

ДИНАМИКА КАСПИЙСКОГО МОРЯ ПО ДАННЫМ ИНСТРУМЕНТАЛЬНЫХ ИЗМЕРЕНИЙ, РЕЗУЛЬТАТАМ МОДЕЛИРОВАНИЯ И ДАННЫМ ДИСТАНЦИОННОГО ЗОНДИРОВАНИЯ

С.А. Лебедев^{1,2}, А.Г. Костяной^{3,4}, А.И. Гинзбург³

¹ Геофизический центр РАН, г. Москва, Россия

E-mail: lebedev@wdcb.ru

² Институт космических исследований РАН, г. Москва, Россия

³ Институт океанологии им. П.П. Шишова РАН, г. Москва, Россия

E-mail: kostianoy@gmail.com

⁴ Льежский университет, г. Льеже, Бельгия

Введение

Каспий является внутренним морем, расположенным в обширной материковой депрессии на границе Европы и Азии. Это крупнейший замкнутый водоем мира, и только изоляция от Мирового океана отличает его от внутренних и окраинных морей. Все остальные признаки водоема: размеры, глубины, особенности термохалинной структуры и циркуляции вод — позволяют отнести его к типу глубоких внутренних морей [1].

Одна из главных отличительных особенностей Каспийского моря — значительная изменчивость его гидрометеорологических и гидродинамических режимов, на которые влияют как естественные, так и антропогенные факторы. В настоящее время большое внимание уделяется экологическому состоянию Каспийского моря, которое связано в первую очередь с интенсивным развитием добычи нефти [2] на его акватории.

Особенно актуальным является задача исследования динамики Каспийского моря, которая дает возможность провести оценки трансграничного переноса загрязняющих веществ, прогнозировать развитие внештатных ситуаций на нефтедобывающих платформах и портах. В последнее время помимо инструментальных измерений скорости течений, который носят эпизодический характер, и результатом математического моделирования данные дистанционного зондирования Земли (ДЗЗ) из космоса, и впервые очередь спутниковая альтиметрия [3–4], позволяют исследовать изменчивость динамики Каспийского моря с высокой точностью.

1. Физико-географические особенности

Каспийское море вытянуто по меридиану более чем на 10° (от 36°33' до 47°07'с.ш.), что составляет около 1 200 км, при средней ширине примерно 310 км. Площадь моря при отметке уровня -27,5 м составляет 386 400 км² (Гидрометеорология и гидрохимия морей..., 1992). В физико-географическом отношении, с учетом особенностей подводного рельефа, оно разделяется на три части: Северный, Средний и Южный Каспий (рис. 1). Условная граница между Северным и Средним Каспием проходит по линии о. Чечень — м. Тюб-Караган, а между Средним и Южным Каспием — по линии о. Жилой — м. Куули.

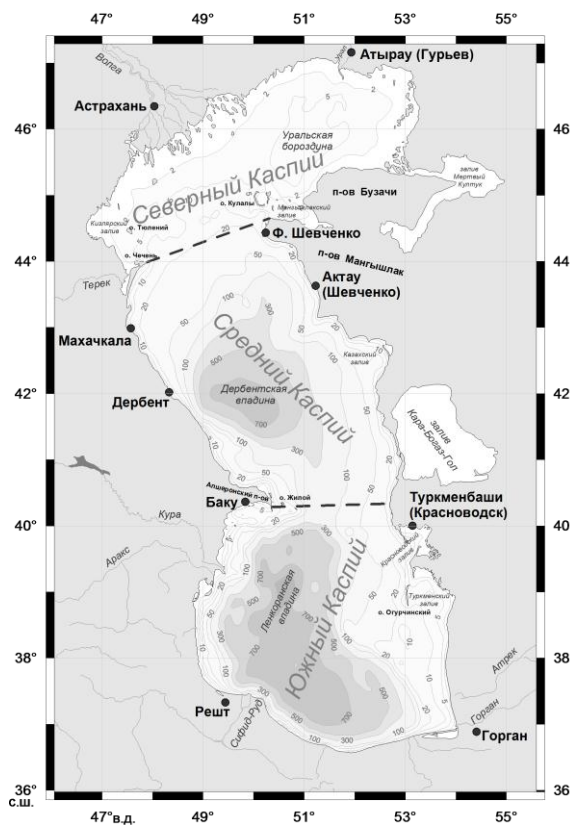


Рис. 1. Карта Каспийского моря [4].

Здесь и далее береговая линия соответствует 1934 г., когда отметка уровня моря составляла - 26,46 м относительно Балтийской системы высот (от нуля Кронштадтского футштока).

Берег Каспийского моря в северной его части сильно изрезан заливами (Кизлярский, Аграханский, Мангышлак-ский), полуостровами (Аграханский, Бузачи, Тюб-Караган, Мангышлак) и множеством мелководных бухт. Наиболее крупными островами в северной части моря являются о. Тюлений и о. Кулалы.

