВВ (Рисунок 3.8, а). К западу от этих областей концентрации существенно возрастают.

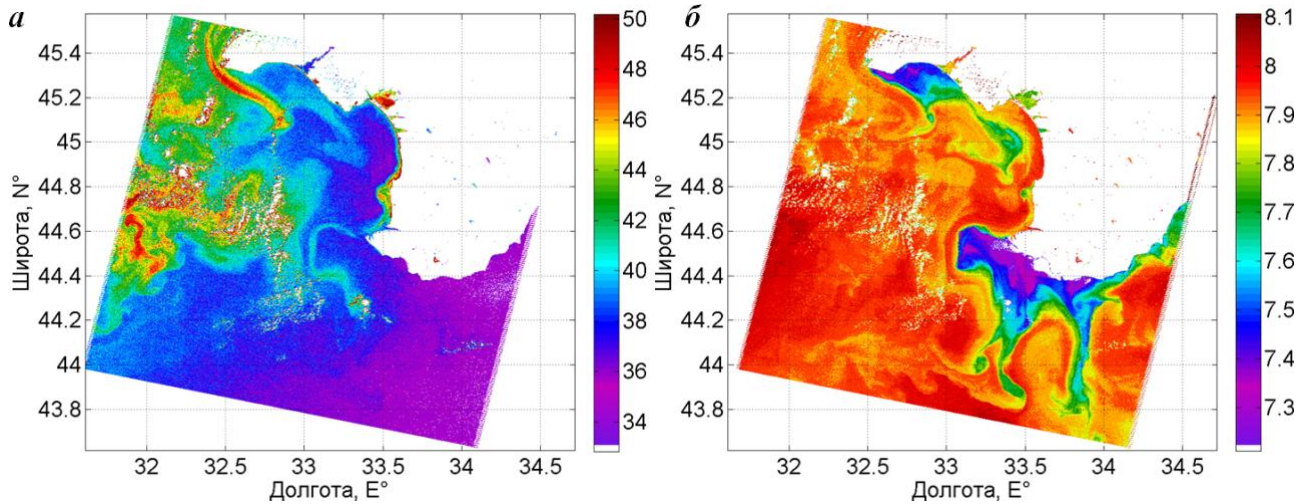


Рисунок 3.8 – Яркость излучения ($\text{Вт/м}^2 \cdot \text{ср} \cdot \text{мкм}$) при $\lambda = 0,45\text{--}0,52$ мкм, Landsat-5 (а); яркостная температура ($^{\circ}\text{C}$) в 6 канале, $\lambda = 0,52\text{--}0,6$ мкм за 18 сентября 2007 г. (б)

К северу и югу от м. Лукулл непосредственно у берега заметны области с повышенными концентрациями ВВ. Несколько меньшие концентрации отмечаются в ядре вихря, расположенного у м. Лукулл. 17 сентября 2007 г. они составляли до 25 мг/л, а на следующий день уменьшились до 2 – 3 мг/л. При этом значения концентрации ВВ в окружающих водах в этот период составляли 0,2 – 0,3 мг/л.

На Рисунке 3.9 представлены снимки Landsat-7 за 14 августа 2003 г. и MODIS за 15 и 17 августа 2003 г. 12 августа в этом регионе наблюдался северо-западный ветер со скоростью 10 м/с. На снимке спутника Landsat-7 (Рисунок 3.9, а), как и в предыдущем случае, наблюдается полоса мутных вод вдоль побережья от Каламитского залива до Севастополя. Юго-западнее м. Херсонес наблюдается полоса вод с повышенными концентрациями ВВ длиной около 16 км. Значения концентрации ВВ вдоль берега от Евпаторийской до Севастопольской бухты 15 сентября составляли 1 – 3 мг/л, через 2 дня – 0,5 – 1 мг/л, т.е. они относительно небольшие.

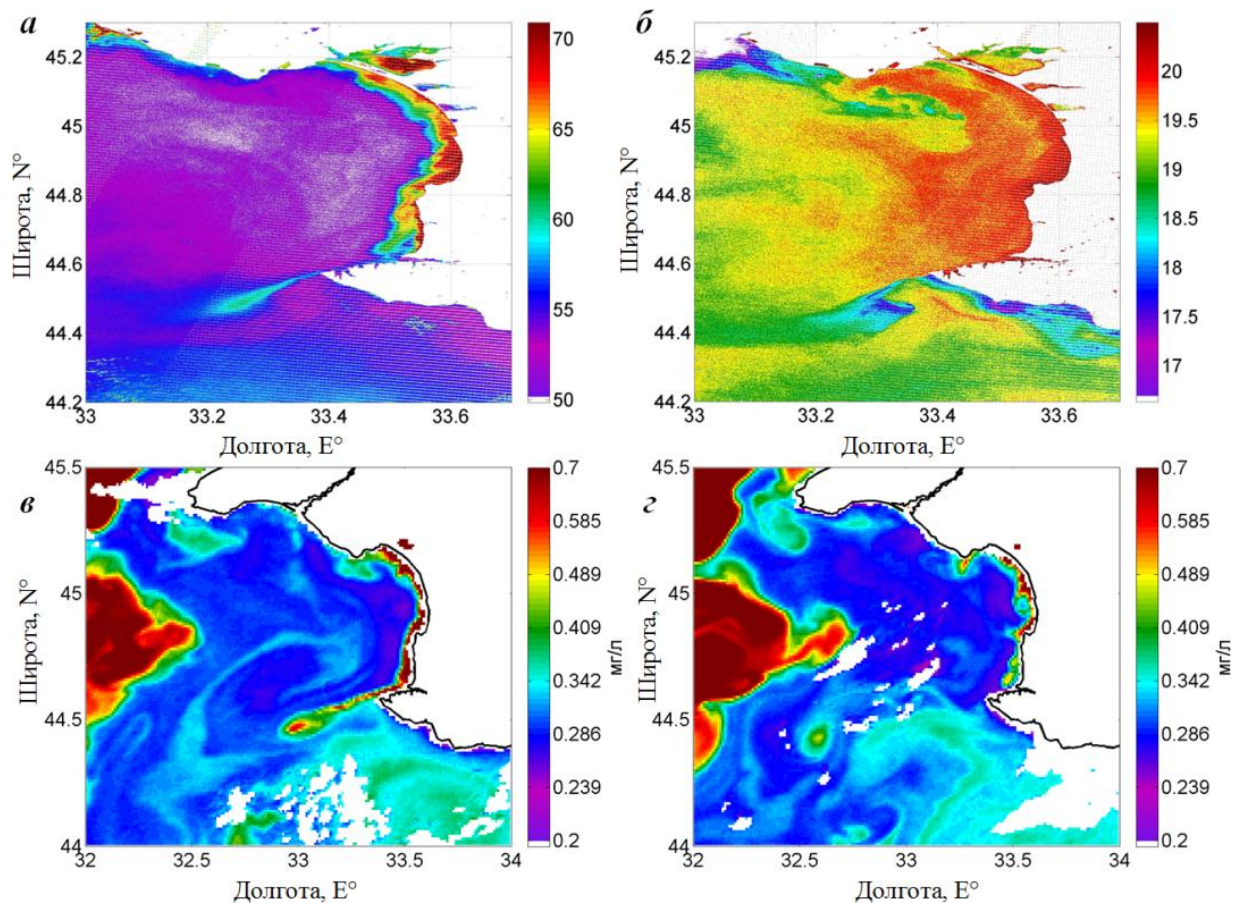


Рисунок 3.9 – Яркость излучения ($\text{Вт/м}^2 \cdot \text{ср} \cdot \text{мкм}$) при $\lambda = 0,45-0,515 \text{ мкм}$, Landsat-7 за 14 августа 2003 г. (а); яркостная температура Landsat 5, при $\lambda = 0,52-0,6 \text{ мкм}$ за 14 августа 2003 г. (б); концентрация ВВ по данным MODIS-Aqua за 15 августа 2003 г. (в) и 17 августа 2003 г. (г)

При этом по карте яркостной температуры, построенной по данным Landsat-7 (канал 6), видно, что данная полоса образуется в результате распространения мутных вод вдоль фронта апвеллинга (Рисунок 3.9, б). На последующем снимке MODIS за 15 августа наблюдается дальнейшее распространение мутных вод в виде полосы, протягивающейся от м. Херсонес на 30 км в южном направлении (Рисунок 3.9, в). На её конце видны следы субмезомасштабного круговорота со значением концентрации ВВ в ядре около 0,6 мг/л . На снимке от 17 августа это образование уже видно в виде вихря, изолированного от полосы мутных вод. Скорость его смещения в западном направлении можно определить величиной около 19 см/с . Концентрация ВВ внутри этого образования составляет около 0,5 мг/л , т.е. в два раза выше, чем в окружающих водах. Перемещение вихрей из

прибрежных районов в глубоководные области является важным механизмом поступления ВВ в открытое море и осадкообразования на дне Черного моря.

На основе проведенного анализа были получены схемы образования и распространения ВВ, которые изображены на Рисунке 3.8.

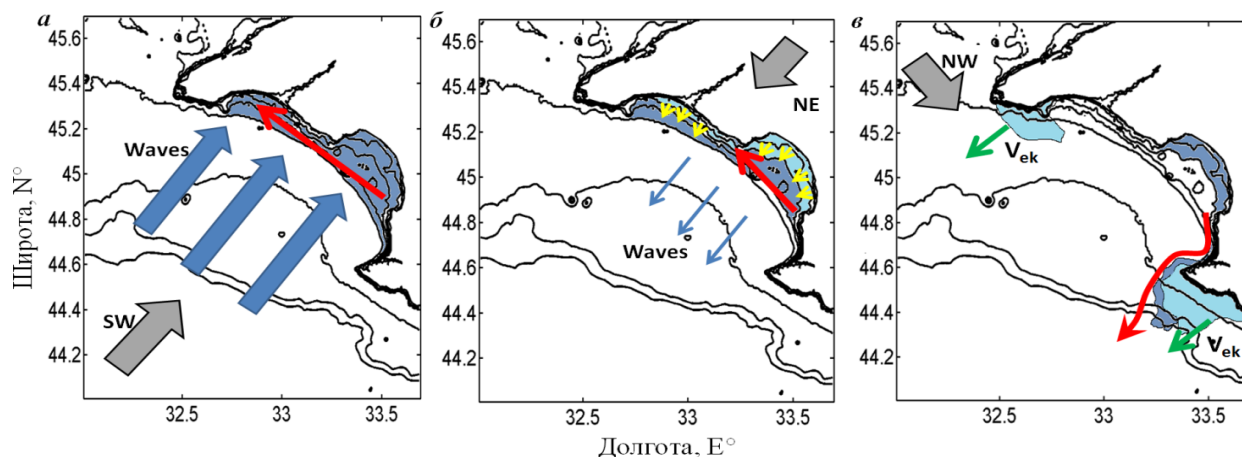


Рисунок 3.9 – Схемы образования и распространения ВВ при южном и юго-западном ветрах (а); при северо-восточном ветре (б); при северном и северо-западном ветрах (в). Серая стрелка – направление ветра, синяя – направление волн, красная – направление течения, зеленая – направление экмановской скорости; голубая область – зона ветрового сгона, апвеллинга, синяя область – взмученные воды; желтые стрелки – направление движения вод на мелководье под действием северо-восточного ветра [Алескерова и др., 2019]

Выводы к Разделу 3

Основной источник повышенных концентраций ВВ в прибрежной зоне российского сектора Черного моря связан с разрушением глинистых клифов в Каркинитском и Каламитском заливах и Керченском проливе.

Южные, юго-западные ветры вызывают у Западного побережья Крыма абразию берегов, особенно с глинистыми клифами и взмучивание донных наносов. При этом области с повышенными концентрациями ВВ достигают изобаты 50 м и распространяются на обширные акватории от м. Урет до

Севастопольской бухты. Значения концентрации ВВ в прибрежной зоне при таких ветрах максимально и может достигать до 200 мг/л.

При северо-восточных ветрах у Западного побережья Крыма область взмученных вод локализуется на некотором расстоянии от берега из-за малого разгона для образования значимых высот волн. Дополнительным фактором, который может влиять на поддержание низких концентраций ВВ непосредственно у берега может быть подток относительно прозрачных придонных вод. Из-за отсутствия интенсивного воздействия волн на берег значения концентрации ВВ в этом случае на два порядка ниже, чем для южных ветров.

Воздействие северных и северо-западных ветров у Западного побережья Крыма приводит к образованию вдольберегового течения по часовой стрелке и возникновению апвеллинга. Этот поток может переносить ВВ из Каркинитского и Каламитского заливов вдоль берега и выносить ВВ в открытые районы моря. Типичная концентрация ВВ в данном потоке составляет не более 1 мг/л, однако, в отдельных случаях может достигать 3 мг/л.

Результаты исследований, представленные в третьем разделе работы, опубликованы в [Алескерова и др., 2015а, 2019].

РАЗДЕЛ 4 РАСПРОСТРАНЕНИЕ ВОД ИЗ КЕРЧЕНСКОГО ПРОЛИВА В ЧЕРНОЕ МОРЕ

Азовское море – бассейн со средней глубиной 7 м и максимальной глубиной 13,5 м. Сток крупнейших рек (Кубань, Дон) и нескольких малых рек играет важную роль в его водном балансе. Воды Азовского моря являются солоноватыми со средней соленостью 12 епс и содержат большое количество ВВ и биогенных элементов [Ильин и др., 2009]. Штормовые ветры, вследствие мелководности моря, приводят к интенсивному взмучиванию донных осадков.

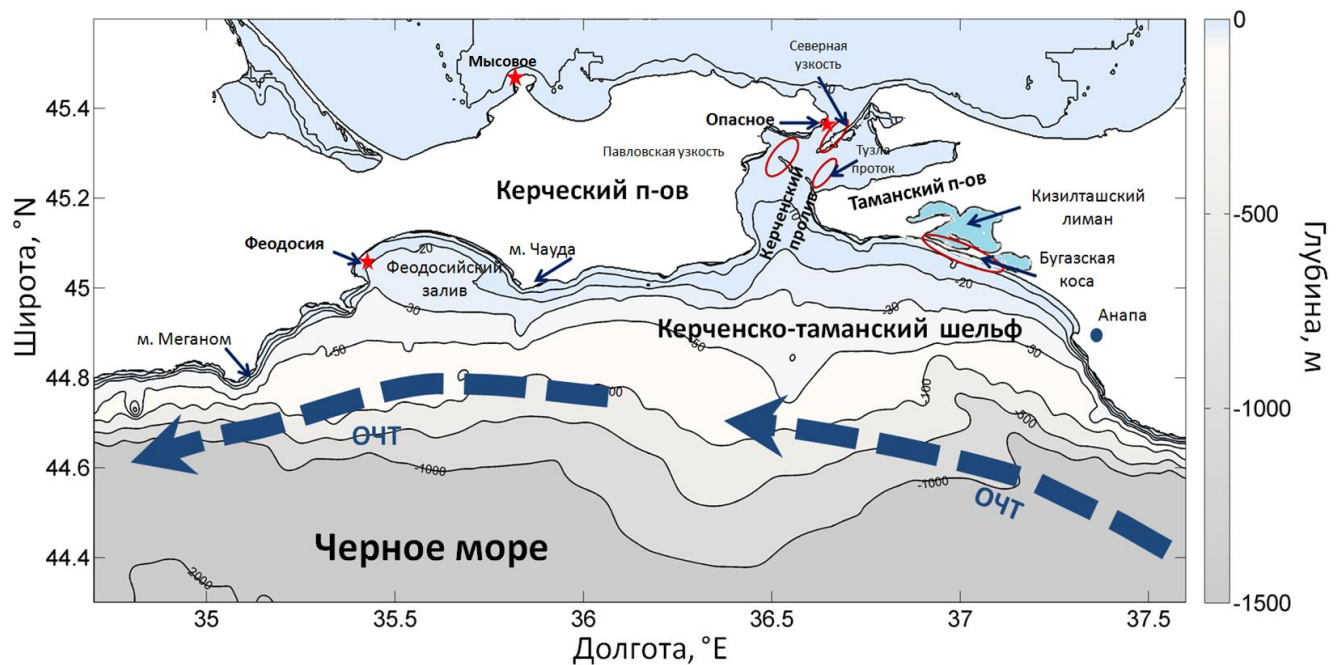


Рисунок 4.1 – Карта-схема рельефа дна Керченско-Таманского шельфа
[Kubryakov et al., 2019]

Приток вод из Азовского моря через узкий Керченский пролив сопровождается интенсивным перемешиванием и осаждением взвеси [Горячкин и др., 2005; Ломакин и др., 2017]. Измерения показали, что общее содержание ВВ в южной части пролива в два раза выше (3 – 4 мг/л) по сравнению с 1 – 2 мг/л в северной части [Ломакин и др., 2017]. Пролив является дополнительным источником ВВ в данном районе поскольку, берега его на значительном протяжении сложены легко размываемыми глинистыми породами. Кроме этого, в самом проливе существует интенсивное судоходство, а движение судов в

условиях мелководности пролива приводит к постоянному взмучиванию донных наносов.

Воды Азовского моря, проникающие в Черное море, в значительной степени влияют на его термохалинную структуру [Горячкин, Иванов, 2006; Иванов, Белокопытов, 2011], оптические, химические свойства и экосистему северо-восточной части Черного моря [Сорокин, 1982; Еремеев и др., 2003; Горячкин и др., 2005; Кондратьев, 2009; Izhitskiy, Zavialov, 2017].

Представление о поле течений Керченского пролива было получено в ходе экспедиционных работ 60-х годов XX в. и нулевых годов XXI в. Была показана тесная связь динамики вод с полем ветра и разностью уровней на концах пролива [Альтман, 1975; Горячкин и др., 2005; Ильин и др., 2009], впоследствии она была подтверждена и спутниковыми данными [Щербак и др., 2007; Ломакин и др., 2006].

Измерения течений в Керченском проливе показывают, что они имеют двухслойную структуру с менее плотными азовскими водами в верхнем слое и более плотными водами Черного моря в нижнем слое [Альтман, 1975; Еремеев и др., 2003; Иванов и др., 2018]. На интенсивность водообмена между Черным и Азовским морями влияет водный баланс в двух морях (величина речного стока, осадков и испарения) [Альтман, 1975; Ильин и др., 2009; Дьяков и др., 2016]; ветровые нагоны, которые способствуют увеличению разности уровня двух морей [Альтман, 1975; Ivanov et al., 2011; Fomin et al., 2017; Shul'Ga et al., 2017]; динамические изменения уровня моря, связанные с крупномасштабными течениями [Stanev et al., 2017] и другие факторы. Рельеф дна Керченского пролива оказывает сильное влияние на течения. Максимальные скорости обычно наблюдаются в северной узкости Керченского пролива, где они могут достигать 40 – 70 см/с [Еремеев и др., 2003]. Высокие скорости наблюдаются также в узкости Павлова и у косы Тузла в центральной части Керченского пролива, где они обычно составляют 10 – 20 см/с [Еремеев и др., 2003; Иванов и др., 2018]. Динамика предпроливных зон изучена хуже. Результирующий за год перенос принадлежит водам Азовского моря (около 17 км³ в год) [Ильин и др., 2009],

поэтому именно их распространение в Черном море представляет наибольший интерес.

Трансформированные азовоморские воды в предпроливной зоне со стороны Черного моря обычно занимают верхний 10 – 15-ти метровый слой, при этом их соленость на 1 – 2 епс меньше, чем соленость вод Черного моря [Горячкин, Иванов, 2005; Кондратьев, 2009; Izhitskiy, Zavialov, 2017]. Распространение азовоморских вод в Черном море обусловлено наличием ОЧТ в районе Керченского пролива и динамикой вод на его периферии, обычно проявляющейся в виде вихрей различных знаков и пространственно-временных масштабов [Горячкин и др., 2005; Zavialov et al., 2018].

Мезомасштабные вихри могут захватывать шельфовые воды и переносить их в глубокую часть бассейна [Ginsburg et al., 2002, Zatsepin et al., 2003, Shapiro et al., 2010, Kubryakov et al., 2016, 2018]. Район к югу от Керченского пролива, где наблюдаются так называемые «керченские» вихри [Oguz et al., 1994; Korotaev et al., 2003], характеризуется повышенной интенсивностью мезомасштабной динамики и вероятностью формирования вихрей [Kubryakov, Stanichny 2015a]. Эти вихри способствуют переносу богатых ВВ и хлорофиллом А азовоморских вод в центральную часть моря, что хорошо видно на спутниковых снимках [Ginsburg et al., 2002; Karimova, 2013].

4.1 Различия в термохалинных и оптических свойствах Черного и Азовского морей

Влияние стока рек и мелководности Азовского моря определяет существенные отличия его термохалинных и оптических свойств от вод Черного моря. Зимой воды Азовского моря имеют среднюю температуру 3 – 4°C (Рисунок 4.2), в то время как в глубоководной части Черного моря вода редко охлаждается ниже 7°C. Проникновение холодных азовских вод способствует дополнительному охлаждению северо-восточного шельфа Черного моря. Плотность вод Азовского

моря всегда ниже, чем у Черного моря, так как её соленость меньше на ~ 7 епс (Рисунок 4.2) [Альтман, 1975].

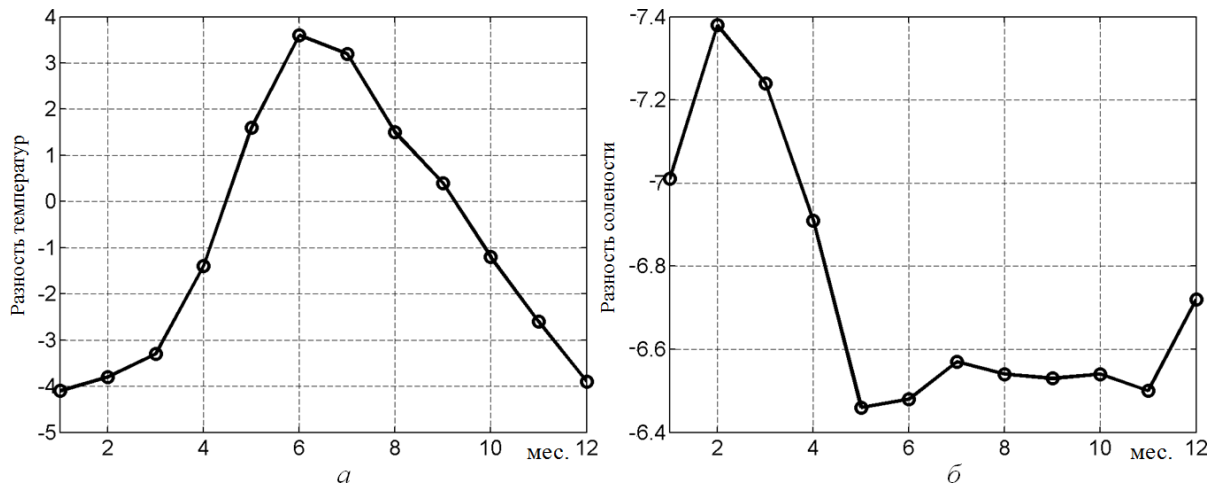


Рисунок 4.2 – Среднемноголетняя разность температур (а) и солёности (б) Азовского и Черного морей по данным ГМ Мысовое и Феодосия

В [Горячкин, Иванов 2005; Горячкин и др., 2004] показано, что сезонная изменчивость солёности поверхностных вод в прибрежной зоне ЮБК связана с интенсивным проникновением вод Азовского моря вдоль шельфа в весенний период. Воды Азовского моря по сравнению с черноморскими имеют более высокие значения концентрации ВВ, что позволяет выделять их в предпроливных зонах Керченского пролива. Выше уже указывалось, что сам Керченский пролив является мощным источником взвеси. Его берега на значительном протяжении сложены абразионно-оползневыми глинистыми клифами [Горячкин 2015]. По некоторым оценкам, абразия клифов и бенчей даёт поступление твёрдого материала в размере $340\,000\text{ м}^3/\text{год}$ ($580\,000\text{ т/год}$) [Шуйский и др., 2003].

Различие в оптических и температурных свойствах вод Азовского и Черного морей позволяет проследивать распространение азовоморских вод в последнем, в том числе и по спутниковым данным. В частности, в [Щербак и др., 2007] авторы привели несколько примеров спутниковых изображений (MODIS, NOAA и MERIS), на которых заметны азовоморские воды, распространяющиеся от пролива в виде прибрежного потока в западном направлении и менее интенсивного – в восточном направлении.

Накопленные в настоящее время контактные данные о термохалинной структуре вод и течениях не позволяют с необходимой достоверностью описать динамику их распространения из Керченского пролива в Черное море. Данные климатических массивов температуры и солености дают некую среднюю ситуацию за определенный промежуток времени, не описывая ни одной из реальных ситуаций. В отличие от контактных измерений совместный анализ оптических и инфракрасных спутниковых данных позволяет идентифицировать воды Азовского моря по различиям в температуре и концентрации ВВ с гораздо лучшей степенью пространственного и временного разрешения.

4.2 Распространение азовоморских вод при штормовых ветрах

Сопоставление спутниковых снимков с конкретными гидрометеорологическими ситуациями свидетельствует о том, что величина концентрации ВВ и пространственная его локализация в прикерченском районе Черного моря тесно связана с направлением и интенсивностью штормов. При этом возникают две наиболее характерные ситуации: первая связана с воздействием штормов северных румбов, вторая – южных.

4.2.1 «Западное» распространение азовоморских вод

Зимой северо-восточные ветры усиливаются из-за воздействия сибирского антициклона [Репетин, Белокопытов, 2008]. Более того, в районе Керченского пролива наблюдается локальный рост скорости ветра из-за относительно плоского рельефа в этом районе [Kubryakov et al., 2018a].

При штормах северных румбов, наблюдающихся в районе Керченского пролива, наиболее часто на спутниковых снимках наблюдаются полосы вод шириной от 1 до 10 км с повышенными концентрациями ВВ, распространяющиеся вдоль берегов Крымского полуострова. В отдельных случаях, чаще всего в зимний период, эти полосы прослеживаются вплоть до западной оконечности полуострова Крым (м. Херсонес) иногда даже западнее его

до $31 - 32^\circ$ в.д. Площадь, занятая водами с повышенными концентрациями ВВ, и расстояние, на которое они распространяются, тесно связаны с силой и продолжительностью штормов. Как правило, площадь распространения максимальна в холодный период при северо-восточных ветрах.

Так, 23 – 24 марта 2007 г. в Керченском проливе наблюдался штормовой северо–восточный ветер, скорость которого достигала 15 – 18 м/с, при этом высота волны составила 1,4 м. В последующие трое суток сохранялся устойчивый северо–восточной ветер, однако он ослабел до 6 – 10 м/с. На снимке, сделанном после окончания шторма, заметна полоса относительно мутных вод шириной около 10 км, протянувшаяся на 150 км вдоль берега от Керченского пролива до Алушты. Максимальные концентрации ВВ в ней составляли около 5 мг/л при фоновых значениях окружающих вод 0,5 мг/л (Рисунок 4.3, а). На спутниковых снимках, характеризующих распределение ТПМ, выделяется полоса с пониженной температурой такой же конфигурации (Рисунок 4.3, б). Контраст ТПМ с окружающими водами составлял до $1,5^\circ\text{C}$. Можно заключить, что относительно мутные воды – продукт смешения черноморских вод с азовоморскими. Характерно, что проникновение вод из Керченского пролива к востоку от него в этом случае относительно небольшое.

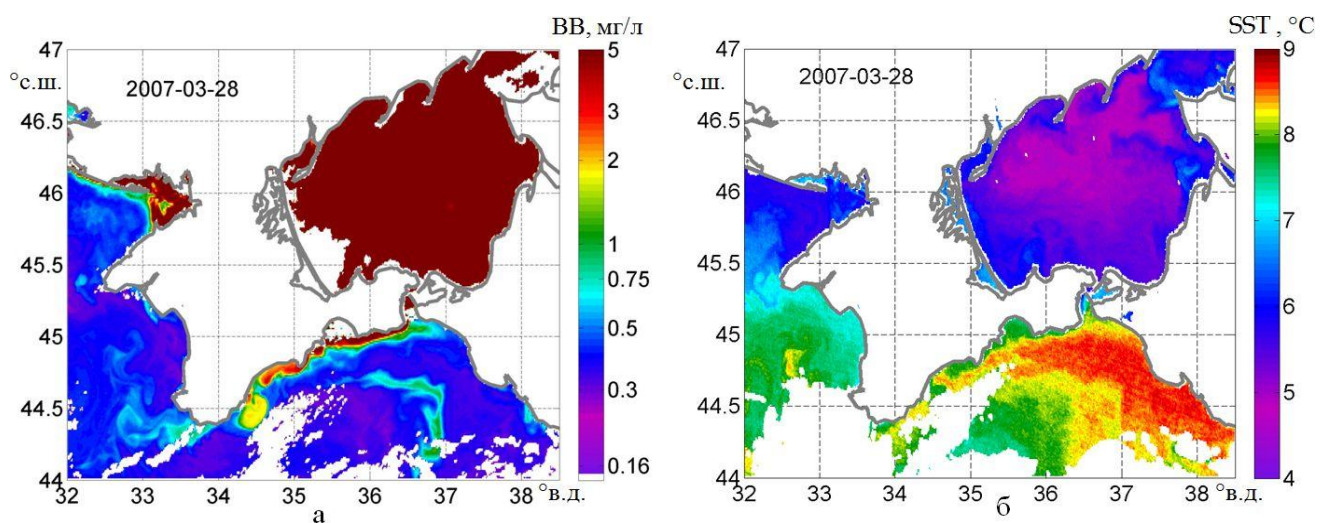


Рисунок 4.3 – Концентрация ВВ (мг/л) по данным MODIS-Aqua (а);

ТПМ ($^\circ\text{C}$) по данным MODIS-Terra (б) за 28 марта 2007 г.

Пример на Рисунке 4.4, а, б демонстрирует проникновение азовоморских вод в Черное море 8 января 2006 г. после северо-восточного шторма со скоростью ветра 8 – 14 м/с. Поток с высокой концентрацией ВВ и относительно холодной водой распространялся вдоль побережья Крыма. Температура азовоморских вод в южной части Керченского пролива составляла около 2,8°C, а ТПМ окружающей воды Черного моря – 9°C (Рисунок 4.4, б). Ширина потока в проливе составляла около 4 км. За м. Такиль ТПМ азовоморских вод быстро увеличилась до 6°C, а ширина потока достигла 20 км. Холодные воды заняли весь Феодосийский залив и распространились до м. Меганом. В этом районе ширина потока увеличилась до 15 км, а температура достигла 7,8°C. За м. Меганом азовоморские воды практически не обнаруживались в поле температуры, что свидетельствует о их полном смешении с окружающими водами.

Концентрация ВВ в азовоморских водах снизилась с 25 мг/л в проливе до 5 – 7 мг/л в восточной части Феодосийского залива и до 4 мг/л в районе м. Меганом. Здесь поток с повышенным содержанием взвеси (концентрация ВВ более 2 мг/л) оторвался от берега и сместился на юг в глубоководную часть бассейна. Он распространился на 80 км от побережья и достиг 44,2° с.ш. (Рисунок 4.4, в).

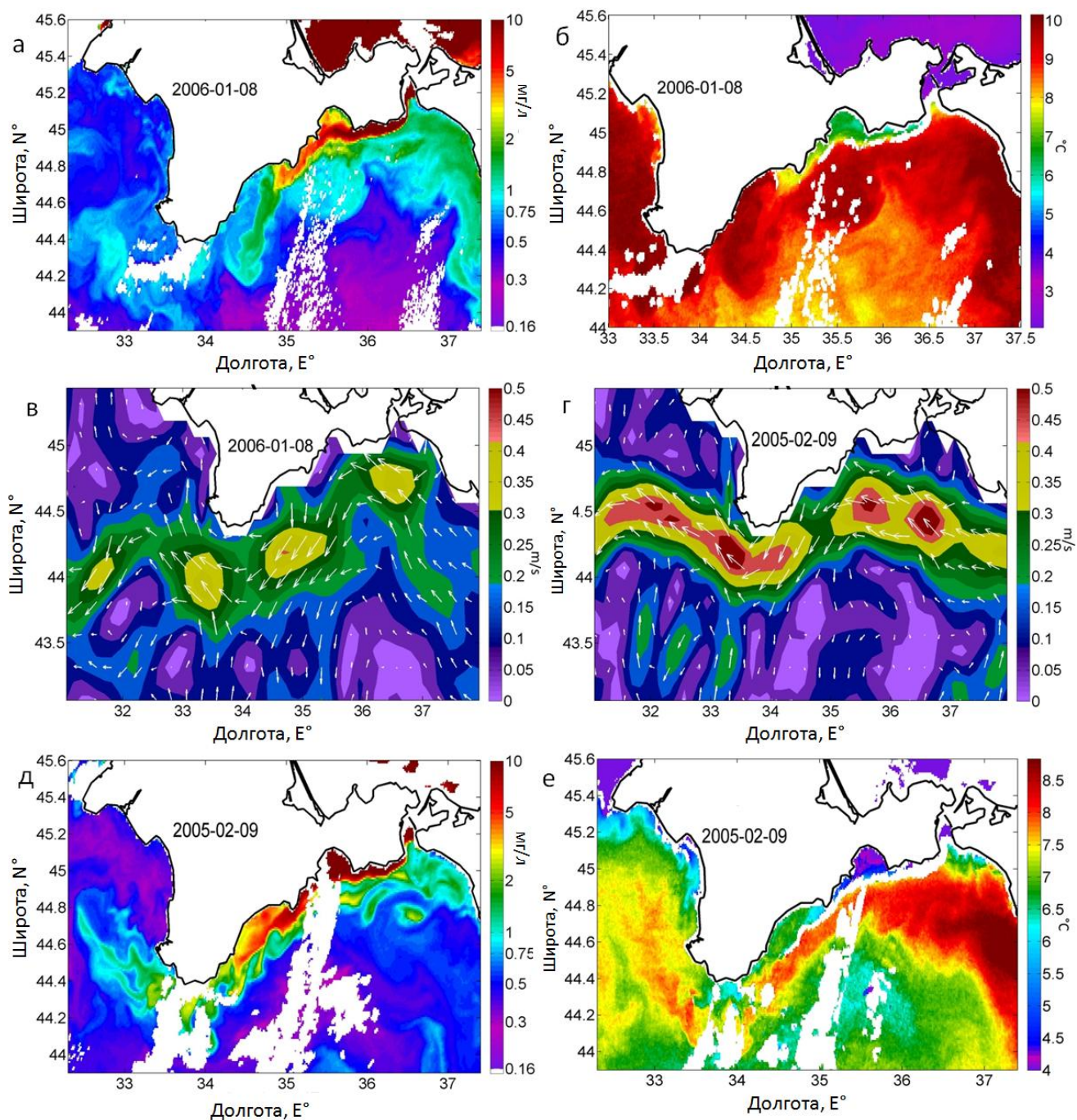


Рисунок 4.4 – Концентрация ВВ (мг/л) (а) и ТПМ (°C) (б) по данным MODIS-Aqua за 8 января 2006 г.; карты геострофических течений 8 января 2006 г. (в) и 9 февраля 2005 г. (г), полученные на основе альтиметрии; концентрация ВВ (мг/л) (д) и ТПМ (°C) (е) по данным MODIS-Aqua за 9 февраля 2005 г.

Большая интенсивность и продолжительность штормов северных румбов приводит к увеличению ареалов распространения вод из Керченского пролива. Так, с 3 по 9 февраля 2005 г. в Керченском проливе наблюдался штормовой

северо-восточный ветер (10 – 16 м/с). Температура воды в Керченском проливе понизилась до отрицательной (с 3,5 до $-0,4^{\circ}\text{C}$). На снимке, сделанном после окончания шторма, видна полоса взмученных вод, протянувшаяся вдоль крымского побережья до м. Херсонес (Рисунок 4.4, д). До м. Меганом она имеет ширину около 10 км, за ним расширяется до 30 км. Концентрация ВВ составляет 5 мг/л и более. Западнее Ялтинского залива полоса, видимо, подхваченная ОЧТ, расширяется, приобретает вид пятна, которое прослеживается до $32,5^{\circ}$ в.д., однако, концентрация ВВ уменьшается до 1 мг/л. Близкую к ней конфигурацию имеет и поле ТПМ (Рисунок 3.3, е). В Феодосийском заливе ТПМ – около 4°C , у м. Сарыч – 7°C . По данным МГ Феодосия температура упала с 6,6 до $2,9^{\circ}\text{C}$, МГ Ялта – с 8,7 до $6,7^{\circ}\text{C}$. При этом соленость уменьшилась с 18,1 до 16,8 епс в Феодосии и с 18,0 до 17,6 епс в Ялте. Учитывая исходную соленость в Азовском море около 10 епс (МГС Опасное), можно грубо оценить, что в Феодосийском заливе около 20% объема занимали азовоморские воды, в Ялтинском заливе – не более 5%. В отличие от ВВ в поле ТПМ аномалий западнее Ялтинского залива не отмечается, что можно объяснить высокими градиентами распределения ВВ и разницей в скорости процессов теплового перемешивания и осаждения взвеси.

Распространение азовоморских вод, наблюдаемое на Рисунке 4.4, д, е хорошо согласуется с направлением струи ОЧТ, полученной из обработки данных альтиметрии (Рисунок 4.4, г). Она была направлена на юго-запад у восточного побережья Крыма, а за пределами Крыма – на северо-запад. Ширина ОЧТ (около 40 км) по данным альтиметрии также совпадает с шириной потока с высоким содержанием ВВ, выходящего из Керченского пролива. Это указывает на то, что азовоморские воды были увлечены ОЧТ после м. Меганом и далее распространялись по всей струе ОЧТ. Скорости ОЧТ достигали 0,5 м/с. Эти значения были выше, чем в предыдущем случае, когда они оставляли около 0,3 – 0,4 м/с (Рисунок 4.4, в). Данные примеры показывают, что ОЧТ играет важную роль в переносе азовоморских вод, особенно во время интенсивного притока азовских вод в Черное море.

Приведенные выше примеры можно характеризовать как экстремальные. Гораздо чаще можно наблюдать менее масштабные проникновения вод из Керченского пролива в Черное море. При этом обычно они распространяются до м. Чауда или до м. Меганом, где происходит их отрыв от берега.

На Рисунке 4.5 показан типичный пример распространения азовоморских вод на запад по данным Landsat-8 с высоким разрешением 9 октября 2014 г. В районе Керченского пролива 6 – 8 октября 2014 г. наблюдался устойчивый северо-восточный ветер силой 8 – 12 м/с. Как оптические, так и инфракрасные данные демонстрируют сходную форму потока азовских вод. Совпадение температуры и оптического контраста дает уверенность, что наблюдаемый поток связан с проникновением азовоморских вод. Иногда, однако, это совпадение нарушается, что свидетельствует о влиянии других процессов на ВВ в этой области.

Рассмотрим данный пример распространения азовоморских вод более подробно. На Рисунке 4.5, а видно, что мутные азовские воды проникают в Черное море через узкость Павлова у побережья западного пролива в виде южного течения. Другая часть азовских вод впадает в Тузлинский канал в виде западного течения. У западного побережья Керченского пролива на 45,25 °с.ш. эти два течения объединились. Солоноватые и мутные азовские воды распространялись дальше на юг в виде потока, прижатого к западному побережью Керченского пролива по мелководью, не пересекая 20-ти метровой изобаты (черные линии на Рисунке 4.5, а, б). Ширина мутного потока в южной части пролива в этом примере составляет около 1-3 км. В то же время относительно теплые и прозрачные воды Черного моря занимали восточную часть пролива вплоть до острова Тузла (45,25 ° с.ш.). Ширина полосы этих вод в проливе составляла около 12 – 14 км.

Температура вод в потоке повысилась с 12 °С в районе Керченского пролива до 17 °С в Феодосийском заливе (см. Рисунок 4.5, б), что указывает на смешивание азовоморских вод с водами Черного моря. Заметное увеличение

температуры азовоморских вод наблюдалось за м. Такиль, где поток повернул на запад и распространился вдоль Крымского побережья.

Рассмотрим соотношение азовских и черноморских вод в южной части пролива. На снимке Landsat-8 от 18 марта 2015 г. поток мутных азовоморских вод занимал около половины пролива шириной 8 – 10 км, то есть в 5 раз больше, чем в предыдущем случае (Рисунок 4.5, а). Интенсивный атмосферный циклон в этом случае вызвал значительно более сильные северо–восточные ветры со скоростью до 15 м/с 17 марта 2015 г. Поступающий поток через Тузлинский канал и узкость Павлова визуально значительно шире и занимает весь пролив до 45,2 °с.ш. (Рисунок 4.5, в). В то же время воды Черного моря слабо проникают в восточную часть пролива вплоть до южного побережья Тамани.

Предполагая, что скорость азовоморских вод в южной части пролива составляет $V = 0,2$ м/с, а ее толщина $h = 10$ м, мы можем оценить поток азовоморских вод, F как:

$$F = V \cdot h \cdot L_1 = 4000 \text{ м}^3/\text{с} \quad (4.1)$$

где $L_1 = 2$ км, ширина потока в примере на Рисунке 4.5, а;

$$V \cdot h \cdot L_2 = 20000 \text{ м}^3/\text{с} \quad (4.2)$$

где $L_2 = 10$ км, ширина потока в примере на Рисунке 4.5, в.

Эти оценки согласуются с данными о потоке через пролив (1000 – 20000 м³/с), сделанными в предыдущих исследованиях [Еремеев и др., 2003; Дьяков и др., 2016; Fomin et al., 2017]. Различия между Рисунками 4.5, а и 4.5, в демонстрируют влияние величины ветра на ширину потока с повышенным содержанием ВВ и являются хорошим показателем интенсивности переноса азовских вод через Керченский пролив.

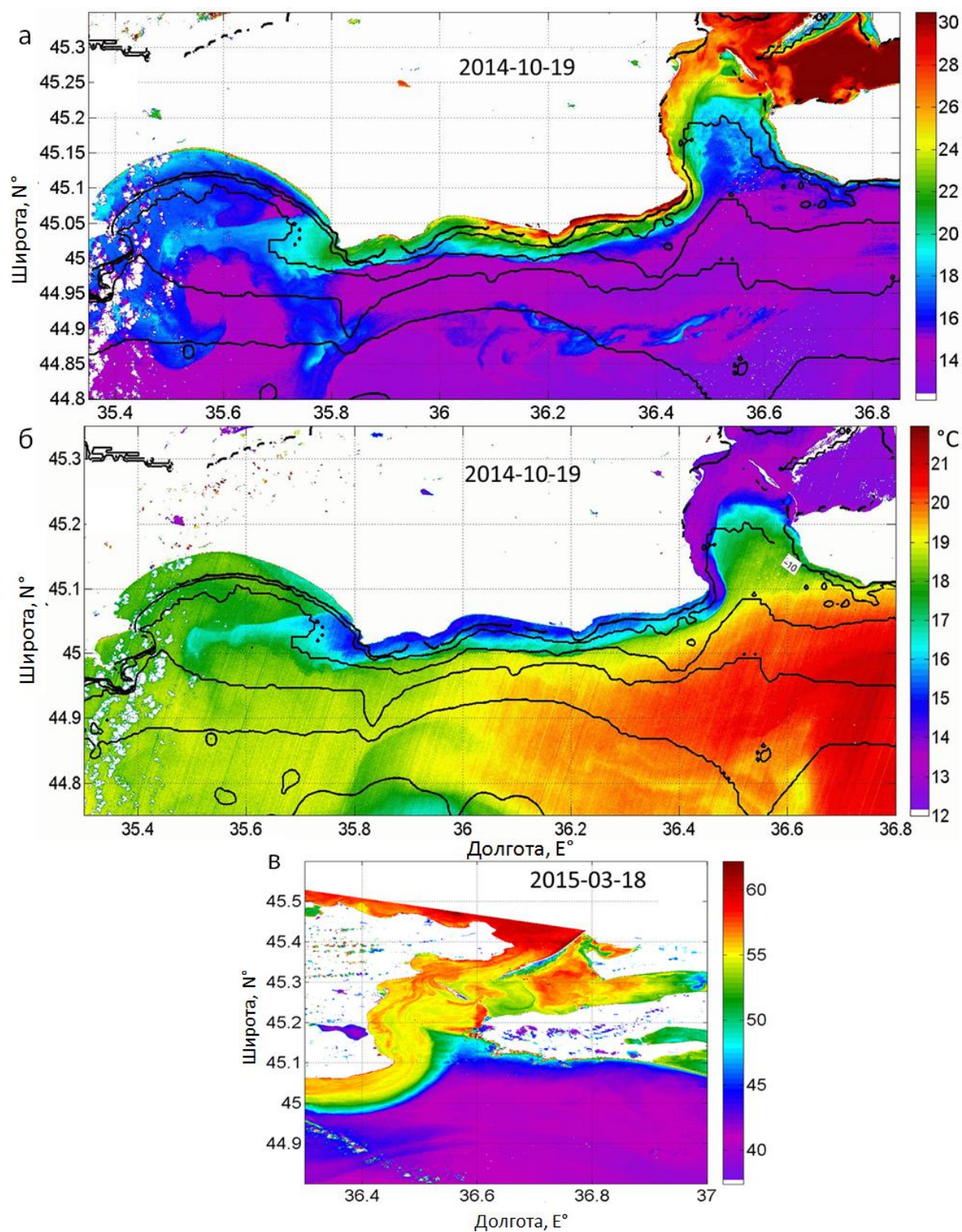


Рисунок 4.5 – Разность яркости каналов 5 – 3 ($\text{Вт/м}^2 \cdot \text{ср} \cdot \text{мкм}$) по данным Landsat-8 ТПМ (а); восстановленная температура по данным Landsat-8 (TIRS) за 9 октября 2014 г. (б); яркость излучения ($\text{Вт/м}^2 \cdot \text{ср} \cdot \text{мкм}$) при $\lambda = 470 \text{ nm}$, Landsat-8 за 18 марта 2015 г. (в)

В обоих случаях очень резкий оптический и температурный фронт сформировался в проливе между впадающими азовоморскими водами и водами Черного моря. Ширина фронта, оцененная по данным Landsat, составляет всего около 100 м, а разница ТПМ достигает 5 °С. Поэтому температурные градиенты довольно высоки и могут достигать около 0,01 °С/м или 10 °С/км.

Вертикальную структуру потока вод, поступающего из Керченского пролива в Черное море, можно оценить на основании гидрологической съемки [Кондратьев, 2009], зафиксировавшей воды из Керченского пролива в Феодосийском заливе параллельно со спутниковыми наблюдениями. Так, по её данным 14 – 15 декабря 2006 г. основной чертой, характеризующей горизонтальную термохалинную структуру на поверхности залива, являлось наличие относительно холодных и распресненных вод. От вод открытого моря их отделяла локальная фронтальная зона, при этом температура воды была на 2°С, а соленость на 1 епс меньше, чем в открытом море. Типичные величины горизонтальных градиентов на фронтальном разделе составляли 0,2 – 0,3°С и 0,2 – 0,3 епс на километр. Верхний слой до глубины 10 м был занят водами с температурой и соленостью 9,3°С и 16,4 епс, соответственно, зона контакта с черноморскими водами находилась на глубине 10 – 15 м. Концентрация ВВ, измеренного турбидиметром в фоне, составляла 0,2 – 0,8 мг/л, в потоке азовоморских вод достигала 2,2 мг/л. Характер распределения других характеристик (ТПМ, прозрачности вод и концентрации хлорофилла А) по данным спутника MODIS-Aqua подтверждал их происхождение. По этим данным полоса вод от южной границы Керченского пролива шириной 10 км протягивалась до Феодосийского залива, почти полностью его заполняя. В этот период действовал умеренный северо-восточный ветер (до 6 м/с). Однако фронтальная зона азовских и черноморских вод располагалась непосредственно на южной границе пролива.

4.2.2 «Центральное» распространение азовоморских вод

Как показывает анализ спутниковых снимков, при воздействии сильных ветров от южных направлений азовские воды в Черном море могут распространяться как на восток, так и на запад от пролива. В этих случаях азовоморские воды обычно проникают до восточного побережья Таманского полуострова или до Анапы на востоке и в Феодосийский залив на западе. Условно обозначим такой тип распространения как «центральный».

Пример такого распространения показан на Рисунке 4.6 а, б. 1 – 2 марта 2001 г. в районе Керченского пролива действовал юго-восточный ветер со скоростью 8 – 10 м/с. После его воздействия относительно холодная вода с повышенными концентрациями ВВ заняла большую площадь на прилегающем шельфе, от м. Меганом (35° в.д.) к западу от пролива до восточной части Таманского полуострова (37° в.д.). Азовоморские воды занимали всю южную часть Керченского пролива и характеризовались низкими значениями температуры на поверхности и повышенными значениями яркости. Согласно измерениям MODIS-Terra, ТПМ Азовского моря в это время составляла 2 – 3°C, в проливе 4 – 5°C, далее, в районе шельфа, она возрастала до 6 – 7°C, а в Черном море была выше 8°C. Температурный фронт между азовоморскими и окружающими водами был выражен слабее, чем при «западном» распространении. На снимках Landsat видно, что наибольшие градиенты температуры наблюдаются в районе узкости Павлова. Наиболее мутные воды в основном локализуются в районах с глубинами менее 30 метров.

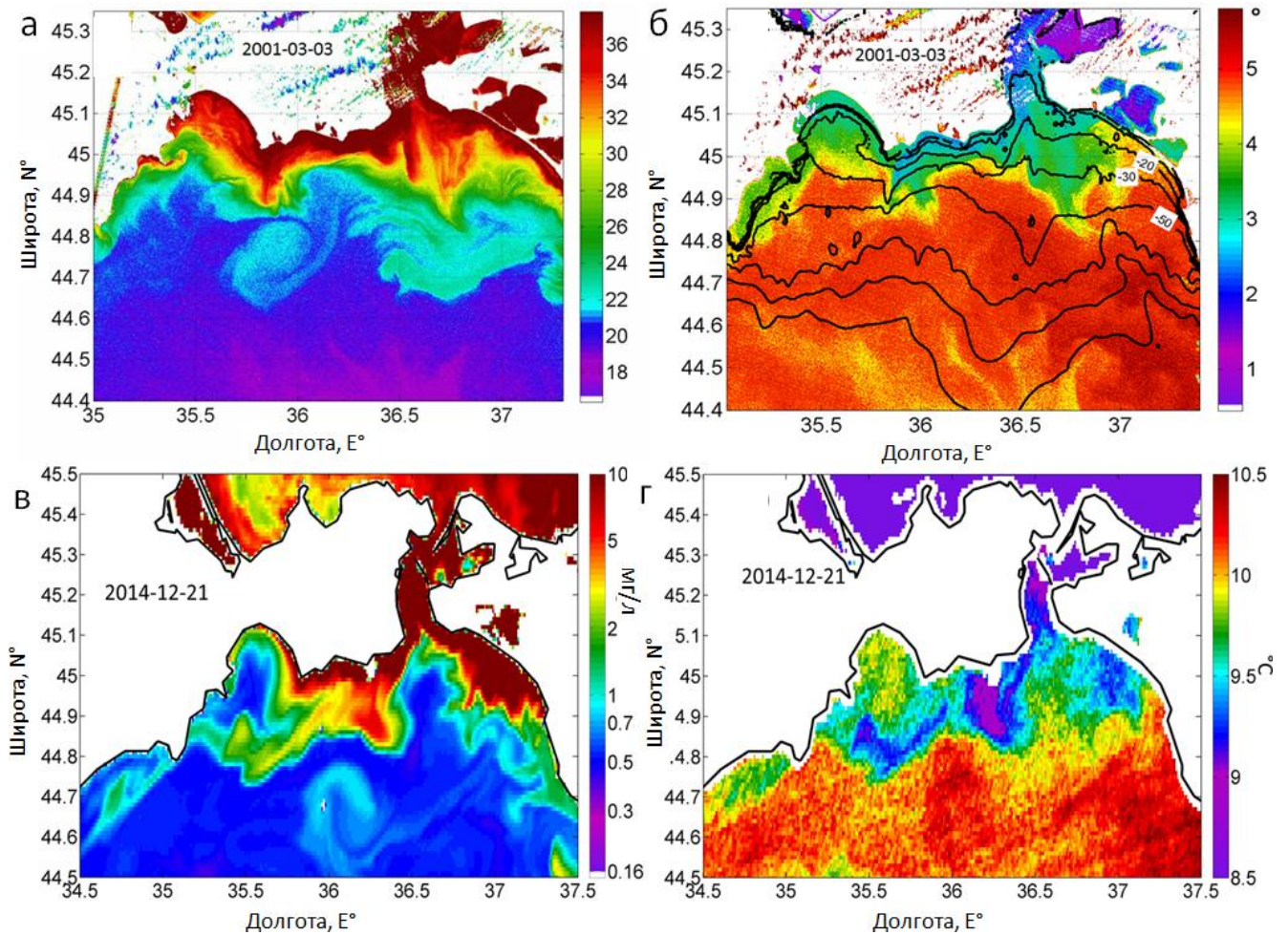


Рисунок 4.6 – «Центральное» распространение азовоморских вод на запад и восток: а) яркость излучения (Вт/м²·ср·мкм) при $\lambda = 480$ нм, Landsat-5 за 3 марта 2001 г.; б) яркостная температура (°C) при $\lambda = 11450$ нм, Landsat-7; в) концентрация ВВ (мг/л) и г) ТПМ (°C) по данным MODIS-Aqua за 21 декабря 2014 г. [Kubryakov et al., 2019]

Близкое к этому распространение азовоморских вод наблюдалось 21 декабря 2014 г. (Рисунок 4.6, в, г). Холодные воды распространялись на запад до м. Чауда. В районе м. Опук поток разделялся на две части: первый, вдольбереговой поток был направлен в Феодосийский залив, где занимал его мелководную зону; второй был направлен от Керченского пролива на юго-запад в глубоководную часть моря. Холодные воды также были видны к востоку от пролива у побережья Таманского полуострова, где они занимали прибрежную полосу шириной 20 км. Распределение концентрации ВВ имело те же

закономерности. В районах с пониженными значениями ТПМ концентрация ВВ была значительно выше (5 – 20 мг/л), чем в водах Черного моря (0,5 мг/л).

4.2.3 Блокировка распространения азовоморских вод

При действии сильных южных ветров иногда наблюдаются области взмученных вод, напоминающие рассмотренный выше «центральный» тип распространения. Однако в отличие от него при высоких концентрациях ВВ пониженных значений температуры не наблюдается. Такое сочетание свойств поверхностных вод можно связать с непосредственным воздействием штормовой ситуации на береговую зону, проявляющуюся в виде разрушения глинистых клифов и взмучивания донных наносов. Пример такого процесса приведен на Рисунке 4.7, а. На нем видны полосы взмученных вод, протянувшиеся примерно на одинаковое расстояние к западу до Феодосийского залива и к востоку до Анапы после действия ветра южных румбов (8 – 10 м/с) 28 – 30 октября 2012 г. Концентрация ВВ составляла более 20 мг/л у берегов, сложенных глинистыми клифами. Однако распределение ТПМ свидетельствует о том, что эти области были заняты водами Черного моря с температурой 18 – 20°C, которые проникали и вглубь Керченского пролива (Рисунок 4.7, б).

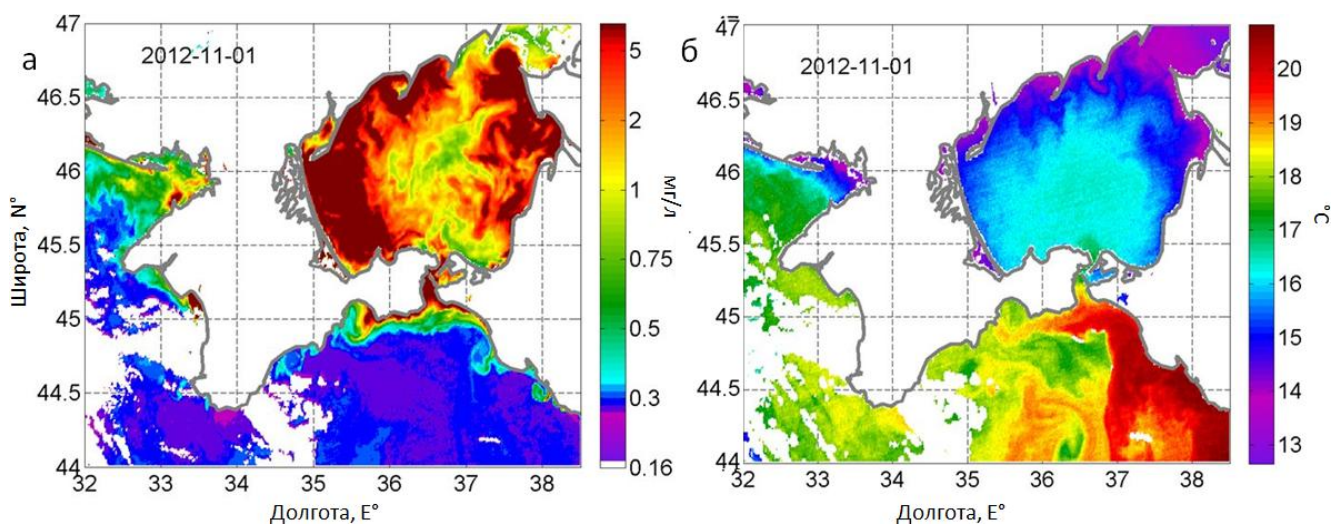


Рисунок 4.7 – Концентрация ВВ (мг/л) (а) и ТПМ (°C) (б) по данным MODIS-Aqua за 1 ноября 2012 г.

Еще более интенсивное взмучивание в этом районе отмечено на снимках MODIS от 11 апреля 2015 г. после очень сильного юго-восточного шторма со скоростью 20 м/с, который действовал 7 апреля 2015 г. Воды с повышенным содержанием ВВ распространялись более чем на 30 км от берега, занимая значительную площадь от Цемесской бухты до Феодосийского залива (Рисунок 4.8, а). Общая площадь, покрытая водами с концентрацией ВВ более 2 мг/л, превысила 5000 км². Самые высокие значения концентрации ВВ (20 – 40 мг/л) наблюдались к востоку и западу от пролива, в то время как у входа в Керченский пролив концентрация ВВ была ниже и составляла 2 – 10 мг/л. Однако ТПМ в зоне повышенной мутности была примерно равна ТПМ Черного моря (~ 9,5°C). Хотя ТПМ Азовского моря было на 3 – 4°C холоднее, чем ТПМ Черного моря, у пролива температурных контрастов не наблюдалось (Рисунок 4.8, б). Это говорит о том, что формирование повышенных концентраций ВВ в этих случаях не было связано с проникновением вод Азовского моря в Черное. Данные со спутника Landsat-7 о яркости излучения на длине волны 565 нм на ту же дату показывают детальную картину распространения мутных вод (Рисунок 4.8, в).

Наибольшие значения коэффициента яркости, связанные с увеличением концентрации ВВ, наблюдаются вблизи Бугазской косы к востоку от Таманского полуострова. Бугазская коса имеет ширину 200 – 300 м (см. Рисунок, 4.1). Она включает песчаные пляжи и разделяет Черное море и Кизилташский лиман [Артюхин, Федорова, 2010]. Размыв песчаного побережья может быть одной из причин увеличения концентрации ВВ. Кроме того, у берега Бугазской косы ВВ было захвачено мезомасштабным антициклоническим вихрем, который хорошо наблюдается по данным Landsat. Этот антициклонический вихрь переносил мутную воду от берега на юго-восток на большое расстояние, сравнимое с его диаметром (30 – 40 км). Еще одна тонкая полоса, где отмечаются большие коэффициенты отражения, на этом снимке наблюдалась у южного побережья Керченского полуострова (глубина <10 м) (Рисунок 4.8, в). Здесь побережье представлено глинистыми клифами [Горячкин, Иванов, 2010], которые

разрушаются во время южных штормов. Это является возможной причиной наблюдаемого максимума мутности в этих прибрежных зонах.

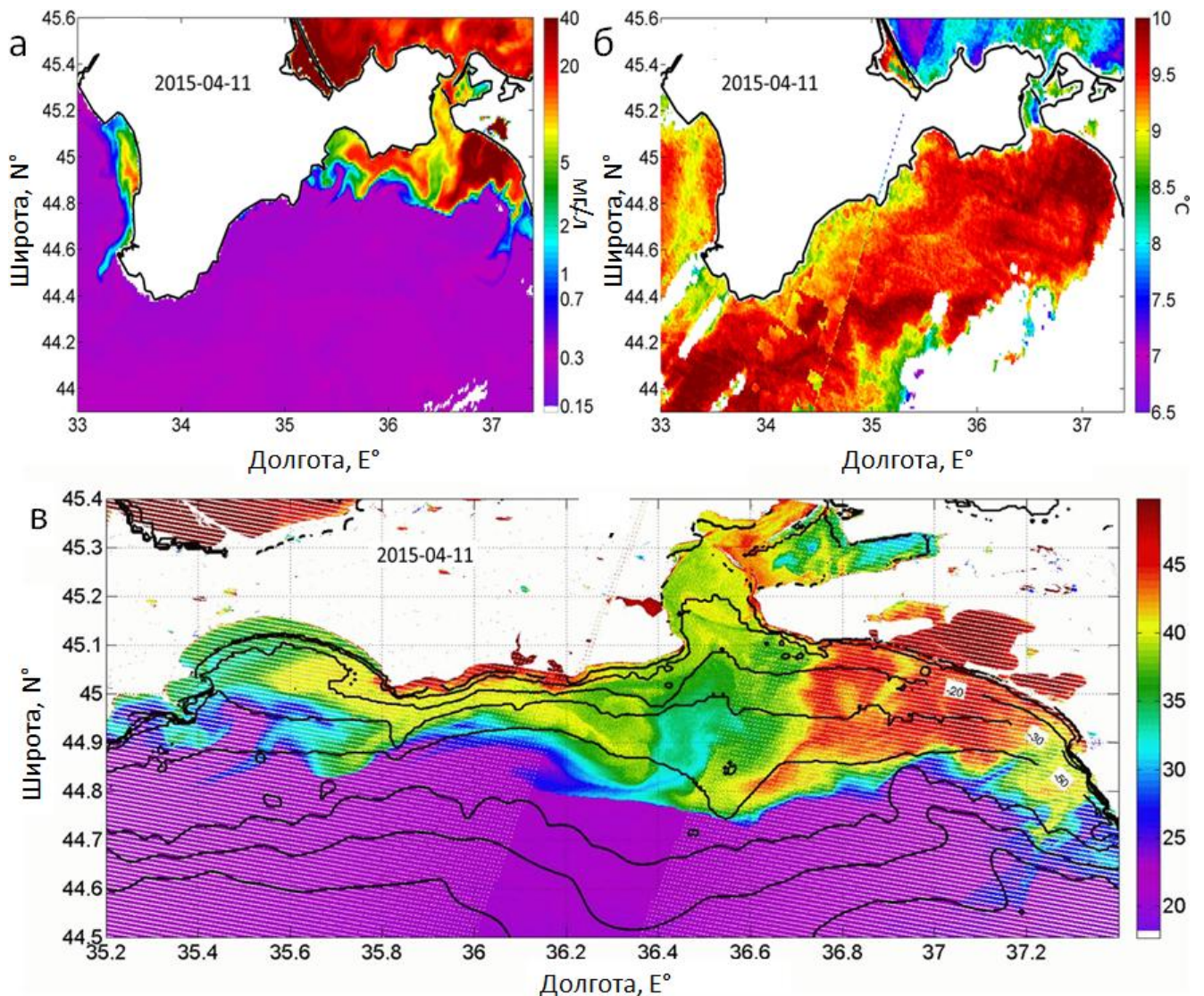


Рисунок 4.8– Концентрация ВВ (мг/л) (а) и ТПМ (°С) (б) по данным MODIS-Aqua за 11 апреля 2015 г. ; яркость излучения (Вт/м²·ср·мкм) при $\lambda=565$ нм, Landsat-7 за 11 апреля 2015 г. (в) (черные линии показывают изобаты)

Аналогичное распределение наблюдалось и 27 марта 2008 г. после действия юго-западного штормового ветра (8 – 16 м/с). И в этом случае взмученные воды локализовались у берегов Керченского пролива на одинаковом расстоянии к западу до Феодосийского залива и к востоку до Анапы, однако распределение ТПМ свидетельствует о том, что это черноморские воды с температурой около 10 °С (Рисунок 4.9, а, б). Следует отметить, что во всех трех описанных случаях

области с повышенными значениями концентрации ВВ отмечаются и в Каркинитском, и Каламитском заливах. При действии ветров северных румбов они не выделяются, поскольку такие ветры не порождают значительного волнения и не взмучивают донные наносы. Поэтому при отсутствии данных о распределении ТПМ наличие зон с повышенной концентрацией ВВ в районах Каркинитского и Каламитского заливов может косвенно свидетельствовать об источнике ВВ в прикерченском районе Черного моря.

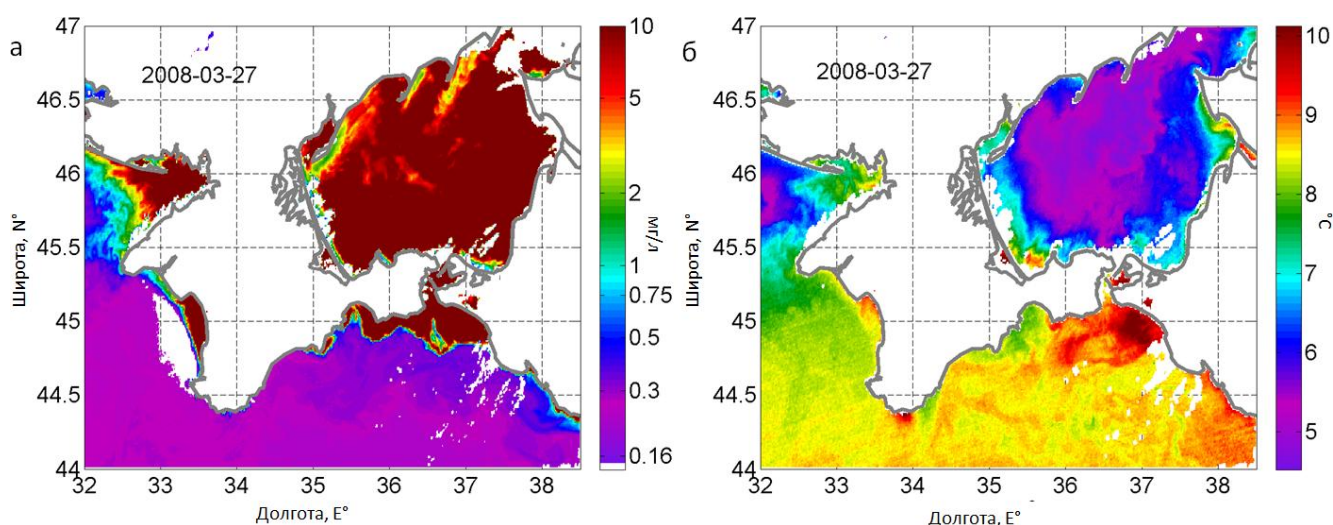


Рисунок 4.9 – Концентрация ВВ (мг/л) (а) и ТПМ (°C) по данным MODIS-Aqua за 27 марта 2008 г. (б)

Ещё один пример приведен на Рисунке 4.10. Представленное на нем распределение наблюдалось после южного ветра, скорость которого 19 марта 2017 г. превысила 14 м/с. На карте ТПМ (Рисунок 4.10, б) видно, что холодные азовские воды с ТПМ больше 8 °C не проникали в Черное море, где ТПМ почти однородна и составляла около 10 – 11 °C. В то же время высокие значения яркости излучения наблюдались в южной части пролива (до 45,4 ° с.ш.), к западу и востоку от пролива (Рисунок 4.10, а). В этом случае самые высокие значения концентрации ВВ, полученные по данным MODIS, до 5 мг/л. Мутные воды наблюдались к западу от пролива до м. Чауда, где находился еще один локальный максимум концентрации (3 – 4 мг/л). К востоку от пролива мутные воды наблюдались у Таманского полуострова вплоть до 37,2° в.д. Как и в предыдущем

случае, высокие значения концентрации ВВ наблюдались только на мелководных участках шельфа (с глубинами не более 30 м).

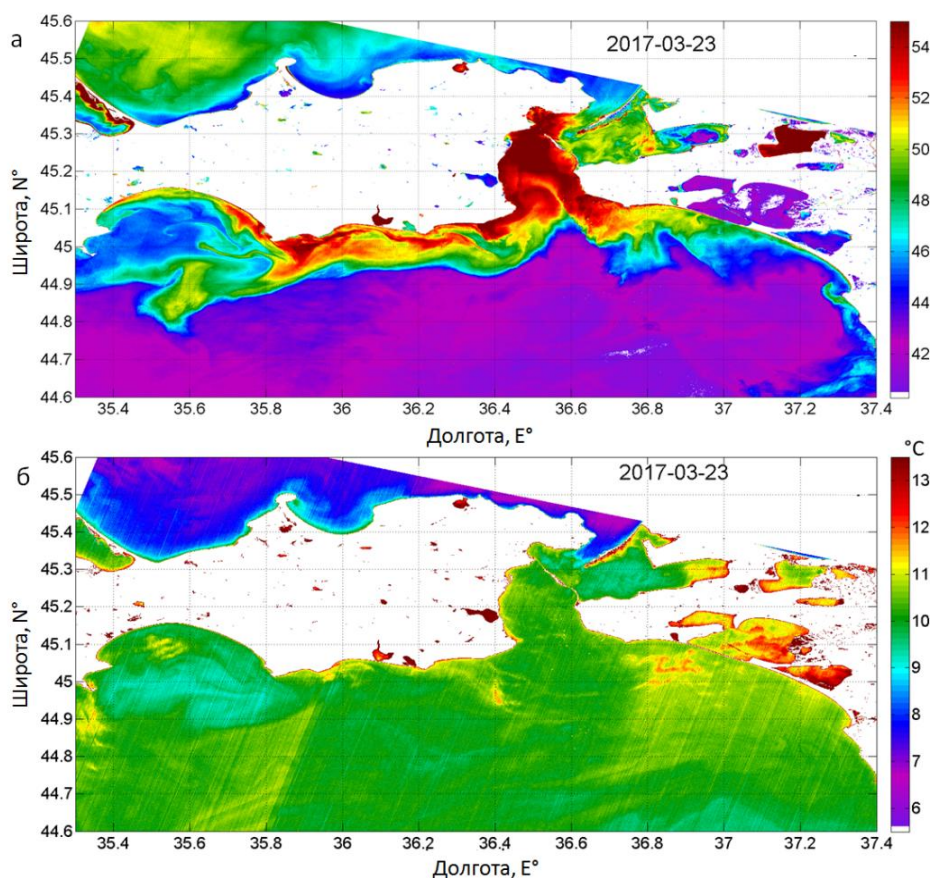


Рисунок 4.10 – Яркость излучения ($\text{Вт/м}^2 \cdot \text{ср} \cdot \text{мкм}$) при $\lambda = 482$ нм по данным Landsat-8 (а); ТПМ, восстановленная температура по данным Landsat-8 (TIRS) за 23 марта 2017 г. (б)

4.3 Влияние мезомасштабных вихрей на перенос азовоморских вод

Другим процессом, который может значительно повлиять на перенос азовоморских вод в Черном море, является горизонтальная адвекция мезомасштабными антициклоническими вихрями. Северо-восточная часть моря характеризуется повышенной вихревой динамикой [Oguz et al., 1994; Коротаев и др., 2003; Кубряков, Станичный, 2015a]. Мезомасштабные антициклонические вихри, распространяющиеся в циклоническом направлении по континентальному склону, часто наблюдаются к югу от Керченского пролива на спутниковых

снимках [Гинзбург и др., 2002; Митягина и др., 2010] и выделяются по данным альтиметрии [Коротаев и др., 2003]. Несколько антициклонических вихрей часто проходят подряд, образуя «вихревые цепи» [Каримова, 2013]. Вихри характеризуются средней поступательной скоростью 1–4 см/с, радиусами 10 – 60 км и орбитальными скоростями 10 – 50 см/с [Кубряков, Станичный, 2015a]. Орбитальные антициклонические движения в вихрях вызывают перенос вод в сторону берега на западной периферии антициклонических вихрей и в сторону моря на его восточной периферии.

Пример захвата азовских вод серией мезомасштабных антициклонических вихрей, наблюдавшихся 6 октября 2009 г., показан на Рисунке 4.11. Мутные (концентрация ВВ более 1 мг/л) и более холодные азовоморские воды (19 °С), наблюдались около Керченского пролива. Четыре мезомасштабных вихря, движущихся в районе континентального склона к югу от Керченского пролива, хорошо видны по данным инфракрасных и оптических измерений. ТПМ в ядрах антициклонических вихрей была более 21 °С (Рисунок 4.11) [Kubryakov et al., 2018b]. Их температура была на 1 – 2 °С выше, чем температура вод на континентальном склоне, и на 3 – 4 °С выше, чем температура вод в центре моря. Их диаметры, оцененные по распределению ТПМ (с востока на запад), составляют 60 км, 50 км, 30 км и 40 км.

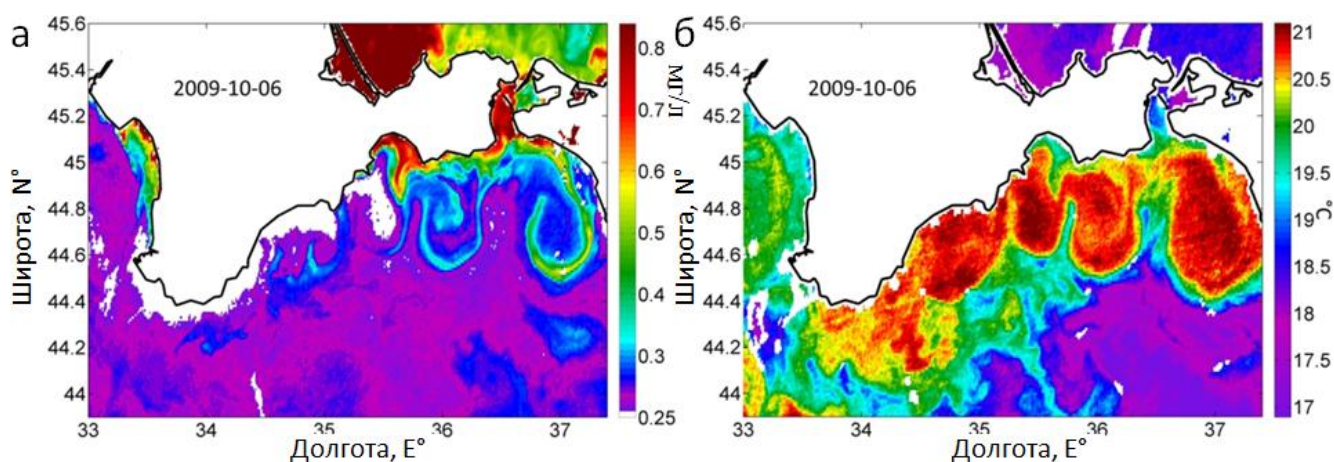


Рисунок 4.11 – Концентрация ВВ (мг/л) (а) и ТПМ (°С) (б)

по данным MODIS-Aqua за 6 октября 2009 г.

Вытянутые полосы с высокими значениями концентрации ВВ, простирающиеся от Керченского пролива и северо-восточного шельфа Черного моря на юг до 44.6°с.ш. , наблюдались на восточной периферии этих вихрей. Эти полосы распространялись до центральной части моря на расстояние равное радиусу вихря (40 – 60 км). Концентрация ВВ (0,3 – 0,6 мг/л) была в 1,5 – 3 раза выше, чем концентрация ВВ в окружающих водах (0,2 мг/л). В то же время концентрация ВВ была в 1,5 – 2 раза ниже концентрации ВВ в его источнике, расположенном вблизи Керченского пролива. Постепенное снижение концентрации ВВ указывает на сильное перемешивание вод азовского происхождения и окружающих вод на периферии вихрей, что, вероятно, вызвано интенсивным горизонтальным сдвигом скорости. Вытянутые полосы вращались вокруг вихря в антициклоническом направлении и закручивались к центру вихря. В итоге мутные воды попадали в ядро вихря из-за конвергенции в мезомасштабных антициклонических вихрях.

Адвекция азовоморских вод с низкой соленостью может заметно увеличить пространственные градиенты плотности на периферии таких потоков, что возможно приведет к появлению интенсивного фронтального бароклинного течения. Этот эффект сложно описать с помощью альтиметрических данных, так как они имеют низкое разрешение. Эти значения могут быть занижены из-за относительно низкого разрешения значений орбитальных скоростей, полученных по альтиметрии.

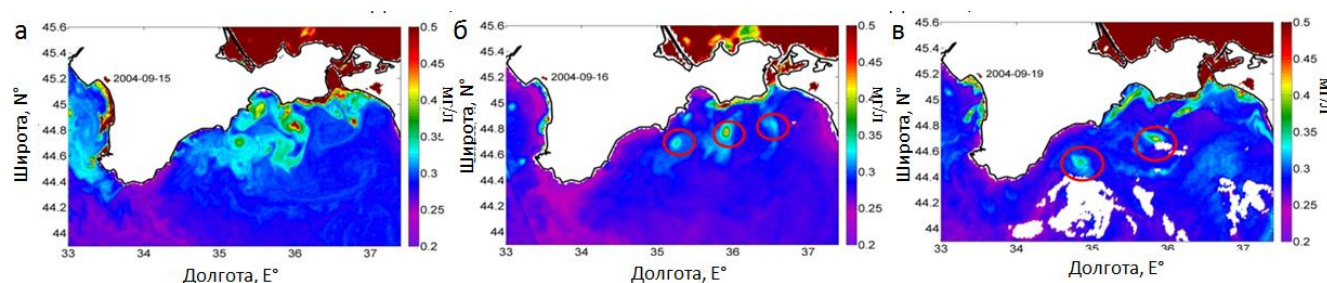


Рисунок 4.12 – концентрация ВВ (мг/л) по данным MODIS

за 15 сентября 2004 г. (а), за 16 сентября 2004 г. (б), за 19 сентября 2004 г. (в)

Еще один пример переноса азовоморских вод вихрями представлен на серии снимков MODIS от 15 – 19 сентября 2004 г. (Рисунок 4.12, а, б, в). После сильных северо–западных ветров 10 сентября 2004 г. к югу от Керченского пролива образовалось несколько небольших циклонических вихрей. На снимке MODIS от 15 сентября 2015 г. видно, что эти циклоны вовлекают мутную воду в свои орбитальные движения (Рисунок 4.12, а). 16 сентября 2004 г. поток с шельфа с повышенными значениями концентрации ВВ не наблюдается, но видны вихревые образования, как яркие пятна с высокими концентрациями ВВ (Рисунок 4.12, б). Эти вихри представляют собой субмезомасштабные циклонические вихри, так как их радиус составляет ~ 5 км, что меньше радиуса Россби в Черном море (20 – 25 км). Далее, 19 сентября 2015 г. вихри заметно сместились на запад (Рисунок 4.12, в). Скорости смещения вихрей можно оценить по последовательным снимкам MODIS. Первый (западный) вихрь переместился на наибольшее расстояние ~ 30 км в течение 3 дней, то есть его поступательная скорость составляла $\sim 0,1$ м/с. Второй циклонический вихрь сместился на ~ 20 км со скоростью 0,07 м/с. Эти вихри перемещались в потоке ОЧТ. Скорость ОЧТ в это время, рассчитанная по данным альтиметрии, составляла 0,08 – 0,15 м/с. Сильная завихренность субмезомасштабных вихрей создает динамический барьер, который ослабляет перемешивание между вихрями и окружающими водами [Rhines, Young, 1983; Bousee et al., 2017]. Поэтому они могут переносить азовоморские воды на несколько десятков километров по континентальному склону в циклоническом направлении. Предполагая, что толщина вод Азовского моря $h = 10$ м (так как средняя глубина моря 7 м, а максимальная - 13,5 м), объем захваченных вод равен 1 км^3 шельфовой воды. Его поток (F , $\text{м}^3/\text{с}$) можно оценить, как:

$$F = 2 \cdot h \cdot R \cdot V_c = 10^4 \text{ м}^3/\text{с}, \quad (4.3)$$

где R – радиус циклона, равный, 5 км;

V_c – скорость перемещения вихря.

Этот перенос намного меньше, чем у крупных вихрей (0,4 Св) [Kubryakov et al., 2018b]. Тем не менее, из-за большого количества ВВ, рассматриваемые вихри могут заметно влиять на локальные биооптические свойства. Аномалия концентрации ВВ в вихре составляет $\sim 0,2$ мг/л, поэтому транспорт ВВ составляет 2 кг/с или 200 т/день.

Во время диссипации азовоморские воды богатые питательными веществами поступают в воды Черного моря, повышая его продуктивность. Такие процессы могут быть причиной неоднородности биологических полей, что часто наблюдается в данных *in situ*. Летом вихревая динамика в Черном море усиливается [Kubryakov, Stanichny 2015b]. В этот период штормовые ветры и приток азовоморских вод через Керченский пролив в целом уменьшаются, а перенос вод мезомасштабными вихрями начинает играть более важную роль в распространении азовоморских вод.

4.4 Анализ штормового воздействия на концентрацию взвешенного вещества в районе Керченского пролива

Для исследования влияния штормов на повышение концентрации ВВ в районе Керченского пролива были построены композитные карты концентрации ВВ во время штормов различного направления. Для этой задачи использовались данные реанализа Era-Interim с 2003 по 2017 гг. Выбирались периоды, когда скорость ветра была выше 10 м/с. Затем все карты концентрации ВВ, соответствующие выбранным датам и последующим 7 дням, были усреднены для разных направлений ветра. Число отдельных случаев, отобранных для композитного анализа, составило: 178 (для северо-восточных штормов), 36 (для восточных штормов), 64 (для юго-восточных штормов), 55 (для южных штормов), 32 (для юго-западных штормов).

Полученные композитные карты (Рисунок 4.13) можно субъективно разделить на два типа. Во время штормовых ветров северо-восточного, восточного и юго-восточного направлений концентрация ВВ значительно выше к

западу от Керченского пролива, чем к востоку от него (Рисунок 4.13, а, б, в). Во время южных, юго-западных и западных ветров концентрация ВВ вблизи Таманского полуострова значительно возрастает, высокие значения наблюдаются как к востоку, так и к западу от пролива. Так как во время сильных северных и северо-западных штормовых ветров оптические данные без облачного покрова практически отсутствовали, они были исключены из анализа (Рисунок 4.13, г, д, е). На Рисунке 4.13 видно, что ветры восточных направлений способствуют распространению азовоморских вод на запад. Однако северные и юго-восточные ветры по-разному влияют на формирование ВВ. Юго-восточные ветра способствуют значительному разгону волн, приходящих к юго-востоку Крымского побережья. Волны значительной высоты вызывают размыв берегов и взмучивание донных осадков на шельфе, что является основным вкладом в повышение концентрации ВВ в этой области. Северо-восточные и восточные ветра направлены от берега, высота волн, образующихся при таких ветрах, мала и не приводит к размыву берегов. В то же время эти ветры усиливают отток азовских вод через Керченский пролив, что приводит к притоку мутной азовской воды к юго-восточному побережью Крыма. Как юго-восточные, так и северо-восточные ветры вызывают движение относительно мутных вод на запад, поскольку экмановский перенос, вызванный действием таких ветров, направлен на север. Он способствует нагону вод, в результате чего непосредственно у побережья наблюдаются азовоморские воды. Дрейфовые течения во время восточных ветров также способствуют движению азовоморских вод на запад [Kubryakov et al, 2019].

Напротив, западные и юго-западные ветры вызывают сгон (прибрежный апвеллинг).

Длина разгона для этих волн больше, чем при восточных ветрах, они возникают, как правило, при перемещении средиземноморских и черноморских циклонов, поэтому отличаются большой энергией (значительной высотой волн и продолжительностью действия). Такие волны разрушают берега Керченского и Таманского полуостровов, вызывают взмучивание донных осадков, что в итоге

приводит к наблюдающимся максимальным концентрациям ВВ на Керченско-Таманском шельфе.

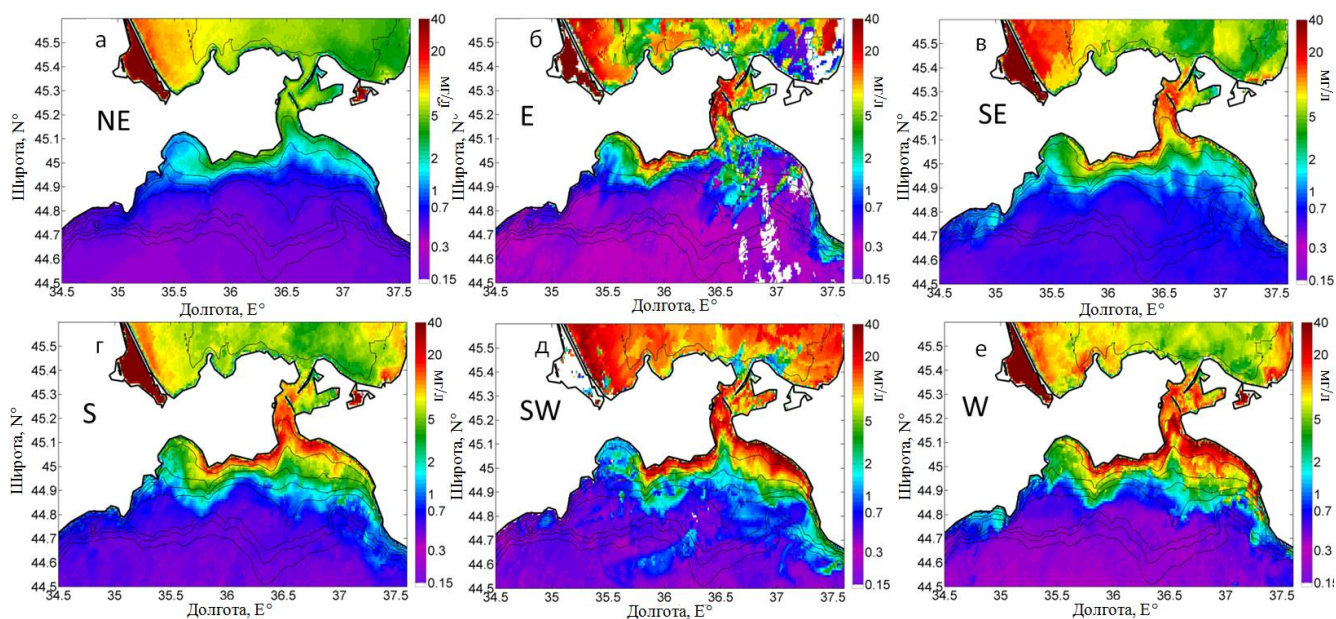


Рисунок 4.13 – Композитные карты концентрации ВВ при действии штормовых ветров [Kubryakov et al., 2019]

4.5 Сезонная и пространственная изменчивость концентрации взвешенного вещества в районе Керченского пролива

На Рисунке 4.14 приведена среднемноголетняя концентрация ВВ, полученная по данным MODIS-Aqua за период 2003 – 2015 гг. Практически всё Азовское море занято водами с повышенными концентрациями ВВ, превышающими 3 мг/л. Особенно высокие концентрации отмечаются у восточных берегов и в районе устья Дона. В Азовском море к северо-востоку от Керченского пролива наблюдается область низкой мутности ($45,4^{\circ}$ с.ш., $36,5^{\circ}$ – $37,5^{\circ}$ в.д.). Такие низкие значения, возможно, отражают проникновение относительно прозрачных вод Черного моря в Азовское, что иногда наблюдается по спутниковым данным. Во время такого распространения воды из Черного моря разбавляют мутные воды в Керченском проливе. Эта смесь со средними значениями концентрации ВВ 1 – 2 мг/л наблюдается на восток от северного входа в пролив.

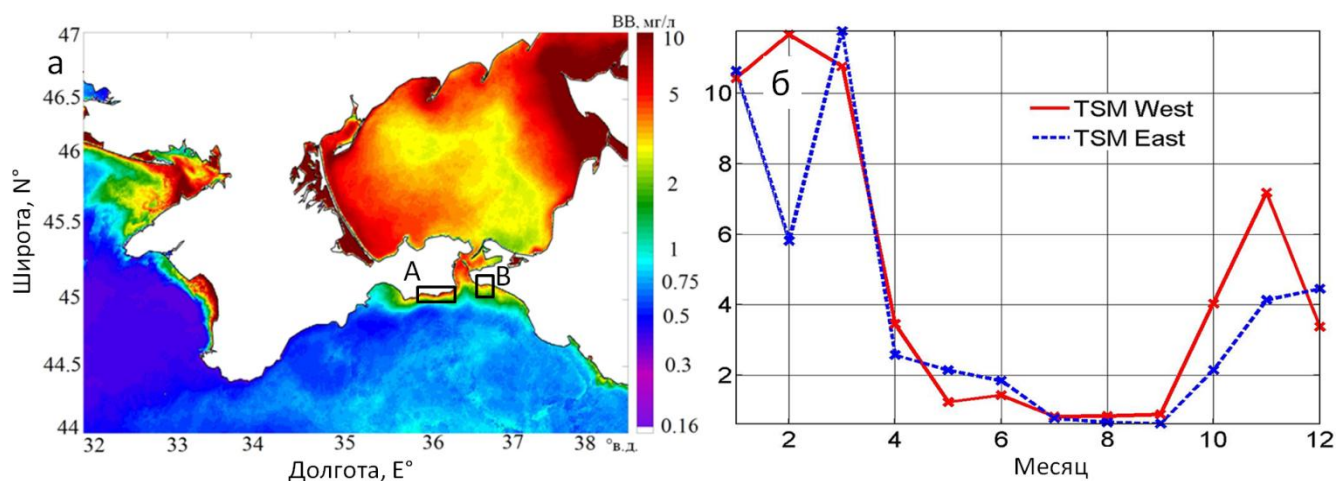


Рисунок 4.14 – Среднемноголетнее распределение концентрации ВВ по данным MODIS-Aqua в 2003 – 2015 гг. (а); сезонная изменчивость концентрации ВВ в Черном море (б) в области А к западу от Керченского пролива (36,25 – 36,4° в.д., 45,02 – 45,04° с.ш. – красная линия) и в области В к востоку от Керченского пролива (36,65 – 36,8° в.д.; 45,08 – 45,1° в.д. – синяя линия). Черные прямоугольники обозначают выбранные области

Анализ спутниковых данных показал, что при штормах зоны повышенных концентраций ВВ (более 2 мг/л) локализуются в виде полосы вдоль побережья Керченского полуострова до Феодосийского залива или западнее его, либо в виде двух полос одновременно к западу и востоку от Керченского пролива. Данные полосы расположены вдоль побережья шириной приблизительно 30 км на мелководных участках шельфа (с глубинами менее 30 м). Самые высокие значения концентрации ВВ наблюдаются вблизи побережья и составляют в среднем 5 мг/л. Эти значения соответствуют средней концентрации ВВ в Азовском море и Керченском проливе. На мористой границе азовоморских вод они ниже (около 2 мг/л) из-за горизонтального перемешивания с водами Черного моря с концентрацией ВВ, равной 0,4 мг/л. Концентрация ВВ увеличивается от значений 0,15 мг/л в чистых водах Черного моря до более 50 мг/л во время штормовых ветров. Поэтому штормовые ситуации вносят большой вклад в полученное среднее распределение концентрации ВВ. Это означает, что усредненные по времени карты не отражают значения концентрации ВВ,

наблюдаемые большую часть времени в этой области и, как правило, отражают распределение концентрации ВВ во время типичных штормовых условий.

На Рисунке 4.15 показаны месячные карты концентрации ВВ, осредненные за 2003 – 2016 гг. Самые высокие значения концентрации ВВ наблюдаются как к югу от Керченского пролива, так и в Азовском море (концентрация ВВ больше 10 мг/л) наблюдаются зимой – ранней весной (с января по апрель). Штормовые ветры в эти месяцы вызывают интенсивное взмучивание донных осадков. Наибольшее проникновение азовоморских вод к западу наблюдается в феврале, когда высокие значения концентрации ВВ видны далеко к востоку от м. Меганом до 34,5° в.д. Вся Феодосийская бухта в среднем заполнена азовоморскими водами с концентрацией ВВ более 4 мг/л. Та же картина распространения азовоморских вод видна на февральской карте ТПМ как полоса холодной воды вдоль побережья. Температура азовоморских вод в феврале составляет около 5 – 6°C, что на 1 – 2°C ниже температуры окружающих черноморских вод. На востоке распространение азовоморских вод также является самым сильным зимой – осенью, однако область, покрытая высокими значениями концентрации ВВ, меньше и простирается в среднем до 37,2° в.д.

В январе и марте распространение азовоморских вод на запад немного меньше. Высокие значения концентрации ВВ более 5 мг/л занимают около половины Феодосийского залива в его восточной части, а вода с концентрацией ВВ более 1 мг/л видна только у м. Меганом (35° в.д.). В то же время в январе и марте концентрация ВВ максимальна к востоку от пролива, что указывает на усиление «центрального» типа распространения.

Чтобы охарактеризовать рассмотренное выше распространение азовоморских вод на запад и восток, на Рисунке 4.15 представлена изменчивость концентрации в области А (36,25 – 36,4° в.д., 45,02 – 45,04° с.ш.) к западу от пролива и в области В (36,65 – 36,8° в.д.; 45,08 – 45,1° с.ш.) к востоку от пролива. Средняя сезонная изменчивость концентрации ВВ как в западной, так и в восточной областях характеризуется максимумами в январе – марте, когда средние значения концентрации ВВ превышают 10 мг/л. К западу от пролива

концентрация ВВ максимальна в феврале в соответствии с Рисунком 4.15. Еще один отчетливый максимум наблюдается в ноябре (концентрация ВВ более 6 мг/л). Усиление северных штормов в этом месяце является вероятной причиной такого роста концентрации ВВ. В то же время в восточной части бассейна наблюдаются два пика в январе и марте с промежуточным минимумом в феврале. Мартовский пик в этой зоне связан с увеличением количества южных и юго-западных штормов в марте.

С мая по сентябрь значения концентрации ВВ вблизи Керченского пролива значительно меньше (около 1 мг/л), так как в этот период приток азовоморских вод в Черное море уменьшается [Kubryakov et al., 2019]. Кроме того, с ослаблением штормовых ветров в теплое время года концентрация ВВ в Азовском море, образовавшегося в результате взмучивания донных осадков, уменьшается. В мае–июне концентрация ВВ увеличивается (1,5 – 4 мг/л) в более глубоководной части Черного моря. Это связано с сезонным цветением кокколитофорид, которое вызывает сильное обратное рассеяние света [Cokasar et al., 2001]. В мае несколько повышенные концентрации ВВ до 2 мг/л видны к востоку от пролива вблизи Таманского полуострова. Они могут быть связаны с увеличением интенсивности западных ветров в мае во время преобладания Азорского антициклона. В июне оптические данные не позволяют различить азовоморские воды из-за интенсивного цветения кокколитофорид в анализируемой области, т.е. у Керченского пролива. До июля – сентября наблюдается узкий поток Азовских вод, направленный на запад, который простирается до м. Чауда. Этот поток значительно уже, чем зимой, что указывает на уменьшение притока азовоморских вод. Повышенные значения концентрации ВВ также наблюдаются на востоке до 37° в.д. Переменные ветровые условия летом вызывают распространение азовоморских вод как на восток, так и на запад.

С октября снова наступает штормовая погода. В октябре азовоморские воды значительно простираются как на запад до Феодосийского залива, так и на восток, доходя до Анапы (37,2 ° в.д.). В ноябре направление потока азовоморских вод на запад более интенсивное из-за увеличения северо-восточных и северных

штормов, наблюдаемых в этом месяце. В декабре, с ослаблением осенних штормов концентрация ВВ немного снижается до 4 – 6 мг/л, а затем снова повышается в январе до 10 – 15 мг/л.

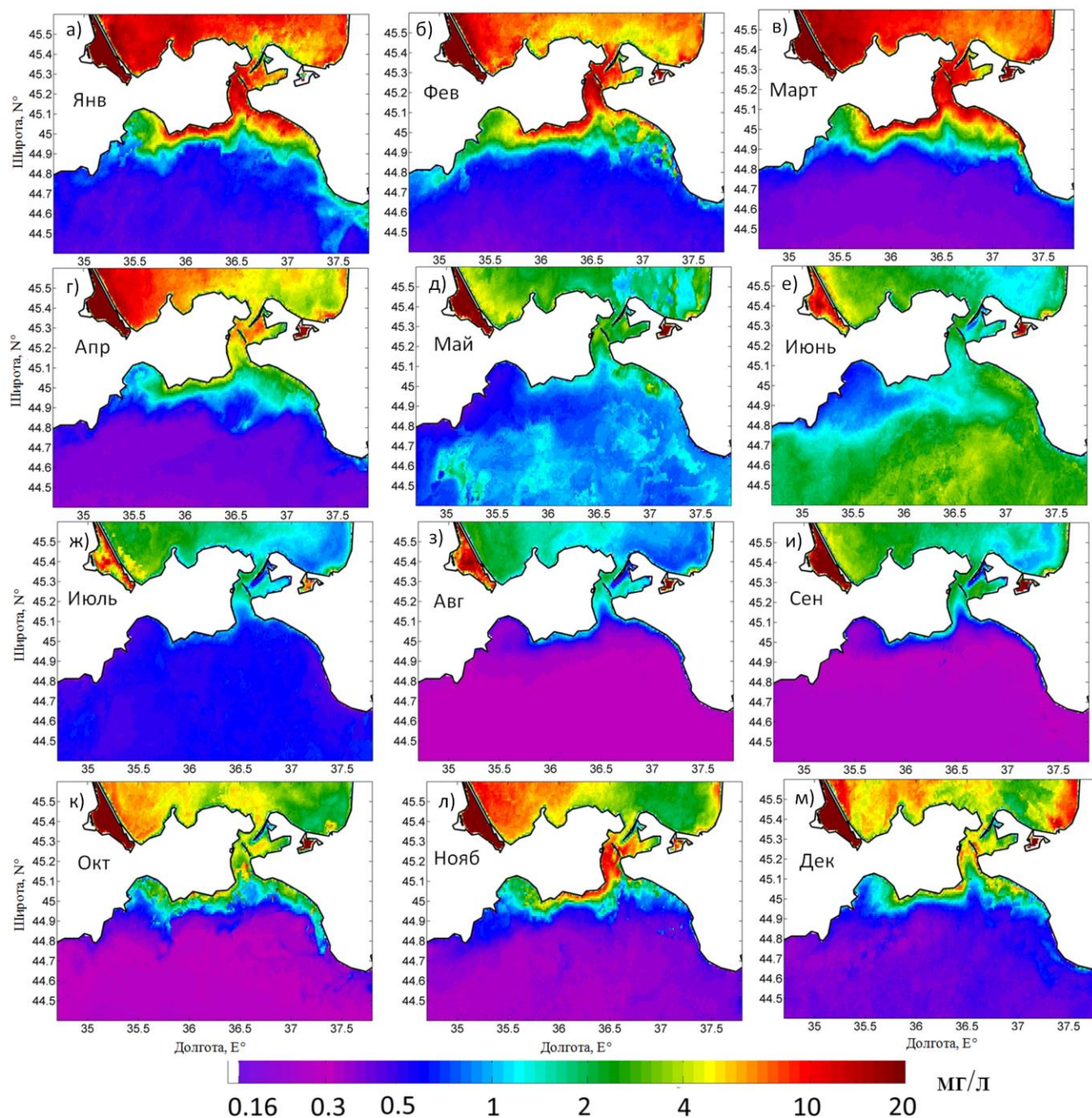


Рисунок 4.15 – Среднемесячное распределение концентрации ВВ (мг/л) по данным MODIS-Aqua (2013 – 2016 гг.) [Kubryakov et al., 2019]

Выводы к разделу 4

На основе спутниковых данных проведена классификация распространения азовоморских вод, которую можно разделить на три типа: «западное» распространение, «центральное» распространение и блокирование азовоморских вод в проливе:

- при действии северных и северо-восточных ветров наблюдается «западное» распространение, которое усиливает приток азовоморских вод и приводит к их движению на запад в виде потока, прижатого к южному побережью Крыма;

- при сильных ветрах с юга, юго-запада и запада наблюдается «центральный» тип распространения, при котором азовоморские воды распространяются вдоль Керченского и Таманского полуостровов;

- в ряде случаев юго-западные и западные ветры уменьшают распространение азовоморских вод через Керченский пролив и могут полностью его блокировать. Однако на Керченско-Таманском шельфе наблюдается область с высокими значениями концентрации взвешенного вещества в результате взмучивания донных осадков и размыва берегов при ветроволновом воздействии.

Выявлено, что на распространение азовоморских вод существенное влияние оказывают мезомасштабные и субмезомасштабные вихри, которые захватывают азовоморские воды и переносят их на большие расстояния от Керченского пролива.

Результаты исследований, представленные в четвертом разделе работы, опубликованы в [Алескерова и др., 2017; Kubryakov et al., 2019].

РАЗДЕЛ 5 СУБМЕЗОМАСШТАБНЫЕ ПРОЦЕССЫ ПО СПУТНИКОВЫМ ИЗМЕРЕНИЯМ

5.1 Субмезомасштабные процессы у побережья Крыма

Конфигурация береговой линии оказывает существенное влияние на генерацию субмезомасштабных вихрей в различных районах побережья, особенно в районах мысов и бухт. Отметим также, что на проявления динамических процессов по спутниковым снимкам оказывает влияние состав берегового материала. У хорошо размываемых песчаных и глинистых берегов субмезомасштабные вихри отчетливо видны в поле оптических трассеров – взвеси. У берегов, сложенных твердыми породами, отсутствие таких трассеров затрудняет наблюдения.

Было проанализировано более 500 снимков Landsat и более 200 снимков Sentinel-2, на которых облачность отсутствовала или была минимальной. Данные снимки были сделаны в разные сезоны. Большая часть снимков, полученных летом, характеризовались минимальной облачностью [Kubryakov et al., 2016]. Количество анализируемых изображений в разных районах зависело от пространственного распределения облачности и проявления субмезомасштабных явлений, наблюдаемых в оптических или инфракрасных трассерах. Всего в первой области (Рисунок 5.1) было отобрано 30 изображений с выраженными субмезомасштабными динамическими процессами, среди которых вихри наблюдались в 7 случаях, т.е. в 23%; для второй области эти цифры были 85 и 17 соответственно, т.е. в 20%; для третьей области - 113 и 29; для четвертой области - 98 и 44; для пятой - 31 и 6; для шестой области - 110 и 69; для седьмой области - 40 и 15; для восьмой области - 70 и 65. Ниже рассмотрены некоторые из наиболее типичных и интересных случаев субмезомасштабной динамики, наблюдаемых на изображениях Landsat и Sentinel-2 в различных частях побережья Крыма.

Рассмотрим подробнее проявление субмезомасштабных вихрей в поле ВВ для различных районов моря и его связь с конфигурацией береговой линии.

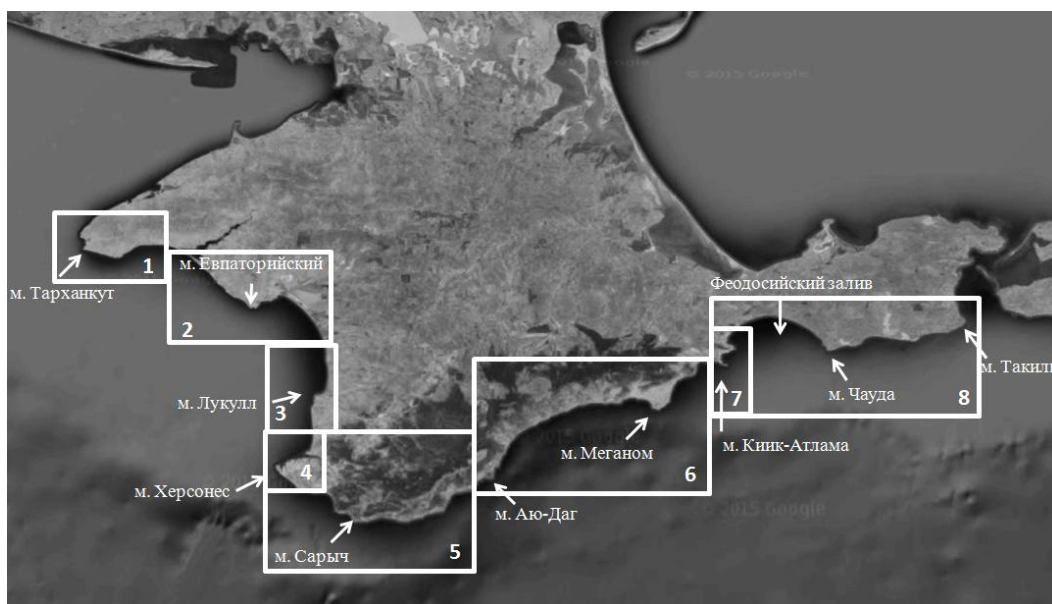


Рисунок 5.1 – Пространственное положение районов, выбранных для анализа (прямоугольниками и цифрами обозначены районы)

5.1.1 Акватория у Западного берега Крыма

Рассмотрим первую область на схеме (Рисунок 5.1). Это самая западная область Крымского побережья, где береговая линия образует два мыса – Прибойный и Тарханкут. В этом районе при действии северных ветров возникают прибрежные течения, которые выносят ВВ из мелководных областей Каркинитского залива вдоль берега на юг. На основе анализа архива спутниковых данных Landsat и Sentinel-2 было отмечено, что у этих мысов иногда возникают вихревые и грибовидные структуры, чаще наблюдаются циклоны.

На Рисунке 5.2, а (снимок Landsat-8 от 22.04.2017 г.) видна грибовидная структура у м. Прибойный (овал 1 красного цвета). Её образование можно связать с воздействием штормового северо-западного ветра (до 14 м/с), наблюдавшегося накануне (21 – 22 апреля 2017 г.). Эта структура, состоящая из антициклонического и циклонического вихрей, выделяется на фоне окружающих

вод повышенными концентрациями ВВ, как и полоса вод, протянувшаяся вдоль берега от Каркинитского залива, видимо, отражающая существование прибрежного течения, направленного вдоль берега на юго-запад. Возле мыса течение, по-видимому, отрывается от берега и взаимодействует с водами открытой части шельфа. Торможение прибрежного потока может приводить к образованию грибовидных структур, как это показано в [Федоров, Гинзбург, 1988], размер грибовидной структуры в данном случае составляет около 5,5 км (Рисунок 5.2, а), при этом антициклоническое образование имеет больший размер (1,5 км), чем циклоническое (1 км). Наблюдение повышенных концентраций ВВ в данном районе связано с тем, что половина берега между двумя мысами представляет собой песчаную пересыпь озера Каранджа, которую с двух сторон обрамляет берег, сложенный известняком, что хорошо видно на Рисунке 5.2, б. При штормовых ветрах происходит размыв пляжа и поступление ВВ в прибрежные воды.

На этом же снимке (Рисунок 5.2, а) виден ещё один циклонический вихрь размером около 4 – 5 км (с2 – красный овал) к югу м. Тарханкут. При обтекании м. Тарханкут образовался еще один циклонический вихрь (с2 – красный овал на Рисунке 5.2.а), с размерами около 4 – 5 км.

Другой пример (снимок Sentinel-2 от 16.02.2017 г.) представлен на Рисунке 5.2, б. Здесь также видна грибовидная структура, образовавшаяся после действия 14-16 февраля северного штормового ветра (14 м/с). Она отмечалась к западу от м. Тархункут имела размер около 2 км. Разнонаправленные вихри, из которых состояла структура, имели диаметр около 300 м каждый.

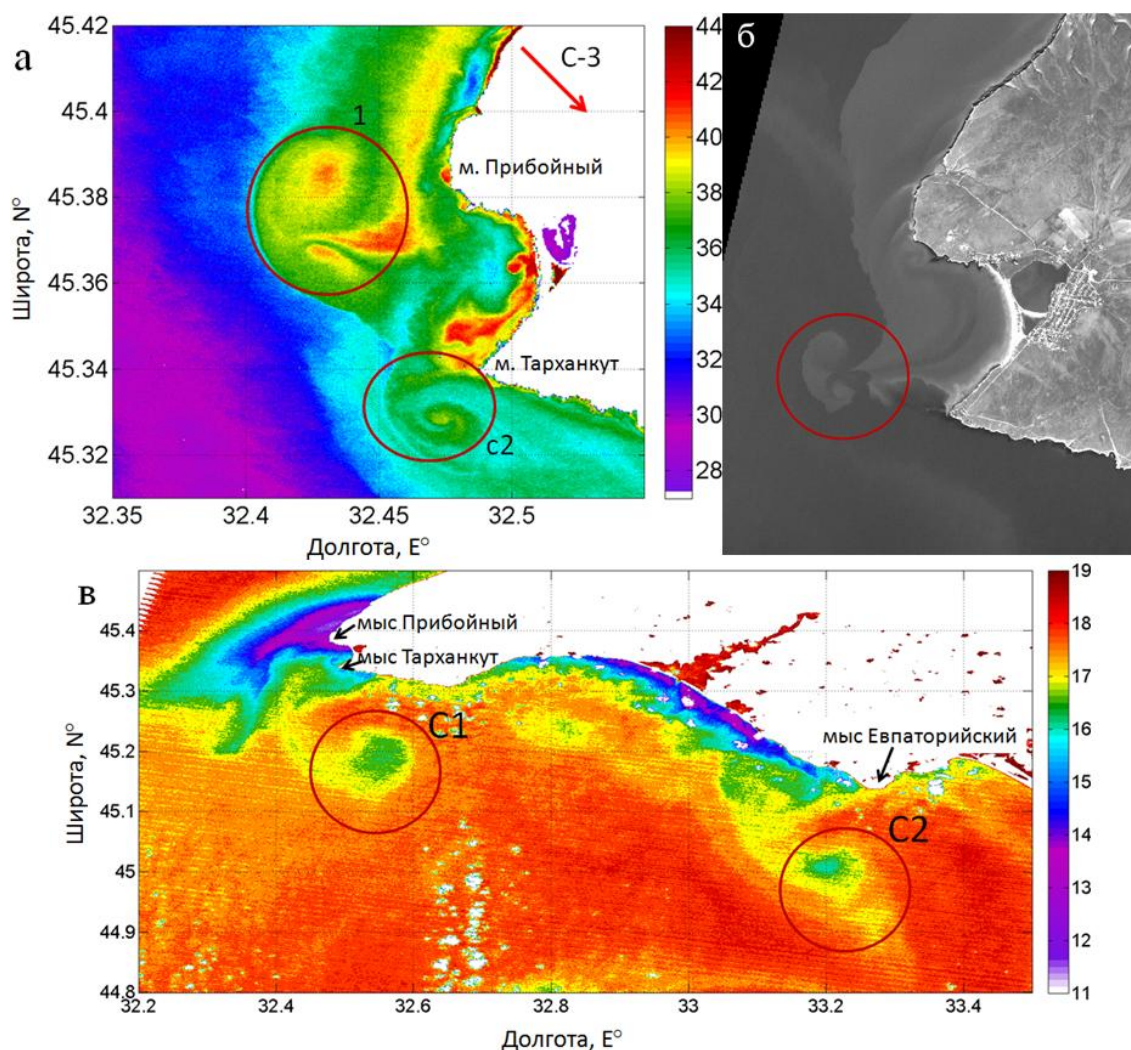


Рисунок 5.2 – Разница яркости излучения в каналах R(3)–R(5) на снимке Landsat-8 от 22 апреля 2017 г. (а); снимок Sentinel-2 от 16 февраля 2017 г. при $\lambda=0,490$ мкм (б); яркостная температура ($^{\circ}\text{C}$) на снимке Landsat-5 от 21 июня 2009 г. при $\lambda = 10,40\text{--}12,50$ мкм (в). Овалами обозначены вихри и грибовидные структуры

Образование небольших вихрей на этом участке также может быть связано с ветровым сгоном, который возникает здесь под действием сильных и продолжительных северо-восточных ветров. Пример такого процесса показан на изображении яркостной температуры по данным Landsat-5 (Рисунок 5.2, в). Мы видим, что вблизи м. Тарханкут и м. Евпаторийский более холодные воды отрываются от берега и образуют два субмезомасштабных вихря (области C1 и C2 на Рисунке 5.2, в) диаметром 8 и 6 км, соответственно. В этом случае, в порядке гипотезы, образование циклонических вихрей можно связать с силами

плавучести. Натекание тяжелых вод на легкие вызывает быструю рестратификацию [Capet et al., 2008; Thomas, Ferrari, 2007] и образование аномалии плавучести, которая в дальнейшем трансформируется в холодный циклонический вихрь. Когда холодные воды апвеллинга натекают на более легкую воду в открытом море, градиенты давления вызывают образование области с циклонической завихренностью. Этот процесс усиливается вблизи мысов, где воды апвеллинга расположены максимально близко к водам открытого моря. Прибрежные воды под действием дрейфовых течений смещаются в направлении фронта [Mahadevan, Tandon, 2010; Thomas et al., 2008]. Вместе с тем, отсутствие данных о вертикальной гидрологической структуре вод в этот период не позволяет однозначно идентифицировать механизм образования мезомасштабных вихрей.

Акватория у мыса Евпаторийского. Другой участок побережья с вдающимся в море м. Евпаторийский находится на западе Каламитского залива (участок 2 на Рисунке 5.1). В этом районе при штормовых северных и северо–восточных и в период после действия юго–западных ветров образуется вдольбереговое циклоническое течение [Алескерова и др., 2018]. Эти ветры способствуют вертикальному и горизонтальному перемещению донных наносов и размыву берегов, что приводит к увеличению концентраций ВВ в поверхностном слое моря. При обтекании прибрежными течениями м. Евпаторийский часто можно наблюдать генерацию циклонических вихрей либо грибовидных структур.

С 3 по 5 ноября 2019 г. у Евпаторийского мыса и вдоль всего западного побережья Крыма наблюдался юго-западный ветер со скоростью 12 м/с. Этот ветер вызвал северное течение, которое способствовало переносу взвеси вдоль берега. На снимке (Рисунок 5.3, а) наблюдается поток вдоль берега, который закручивается в циклоническом направлении и распространяется на 6 км от берега. Аналогичная ситуация наблюдается на Рисунке 5.3, б, после действия юго-западного ветра со скоростью до 14 м/с. Поток от м. Евпаторийский закручивается в циклоническом направлении и распространяется от берега на 4 км. На Рисунке 5.3, в представлен пример образования грибовидной структуры

у м. Евпаторийский после действия северо-западного ветра, скорость которого составляла до 12 м/с. Диаметр образовавшихся вихрей составил около 4 км.

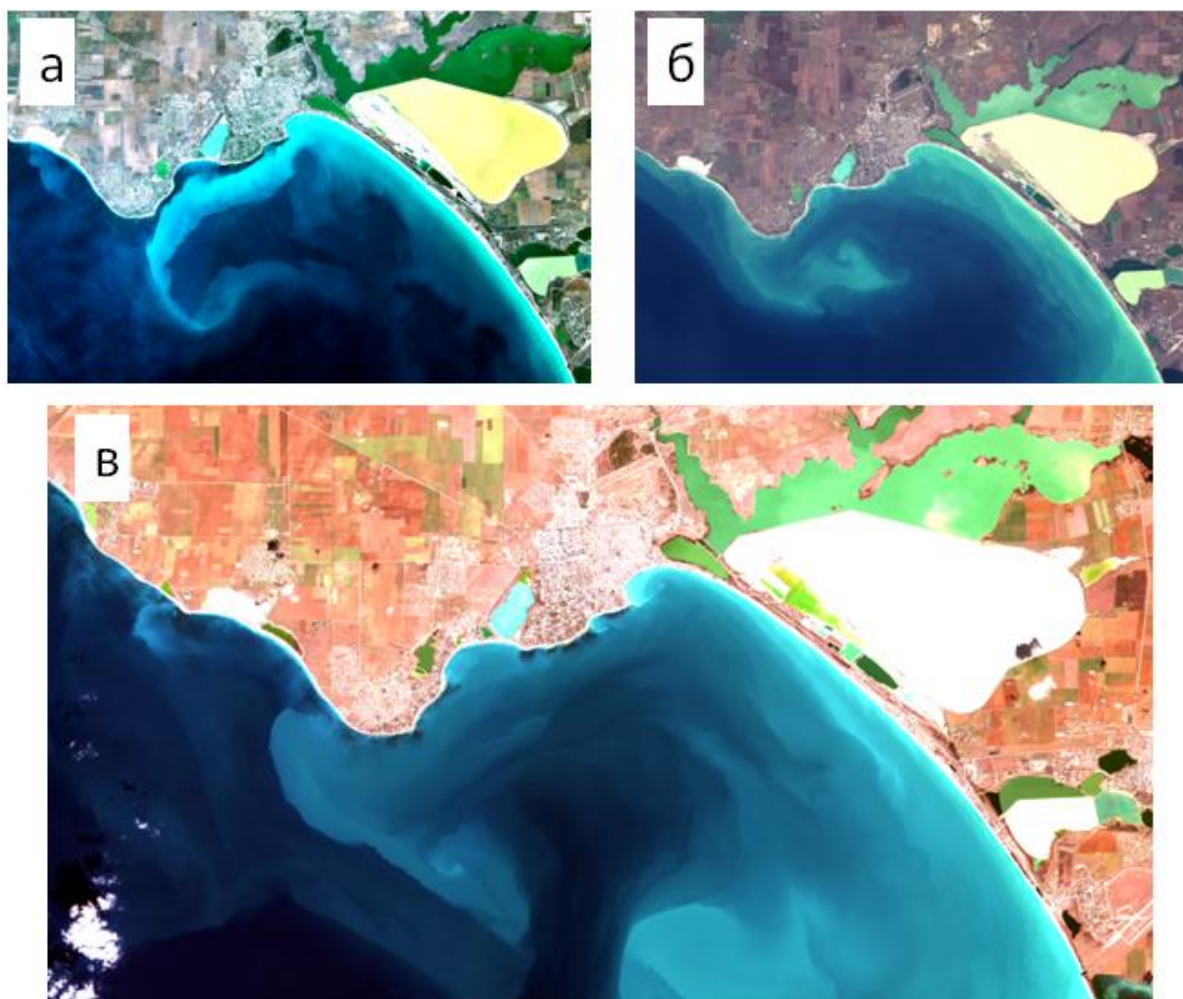


Рисунок 5.3 – RGB-композиция со спутника Sentinel-2 от 8 ноября 2019 г. (а); от 14 февраля 2020 г. (б); в от 3 марта 2019 г. (в)
[Aleskerova et. al., 2021]

Акватория у мыса Лукулл и п. Николаевка. Интересным с точки зрения образования субмезомасштабных структур является побережье от п. Николаевки до м. Лукулл (участок 3 на Рисунке 5.1). Южнее устья реки Альма береговая линия поворачивает на запад, а выступы берега образуют три мыса, одним из которых является м. Лукулл.

На Рисунке 5.4, а изображено распределение концентрации ВВ по данным MODIS за 8 сентября 2017 г. На нем хорошо виден антициклонический вихрь

размером около 40 км (область A1). На периферии данного антициклонического вихря у берега распространяются воды с высокой концентрацией ВВ (более 0,5 мг/л), которые впоследствии затягиваются в центр вихря. На восточной границе вихря у берега заметны два субмезомасштабных циклонических образования (на Рисунке 5.4, б). Между м. Лукулл и м. Маргопуло вихревое образование имеет размер 7 км, южнее данного вихря расположен циклон размером 3 км. Возможно, что причиной генерации этих вихрей является сдвиговая неустойчивость, возникающая в результате резкого градиента завихренности на периферии антициклонического вихря [Zatsepin et al., 2019]. Эффект горизонтального сдвига на генерацию вихрей особенно велик при его взаимодействии с выступами берега. Такой механизм образования субмезомасштабных вихрей был описан на основе результатов лабораторного и численного моделирования и по спутниковым данным в работах [Thomas et al., 2007; Capet et al., 2008; Zatsepin et al., 2011, 2019; Manucharyan et al., 2013; Elkin, Zatsepin 2013, 2014].

Аналогичный процесс наблюдается и на снимке Sentinel-2 за 29 октября 2017 г. (Рисунок 5.4, г). Здесь 25 – 26 октября 2017 г. наблюдался северо-восточный ветер со скоростью до 12 м/с. На периферии антициклонического круговорота заметны два небольших субмезомасштабных циклона с размерами около 0,5 км и 1,5 км.

При сильных ветрах, направленных от берега, вблизи мысов можно также наблюдать образование грибовидных структур размером до 20 км (пример представлен на Рисунке 5.4, в). Диаметр вихрей в этих структурах составляет до 5 км. При этом антициклонический вихрь обыкновенно более развит, чем циклонический, что не противоречит результатам лабораторного моделирования [Zatsepin et al., 2019].

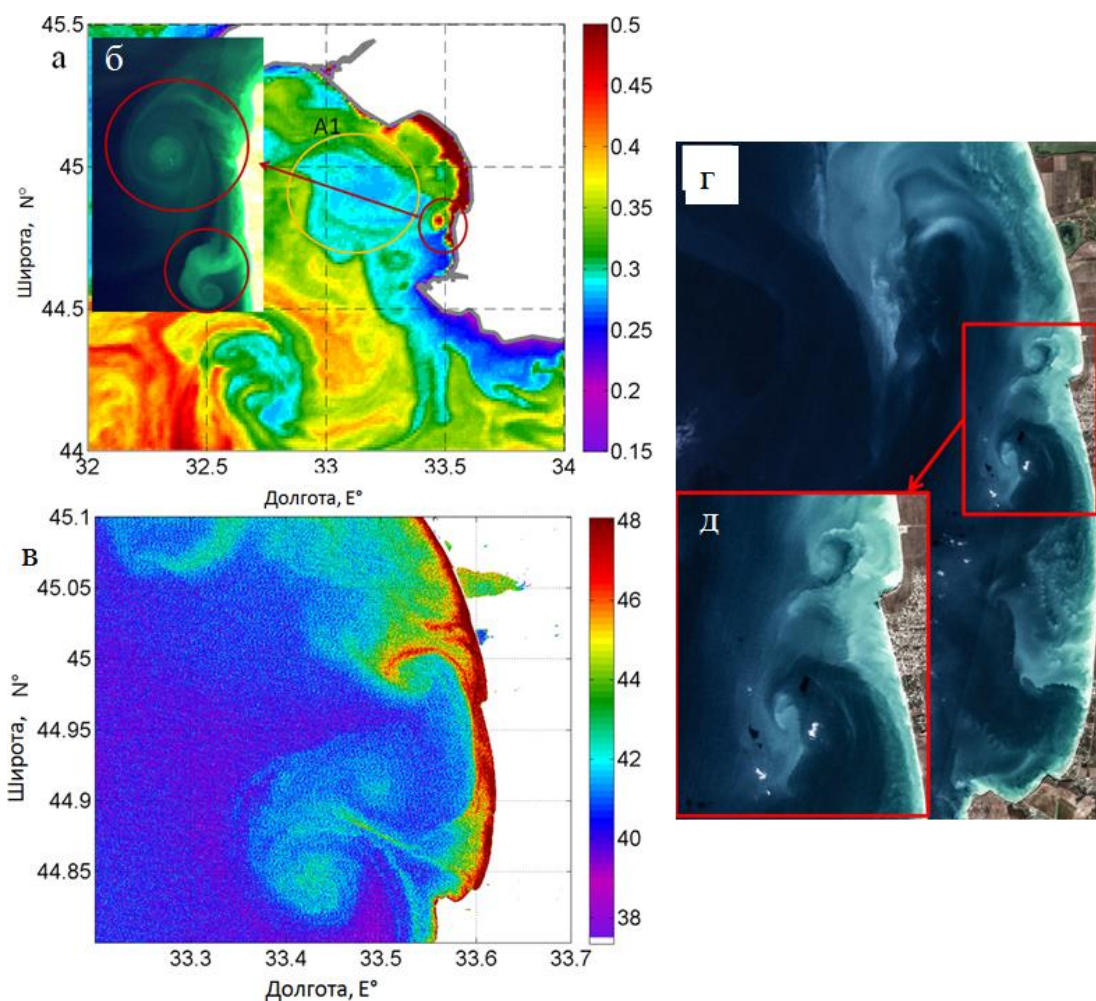


Рисунок 5.4 – Концентрация ВВ (мг/л) по спутнику MODIS за 8 сентября 2017 г.

(а), увеличенный район у м. Лукулл – RGB-композиция со спутника Sentinel-2 от 9 сентября 2017 г. (б); яркость излучения ($\text{Вт/м}^2 \cdot \text{ср} \cdot \text{мкм}$) со спутника Landsat-5 от 25 августа 2010 г. при $\lambda=0,45-0,52$ мкм (в); RGB-композиция со спутника Sentinel-2 от 29 октября 2017 г. (г). Желтым кругом отмечен антициклон, красными – вихри. Красным квадратом отмечена увеличенная область (д)

Акватория у берега от устья р. Кача до м. Херсонес. При действии штормового ветра северо-западного и северного направления образуется вдольбереговое течение, переносящее в южную часть области и в открытое море ВВ. При такой ситуации образуются вихревые структуры различного знака.

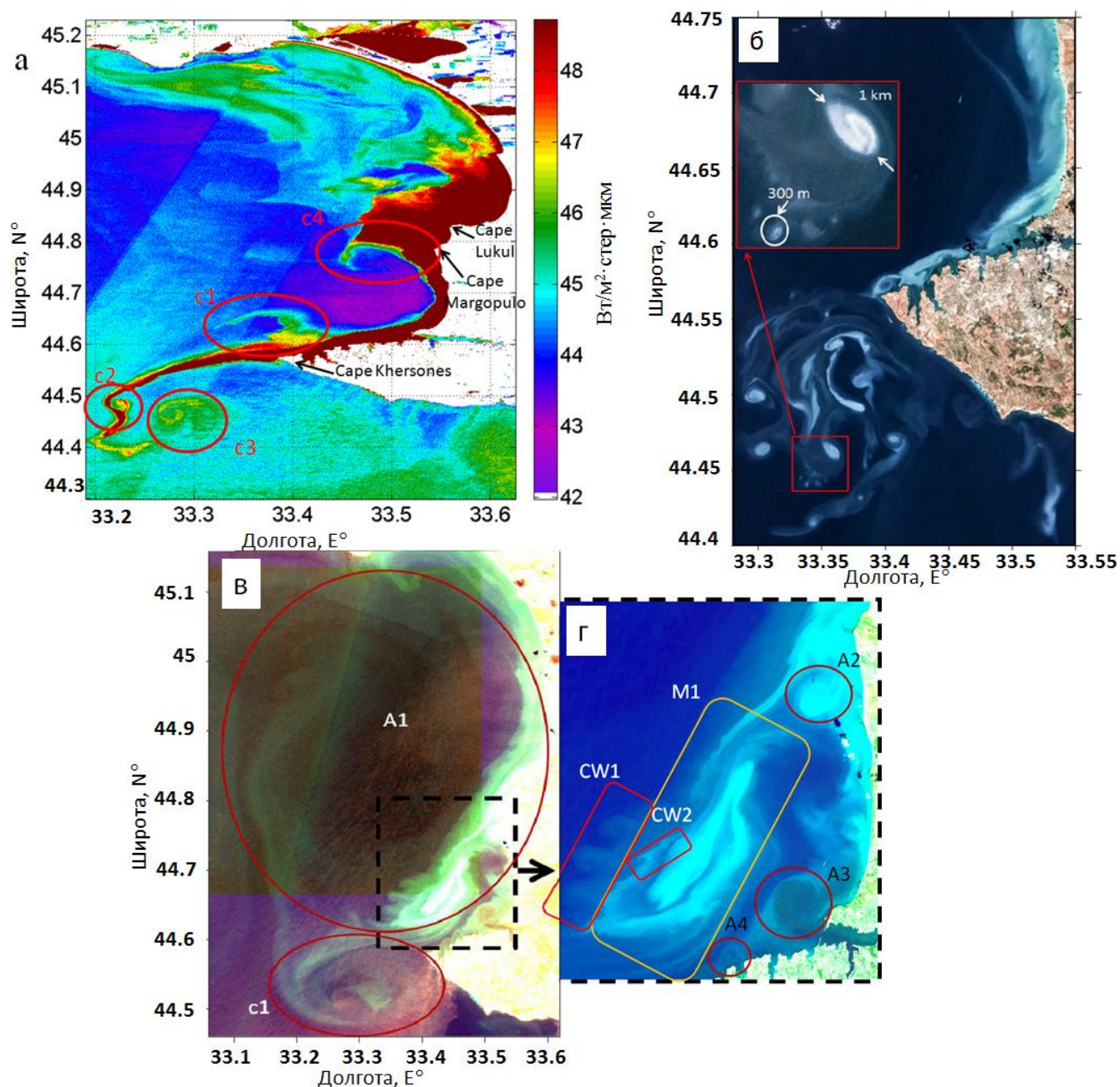


Рисунок 5.5 – Яркость излучения ($\text{Вт/м}^2 \cdot \text{ср} \cdot \mu\text{км}$) со спутника Landsat-8 от 20 октября 2013 г. при $\lambda=0,433\text{-}0,453$ мкм (а); RGB-композиция со спутника Sentinel-2 за 24 сентября 2017 г. (б); RGB-композиция со спутника Sentinel-2 от 25 августа 2017 г. (в); увеличенная часть спутникового снимка Sentinel-2 от 25 августа 2017 г. (г). Овалами и прямоугольниками отмечены субмезомасштабные структуры

Так, после шторма 19 октября 2013 г. от севера (скорость ветра достигала 15 м/с) у берега образовалась узкая (до 1 км) область с повышенными

значениями концентрации ВВ. Эта область прослеживалась до м. Херсонес и далее на юго-запад в открытое море на расстояние 30 км. При этом, у м. Лукулл наблюдалось циклоническое образование диаметром около 8 км (область с1), а южнее, у м. Херсонес (область с2) диаметром 7 км, вихрь (область с3) диаметром 2 км и на конце потока наблюдается вихрь (область с4) диаметром 5,5 км (Рисунок 5.5, а).

22 сентября 2017 г. наблюдался северо-западный ветер со скоростью 10 м/с. На Рисунке 5.5, б представлен снимок за 24 сентября 2017 года, на котором виден поток вдоль западного берега Крыма. Однако, в данном случае, на конце потока возникает не один циклонический вихрь, а множество субмезомасштабных циклонических вихрей с размерами около 1 км. При этом на периферии этих субмезомасштабных вихрей можно наблюдать образование еще более мелких циклонических вихрей размером не более 300 м. Этот снимок показывает один из интересных механизмов диссипации струйных течений, который вызван их распадом на более мелкие субмезомасштабные вихри. Возможной причиной такого распада является очень интенсивный горизонтальный сдвиг течений на периферии этого узкого потока.

На Рисунке 5.5, в показано изображение Sentinel-2 за 25 августа 2017 г. после действия северо-западного ветра со скоростью 10 м/с. На Рисунке 5.5, г видно, что гидродинамическая ситуация у западного побережья Крыма характеризовалась наличием мезомасштабного антициклонического вихря (область А1) диаметром 40 км. Совместное действие орбитального движения этого антициклонического вихря, размыва берега в результате волнового воздействия и ветровых потоков, вызванных северо-западными ветрами, приводит к образованию взмученного южного потока вблизи побережья. Поток взмученных вод отрывается от берега у м. Лукулл. После отрыва за мысом образуется эллиптическое грибовидное течение (область М1), простирающееся вдоль побережья на 24 км и на расстоянии 12 км от берега (оранжевый прямоугольник на Рисунке 5.5, в). К югу от него, около м. Херсонес, образуется еще один циклонический вихрь диаметром около 18 км (область с1 – красный

эллипс). Мезомасштабный антициклонический вихрь (область А1) захватывает взмученные воды из циклонического вихря (область с1) и переносит его на север, что делает его видимым.

Ряд интенсивных субмезомасштабных вихрей генерируется на периферии относительно более крупных структур. В частности, на мористой периферии грибовидного течения (область М1) можно наблюдать образование нескольких циклонических субмезомасштабных вихрей диаметром 1 км в форме волны (область СW1). Волнообразную циклоническую структуру (область СW2) диаметром около 100 м можно наблюдать ближе к центру области М1. Циклонический сдвиг на мористой периферии и баротропная неустойчивость являются наиболее вероятной причиной образования субмезомасштабных вихрей. Антициклонический сдвиг на внутренней циклонической периферии грибовидного течения приводит к образованию нескольких крупных субмезомасштабных антициклонических вихрей вблизи побережья. Первый антициклонический вихрь (область А2) наблюдается между побережьем и потоком в районе, где поток отрывается от м. Лукулл. Этот вихрь имеет диаметр 2 км. Второй антициклонический вихрь (область А3) диаметром 2,5 км генерируется к западу от Севастопольской бухтой. Третий, самый маленький антициклонический вихрь в южной части снимка, имеет диаметр 1 км. Все эти антициклонические вихри расположены между циклоническими течениями и береговой линией (Рисунок 5.5, г).

5.1.2 Южное побережье Крыма

Поступление ВВ с суши на акваторию, прилегающую к Южному побережью Крыма существенно меньше, чем в Западном Крыму, что связано со строением берегов, представленных трудно разрушаемыми породами. Основные источники ВВ – сток горных рек (главным образом в период паводков) и канализационные стоки. Подчиненное значение имеет поступление ВВ с водами из Керченского пролива. В период штормов наносы на береговом склоне

взмучиваются и с прибрежными течениями переносятся в открытое море. Однако вследствие приглубости берега этот механизм существенно менее эффективен по сравнению с Западным берегом Крыма. По этой причине идентификация динамических образований, генерируемых субмезомасштабными процессами, затруднена. Дополнительным источником информации могут являться данные о распределении поверхностной температуры, получаемой со спутников.

На космических снимках чаще всего выделяются небольшие вихри в бухтах и за мысами. Их размеры и места возникновения тесно связаны с рельефом дна и конфигурацией береговой линии.

На Рисунке 5.6, б наблюдаются холодные структуры у ЮБК, которые образовались после действия юго-западного штормового ветра со скоростью около 10 м/с 2 сентября 2010 г. Данные структуры имеют вид двух областей, которые закручиваются на конце в циклоническом направлении (области С1 и С2) и характеризуются пониженными значениями яркостной температуры в ИК-канале и повышенными значениями яркости восходящего излучения (Рисунок 5.6, а). Размеры областей в этом случае составляют около 8 и 12 км, а размеры вихрей на их конце – 2,5 и 1,5 км, соответственно.

Еще один пример образования субмезомасштабных структур в этом районе представлен на Рисунке 5.5, в на снимке Sentinel-2. В этом районе 23-25 февраля 2017 г. действовал юго-западный ветер со скоростями до 10 м/с, который привел к образованию апвеллинга, наблюдавшегося по данным Landsat-8. Температура воды у берега была на 1,5°C ниже, чем температура окружающих вод. К сожалению, т.к. данные Sentinel-2 не имеют ИК-канала, определить тонкую структуру апвеллинга не представляется возможным. Однако по оптическим трассерам видно, что, как и в предыдущем случае, циклонические вихри наблюдаются у участков берега, вытянутых в северо-западном направлении – у м. Фиолент и в бухте Ласпи. Эти вихри имеют размер 2 км и 1 км, соответственно.

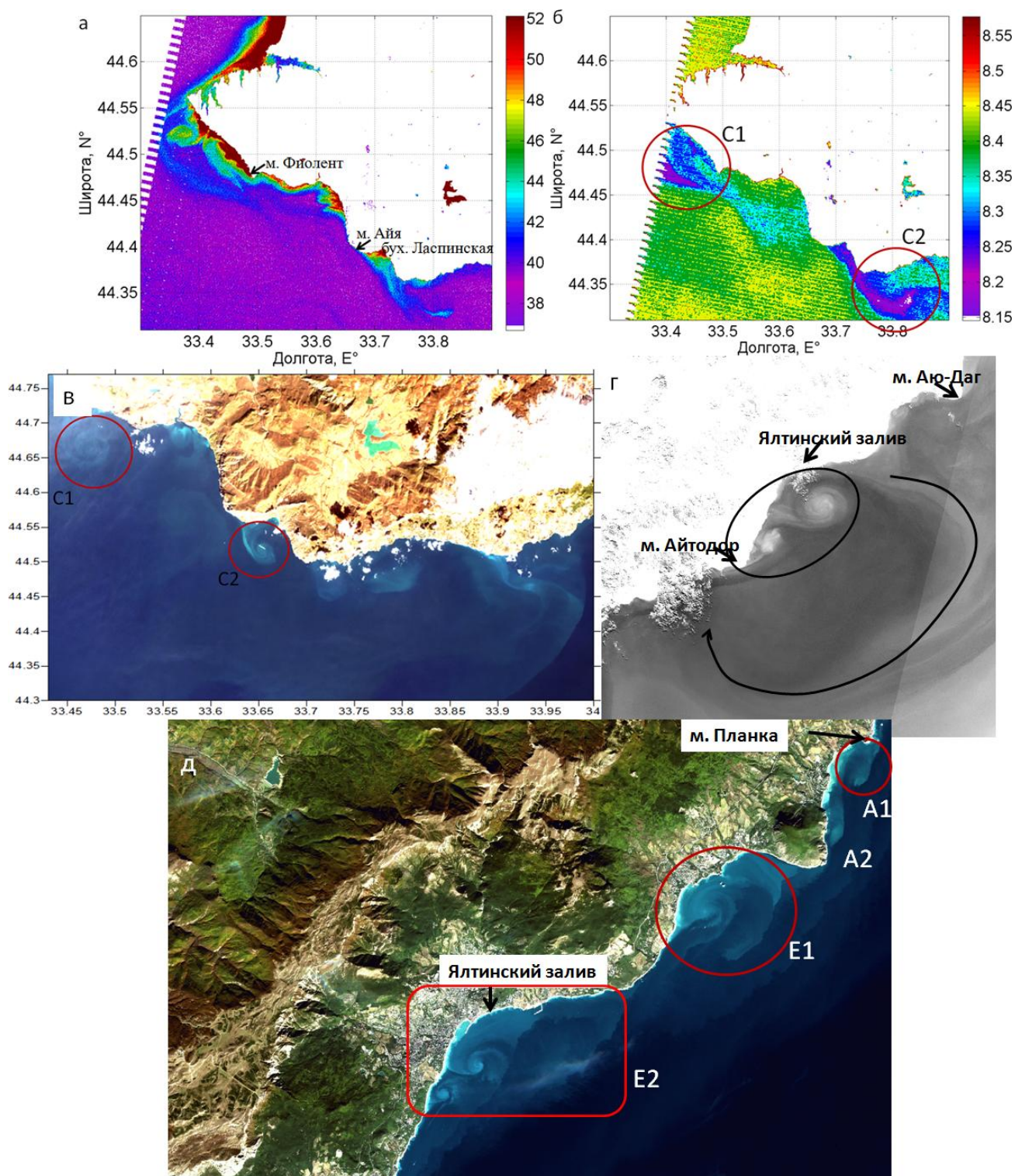


Рисунок 5.6 – а) Яркость излучения ($\text{Вт/м}^2 \cdot \text{ср} \cdot \text{мкм}$) со спутника Landsat-5 от 3 сентября 2010 г. при $\lambda=0,45 - 0,52$ мкм; б) яркостная температура ($^{\circ}\text{C}$) со спутника Landsat-5 от 3 сентября 2010 г. при $\lambda=10,40 - 12,50$ мкм; в) RGB-композиция со спутника Sentinel-2 от 26 февраля 2017 г.; г) снимок со спутника Sentinel-2 от 6 июля 2017 г. при $\lambda=0,49$ мкм; д) RGB-композиция со спутника Sentinel-2 от 19 октября 2016 г.

На Рисунке 5.6, г представлен снимок Sentinel-2 в зоне солнечного блика за 6 июля 2017 г. На этом снимке выделяются темные полосы – зоны дивергенции течений, которые дают представления о наблюдающейся динамике. Вблизи берега за м. Ай-Тодор заметно образование цепочки из двух циклонических вихрей, вытянувшихся в сторону Ялтинской бухты. По мере удаления от мыса размеры вихрей увеличиваются. Размер первого циклона у мыса составляет около 2,4 км, а циклона, расположенного восточнее, около 5 км. В мористой части этого фрагмента снимка заметны линии дивергенции, которые, вероятно, находятся на периферии крупного антициклонического вихря с размерами около 28 км. По всей видимости, как и в ряде предыдущих случаев, совместное влияние завихренности на периферии антициклонического вихря и обтекания мыса привели к образованию наблюдающейся цепочки субмезомасштабных циклонов.

На снимке за 19 октября 2016 г. (Рисунок 5.6, д) наблюдается образование ряда вихревых структур на ЮБК после действия северо-восточного ветра со скоростью 10 м/с 18 октября 2016 г. При северо-восточном ветре образуется поток от Керченского пролива, который направлен на запад вдоль восточного берега Крыма [Алескерова и др., 2017; Kubryakov et al., 2019]. При обтекании мысов поток отрывается от берега и закручивается, что приводит к образованию антициклонических вихрей. Два таких мелких антициклонических вихря диаметром до 1 км наблюдаются на Рисунке 5.6, д за м. Планка (области А1 и А2). За двумя следующим мысами поток также движется в антициклоническом направлении. Однако из-за большего размера данных мысов антициклонические вихри крупнее, и на их периферии образуется ряд более мелких субмезомасштабных циклонов. На спутниковом снимке это выглядит как сложная вихревая структура (области Е1, Е2) в форме филамент с резкой границей, которая находится восточнее мыса. В то же время у побережья в бухте за мысом образовалось несколько отчетливых субмезомасштабных циклонов диаметром менее 1 км. Один такой вихрь образовался к югу от мыса Аю-Даг и два к западу в Ялтинской бухте. Наиболее вероятной причиной образования таких более мелких

циклонических вихрей является антициклонический горизонтальный сдвиг на периферии более крупного антициклонического вихря, который сам возник в результате обтекания циклонического потока вокруг мыса.

5.1.3 Юго-восточное побережье Крыма.

Побережье от м. Аю–Даг до м. Киик–Атлама. Вдоль прямолинейного участка юго–восточного побережья Крыма вихревые структуры наблюдается редко, чаще всего они наблюдаются за м. Меганом и м. Аю–Даг (участок 6 на Рисунке 5.1).

Одним из наиболее существенных источников взвеси у м. Меганом является поток мутных и более пресных азовоморских вод, который под действием преобладающих северо–восточных ветров, как правило, движется вдоль берега Крыма в юго–западном направлении. У м. Меганом этот поток часто отрывается от берега и азовоморские воды могут попадать в глубоководную часть моря. В некоторых случаях поток после прохождения мыса приобретает характер антициклонического вихря. Пример такого вихря изображен на снимке Landsat-7 (Рисунок 5.7, а) за 11 сентября 2010 г.

За м. Меганом поток вод с повышенным содержанием ВВ имеет антициклоническую завихренность, с размером около 16 км, что примерно соответствует размеру мыса. Образование таких прибрежных антициклонических вихрей способствует аккумуляции в них взвешенного вещества и осадконакоплению за мысами. Спутниковые наблюдения показывают, что в дальнейшем такие антициклонические вихри могут увеличивать свой размер и отрываться от берега [Ginsburg et al., 2002; Kubryakov et al., 2019], превращаясь в крупный Крымский антициклонический вихрь, передвигающиеся вдоль континентального склона бассейна.

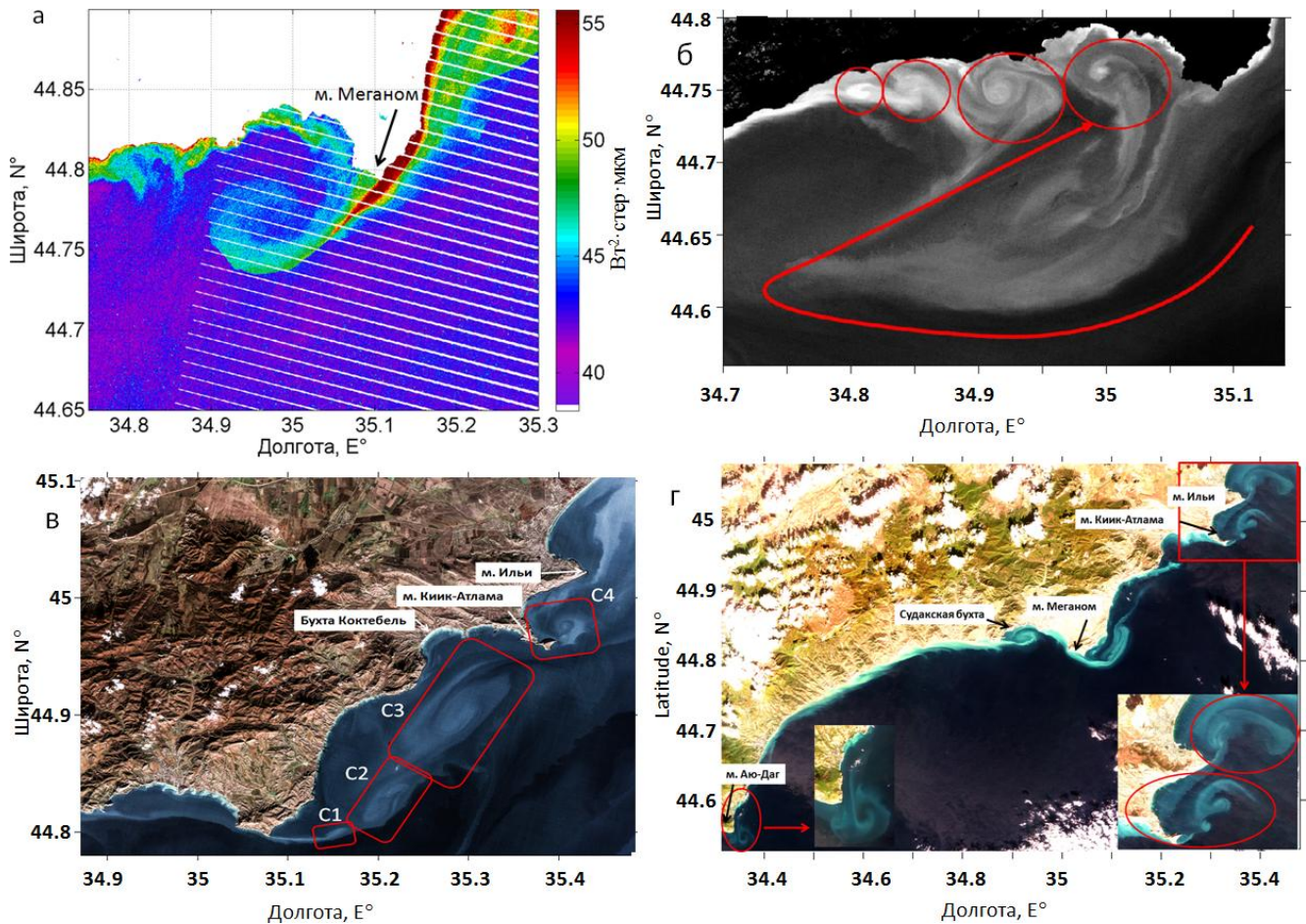


Рисунок 5.7 – Яркость излучения ($\text{Вт}/\text{м}^2 \cdot \text{ср} \cdot \text{мкм}$) со спутника Landsat-7 от 11 сентября 2010 г. при $\lambda=0,45-0,52$ мкм (а); снимок со спутника Landsat-8 от 21 августа 2017 г. при $\lambda=0,450-0,515$ мкм (б); RGB-композиция со спутника Sentinel-2 от 8 декабря 2017 г. (в); RGB-композиция со спутника Sentinel-2 от 9 октября 2016 г. (г). Красными квадратами и овалами отмечены субмезомасштабные структуры

Еще один пример антициклонического вихревого образования представлен на Рисунке 5.7, б на снимке Landsat-8 за 21 августа 2017 г. Размер вихря в данном случае примерно 16 км. В этом случае на периферии этого вихря у берега образуется цепочка из 4-х субмезомасштабных циклонических образований.

При юго-западных и северо-западных ветрах поток вод направлен в обратную сторону – вдоль берега в северо-восточном направлении. В этом случае восточнее м. Меганом может образовываться либо одиночный циклонический вихрь, либо цепочка циклонических вихрей. Пример такой

цепочки на снимке за 8 декабря 2017 г. по данным Sentinel-2 представлен на Рисунке 5.7, в. 7 – 8 декабря 2017 г. практически над всей акваторией Черного моря наблюдался сильный северо-западный ветер. Скорость ветра у м. Меганом была около 8 м/с. При действии данного ветра в прибрежной полосе образовалась полоса мутных вод, которая двигалась вдоль берега в северном направлении. За м. Меганом на данном снимке (Рисунок 5.7, в) можно наблюдать образование цепочки из трех циклонических вихрей, простирающихся в северо-восточном направлении. По мере удаления от мыса размеры этих образований увеличиваются и составляют 1,5 км (область С1), 3 км (область С2) и 6 км (область С3), соответственно. Еще один похожий и ярко выраженный циклонический вихрь (область С4) диаметром 2 км наблюдается за м. Киик-Атлама. Такие вихревые цепочки иногда называют топографическими волнами [McWilliames, 2016]. В отличие от предыдущего случая, когда антициклонические вихри были прижаты к берегу, циклонические вихри перемещаются в море. Эта разница может быть объяснена различным направлением экмановского переноса при различных ветрах. В случае восточных ветров сгенерированный за мысом антициклонический вихрь прижимается к побережью за счет действия экмановского переноса. Вниз по течению к северу экмановский перенос блокирует распространение вихрей на запад. В случае западных ветров экмановский перенос направлен от побережья, что позволяет циклонам свободно образовываться за мысом в прибрежной зоне и образовывать серии циклонических вихрей. Аналогичные результаты были получены в лабораторных экспериментах [Elkin, Zatsepin, 2014].

На Рисунке 5.7, г по данным спутника Sentinel-2 представлен снимок за 9 октября 2016 г. Данный снимок был выполнен после действия южного и юго-западного ветров со скоростью около 10 м/с. На этом снимке отчетливо видно образование грибовидной структуры у м. Аю-Даг размером около 5,7 км. Размер вихрей, входящих в состав данной структуры, около 1,8-2 км. Далее вдоль берега вплоть до Судакской бухты наблюдается полоса взмученных вод. В самой бухте при этом образуется циклонический вихрь, размер которого

сопоставим с размером бухты и составляет около 3,7 км. За м. Меганом также наблюдается образование вихревой структуры циклонической завихренности с размером около 6 км. Цепочки из циклонических вихрей в данном случае наблюдаются и за последующими мысами: м. Киик-Атлама и м. Ильи.

За бухтой Коктебель находится резко выступающий в акваторию узкий мыс Киик-Атлама (участок 7 на Рисунке 5.1). У данного мыса наиболее часто наблюдается развитие различных динамических явлений при сильном юго-западном ветре. Один из таких примеров субмезомасштабной динамики наблюдается на снимке от 3 сентября 2010 г. (Рисунок 5.8, а). Как и в предыдущем случае, за мысом образуется цепочка циклонических вихрей, похожая на дорожку Кармана (цепочка вихрей, которые наблюдаются при обтекании жидкостью или газом протяжённых цилиндрических тел при ограниченных значениях числа Рейнольдса [King, 1977]). Однако в отличие от классической дорожки Кармана все наблюдаемые вихри в цепочке – циклонические. Это напоминает картину, наблюдающуюся в районе Гольфстрима, где цепочка циклонических вихрей образуется из-за взаимодействия потока с неоднородностями дна [Gula et al., 2015]. При этом, чем дальше распространяются вихри от топографического препятствия, тем больше становятся их размеры. Так, диаметры вихрей увеличиваются от 1 км для вихря у препятствия до 5 км для самого удаленного вихря. Вихревая дорожка, длина которой составляет около 8 км, в данном случае образовалась при действии юго-западного ветра, при этом вихри движутся на северо-восток (Рисунок 5.8, а). Образование данных топографических вихрей, возможно, связано с генерацией топографических волн за препятствиями [McWilliams, 2016]. Тем не менее, наиболее очевидной причиной является их формирование в полосе сдвигового течения между антициклоническим вихрем за м. Киик-Атлама и струей северо-восточного течения, огибающего мыс.

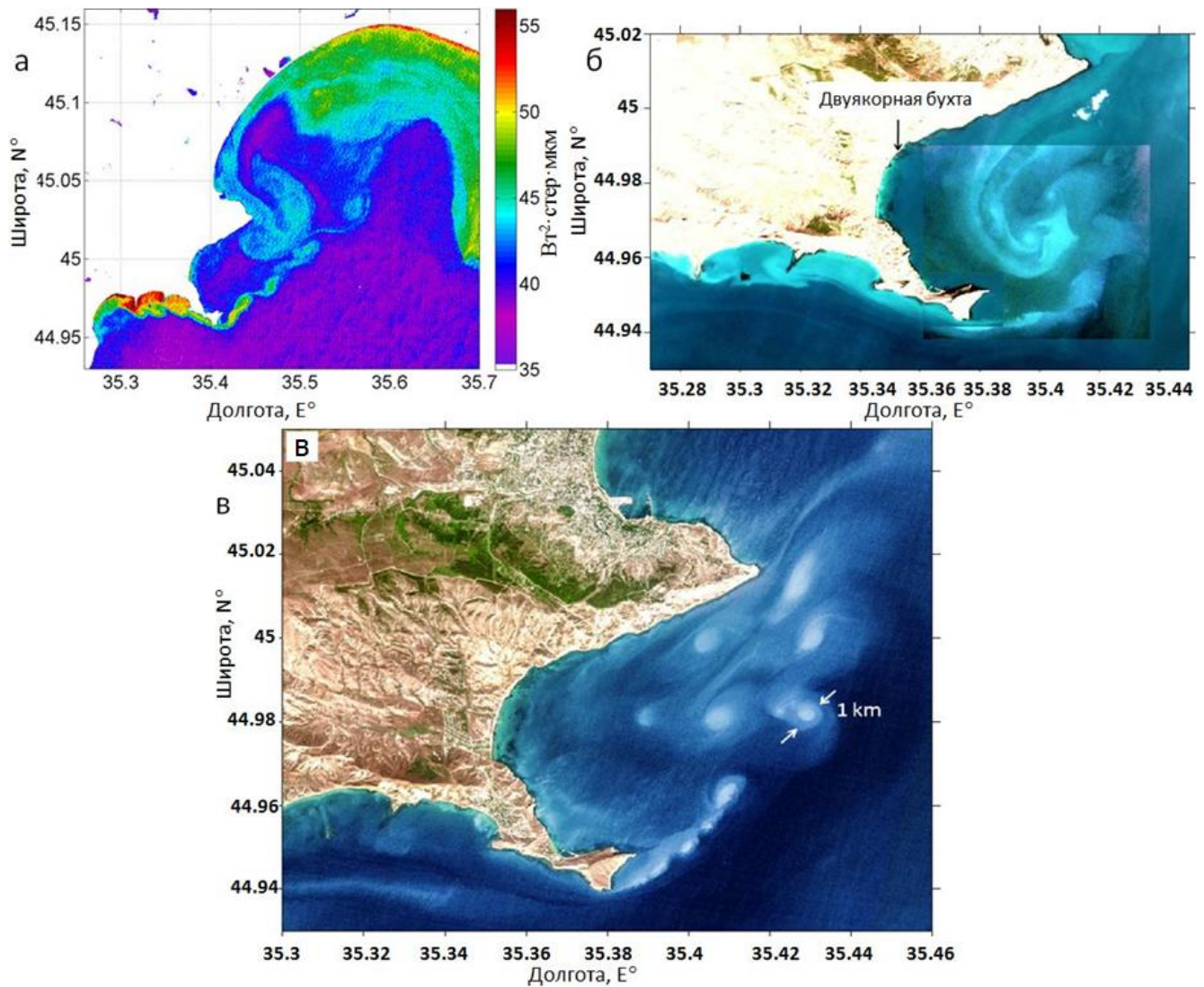


Рисунок 5.8 – Яркость излучения ($\text{Вт}/\text{м}^2 \cdot \text{ср} \cdot \text{мкм}$) со спутника Landsat-5 от 3 сентября 2010 г. при $\lambda=0,45\text{--}0,52$ мкм (а); RGB-композиция со спутника Sentinel-2 от 26 февраля 2017 г. (б); RGB-композиция со спутника Sentinel-2 от 2 сентября 2015 г. (в)

Еще один пример образования цепочки циклонических вихрей за м. Киик-Атлама представлен на снимке по данным со спутника Sentinel-2 за 26 февраля 2017 г. (Рисунок 5.8, б). Данная цепочка образовалась после действия юго-западного ветра со скоростью до 10 м/с, который наблюдался 23 – 25 февраля. В отличие от предыдущего, в данном случае цепочка из циклонических вихрей не распространяется параллельно берегу, а движется в циклоническом направлении по периферии циклонического вихря, который возникает в расположенной за

мысом Двужкорной бухте. Размер данного вихря соответствует размеру бухты и составляет около 4 км, а размеры вихрей в цепочке не более 1 км.

Еще один пример субмезомасштабной вихревой динамики представлен на Рисунке 5.8, в. У м. Киик–Атмала генерируется цепочка (длиною около 2,7 км) из 4 вихрей с размерами до 500 м. За данной цепочкой образуется группа из 6 плотно упакованных циклонических вихрей, расположенных по окружности диаметром около 4 км, как и в предыдущем случае. Вихри сразу за мысом имеют размер не более 1 км, увеличиваясь по мере отдаления от мыса. Максимальный размер вихрей составляет не более 2 км. Скорость ветра в данный период времени не превышала в среднем 3 – 5 м/с.

На Рисунке 5.9, а представлен пример залива азовоморских вод в Феодосийский залив. Накануне (19 – 22.11.2016 г.) действовал северо-восточный ветер (10 – 14 м/с). Азовоморские воды характеризуются пониженными значениями температуры по сравнению с окружающими водами. У берегов м. Чауда температура воды составляет 8 – 9°C, в Феодосийском заливе, где происходит смешение азовоморских вод с окружающими водами Черного моря, температура растет и составляет 12°C. Температура же в глубоководной части Черного моря составляет около 14°C. Данный поток имеет антициклоническую завихренность за м. Чауда, благодаря чему азовоморские воды затекают в Феодосийскую бухту. В результате отрыва потока за мысом в Феодосийском заливе образовалось не менее двух антициклонических структур диаметром 6 – 8 км (области A1, A2 на Рисунке 5.9, а). Первый антициклонический вихрь A1 образуется прямо за мысом. Второй антициклонический вихрь (область A2) наблюдается в центре бухты. Присоединенный к нему циклонический вихрь (область C1) представляет собой часть грибовидного течения. Диаметр циклона составляет около 5 км. Грибовидное течение образовалось, вероятно, в результате замедления потока азовоморских вод из-за его взаимодействия с водами в бухте. Далее поток распространяется вдоль побережья до м. Киик-Атлама. За мысом поток образует антициклонический вихрь диаметром 5 км.

Другая интересная субмезомасштабная особенность, которая наблюдается на данном снимке (Рисунок 5.9, а) – серия периодических колебаний на южном фронте распространения азовоморских вод (область CW1).

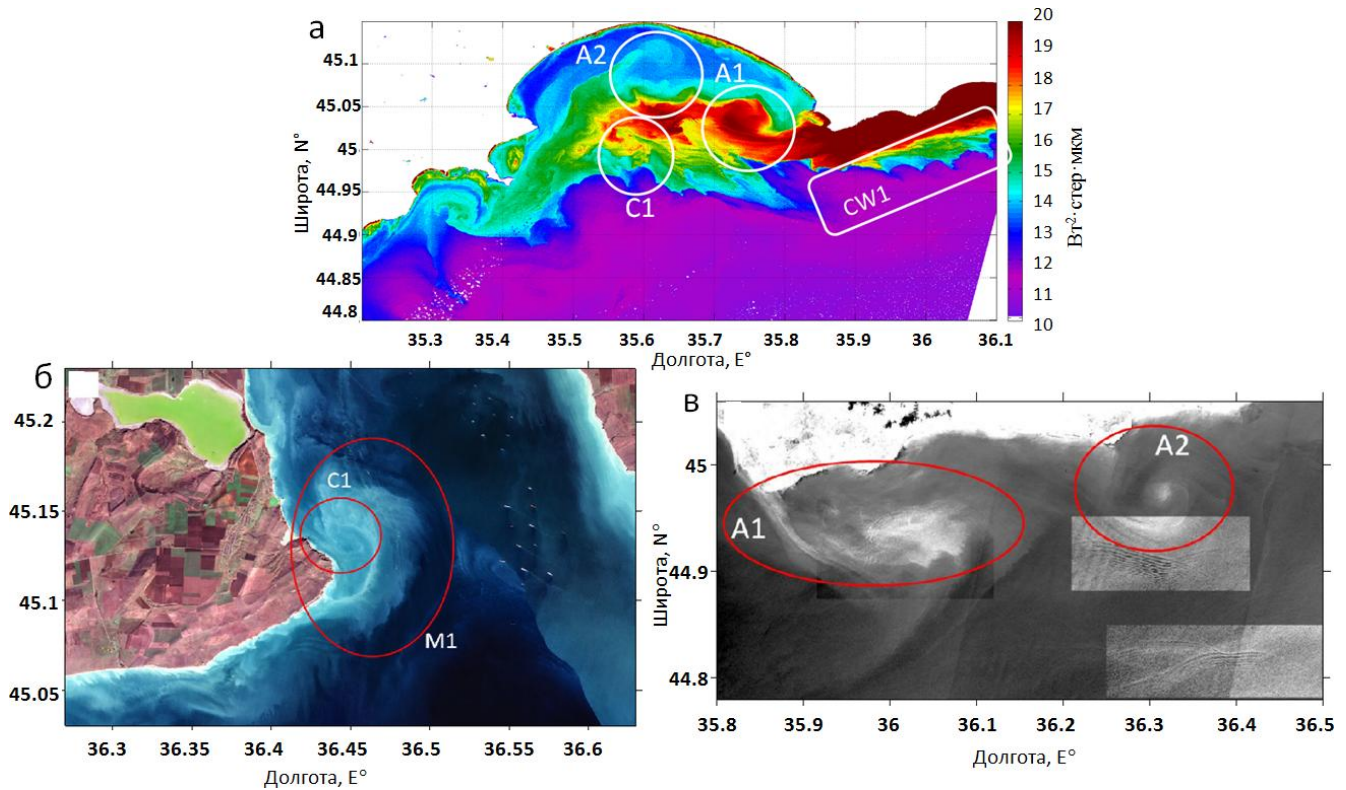


Рисунок 5.9 – Разница яркости излучения ($Вт/м^2 \cdot ср \cdot мкм$) в каналах R(3)–R(5) на снимке Landsat-8 от 22 ноября 2016 (а); RGB-композиция со спутника Sentinel-2 от 30 января 2016 г. (б); снимок со спутника Sentinel-2 от 3 июля 2018 г. при $\lambda = 0,49 \mu m$ (в)

Северо-восточные ветры усиливают приток азовоморских вод [Kubryakov et al., 2019], поэтому при таких ветрах вихри практически отсутствуют. Очень редко во время слабых западных ветров можно найти небольшие вихри рядом с мысами. В тоже время во время сильных южных и западных ветров за м. Чауда и м. Опук могут образовываться субмезомасштабные циклоны. На снимке со спутника Sentinel-2 от 3 июля 2018 г. наблюдаются два циклонических вихря, образовавшиеся за м. Чауда и м. Опук длиной 8 и 5 км, соответственно (Рисунок 5.9, г). Вихри захватывают мутные воды у берега и выносят их в море. Одной из интересных особенностей этого изображения является генерация

нескольких пакетов внутренних волн, наблюдаемых на периферии субмезомасштабных вихрей.

В районе м. Такиль эффект стабилизации потока из-за притока легких азовоморских вод является особенно сильным. Поэтому, на всех спутниковых снимках у м. Такиль наблюдались только две ситуации с субмезомасштабными образованиями. На Рисунке 5.9, в приведен пример грибовидной структуры размером 1 км около м. Такиль 30 января 2016 г. Эта структура была отмечена после воздействия юго-западного ветра со скоростью до 10 м/с. Ее формирование, вероятно, было вызвано взаимодействием северных ветровых течений и южного течения азовских вод из пролива. Диаметр субмезомасштабного циклона в этой структуре был менее 500 м.

5.2 Возможные причины образования субмезомасштабных вихрей у берегов Крыма

По спутниковым снимкам высокого разрешения было описано географическое распространение субмезомасштабных вихрей и процессы их образования в различных районах побережья Крыма. Общая географическая схема наблюдаемых процессов показана на Рисунке 5.10. Ниже перечислены основные динамические процессы, которые наблюдаются у Крымского побережья и выделены на основе многолетних массивов данных Landsat 5, 7, 8 и Sentinel-2 (Рисунок 5.10).

На Рисунке 5.10 цифрами показаны основные выявленные динамические процессы: 1. Циклонические вихри или грибовидная структура у м. Тарханкут; 2. Циклонический вихрь на периферии апвеллинга у м. Тарханкут или у Евпаторийского мыса; 3. Грибовидная структура у м. Евпаторийского; 4. Грибовидные образования, образующиеся между п. Николаевка и м. Лукулл; 5. Циклонический вихрь за м. Лукулл; 6. Поток вдоль берега Севастопольской бухты до м. Херсонес, образование за мысом циклонического вихря; 7. Циклонические и антициклонические вихри на периферии апвеллинга на

ЮБК; 8. Образование циклонов в Ялтинской бухте и за м. Ай-Тодор и м. Аю-Даг; 9. Струйное течение от м. Аю-Даг и образование антициклонов за мысами Планка, Аю-Дага и присоединенных циклонов в бухтах; 10. Субмезомасштабные циклоны у побережья на периферии антициклонического вихря, образующегося за м. Меганом; 11. Циклонический вихрь или дорожка вихрей у м. Меганом с восточной стороны; 12. Циклонический вихрь в бухте Коктебель; 13. Циклонический вихрь или цепочка циклонических вихрей у м. Киик-Атлама; 14. Антициклонический вихрь в Феодосийском заливе за м. Чауда; 15. Циклоны, образующиеся с восточной стороны у м. Чауда и у м. Такиль при умеренных ветрах; 16. Грибовидная структура у м. Такиль.

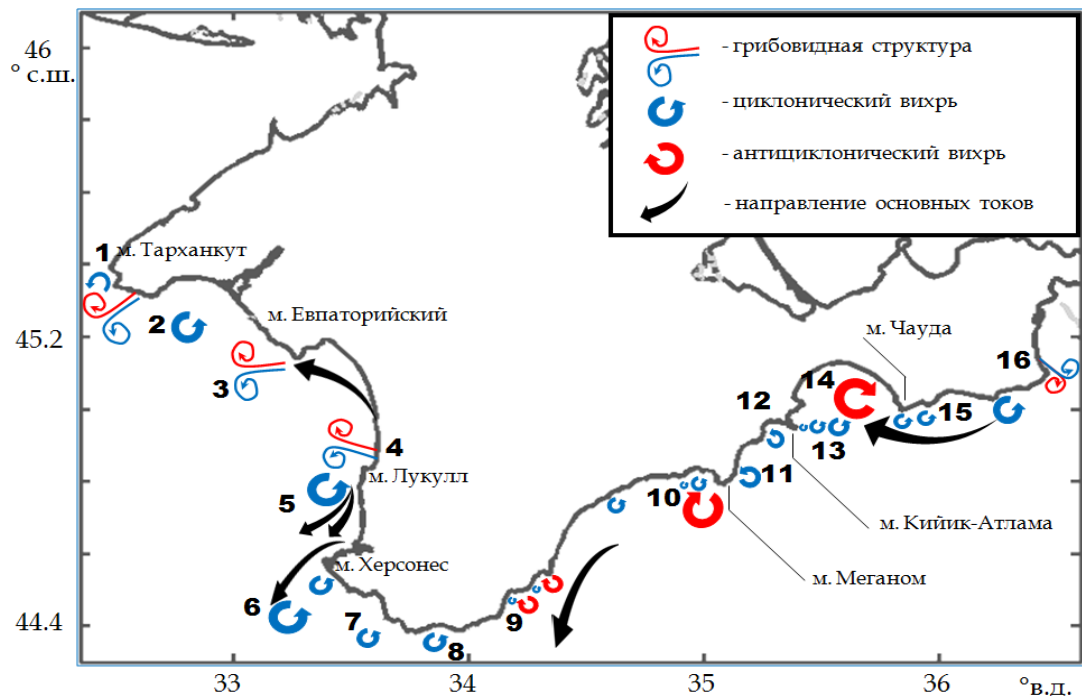


Рисунок 5.10 – Схема, иллюстрирующая географическое распределение типичных субмезомасштабных структур вблизи побережья Крыма [Aleskerova et. al., 2021]

Несмотря на разнообразие рассмотренных процессов, можно выделить несколько основных возможных причин проявления субмезомасштабных вихрей:

1. Сдвиговая неустойчивость на периферии мезомасштабных антициклонических вихрей.
2. Обтекание потоков вод мысов и выступов берегов.
3. Неустойчивость течения на периферии прибрежных апвеллингов.
4. Возникновение грибовидных течений при торможении прибрежных течений.
5. Образование грибовидных течений на фронте вод с различными свойствами.

Наиболее часто субмезомасштабные вихри возникают на периферии мезомасштабных антициклонических вихрей (Рисунок 5.11, в). Эти вихри характеризуются высокими значениями завихренности и горизонтального сдвига скорости вблизи границы с окружающими их водами [Capet et al., 2008; Zatsepin et al., 2011, 2019; Elkin, Zatsepin 2013, 2014; Manucharyan, Timmerman, 2013]. Это приводит к образованию более мелких субмезомасштабных циклонических вихрей на их периферии (Рисунок 5.6 г). У берега трение и сдвиг скорости возрастают, что усиливает этот эффект. Особенно интенсивное образование субмезомасштабных циклонических вихрей происходит при взаимодействии антициклонических вихрей с выступами берега (мысами). В этом случае топографический эффект – обтекание мыса и динамический эффект (сдвиговая неустойчивость) – усиливают друг друга. Чаще всего такие процессы наблюдались у берегов Каламитского залива при образовании в данном районе крупного Севастопольского антициклонического вихря (Рисунок 5.4, а, в) и реже у юго–восточного побережья Крыма, например за м. Меганом (Рисунок 5.7, б). Следует отметить, что образование субмезомасштабных антициклонических вихрей на периферии мезомасштабных циклонических вихрей за исследуемый период не наблюдалось. Одна из возможных причин – более низкие градиенты завихренности и сдвиг скорости в поверхностных слоях на периферии крупных циклонических вихрей по сравнению с мезомасштабными антициклоническими вихрями. Аналогичная асимметрия была получена в

лабораторных экспериментах [Elkin, Zatsepin, 2014] и обусловлена балансом между горизонтальным сдвигом и изменением силы Кориолиса.

Второй часто встречающейся причиной проявления вихрей является обтекание мысов потоками. Отрыв потока за мысом и образующиеся градиенты давления приводят к росту его завихренности и образованию субмезомасштабных вихрей (Рисунок 5.11, а, б). Следует отметить, что при обтекании мыса течениями, направленными циклонически и антициклонически относительно берега, динамическая картина значительно отличается [Elkin, Zatsepin, 2013; Алескерова и др., 2019].

Если течение относительно берега движется вправо (в циклоническом направлении), то за мысом образуется крупный антициклонический вихрь. Наглядным примером такого эффекта является генерация антициклонического вихря за м. Меганом, которая часто наблюдается при действии сильных северо–восточных ветров (Рисунок 5.7, а). В тоже время, если поток движется влево относительно берега (в антициклоническом направлении), то за мысом часто можно наблюдать образование не одного вихря, а ряда мелких субмезомасштабных циклонов. Количество субмезомасштабных циклонов за мысом в этом случае может достигать до десяти. Эти циклоны могут образовывать более сложные динамические структуры, например, вихревые дорожки, или закручиваться в циклонический вихрь. Такой процесс наблюдается наиболее часто за узким, продолговатым м. Киик-Атлама (Рисунок 5.8, а, б, в) и реже за м. Меганом (Рисунок 5.7, в) при юго-западных ветрах, а также за м. Херсонес при северо–западных ветрах (Рисунок 5.5, б).

Такая асимметрия может быть объяснена воздействием экмановского переноса. В нашем исследовании интенсивные вдольбереговые течения у береговой зоны обычно связаны с воздействием ветров. Ветры, направленные в циклоническом направлении (т.е. на запад для северного берега Черного моря), в прибрежной зоне вызывают экмановский перенос к берегу, который прижимает генерируемый за пределами мыса антициклонический вихрь к побережью и блокирует его дальнейшее распространение вдоль потока. Поэтому

антициклонический вихрь становится неподвижным и занимает положение за мысом. Это препятствует образованию других антициклонических вихрей в этой области и поток вод непрерывно передает энергию одному антициклоническому вихрю. В результате вихрь усиливается и увеличивается в размерах, что приводит к образованию большого субмезомасштабного антициклонического вихря. Когда действие ветра прекращается, вихрь может оторваться от берега и в дальнейшем превратиться в большой мезомасштабный вихрь.

Подобная асимметрия вихревой динамики за мысами наблюдалась в лабораторных экспериментах [Elkin, Zatsepin, 2014]. Однако в этих экспериментах в резервуаре с мелкой водой результат был противоположным – циклонические вихри за мысами были стабильными, а антициклонические иногда отрывались от берега. Это было объяснено влиянием трения на нижней границе экмановского слоя, которое приводит к переносу, направленному противоположно экмановскому переносу в верхних слоях. Мысы Южного Крыма расположены на крутом континентальном склоне, где глубина относительно велика и экмановский перенос доминирует над влиянием трения. В то же время на мелководье и в шельфовой зоне особенности генерации вихрей за мысами могут быть аналогичны тем, которые смоделированы в [Elkin, Zatsepin, 2014].

Во время западных прибрежных ветров экмановский перенос направлен от берега. Он вытесняет сгенерированные за мысом субмезомасштабные циклоны в море, где они могут свободно распространяться в сторону действия ветра. После отделения первого циклона от мыса пространство позади мыса становится свободным, и взаимодействие потока вод и мыса вызывает генерацию следующего циклонического вихря. Анализ показывает, что дальнейшее распространение этих циклонов зависит от фоновой циркуляции. Циклоны могут образовывать линейные вихревые цепи или более сложные более крупные структуры с плотно упакованными субмезомасштабными циклонами.

За узкими и вытянутыми мысами, такими как мыс Киик-Атлама и мыс Херсонес, можно наблюдать сложные динамические структуры, состоящие из нескольких субмезомасштабных циклонов (диаметром 1 км), которые образуют

большую циклоническую структуру (10 км). Два разных масштаба наблюдаемых циклонических структур можно объяснить разницей в ширине и длине мысов. Генерация более мелких циклонов связана с горизонтальным сдвигом между притоком и относительно спокойными водами за мысом. Их размер невелик и пропорционален ширине мыса. В то же время масштабное вращение потока в циклоническом направлении за мысом, имеет размеры пропорциональные его длине. В результате этих процессов возник большой циклонический вихрь, который увлек меньшие субмезомасштабные циклоны своим орбитальным движением (Рисунок 5.11, б). В этом случае результирующая циркуляция в центре этой структуры должна быть антициклонической. Таким образом, такая динамика может привести к образованию большого антициклонического вихря, окруженного субмезомасштабными циклонами, как на Рисунке 5.11, б. В данном случае не антициклонический вихрь и его сдвиг вызывают образование субмезомасштабных циклонов, а, наоборот, ряд субмезомасштабных циклонов генерирует антициклонический вихрь.

Третий механизм генерации субмезомасштабных вихрей связан с образованием грибовидных структур [Федоров и др., 1989; Zatsepin et al., 2019]. Отмечено, что они возникают при торможении вдольбереговых или кросс-шельфовых потоков из-за взаимодействия с водами, имеющими другую динамику (Рисунок 5.11, г, д). Например, они могут образовываться при действии сильных ветров, направленных от берега. В этом случае ветровые течения взаимодействуют с находящимися в покое водами открытого моря, что приводит к образованию грибовидной структуры [Zatsepin et al., 2019]. Подобные грибовидные течения наблюдаются вблизи устьев рек, например, реки Альма (Рисунок 5.4, г). Их формирование связано с импульсом от прибрежного стока и дополнительно стимулируется потоками, обусловленными плавучестью. Другой случай: вдольбереговое течение отрывается от берега у выступа и взаимодействует с водами мористой части шельфа. Грибовидные структуры (более 10 км) чаще встречаются у западного берега Крыма, где шельф относительно широкий, течения на котором могут значительно отличаться от

течений в глубоководной части моря. (Рисунок 5.4, б). Вихри в них имеют размер от 1 км до 5 км, при этом циклонические вихри больше, чем антициклонические [Алескерова и др., 2019].

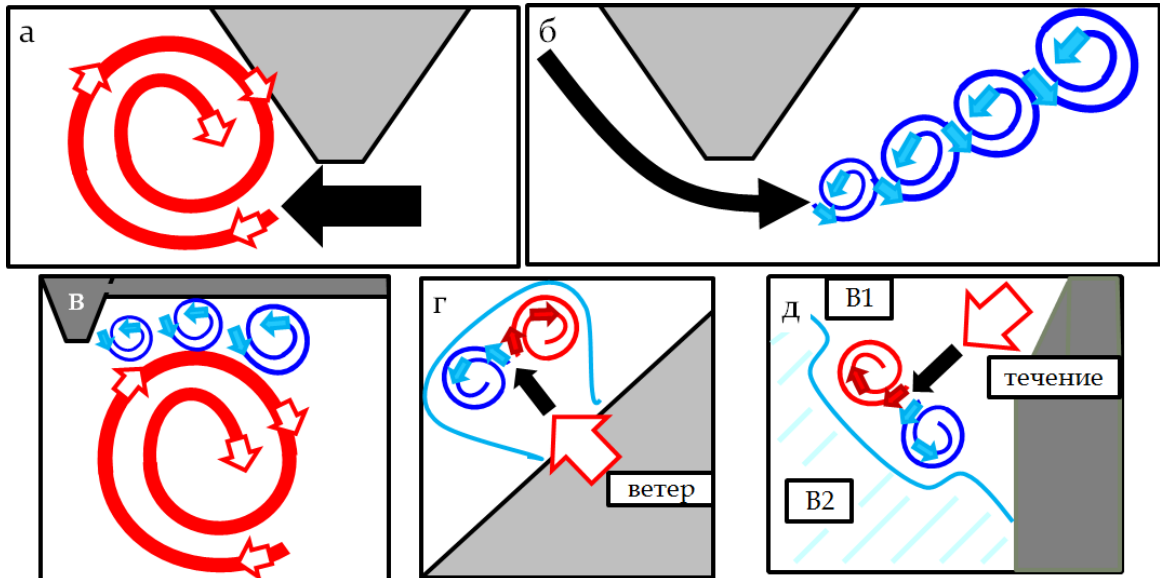


Рисунок 5.11 – Схемы основных механизмов генерации субмезомасштабных процессов: а) образование антициклонического вихря за препятствием при течении, направленном вправо относительно берега; б) образование цепочки циклонических вихрей за препятствием при течении, направленном влево относительно берега; в) образование субмезомасштабных циклонов у берега при прохождении антициклонического вихря; г) образование грибовидных структур при действии сильных ветров, направленных от берега; д) образование грибовидных структур при возникновении апвеллинга [Aleskerova et. al., 2021]

Генерация субмезомасштабных циклонов также наблюдается на фронтах апвеллинга, которые чаще встречаются у южного берега Крыма и у м. Тарханкут (Рисунок 5.2, в). Этот процесс наблюдается вблизи мысов, где воды апвеллинга максимально проникают в глубоководную часть моря. Ветровое воздействие вызывает натекание тяжелых холодных вод апвеллинга на более легкие воды в мористой части. Возникает градиент давления, что приводит к образованию области циклонической завихренности. Этот процесс, описанный в [Thomas, Lee, 2005; Thomas, Ferrari, 2008], вызывает аномалию плавучести, которая

способствует образованию субмезомасштабных циклонов (Рисунок 5.11, д). В областях, где распространяются солоноватые азовоморские воды, благоприятные для апвеллинга ветры, напротив, приводят к образованию потоков с антициклонической завихренностью, поскольку они вызывают перенос легких вод в прибрежные плотные воды.

Как правило, при анализе спутниковых снимков, небольшие субмезомасштабные циклоны обнаруживались гораздо чаще, чем субмезомасштабные антициклонические вихри, но антициклонические вихри были крупнее циклонов, что также было показано в работах [Fu, Holt, 1982; Munk et al., 2000; Diagocomo et al., 2001]. В то же время данные прибрежных радиолокаторов и натурные измерения показывают примерно одинаковое количество циклонических и антициклонических вихрей [Kim et al., 2010; Zatsepin et al., 2013], которые могут свидетельствовать о большей интенсивности субмезомасштабных циклонов и их влиянии на оптические трассеры или образование полос конвергенции. Эта асимметрия была дополнительно подтверждена специализированными численными экспериментами [Shcherbina et al., 2013; Rouillet, Klein, 2010].

Выводы к Разделу 5

По спутниковым данным Landsat и Sentinel-2 (около 700 снимков) выполнено картирование субмезомасштабных процессов и определены их характеристики за период с 1983 по 2019 гг. Отмечено, что в прибрежной зоне формируются преимущественно субмезомасштабные вихри, при этом, циклонические имеют меньший диаметр, чем антициклонические, и образуются чаще.

Показано, что субмезомасштабные вихри играют важную роль в перераспределении взвешенного вещества в прибрежной зоне. В частности, у Крымского побережья взвесь аккумулируется к западу от мысов во время циклонических течений или ветров. Субмезомасштабные циклонические вихри

часто характеризуются высокими значениями концентрации взвеси, что свидетельствует об их способности захватывать взвесь в свои ядра.

Перенос субмезомасштабных циклонических вихрей под действием фоновых течений способствует выносу взвешенных веществ из шельфовых зон, что, в частности, может повлиять на вентиляцию прибрежной зоны.

На основе одновременного анализа метеоданных, альтиметрических измерений, инфракрасных и оптических измерений продемонстрированы, описанные в ранних исследованиях различных авторов, возможные причины образования субмезомасштабных процессов у берегов Крыма:

- сдвиговая неустойчивость на периферии мезомасштабных антициклонических вихрей;
- обтекание мысов и выступов берегов потоками вод;
- неустойчивость течения на периферии прибрежных апвеллингов;
- возникновение грибовидных течений при торможении прибрежных течений;
- образование грибовидных течений на фронте вод с различными свойствами.

Результаты исследований, представленные в пятом разделе работы, опубликованы в [Алескерова и др., 2015а; 2015б; Zatsepin et al., 2019; Kubryakov et al., 2021; Aleskerova et. al., 2021].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Диссертационная работа посвящена исследованию субмезомасштабных процессов в акватории у берегов Крыма и определению их влияния на пространственно-временное распределение температуры и оптических характеристик морской поверхности и на перенос взвешенного вещества.

Основные научные результаты исследования могут быть сформулированы следующим образом.

1. Разработан алгоритм восстановления температуры морской поверхности по данным спутника Landsat-8. Представленный алгоритм позволяет восстанавливать температуру поверхности с разрешением 100 м, что дает возможность анализировать пространственную структуру различных явлений на поверхности моря на мелких масштабах. Алгоритм применялся при изучении субмезомасштабных процессов в данной работе.

2. Исследовано влияния штормовых ветров различных направлений на образование и динамику ВВ в прибрежной зоне Западного Крыма. Штормовое волновое воздействие оказывает определяющее влияние на пространственное распределение ВВ. При ветрах различных направлений определяющими факторами распространения ВВ являются: волновое воздействие на берега, взмучивание придонных осадков, ветровое турбулентное перемешивание, циркуляция вод при апвеллинге, вихреобразование.

Было отмечено, что максимальные значения концентрации ВВ принимает при южных ветрах, достигая значений 200 мг/л. Зона высоких концентраций ВВ расположена в районе Западного шельфа Крыма и ограничена изобатой 50 м. Южные, юго-западные ветры разгоняют интенсивные ветровые волны, которые вызывают значительное разрушение берегов, особенно с глинистыми клифами и взмучивание донных наносов.

При северо-восточных ветрах область взмученных вод локализуется на некотором расстоянии от берега из-за малого разгона для образования значимых высот волн. Дополнительным фактором, который может влиять на поддержании

низких концентраций взвеси непосредственно у берега, может быть подток относительно прозрачных придонных вод. Из-за отсутствия интенсивного воздействия волн на берег значения концентрации взвеси в этом случае на два порядка ниже, чем для южных ветров.

Особенностью действия северных и северо-западных штормов является образование вдольберегового течения вдоль западного побережья. Течение возникает на фронтальной зоне апвеллинга. Поток переносит ВВ на юг от Каламитского залива и м. Лукулл в глубоководную часть моря. Концентрация ВВ в этом случае также значительно ниже, чем при воздействии южных ветров, однако может достигать величины 3 мг/л.

3. Исследовано пространственное распространение азовоморских вод в северо-восточной части Черноморского бассейна. Проведена классификация их распространения, которое можно разделить на три типа: «западное», «центральное» и блокирование азовоморских вод в проливе, на основе спутниковых данных. При действии северных и северо-восточных ветров наблюдается «западное» распространение, которые усиливают приток азовоморских вод и приводят к их движению на запад в виде потока, прижатого к южному побережью Крыма. В зимние месяцы поток азовоморских вод может максимально распространяться вдоль берега на запад. При сильных ветрах с юга, юго-запада и запада наблюдается «центральный» тип распространения, при котором азовоморские воды распространяются вдоль Керченского и Таманского полуостровов. В ряде случаев юго-западные и западные ветры уменьшают распространение азовоморских вод через Керченский пролив и могут полностью его блокировать. Однако на Керченско-Таманском шельфе наблюдается область с высокими значениями концентрации взвешенного вещества в результате взмучивания донных осадков и размыва берегов при ветроволновом воздействии. Распространение азовоморских вод также значительно зависит от мезомасштабной и крупномасштабной геострофической динамики Черного моря. Мезомасштабные антициклонические вихри могут вовлекать азовоморские воды в свое орбитальное движение и способствуют их перемещению в южном

направлении в центральную часть бассейна на расстояние, сравнимое с их диаметром (20–60 км). Другой механизм переноса связан с захватом азовоморских вод в ядра субмезомасштабных циклонических вихрей, которые могут переносить азовоморские воды на большие расстояния (более 100 км) в западном направлении.

4. На основе анализа спутниковых данных за период с 1983 по 2019 гг. выполнено картирование типичных субмезомасштабных процессов и определены их характеристики вблизи побережья Крыма. Отмечено, что в прибрежной зоне отмечается большее количество мелких циклонических вихрей с размерами до 1-5 км, и меньше антициклонических, которые, как правило, имеют большие размеры 5-10 км. Показано, что перенос субмезомасштабных циклонических вихрей под действием фоновых течений способствует выносу взвешенных веществ из шельфовых зон, что, в частности, может повлиять на вентиляцию прибрежной зоны. Продемонстрированы примеры образования субмезомасштабных процессов за счёт: сдвиговой неустойчивости на периферии мезомасштабных антициклонических вихрей; обтекание потоков вод мысов и выступов берегов; неустойчивость течения на периферии прибрежных апвеллингов; возникновение грибовидных течений при торможении прибрежных течений; образование грибовидных течений на фронте вод с различными свойствами.

СПИСОК СОКРАЩЕНИЙ И УСЛОВНЫХ ОБОЗНАЧЕНИЙ

ВВ	– взвешенное вещество
ИК	– инфракрасный канал
МГИ	– Морской гидрофизический институт
МГС	– Гидрометеорологическая станция
ОЧТ	– Основное черноморское течение
ПАВ	– поверхностно–активные вещества
РСА	– радиолокационное синтезирование апертуры
РЛИ	– радиолокационное изображение
ТПМ	– температура поверхности моря
ЮБК	– Южный берег Крыма
AVHRR	– Advanced Very High Resolution Radiometer (усовершенствованный радиометр очень высокого разрешения)
ASAR	– Advanced Synthetic Aperture Radar
CryoSat	– Cryosphere Satellite спутник по изучению криосферы
GEOSAT	– GEOfidetic SATellite (геодезический спутник ВМС США)
Envisat	– ENVironment SATellite (спутник по исследованию окружающей среды)
ERS 1/2	– European Remote Sensing Satellite (серия европейских спутников дистанционного зондирования), спутники ERS–1 и ERS–2
MERIS	– MEdium Resolution Imaging Spectrometer (спектрометр среднего разрешения)
MERRA	– Modern Era Retrospective–Analysis for Research and Applications
MODIS	– Moderate–resolution Imaging Spectroradiometer (сканирующий спектрорадиометр среднего разрешения)
NOAA	– NOAA National Oceanic and Atmospheric Administration (Национальный комитет по исследованию океана и атмосферы)

	США)
QuikSCAT	– Quick SCATterometer (спутник с быстрым скаттерометром на борту)
RGB	– аббревиатура английских слов red, green, blue — красный, зелёный, синий
SAR ERS	– Synthetic Aperture Radar (радиолокатор с синтезированной апертурой) European Remote Sensing
TIRS	– Thermal Infrared Sensor
TOPEX	– TOPography EXperiment (Эксперимент по исследованию мезомасштабной изменчивости топографии морской поверхности)
UTC	– это всемирное координированное время (Coordinated Universal Time)

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алескерова, А.А. Распространение взвешенного вещества под влиянием штормовых ветров у западного побережья Крыма по оптическим данным высокого разрешения / А.А. Алескерова, А.А. Кубряков, С.В. Станичный // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. – 2015а. – Т. 12. № 1. – С. 63-71.
2. Алескерова, А.А. Субмезомасштабные процессы на западном побережье Крыма по измерениям спутников Landsat / А.А. Алескерова, А.А. Кубряков, С.В. Станичный // Сборник трудов XII конференция молодых ученых «Фундаментальные и прикладные космические исследования» под ред. А.М. Садовского, 2015б. – С.5-16.
3. Алескерова, А.А. Распространение взвешенного вещества под влиянием штормовых ветров у западного побережья Крыма по оптическим данным высокого разрешения / А.А. Алескерова, А.А. Кубряков, С.В. Станичный // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса, 2015. – Т. 12. – № 1. – С. 63-71.
4. Алескерова, А.А. Субмезомасштабные процессы у побережья Крыма по измерениям спутников Landsat и Sentinel-2 / А.А. Алескерова, А.А. Кубряков, С.В. Станичный, А. Г. Зацепин, А. И. Медведева // Комплексные исследования Мирового океана. – 2019. – С. 29-30.
5. 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 (198) – С. 53-64.
6. Алескерова, А.А. Распределение взвешенного вещества у западного побережья Крыма при воздействии сильных ветров различных направлений / А.А. Алескерова, А.А. Кубряков, Ю.Н. Горячкин, С.В. Станичный, А.В. Гармашов // Исследование земли из космоса, 2019. – № 3. – С. 59-73.

7. Альтман, Э.Н. Структура течений Керченского пролива / Э.Н. Альтман // Труды ГОИН.– 1975.– вып. 125.– С.3-16.
8. Антонюк, А.Ю. Особенности океанологических процессов в Каспийском море, выявленные с помощью дистанционного зондирования / А.Ю. Антонюк // Труды Государственного океанографического института. – 2014. – №. 215. – С. 302-318.
9. Архипкин, В.С. Особенности циркуляции вод у восточного берега Среднего Каспия / В.С. Архипкин, А.Л. Бондаренко, Д.Л. Ведев, А.Н. Косарев // Водные ресурсы, 1992. – №. 6. – С. 36-43.
10. Архив AVISO. – URL: <http://www.aviso.oceanobs.com> (дата обращения 28.09.2018).
11. Архив GloVis. – URL: <http://glovis.usgs.gov> (дата обращения 01.10.2019).
12. Архив USGS. – URL: <https://www.usgs.gov/landsat-missions/using-usgs-landsat-level-1-data-product> (дата обращения 01.12.2021).
13. Атаджанова, О.А. Наблюдение малых вихрей в Белом, Баренцевом и Карском морях по данным спутниковых радиолокационных измерений / О.А. Атаджанова, А.В. Зимин, Д.А. Романенков, И.Е. Козлов // Морской гидрофизический журнал, 2017. – №. 2 (194) – С. 80-90.
14. Байдин, С.С. Каспийское море: гидрология и гидрохимия. / С.С. Байдин, А.Н. Косарев. – М.: Наука, 1986.
15. Бедрицкий, А.И. Спутниковый мониторинг загрязнения российского сектора Черного и Азовского морей в 2003–2007 гг / А.И. Бедрицкий, В.В. Асмус, В.А. Кровотынцев, О.Ю. Лаврова, А.Г.Островский // Метеорология и гидрология, 2007. – №. 11. – С. 5-13.
16. Блатов, А.С. Изменчивость гидрофизических полей Черного моря / А.С. Блатов, Н.П. Булгаков, В.А. Иванов, А.Н. Косарев, В.С. Тужилкин // Л.: Гидрометеиздат, 1984. – 239 с.
17. Блинков, В.А. Результаты наблюдений пространственной структуры гидрофизических полей верхнего слоя Черного моря в мезомасштабном

диапазоне / В.А. Блинков // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон, 2005. – №.12. – С.76.

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

19. Бондур, В.Г. Исследования полей течений и загрязнений прибрежных вод на Геленджикском шельфе Черного моря с использованием космических данных / В.Г. Бондур, В.Е. Воробьев, Ю.В. Гребенюк, К.Д. Сабинин, А.Н. Серебряный // Исследование Земли из космоса, 2012. – №. 4. – С. 3-3.

20. Бондур, В.Г. Мониторинг загрязнений прибрежных акваторий с использованием многоспектральных космических изображений высокого разрешения / В.Г. Бондур, Р.Н. Килер, С.А. Старченков, Н.И. Рыбакова // Исследование Земли из космоса, 2006. – №. 6. – С. 42-49.

21. Бочарова, Т.Ю. Наблюдение атмосферных и океанических вихревых структур в прибрежной зоне Черного моря с помощью спутниковой радиолокации / Т.Ю. Бочарова, О.Ю. Лаврова // Современные проблемы дистанционного зондирования из космоса. Сборник научных статей под ред. Е.А. Лупяна и О.Ю. Лавровой, 2004. – С. 104.

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

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

24. Выхованец, Г.В. Вплив відносних довготермінових коливань рівня моря на еолові процеси на морському березі. / Г.В. Выхованец // Вісник Одеського національного університету, 2003. – С. 22-30.

25. Гармашов, А.В. Сопоставление скорости ветра над Черным морем по спутниковым и метеорологическим данным / А.В. Гармашов, А.А. Кубряков, С.В. Станичный, Ю.Н. Толокнов, А.И. Коровушкин // ИЗВЕСТИЯ РАН, 2016. – Т. 52, №. 3. – С. 351-360.
26. Гинзбург, А.И. Процессы горизонтального водообмена в приповерхностном слое Черного моря / А.И. Гинзбург // Исследования Земли из космоса, 1994. – № 2. – С. 75-83.
27. Гинзбург, А.И. Отделение прибрежных антициклонических вихрей от кавказского берега и их трансформация в вихри открытого моря / А.И. Гинзбург, А.Г. Зацепин, А.Г. Костяной, В.Г. Кривошея, А.Ю. Скирта, Д.М. Соловьев, С.В. Станичный, В.Г. Якубенко // Комплексные исследования северо-восточной части Черного моря / Ред. А.Г. Зацепин, М.В. Флинт. – М.: Наука, 2002. – С. 82-91.
28. Горячкин, Ю.Н. Придонные течения в Каламитском заливе / Ю.Н. Горячкин // Екологічна безпека прибережної та шельфової зон та комплексне використання ресурсів шельфу, 2008. – № 17. – С. 258-264.
29. Под ред. Ю.Н. Горячкина Современное состояние береговой зоны Крыма // Севастополь: ЭКОСИ–Гидрофизика, 2015. – С. 252.
30. Горячкин, Ю.Н. Апвеллинг у берегов Западного Крыма. / Ю.Н. Горячкин // Морской гидрофизический журнал, 2018. – Т. 34, № 5. – С. 399–411.
31. Горячкин, Ю.Н. Изменения береговой линии аккумулятивных берегов Западного Крыма. / Ю.Н. Горячкин, В.В. Долотов // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа, 2011. – № 1 (25). – С. 8-18.
32. Горячкин, Ю.Н. Изменчивость солености поверхностных вод в прибрежной зоне Южного берега Крыма / Ю.Н. Горячкин, В.А. Иванов // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон, 2005. – Т. 12. – С. 22-28.
33. Горячкин, Ю.Н. Уровень Черного моря: прошлое, настоящее и будущее / Ю.Н. Горячкин, В.А. Иванов // Севастополь: МГИ НАН Украины. – 2006. – С. 210.

34. Горячкин, Ю.Н. Современное состояние черноморских берегов Крыма / Ю.Н. Горячкин, В.А. Иванов // Доповіді Національної академії наук України, 2010. – № 10. – С. 87-92.
35. Горячкин, Ю.Н. Гидрометеорологические условия Феодосийского залива /Препринт / Ю.Н. Горячкин, В.А. Иванов, Л.Н. Репетин // Севастополь: ЭКОСИ–Гидрофизика, 2004.– С. 64.
36. Горячкин, Ю.Н. Гидролого–гидрохимические характеристики и динамика вод в Керченском проливе в марте 2004 г / Ю.Н. Горячкин, С.И. Кондратьев, А.Д. Лисиченок // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон, 2005. – Т. 12. – С. 108-119.
37. Горячкин, Ю.Н. Штормовой ветро-волновой режим у Черноморского побережья Крыма / Ю.Н. Горячкин, Л.Н. Репетин // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон моря, 2009. – № 19. – С. 56-69.
38. Горячкин, Ю.Н. Характеристики волновых течений в Каламитском заливе / Ю.Н. Горячкин, В.В. Фомин // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон моря, 2010. – №. 23. – С. 159-165.
39. Горячкин, Ю.Н. Динамика наносов в Евпаторийской бухте, Черное море / Ю.Н. Горячкин, В.В. Фомин // Вісник Одеського національного університету. Серія: Географічні та геологічні науки, 2013. – №. 18, Вип. 2. – С. 46-53.
40. Горячкин, Ю.Н. Изменчивость береговой линии северо-западного Крыма / Ю.Н. Горячкин, Л.В. Харитонов, В.В. Долотов // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон моря, 2009. – №. 20. – С. 18-26.
41. Демышев, С.Г. Численный прогностический расчет течений в Черном море с высоким горизонтальным разрешением / С.Г. Демышев // Морской гидрофизический журнал, 2011. – № 1. – С. 36 - 47.
42. Демышев, С.Г. Численный анализ мезомасштабных особенностей циркуляции в прибрежной зоне Черного моря / С. Г. Демышев, О. А. Дымова // Известия Российской академии наук. Физика атмосферы и океана, 2013. – Т. 49. – №6. С. 655-655.

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

44. Долотов, В.В. Перспективы интернет–реализации информационных систем океанографического характера / В.В. Долотов, А.В. Долотов // ИнтерКарто/ИнтерГИС, 2017. – Т. 23, №. 2. – С. 182-192.

45. Дроздов, В.В. Особенности многолетней динамики экосистемы Азовского моря под влиянием климатических и антропогенных факторов / В.В. Дроздов // Ученые записки Российского государственного гидрометеорологического университета, 2010. – №. 15. – С. 155-176.

46. Дулов, В.А. Прибрежная зона Севастополя на спутниковых снимках высокого разрешения / В.А. Дулов, М.В. Юровская, И.Е. Козлов // Морской гидрофизический журнал, 2015. – №6 (186). – С. 43-60.

47. Дымова, О.А. Моделирование субмезомасштабных динамических процессов в прибрежных зонах Черного моря / О.А. Дымова // Водные ресурсы: изучение и управление (лимнологическая школа-практика), 2016. – Т. 1. – С. 117-123.

48. Дымова, О.А. Моделирование мезо-и субмезомасштабных динамических процессов в прибрежных зонах Черного моря / О.А. Дымова // Труды Карельского научного центра Российской академии наук, 2017. – №. 8.

49. Дьяков, Н.Н. Особенности водообмена через Керченский пролив по данным натурных наблюдений / Н.Н. Дьяков, И.Н. Фомина, Т.Ю. Тимошенко, А.А. Полозок // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа.– Севастополь: МГИ, 2016. – №. 1. – С. 62-67.

50. Еремеев, В.Н. Океанографические условия и экологические проблемы Керченского пролива / В.Н. Еремеев, В.А. Иванов, Ю.П. Ильин // Морской экологический журнал, 2003. – Т. 2, № 3. – С.27-40.

51. Журбас, В.М. Циркуляция вод и характеристики разномасштабных течений в верхнем слое Черного моря по дрейфтерным данным / В.М. Журбас, А.Г. Зацепин, Ю.В. Григорьева, В.Н. Еремеев, В.В. Кременецкий, С.В. Мотыжев, С.Г. Поярков, П.-М. Пулейн, С.В. Станичный, Д.М. Соловьев // Океанология, 2003. – Т. 43. – № 6. – С. 1-15.

52. Завьялов, П.О. Гидрофизические и гидрохимические характеристики морских акваторий у устьев малых рек российского побережья Черного моря / П.О. Завьялов, П.Н. Маккавеев, Б.В. Коновалов, А.А. Осадчиев // Океанология, 2014 – Т.54, №3. – С.293-308.

53. Зацепин, А.Г. Вихревые структуры и горизонтальный водообмен в Черном море / А.Г. Зацепин, А.И. Гинзбург, М.А. Евдошенко // Комплексные исследования северо–восточной части Черного моря / Отв. ред. Зацепин А.Г., Флинт. М.В. М.: Наука, 2002. С. 55-81.

54. Зацепин, А.Г. Лабораторное и численное исследования процесса распространения плотностных течений по склону дна / А.Г. Зацепин, В.А. Гриценко, В.В. Кременецкий, С.Г. Поярков, О.Ю. Строганов // Океанология, 2005. – Т. 45. – №1, С.5-15.

55. Зацепин, А.Г. Влияние поля ветра на динамику вод Черного моря / А.Г. Зацепин, В.В. Кременецкий, С.Г. Поярков // Комплексные исследования северо-восточной части Черного моря / Под ред. А.Г. Зацепина, М.В. Флинта. – М.: Наука, 2002. – С. 91-105.

56. Зацепин, А.Г. Бассейновая циркуляция и мезомасштабная динамика Черного моря под ветровым воздействием / А.Г.Зацепин, В.В. Кременецкий, С.В. Станичный, В.М. Бурдюгов // Современные проблемы динамики океана и атмосферы, 2010. – С. 347-368.

57. Зимин, А.В. Субмезомасштабные вихри в Белом море по данным спутниковых радиолокационных измерений / А.В. Зимин, О.А. Атаджанова, Д.А. Романенков, И.Е. Козлов, Б. Шапрон // Исследование Земли из космоса, 2016. – №. 1–2. – С. 129-129.

58. Зонн, И.С., Каспийское море: энциклопедия. / И.С. Зонн, А.Г. Костяной, А.Н. Косарев, С.С. Жильцов. – Vostochnaia kniga, 2013.
59. Иванов, В.А. Океанография Черного моря / В.А. Иванов, В.Н. Белокопытов // Севастополь: МГИ НАН Украины, 2011. – С. 212.
60. Иванов, В.А. Течения в Керченском проливе по данным натурных наблюдений / В.А. Иванов, А.Н. Морозов, С.А. Шутов, В.В. Зима, С.В. Федоров, Л.В. Вержевская // Метеорология и гидрология, 2018. – №. 4. – С. 117-123.
61. Ильин, Ю.П. Гидрометеорологические условия морей Украины. Т. 1. Азовское море. / Ю.П. Ильин, В.В. Фомин, Н.Н. Дьяков, С.Б. Горбач. – Севастополь, 2009. – 401 с.
62. Ильин, Ю.П. Гидрометеорологические условия морей Украины. Том 2: Черное море / Ю.П. Ильин, Л.Н. Репетин, В.Н. Белокопытов, Ю.Н. Горячкин, Н.Н. Дьяков, А.А. Кубряков, С.В. Станичный // Севастополь: НПЦ" ЭКОСИ–Гидрофизика. 2012.
63. Каменкович, В.М. Синоптические вихри в океане / В.М. Каменкович, М. М. Кошляков, А. С. Монин. – Л.: Гидрометеиздат, 1987. – 511 с.
64. Каримова, С.С. Мезомасштабные вихри в северо-восточной части Черного моря: совместный анализ данных спутниковых и контактных наблюдений / С.С. Каримова // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса, 2009. – Т.6. №.– 1. – С. 493-499.
65. Книпович, Н.М. Гидрологические исследования в Черном море / Н.М. Книпович // Тр. Азово-Черноморской научно-промысловой экспедиции. – М: ВНИИ Мор. Рыбного хоз-ва, 1932. – Вып.10. – 272 с.
66. Кондратьев, С.И. Изменения в гидрохимическом составе вод Феодосийского залива в результате проникновения азовоморских вод зимой 2006–2007 гг / С.И. Кондратьев // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон моря, 2009. – №. 18. – С. 30-37.
67. Костяной, А.Г. Мелкомасштабные вихри Черного моря / А.Г. Костяной, А. И. Гинзбург, Н.А. Шеремет, О.Ю. Лаврова, М.И. Митягина //

Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса, 2010. – Т. 7, №. 1. – С. 248-259.

68. Косьян, Р.Д. Мониторинг состояния аккумулятивных берегов западного Крыма / Р.Д. Косьян, Ю.Н. Горячкин, Е.А. Годин, Л.В. Харитонов, В.В. Крыленко // МОРЯ РОССИИ: НАУКА, БЕЗОПАСНОСТЬ, РЕСУРСЫ, 2017. – С. 142-142.

69. Кременчуцкий, Д.А. Определение концентрации взвешенного вещества в Черном море по данным спутника MODIS / Д.А. Кременчуцкий, А.А. Кубряков, П.О. Завьялов, Б.В. Коновалов, С.В. Станичный, А.А. Алескерова // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа, 2014. – № 29. – С. 1-9.

70. Кривошея, В.Г. Влияние циркуляции вод и вихревых образований на глубинное положение верхней границы сероводородной зоны Черного моря / В.Г. Кривошея, В.Б. Титов, И.М. Овчинников, Р.Д. Косьян., А.Ю. Скирта // Океанология. – 2000. – Т.40, № 6. – С. 816-825.

71. Кровотынцев, В.А. Космический мониторинг состояния природной среды Азово–Черноморского бассейна / В.А. Кровотынцев, О.Ю. Лаврова, М.И. Митягина, А.Г. Островский // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса, 2007. – Т. 1, №. 4. – С. 295.

72. Кукса, В.И. Южные моря (Аральское, Каспийское, Азовское и Черное) в условиях антропогенного стресса. / В.И. Кукса. – СПб. : Гидрометеиздат, 1994.

73. Лаврова, О.Ю. Комплексный спутниковый мониторинг морей России. / О.Ю. Лаврова, А.Г. Костяной, С.А. Лебедев, М.И. Митягина, А.И. Гинзбург, Н.А. Шеремет. – Москва: ИКИ РАН 2011. – 470 с.

74. Лаврова, О.Ю. Изучение гидродинамических процессов в шельфовой зоне на основе спутниковой информации и данных подспутниковых измерений / О.Ю. Лаврова, М.И. Митягина, К.Д. Сабинин, А.Н. Серебряный // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса, 2015. – Т. 12, №. 5. – С. 98.

75. Ломакин, П.Д. Характеристика современного состояния системы течений в Керченском проливе на базе спутниковых и контактных наблюдений / П.Д. Ломакин, Р.В. Боровская // Исследование Земли из космоса, 2006. – № 6. – С. 65-71.

76. Ломакин, П.Д. Антропогенные и природные источники взвешенного вещества в водах Керченского пролива / П.Д. Ломакин, Е.О. Спиридонова, А.И. Чепыженко, А.А. Чепыженко // Морской экологический журнал. – 2008. – VII, № 4. – С. 51 – 59. – URL: elibrary.ru/download/elibrary_23695883_16794717.pdf (дата обращения: 04.04.2017).

77. Мартьянов, С.Д. Моделирование и оценка взмучивания донных осадков в прибрежных районах морей на примере Невской губы / С.Д. Мартьянов дис. – Рос. гос. гидрометеорол. ун-т (РГГМУ), 2014.

78. Матишов, Г.Г. Закономерности экосистемных процессов в Азовском море. / Г.Г. Матишов, Ю.М. Гаргопа, С.В. Бердников, С.Л. Дженюк – 2006. – С. 304.

79. Митина, Н.Н. Развитие туристско-рекреационного потенциала республики Крым: новые вызовы и пути решения / Н.Н. Митина, Т.О. Паранина, С.Г. Бруснигина // Государственное управление. Электронный вестник, 2018. – № 68.

80. Моисеенко, В.А. Оценка качества массива данных гидрологических измерений, подготовленного для решения задачи реанализа состояния Черного моря 1985-1994 гг / В.А. Моисеенко, В.Н. Белокопытов // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон моря, 2008. – № 16. – С. 184-189.

81. Овчинников, И.М. Антициклоническая завихренность течений в прибрежной зоне Черного моря / И.М. Овчинников, В.Б. Титов // Докл. АН СССР, 1990. – Т. 314. – № 5. – С. 1236-1239.

82. Овчинников, И.М. Основные гидрофизические процессы и их роль в экологии вод Черного моря / И.М. Овчинников, В.Б. Титов, В.Г. Кривошея, Ю.И. Попов // Океанология, 1993. – Т. 33 – № 6. – С. 801-807.

83. Репетин, Л.Н. Режим ветра северо-западной части Черного моря и его климатические изменения / Л.Н. Репетин, В.Н. Белокопытов // Екологічна безпека прибережної та шельфової зон та комплексне використання ресурсів шельфу, 2009. – С. 225-243.
84. Родионов, А.А. Субмезомасштабные структуры вод Белого моря и их динамика. Состояние и направления исследований / А.А. Родионов, Д.А. Романенков, А.В. Зимин, И.Е. Козлов, Б. Шапрон // Фундаментальная и прикладная гидрофизика, 2014. – Т. 7. – №. 3. – С. 29.
85. Сорокин Ю.И. Черное море. Природа, ресурсы. / Ю.И. Сорокин. – М.: Наука, 1982. – 217 с.
86. Станичная, Р.Р. Методика анализа изменчивости береговой линии по спутниковым данным / Р.Р.Станичная, С.В. Станичный, Ю.Н. Горячкин // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон моря, 2016. – №1. – С. 22-29.
87. Станичный, С.В. Аномальные цветения фитопланктона в Черном море / С.В. Станичный, А.А. Кубряков, А.В. Медведева, А.А. Алескерова, Д.М. Соловьев, Р.Р. Станичная // Сборник тезисов докладов пятнадцатой Всероссийской открытой конференции "Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса", 2017. – С. 294-294.
88. Титов, В.Б. О характере циркуляции и вертикальной структуре течений в восточной части Черного моря / В.Б. Титов // Океанология, 1980. – Т. 20. – № 3. – С. 425-431.
89. Титов, В.Б. О роли вихрей в формировании режима течений на шельфе Черного моря и в экологии прибрежной зоны / В.Б. Титов // Океанология, 1992. – Т. 32. – № 1. – С.39-48.
90. Титов, В.Б. Морфометрические параметры и гидрофизические характеристики прибрежных антициклонических вихрей в Черном море / В.Б. Титов // Метеорология и гидрология, 2002. – № 4. – С. 67–73.

91. Титов, В.Б. Годовая изменчивость динамических параметров Кольцевого циклонического течения в северо-восточной части Черного моря / В.Б. Титов // Метеорология и гидрология, 2003 – № 8. – С. 80-88.
92. Удовик, В.Ф. Межгодовая изменчивость вдоль берегового потока наносов в береговой зоне Западного Крыма / В.Ф. Удовик, Ю.Н. Горячкин // Екологічна безпека прибережної та шельфової зон та комплексне використання ресурсів шельфу, 2013. – № 27. – С. 363-368.
93. Федоров, К.Н. Приповерхностный слой океана. К.Н. Федоров, А.И. Гинзбург. – Л.: Гидрометеиздат, 1988. – 303 с.
94. Харитонов, Л.В. Численное моделирование ветрового волнения у западного побережья Крыма / Л.В. Харитонов, В.В. Фомин // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. – Севастополь: ЭКОСИ–Гидрофизика, 2011. – Т.1, Вып.25. – С.26-37.
95. Христофоров, Г.Н. Развитие летнего апвеллинга вблизи Южного берега Крыма / Г.Н. Христофоров, А.С. Запевалов // Метеорология и гидрология, 1997. – Т. 7. – С. 64.
96. Шуйский, Ю.Д. Основные закономерности морфологии и динамики западного берега Крымского полуострова / Ю.Д. Шуйский // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа, 2005. – Вып. 13. – С. 62-72.
97. Шуйский, Ю.Д. Карта средней скорости абразии и аккумуляции. 1960-1994 гг. / Ю.Д. Шуйский, Г.В. Выхованец // Атлас охраны природы Черного и Азовского морей, 2006. – С. 44.
98. Шуйский, Ю.Д. Морфология и динамика абразионных берегов Керченского пролива в пределах Украины / Ю.Д. Шуйский, Г.В. Выхованец, С.С. Хромов, А.Б. Муркалов, Н.Ф. Голодов, Н.А. Березницкая, А.Н. Чернявская // Екологічні проблеми Чорного моря, 2003. – вып. 5. – С. 421-431.
99. Щербак, С. С. Возможности спутникового дистанционного зондирования для изучения влияния атмосферных процессов на формирование

течений в Керченском проливе / С.С. Щербак, О.Ю. Лаврова, М.И. Митягина // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса, 2007. – №1(4), – С. 376-383.

100. Aleskerova, A.A. A two-channel method for retrieval of the Black Sea surface temperature from Landsat-8 measurements / A.A. Aleskerova, A.A. Kubryakov, S.V. Stanichny // *Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics*, 2016. – Vol. 52, No 9. – P. 1155-1161.

101. Aleskerova, A. Characteristics of topographic submesoscale eddies off the Crimea coast from high-resolution satellite optical measurements / A. Aleskerova, A. Kubryakov, S. Stanichny, A. Medvedeva, E. Plotnikov, A. Mizyuk, L. Verzhvetskaia // *Ocean Dynamics*. – 2021. – С. 1-23.

102. Allou, A. Submesoscale vortex structures at the entrance of the Gulf of Lions in the Northwestern Mediterranean Sea / A. Allou, P. Forget, J.L. Devenon // *Continental Shelf Research*, 2010. – Vol. 30, No 7. – С. 724–732.

103. Artamonov, Y.V. Water Circulation in the Northern Black Sea in Summer 2016 (Based on the Data Obtained in the 87th Cruise of the R/V Professor Vodyanitsky) / Y.V. Artamonov, S.A. Shutov, E.A. Skripaleva, R.O. Shapovalov, A.V. Fedirko, S.V. Shcherbachenko // *Physical Oceanography*, 2018. – Vol. 25, No 1. – P. 52.

104. Bosse, A. Submesoscale coherent vortex in the Ligurian Sea: From dynamical barriers to biological implications / A. Bosse, P. Testor, N. Mayot, L. Prieur, F. D'Ortenzio, L. Mortier, H. Goff, C. Gourcuff, L. Coppola, H. Lavigne, P. Raimbault // *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2017. – Vol. 122, No 8, P. 6196-6217.

105. Buckingham, C. E. Testing Munk's hypothesis for submesoscale eddy generation using observations in the North Atlantic / C.E. Buckingham, Z. Khaleel, A. Lazar, A.P. Martin, J.T. Allen, A.C. N. Garabato, A.F. Thompson, C. Vic // *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2017. – Vol. 122, No 8. – P. 6725-6745.

106. Callies, J. Seasonality in submesoscale turbulence / J. Callies, R. Ferrari, J. M. Klymak, J. Gula // *Nature communications*, 2015. – Vol. 6. – P. 6862.

107. Capet, X. Mesoscale to submesoscale transition in the California Current System. Part I: Flow structure, eddy flux, and observational tests / X. Capet,

J.C. McWilliams, M.J. Molemaker, A.F. Shchepetkin // Journal of physical oceanography, 2008 a. – Vol. 38(1). – P. 29-43.

108. Capet, X. Mesoscale to submesoscale transition in the California Current System. Part II: Frontal processes / X. Capet, J.C. McWilliams, M.J. Molemaker, A.F. Shchepetkin // Journal of Physical Oceanography, 2008 b. – Vol. 38(1). – P. 44-64.

109. Capet, X. Submesoscale activity over the Argentinian shelf / X. Capet, E.J. Campos, A.M. Paiva // Geophysical Research Letters, 2008 c. – Vol. 35, No 15.

110. Capuano, T.A. Mesoscale and submesoscale processes in the Southeast Atlantic and their impact on the regional thermohaline structure / T.A. Capuano, S. Speich, X. Carton, B. Blanke, // Journal of Geophysical Research: Oceans, 2018. – Vol. 123. No 3. – P. 1937-1961.

111. Carder, K.L. Semianalytic Moderate Resolution Imaging Spectrometer algorithms for chlorophyll a and absorption with bio optical domains based on nitrate depletion temperatures / K.L. Carder, F.R. Chen, Z.P. Lee, S.K. Hawes, D. Kamykowski // Journal of Geophysical Research: Oceans, 1999. – Vol. 104(C3), – P. 5403-5421.

112. Cherkesov, L.V. Numerical Study of Storm Surge Processes and Currents of the Sea of Azov During a Period of Extreme Winds / L.V. Cherkesov, T.Y. Shul'Ga, N.N. Dyakov, R.R. Stanichnaya // Physical Oceanography, 2017. – No 5. – P. 3-19.

113. Cokacar, T. Structure of *Emiliana huxleyi* blooms in the Black Sea surface waters as detected by SeaWiFS imagery / T. Cokacar, N. Kubilay, T. Oguz // Geophysical Research Letters. – 2001. – Vol. 28. – No 24. – P. 4607-4610.

114. D'Asaro, E. A. Generation of submesoscale vortices: A new mechanism / E.A. D'Asaro // Journal of Geophysical Research: Oceans, 1988. – Vol. 93, No C6. – P. 6685-6693.

115. Dee, D. P. The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system / D. P. Dee, S. M. Uppala, A. J. Simmons, P. Berrisford, P. Polva, S. Kobayashi, U. Andrae, M. A. Balminedaa, G. Balsamo, P. Bauer, P. Bechtold, A. C. M. Beljaars, van de Berg L., J. Bidlot, N. Bormann, C. Delsol, R. Dragani, M. Fuentes, A. J. Geera, L. Haimberger, S. B. Healy,

H. Hersbacha, E. V. Holm, L. Isaksena, P. Kallberg, M. Kohler, M. Matricardia, A.P. McNallya, B. M. Monge–Sanzf, J.–J. Morcrettea, B.–K. Parkg, C. Peubeya, P. de Rosnaya, C. Tavalatoe, J. N. Thepaut, F. Vitart // Q.J.R. Meteorol. Soc., 2011. – Vol. 137 – 656. – P. 553-597.

116. Delandmeter, P. Submesoscale tidal eddies in the wake of coral islands and reefs: satellite data and numerical modelling / P. Delandmeter, J. Lambrechts, G.O. Marmorino, V. Legat, E. Wolanski, J.F. Remacle, W. Chen, E. Deleersnijder // Ocean Dynamics, 2017. – Vol. 67, No 7. – P. 897-913.

117. Demyshev, S.G. Numerical analysis of the mesoscale features of circulation in the Black Sea coastal zone / S.G. Demyshev, O.A. Dymova // Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics, 2013. – Vol. 49, No 6. – P. 603-610.

118. DiGiacomo, P.M. Satellite observations of small coastal ocean eddies in the Southern California Bight / P.M. DiGiacomo, B. Holt // Journal of Geophysical Research: Oceans, 2001. – Vol. 106, No C10. – P. 22521-22543.

119. Divinsky, B.V. Simulation of submesoscale variability of currents in the Black Sea coastal zone / B.V. Divinsky, S.B. Kuklev, A.G. Zatsepin, B.V. Chubarenko // Oceanology, 2015. – Vol. 55, No 6. – P. 814-819.

120. Dong C. Island wakes in deep water / C. Dong, J. C. McWilliams, A. F. Shchepetkin // Journal of Physical Oceanography, 2007. – Vol. 37, No 4. – P. 962–981.

121. Eldevik, T. Spiral eddies / T. Eldevik, K. B. Dysthe // Journal of Physical Oceanography, 2002. – Vol. 32(3). – P. 851–869.

122. Elkin, D.N. Laboratory investigation of the mechanism of the periodic eddy formation behind capes in a coastal sea / D.N. Elkin, A.G. Zatsepin // Oceanology, 2013. – Vol 53. No1. – P. 24-35.

123. Elkin, D.N. Laboratory study of a shear instability of an alongshore sea current / D.N. Elkin, A.G. Zatsepin // Oceanology, 2014. – Vol. 54, No 5. – P. 576-582.

124. Fomin, V.V. Numerical modeling of water exchange through the Kerch Strait for various types of the atmospheric impact / V. V. Fomin, D. I. Lazorenko, I. N. Fomina // Physical Oceanography, 2017. – No 4. – P. 79-89.

125. Fu, L.L. Seasat views oceans and sea ice with synthetic-aperture radar / L.L. Fu, B. Holt // California Institute of Technology, Jet Propulsion Laboratory, 1982. – Vol. 81. – pp. 204.

126. 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. – Vol52, No 3. – P. 309-316.

127. Gawarkiewicz, G. Synoptic upwelling and cross-shelf transport processes along the Crimean coast of the Black Sea / G. Gawarkiewicz, G. Korotaev, S. Stanichny, L. Repetin, D. Soloviev // *Continental Shelf Research*, 1999. – Vol. 19c 8. – P. 977-1005.

128. Ginzburg, A.I. Vortex dynamics in the southeastern Baltic Sea from satellite radar data / A.I. Ginzburg, E.V. Bulycheva, A.G. Kostianoy, D.M. Soloviev // *Oceanology*, 2015. – Vol. 55– Vol. 6, P. 805-813.

129. Ginzburg, A.I. Mesoscale eddies and related processes in the northeastern Black Sea / A.I. Ginzburg, A.G. Kostianoy, V.G. Krivosheya, N.P. Nezlin, D.M. Soloviev, S.V. Stanichny, V.G. Yakubenko // *Journal of Marine Systems*, 2002. – No 32(1–3). – P. 71-90.

130. Ginzburg, A.I. Remotely sensed coastal/deep-basin water exchange processes in the Black Sea surface layer / A.I. Ginzburg, A.G. Kostianoy, D.M. Soloviev, S.V. Stanichny // *Satellites, Oceanography and Society*, Ed. D. Halpern, Elsevier Oceanography Series, 2000. – No 63. – P. 273-287.

131. Ginzburg, A.I. Mesoscale water dynamics. In: A. Kostianoy and A. Kosarev (Eds) *The Handbook of Environmental Chemistry* / A.I. Ginzburg, A.G. Zatsepin, A.G. Kostianoy, N.A. Sheremet // Springer-Verlag, Berlin Heidelberg, 2008. – Vol. 5, Part Q, P. 196-215.

132. Gula, J. Submesoscale cold filaments in the Gulf Stream / J. Gula, M. J. Molemaker, J. C. McWilliams // *Journal of Physical Oceanography*, 2014. – Vol. 44, No 10. – P. 2617-2643.

133. Gula, J. Topographic vorticity generation, submesoscale instability and vortex street formation in the Gulf Stream / J. Gula, M. J. Molemaker, J.C. McWilliams // *Geophysical Research Letters*, 2015. – Vol. 42, No 10. – P. 4054-4062.

134. Gula, J. Topographic generation of submesoscale centrifugal instability and energy dissipation / J. Gula, M.J. Molemaker, J.C. McWilliams // *Nature communications*, 2016. – Vol. 7, – P.12811.

135. Gurova, E. Remote-sensing observations of coastal sub-mesoscale eddies in the south-eastern Baltic / E. Gurova, B. Chubarenko // *Oceanologia*, 2012. – Vol. 54, No 4. – P. 631-654.

136. Ivanov, V.A. Extreme deviations of the sea level and the velocities of currents induced by constant winds in the Azov Sea / V. A. Ivanov, L. V. Cherkesov, T. Y. Shul'ga // *Physical Oceanography*, 2011. – Vol. 21, No. 2. – P. 98-105.

137. Ivanov, A.Yu. Oceanic eddies in synthetic aperture radar images / A.Yu. Ivanov, A.I. Ginzburg // *Proceedings of Indian Academy of Sciences. Earth and Planetary Sciences*, 2002. – Vol. 111(3), – P.281-295.

138. Izhitskiy, A.S. Hydrophysical state of the Gulf of Feodosia in May 2015 / A.S. Izhitskiy, P.O. Zavialov // *Oceanology*, 2017. – Vol. 57, No. 4. – P. 485-491.

139. Karimova, S.S. Statistical Analysis of Submesoscale Eddies in the Baltic, Black and Caspian Seas Using Satellite SAR Images / S.S. Karimova // *Earth Observation and Remote Sensing*, 2012. – No 3. – P. 31-47.

140. Karimova, S. Non-stationary eddies in the Black Sea as seen by satellite infrared and visible imagery / S. Karimova // *International journal of remote sensing*, 2013. – Vol. 34, No 3. – P. 8503-8517.

141. Kim, S.Y. Observations of submesoscale eddies using high-frequency radar-derived kinematic and dynamic quantities / S.Y Kim // *Continental Shelf Research*, 2010. – Vol. 30, No 15. – P. 1639-1655.

142. Karimova, S.S. Observation of eddy structures in the Baltic Sea with the use of radiolocation and radiometric satellite data / S.S. Karimova, O.Y. Lavrova,

D.M. Solov'ev // *Izvestiya, Atmospheric and oceanic physics*, 2012. – Vol. 48, No 9. – P. 1006-1013.

143. Kirincich, A. The occurrence, drivers, and implications of submesoscale eddies on the Martha's Vineyard inner shelf / A. Kirincich // *Journal of Physical Oceanography*, 2016. – Vol. 46, No 9. – P. 2645-2662.

144. Kirincich, A.R. Alongshelf variability of inner-shelf circulation along the central Oregon coast during summer / A.R. Kirincich, J.A. Barth // *Journal of Physical Oceanography*, 2009. – Vol. 39, No 6. – P. 1380-1398.

145. Kopelevich, O. Satellite monitoring of coccolithophore blooms in the Black Sea from ocean color data / O. Kopelevich, V. Burenkov, S. Sheberstov, S. Vazyulya, M. Kravchishina, L. Pautova, V. Silkin, V. Artemiev, A. Grigoriev // *Remote Sensing of Environment*, 2014. – Vol. 146. – P. 113-123.

146. Korotaev, G. Seasonal, interannual, and mesoscale variability of the Black Sea upper layer circulation derived from altimeter data / G. Korotaev, T. Oguz, A. Nikiforov, C. Koblinsky // *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2003. – Vol. 108, No C4. – P.3122.

147. Kosyan, R. D. Crimea and Caucasus accumulative coasts dynamics estimation using satellite pictures / R. D. Kosyan, Y. N. Goryachkin, V. V. Krylenko, V. V. Dolotov, M. V. Krylenko, E. A. Godin // *Turkish Journal of Fisheries and Aquatic Sciences*, 2012. – Vol. 12, No 5. – P. 385-390.

148. 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. – <https://doi.org/10.1016/j.pocean.2019.05.011>

149. 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. – No 167. – P. 44-63.

150. Kubryakov, A.A. Impact of Submesoscale Eddies on the Transport of Suspended Matter in the Coastal Zone of Crimea on the Base of Drones, Satellite and in situ Measurements / A.A. Kubryakov, P.N. Lishaev, A.I. Chepyzhenko, A.A. Aleskerova, E.A. Kubryakova, A.A. Medvedeva, S.V. Stanichny // *Oceanology*. – 2021. – Vol. 61, No 2. – P. 182-197. – doi: 10.31857/S0030157421020106
151. Kubryakov, A.A. Cloudiness over the Black Sea region in 1985–2009 from satellite data / A.A. Kubryakov, M.V. Shokurov, S.V. Stanichnyi // *Russian Meteorology and Hydrology*, 2016b. – No 41(10). – P. 691-697.
152. 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. – No 7(6). – P. 745-753.
153. 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. – No 49(9). – P. 930-938.
154. Kubryakov, A.A. Mesoscale eddies in the Black Sea from satellite altimetry data / A.A. Kubryakov, S.V. Stanichny // *Oceanology*, 2015a. – No 55(1), – P. 56-67.
155. 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*, 2015b. – No 97. – P. 80-91.
156. 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.
157. 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(3). – P.443-452.

158. Kubryakov, A.A. Interannual variability of Danube water propagation during the summer from 1992 to 2015 and its influence on the Black Sea ecosystem / A.A. Kubryakov, S.V. Stanichny, A.G. Zatsepin // *Journal of Marine Systems*, Available online 16 November 2017, ISSN 0924–7963.

159. 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. – No 163. – P.80–94.

160. Lavrova, O.Y. Satellite SAR observations of atmospheric and oceanic vortex structures in the Black Sea coastal zone / O.Y. Lavrova, T.Y. Bocharova // *Advances in Space Research*, 2006. – Vol. 38, No 10. – P. 2162-2168.

161. Lavrova, O. Satellite Survey of Internal Waves in the Black and Caspian Seas / O. Lavrova, M. Mityagina // *Remote Sensing*, 2017. – Vol. 9, No 9. – P. 892.

162. Lavrova, O. Investigation of fine spatial structure of currents and submesoscale eddies based on satellite radar data and concurrent acoustic measurements / O. Lavrova, A. Serebryany, T. Bocharova, M. Mityagina // *Remote Sensing of the Ocean, Sea Ice, Coastal Waters, and Large Water Regions 2012*. – International Society for Optics and Photonics, 2012. – Vol. 8532. – P. 85320L.

163. Lavrova, O.Y. Revealing the influence of various factors on concentration and spatial distribution of suspended matter based on remote sensing data. / O.Y. Lavrova, D.M. Soloviev, M.I. Mityagina, A.Y. Storchkov, T.Y. Bocharova // *Remote Sensing of the Ocean, Sea Ice, Coastal Waters, and Large Water Regions*, 2015. – Vol. 9638. – P. 96380D. International Society for Optic sand Photonics.

164. Lavrova, O.Y. River plumes investigation using Sentinel–2A MSI and Landsat–8 OLI data. / O.Y. Lavrova, D.M. Soloviev, M.A. Storchkov, T.Y. Bocharova, A.V. Kashnitsky // *Remote Sensing of the Ocean, Sea Ice, Coastal Waters, and Large Water Regions*, 2016. – Vol. 9999. – P. 99990G. International Society for Optic sand Photonics.

165. Lapeyre, G. Oceanic restratification forced by surface frontogenesis / G. Lapeyre, P. Klein, B. L. Hua // *Journal of Physical Oceanography*, 2006. – Vol. 36, No 8. – P. 1577-1590.

166. Le Traon, P. Y. ERS-1/2 orbit improvement using TOPEX/POSEIDON: The 2 cm challenge / P.Y. Le Traon, F. Ogor // *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 1998. – Vol. 103(C4). – P.8045-8057.

167. Lee, Z. Model for the interpretation of hyperspectral remote-sensing reflectance / Z. Lee, K. L. Carder, S. K. Hawes, R. G. Steward, T. G. Peacock, C. O. Davis // *Applied Optics*, 1994. – Vol. 33(24). – P. 5721-5732.

168. Lévy, M. Bringing physics to life at the submesoscale / M. Lévy, R. Ferrari, P. J. Franks, A. P. Martin, P. Rivière // *Geophysical Research Letters*, 2012. – Vol. 39, No 14.

169. Lomakin, P.D. The Total Suspended Matter Concentration Field in the Kerch Strait Based on Optical Observations / P. D. Lomakin, A. I. Chepyzhenko, A.A. Chepyzhenko // *Physical Oceanography*, 2017. – No 6. – P. 58-69.

170. Mahadevan, A. Rapid changes in mixed layer stratification driven by submesoscale instabilities and winds / A. Mahadevan, A. Tandon, R. Ferrari // *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2010. – No. 115. – №. C3.

171. McWilliams, J. C. Submesoscale currents in the ocean / J. C. McWilliams // *Proc. R. Soc. A*, 2016. – Vol. 472, No2189. – P. 20160117.

172. Mensa, J. A. Seasonality of the submesoscale dynamics in the Gulf Stream region / J. A. Mensa, Z. Garraffo, A. Griffa, T. M. Özgökmen, A. Haza, M. Veneziani // *Ocean Dynamics*, 2013. – Vol. 63, No 8. – P. 923-941.

173. Mityagina, M.I. Multi-sensor survey of seasonal variability in coastal eddy and internal wave signatures in the north-eastern Black Sea. / M.I. Mityagina, O.Y. Lavrova, S.S. Karimova // *InternationalJournalofRemoteSensing*, 2010. – No 31(17–18). – P. 4779-4790.

174. Molemaker, M. J. Submesoscale instability and generation of mesoscale anticyclones near a separation of the California Undercurrent / M.J. Molemaker,

J.C. McWilliams, W.K. Dewar // *Journal of Physical Oceanography*, 2015. – Vol. 45, No 3. – P. 613-629.

175. Munk, W. Spirals on the sea. / W. Munk, L. Armi, K. Fischer, F. Zachariasen // *Proceedings of the Royal Society of London A*, 2000. – No 456, – P. 1217-1280.

176. Oguz, T. Mesoscale circulation and thermohaline structure of the Black Sea observed during HydroBlack'91 / T. Oguz, D. G. Aubrey, V. S. Latun, E. Demirov, L. Kovesnikov, H. I. Sur, V. Diaconu, I I S. Besiktepe, M. Duman, R. Limeburner, V. Ereemeev // *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 1994. – Vol. 41. – No. 4. – P. 603-628.

177. Oguz, T. The role of mesoscale processes controlling biological variability in the Black Sea coastal waters: inferences from SeaWiFS–derived surface chlorophyll field / T. Oguz, A. G. Deshpande, P. Malanotte–Rizzoli // *Continental Shelf Research*, 2002. – Vol. 22, No 10. – P. 1477-1492.

178. Oguz, T. Climatic regulation of the Black Sea hydro–meteorological and ecological properties at interannual–to–decadal time scales / T. Oguz, J. W. Dippner, Z. Kaymaz // *Journal of Marine Systems*, 2006. – Vol, No.60, 3–4. – P. 235–254.

179. Oguz, T. Circulation in the surface and intermediate layers of the Black Sea / T. Oguz, V. S. Latun, M. A. Latif, V. V. Vladimirov, H. I. Sur, A. A. Makarov, E. Ozsoy, B. B. Kotovshchikov, V. Ereemeev, U. Unluata // *Deep Sea Res., Part I*, 1993. – No. 40. – P. 1597-1612.

180. Oguz, T. The upper layer circulation of the Black Sea: Its variability as inferred from hydrographic and satellite observations / T. Oguz, P. E. La Violette, U. Unluata // *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 1992. – Vol. 97, No C8. – P 12569-12584.

181. Oguz, T. Wind and thermohaline circulation of the Black Sea driven by yearly mean climatological forcing / T. Oguz, P. Malanotte-Rizzoli, D. Aubrey // *J. Geophys. Res*, 1995. – Vol. 100. – P. 6845-6863.

182. Oguz, T. Characteristics of the Mediterranean underflow in the southwestern Black Sea continental shelf/slope region / T. Oguz, L. Rozman // *Oceanology Acta*, 1991. – Vol 14, No.5. – P. 433-444.

183. Osinski, R. Baroclinic radius of deformation in the southern Baltic Sea / R. Osinski, D. Pak, W. Walczowski, J. Piechura, // *Oceanologia*, 2010. – Vol 52, No.3. – P. 417-429.

184. Pascual, A. Improved description of the ocean mesoscale variability by combining four satellite altimeters / A. Pascual, Y. Faugère, G. Larnicol, P.Y. Le Traon // *Geophysical Research Letters*, 2006. – Vol. 33. – No. 2.

185. Rachev, N.H. Eddy processes in semi-enclosed seas. A case study for the Black Sea / N.H. Rachev, E.V. Stanev // *J. Phys. Oceanogr.*, 1997. – Vol 27. – P. 1581-1601.

186. Ramachandran, S. Enhancement in vertical fluxes at a front by mesoscale–submesoscale coupling / S. Ramachandran, A. Tandon, A. Mahadevan // *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2014. – Vol. 119, No 12. – P. 8495-8511.

187. Rhines, P. B. How rapidly is a passive scalar mixed within closed streamlines? / P. B. Rhines, W. R. Young // *Journal of Fluid Mechanics*. – 1983. – Vol. 133. – P. 133-145.

188. Roulet, G. Cyclone-anticyclone asymmetry in geophysical turbulence / G. Roulet, P. Klein // *Physical review letters*, 2010. – Vol. 104, No 21. – P. 218501.

189. Rienecker, M.M. MERRA: NASA's Modern–Era Retrospective Analysis for Research and Applications / M.M. Rienecker, M.J. Suarez, R. Gelaro, R. Todling, J. Bacmeister, E. Liu, M.G. Bosilovich, S.D. Schubert, L. Takacs, G.–K. Kim, S. Bloom, J. Chen, D. Collins, A. Conaty, A. da Silva, W. Gu, J. Joiner, R.D. Koster, R. Lucchesi, A. Molod, T.Owens, S. Pawson, P. Pegion, C.R. Redder, R. Reichle, F.R. Robertson, A.G. Ruddick, M. Sienkiewicz, J. Woollen // *J. Climate*, 2011. – No 24. – P. 3624-3648.

190. Poulain, P.-M. Statistical description of the Black Sea near-surface circulation using drifters in 1999–2003 / P.-M. Poulain, R. Barbanti, S. Motyzhev, A. Zatsepin // *Deep-Sea Research I*, 2005. – No 52, – P. 2250-2274.

191. Scully-Power, P. Navy Oceanographer Shuttle Observations, STS 41-G, Mission Report / P. Scully-Power // In Naval underwater systems center technical report NUSC TD 7611, 1986. – 71 p.

192. Staneva, J. V. Rim Current and coastal eddy mechanisms in an eddy-resolving Black Sea general circulation model / J. V. Staneva, D. E. Dietrich, E. V. Stanev, M. J. Bowman // J. Mar. Syst., 2001. – No 31. – P. 137-157.

193. Stanev, E.V. Cascading ocean basins: numerical simulations of the circulation and interbasin exchange in the Azov–Black–Marmara–Mediterranean Seas system / E. V. Stanev, S. Grashorn, Y. J. Zhang // Ocean Dynamics, 2017. – Vol. 67, No 8. – P. 1003-1025.

194. Stanev, E.V. Numerical study on the planetary Rossby modes in the Black Sea / E.V. Stanev, N.H. Rachev // J. Mar. Syst., 1999. – No 21. – P. 283-306.

195. Stanev, E. V. On the mechanisms of the Black Sea circulation / E. V. Stanev // EarthSci. Rev., 1990. – No 27. – P. 285-319.

196. Stevenson, R. E. Oceanography from the Space Shuttle. Office of Naval Research / R. E. Stevenson // The University Corporation for Atmospheric Research, 1989. – 200 p.

197. Stevenson, R. E. Spiral eddies: The discovery that changed the face of the oceans / R. E. Stevenson // 21st Century Science and Technology, 1998. – No 11. P. 58–71.

198. Stewart, R. H. Introduction to physical oceanography [Электронный ресурс] / R. H. Stewart. – Texas A & M University, 2008. – 345 p. – Режим доступа: https://www.colorado.edu/oclab/sites/default/files/attached-files/stewart_textbook.pdf (дата обращения: 17.03.2020)

199. Shapiro, G. I. Anatomy of shelf–deep sea exchanges by a mesoscale eddy in the North West Black Sea as derived from remotely sensed data. / G.I. Shapiro, S.V. Stanichny, R.R. Stanychna // Remote Sensing of Environment, 2010. – No 114. – P. 867-875.

200. Shcherbina, A.Y. Statistics of vertical vorticity, divergence, and strain in a developed submesoscale turbulence field / A.Y. Shcherbina, E.A. D'Asaro, C.M. Lee,

J.M. Klymak, M.J. Molemaker, J.C. McWilliams // *Geophysical Research Letters*, 2013. – Vol. 40, No 17. – P. 4706-4711.

201. Shul'Ga T.Y. Numerical research of the pollution surface and deep-sea evolution in the Sea of Azov using satellite observation data / T.Y. Shul'Ga, V.V. Suslin, R.R. Stanichnaya // *Physical Oceanography*, 2017. – №. 6.

202. Srinivasan, K. Topographic and mixed layer submesoscale currents in the near-surface Southwestern Tropical Pacific / K. Srinivasan, J. C. McWilliams, L. Renault, H. G. Hristova, J. Molemaker, W. S. Kessler // *Journal of Physical Oceanography*, 2017. – Vol. 47, No 6. – P. 1221-1242.

203. Sur C. Localization of the serotonin transporter in rat spinal cord / C. Sur, H. Betz, P. Schloss // *European Journal of Neuroscience*. 1996. – Vol. 8, No 12. – P. 2753–2757.

204. Sur, H.I. Evolution of satellite derived mesoscale thermal patterns in the Black Sea. / H.I. Sur, Y.P. Ilyin // *Prog. Oceanogr.*, 1997. – No 39. – P. 109-151.

205. SWAN user manual. SWAN Cycle III version 40.91. Delft University of Technology. 2014. P. 123. Technical documentation

206. Takikawa, T. Volume transport through the Tsushima Straits estimated from sea level difference / T. Takikawa, J. H. Yoon // *Journal of Oceanography*. – 2005. – Vol. 61. – No 4. – P. 699-708.

207. Tavri, A. Observation of sub-mesoscale eddies over Baltic Sea using TERRASAR-X and oceanographic data / A. Tavri, S. Singha, S. Lehner, K. Topouzelis // *In Proceedings of Living Planet Symposium*. 2016, – P. 2016.

208. Thomas, L. N. Intensification of ocean fronts by down-front winds / L. N. Thomas, C. M. Lee // *Journal of Physical Oceanography*, 2005. – Vol. 35. – No 6. – P.1086-1102.

209. Thomas, L.N. Submesoscale processes and dynamics / L.N. Thomas, A. Tandon, A. Mahadevan // *Ocean modeling in an Eddying Regime*, 2008. – Vol. 177. – P. 17-38.

210. Thomas, L.N. Friction, frontogenesis, frontal instabilities and the stratification of the surface mixed layer / L.N. Thomas, R. Ferrari // *J. Phys. Oceanogr.*, 2008. – Vol. 38. – No 11. – P. 2501-2518.

211. Zavialov, P.O. Sea of Azov Waters in the Black Sea: Do They Enhance Wind–Driven Flows on the Shelf? / P.O. Zavialov, A.S. Izhitskiy, R.O. Sedakov // *The Ocean in Motion*. – Springer, Cham, 2018. – P. 461-474.

212. Zavialov, P.O. Hydrophysical and hydrochemical characteristics of the sea areas adjacent to the estuaries of small rivers of the Russian coast of the Black Sea / P.O. Zavialov, P.N. Makkaveev, B.V. Konovalov, A.A. Osadchiev, P.V. Khlebopashev, V.V. Pelevin, A.B. Grabovskiy, A.S. Izhitskiy, I.V. Goncharenko, A.A. Polukhin, D.M. Soloviev // *Oceanology*, 2014. – Vol. 54, No 3. – P. 265-280.

213. Zatsepin, A.G. Submesoscale eddies at the Caucasus Black Sea shelf and the mechanisms of their generation / A.G. Zatsepin, V.I. Baranov, A.A. Kondrashov, A.O. Korzh, V.V. Kremenetskiy, A.G. Ostrovskii, D.M. Soloviev // *Oceanology*, 2011. – Vol. 51(4). – P. 554-567.

214. Zatsepin A.G. Variability of water dynamics in the northeastern Black Sea and its effect on the water exchange between the near-shore zone and open basin / A.G. Zatsepin, A.I. Ginzburg, A.G. Kostianoy, V.V. Kremenetsky, V.G. Krivosheya, S.G. Poyarkov, Yu.B. Ratner, A.Yu. Skirta, D.M. Soloviev, S.V. Stanichny, O.Yu. Stroganov, N.A. Sheremet, V.G. Yakubenko // *Oceanology*, 2002. – Vol. 42, No 1– P. 1-15.

215. Zatsepin, A. G. Observations of Black Sea mesoscale eddies and associated horizontal mixing / A.G. Zatsepin, A.I. Ginzburg, A.G. Kostianoy, V.V. Kremenetsky, V.G. Krivosheya, S. V. Stanichny, P. M. Poulain // *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2003. – Vol. 108, No C8. – P. 3246.

216. Zatsepin, A.G. Submesoscale eddies at the Caucasus Black Sea shelf and the mechanisms of their generation / A.G. Zatsepin, V.V. Kremenetskiy, A.G. Ostrovskii, V.I. Baranov, A.A. Kondrashov, A.O. Korzh, D.M. Soloviev // *Oceanology*, 2011. – Vol. 51, No 4. – P. 554–567.

217. Zatsepin, A. 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. No 2. – P. 253–266.

218. Zatsepin, A.G. On the nature of short-period oscillations of the main Black Sea pycnocline, submesoscale eddies, and response of the marine environment to the catastrophic shower of 2012 / A.G. Zatsepin, A.G. Ostrovskii, V.V. Kremenetskiy, V.B. Piotukh, S.B. Kuklev, L.V. Moskalenko, O.I. Podymov, V.I. Baranov, A.O. Korzh, S.V. Stanichny // *Izvestiya. Atmospheric and Oceanic Physics*, 2013. – Vol. 49, № 6. – P. 659-673.

219. Zheng, Q. Submesoscale ocean vortex trains in the Luzon Strait / Q. Zheng, H. Lin, J. Meng, X. Hu, Y. T. Song, Y. Zhang, Y., C. Li // *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2008. – Vol. 113, No C4. – P. C04032.

220. Zhong, Y. Submesoscale impacts on horizontal and vertical transport in the Gulf of Mexico / Y. Zhong, A. Bracco // *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2013. – Vol. 118, No 10. – P. 5651-5668.