Обширная дельта реки Волга состоит из большого количества мелких островков и протоков, что делает береговую линию в этой части моря весьма изрезанной. Средний Каспий имеет более ровную береговую линию. На западном побережье далеко в море вклинивается Апшеронский п-ов, находящийся на границе Среднего и Южного Каспия. Мористее п-ова расположены острова и банки Апшеронского архипелага, из которых наиболее крупный о. Жилой. На восточном берегу выделяется залив Кара-Богаз-Гол и Казахский залив с бухтой Кендерли, а также несколько мысов: Песчаный, Ракушечный, Суэ. В Южном Каспии, южнее Апшеронского п-ова, располагаются о-ва Бакинского архипелага: Булла, Дуванный, Обливной, Свиной и др. На восточном берегу расположены заливы – Красноводский и Туркменский, а вблизи от него – о. Огурчинский [5].

2. Динамика Каспийского моря по данным наблюдений

Исследования течений Каспийского моря началось фактически одновременно с возникновением общего интереса к этому бассейну. Лишь после создания современной приборной базы (1950–1960 гг.) стало

Северная часть моря мелководная, ее средняя глубина составляет всего 5–6 м, максимальные глубины 15–20 м расположены на границе со Средним Каспием. Рельеф дна характеризуется наличием банок, островов и мелких впадин (рис. 1). В средней части Каспийского моря находится Дербентская впадина – впадины, смещенная к западному берегу, с наибольшей глубиной 788 м. Западный склон Дербентской впадины – узкий и крутой, восточный склон – более пологий, дно впадины представляет собой слабонаклоненную равнину с глубинами от 400 до 700 м. Средняя глубина этой части моря составляет 190 м. Южный Каспий отделен от Среднего Каспия Апшеронским порогом, глубина над которым не превышает 180 м. Наибольшая глубина для всего моря (1025 м) находится в Ленкоранской впадины, расположенной в юго-западной части Южного Каспия. Над дном впадины поднимаются несколько подводных хребтов высотой до 500 м [5].

возможным проведение работ по изучению общих статистических закономерностей полей течений.

2.1. Циркуляция Северного Каспия

Течения в Северном Каспии определяются ветровым полем, стоком рек Волга и Урал и распределением поля плотности воды. Они зависят от глубины, рельефа дна и конфигурации береговой линии моря.

Сравнение скоростей стоковых, плотностных, ветровых и компенсационных течений показывает доминирующую роль ветровых течений в динамике вод Северного Каспия, поскольку повторяемость штиля в этом районе мала (6–8%). Мелководность этой акватории обуславливает резкие изменения направления и скорости ветровых течений в связи с резкими изменениями ветровых условий. Это находит свое отражение и в пространственно-временной изменчивости уровня моря.

Схемы течений Северного Каспия, построенные по данным наблюдений, предлагались А.И. Михалевским (1931), Н.Н. Горским (1936), Н.М. Книповичем (1938), В.А. Ледневым (1943), А.К. Леоновым (1960) и др [5]. На основании синхронных многосуточных наблюдений в Северном Каспии, проведенных в 1954–1956 гг., Н.А. Скриптунов составил схему стоковых и ветровых течений на взморье реки Волга [6], в 1974 г. – схемы ветровых течений в западной части Северного Каспия [7], а затем и для всего Северного Каспия [8]. Сходные схемы течений получены на основании материалов Астраханской гидрометеорологической обсерватории и Государственного океанографического института им. Н.Н. Зубова [9]. Более подробно анализ течений этой части моря изложен в работах [5, 10–11].

По материалам наблюдений, на плавмаяках и многосуточных станциях в Северном Каспии в среднем в 70% проявляются ветровые течения, в 12% преобладают градиентные течения, вызванные сгонно-нагонными колебаниями уровня моря, около 18% составляют слабые, неустойчивые течения [5].

Сложность и разнообразие факторов, определяющих систему течений Северного Каспия и ее изменчивость, затрудняют возможность построения адекватных схем течений этой акватории по данным натурных наблюдений. В силу ряда очевидных причин трудно выявить отдельную роль нестационарности ветрового воздействия, речного стока, термохалинной структуры вод, рельефа дна, береговой линии и островов и пр. Поэтому большое значение приобретает исследование режима течений Северного Каспия путем численного моделирования.

2.2. Циркуляция Среднего и Южного Каспия

В Среднем и Южном Каспии по данным натурных наблюдений установлено существование ветровых, плотностных, градиентных и стоковых течений [10–17]. Изученность течений Среднего и Южного Каспия до сих пор остается явно недостаточной, что связано с малым количеством долговременных инструментальных измерений. Кроме того, наблюдения за течениями проводились, в основном, в мелководных прибрежных районах с глубинами менее 100 м.

На всех имеющихся в настоящее время схемах течения в Каспийском море представлены в виде общей циклонической циркуляции, охватывающей всю глубоководную часть моря и состоящей из двух циклонических круговоротов в Среднем и Южном Каспии (рис. 2) [4–5, 10–11].

В средней части Каспия, как зимой, так и летом, имеет место циклоническая циркуляция вод с движением их на юг у западного побережья и на север – у восточного. Скорости западной струи достигают на поверхности 25–30 см/с, а на восточной периферии круговорота

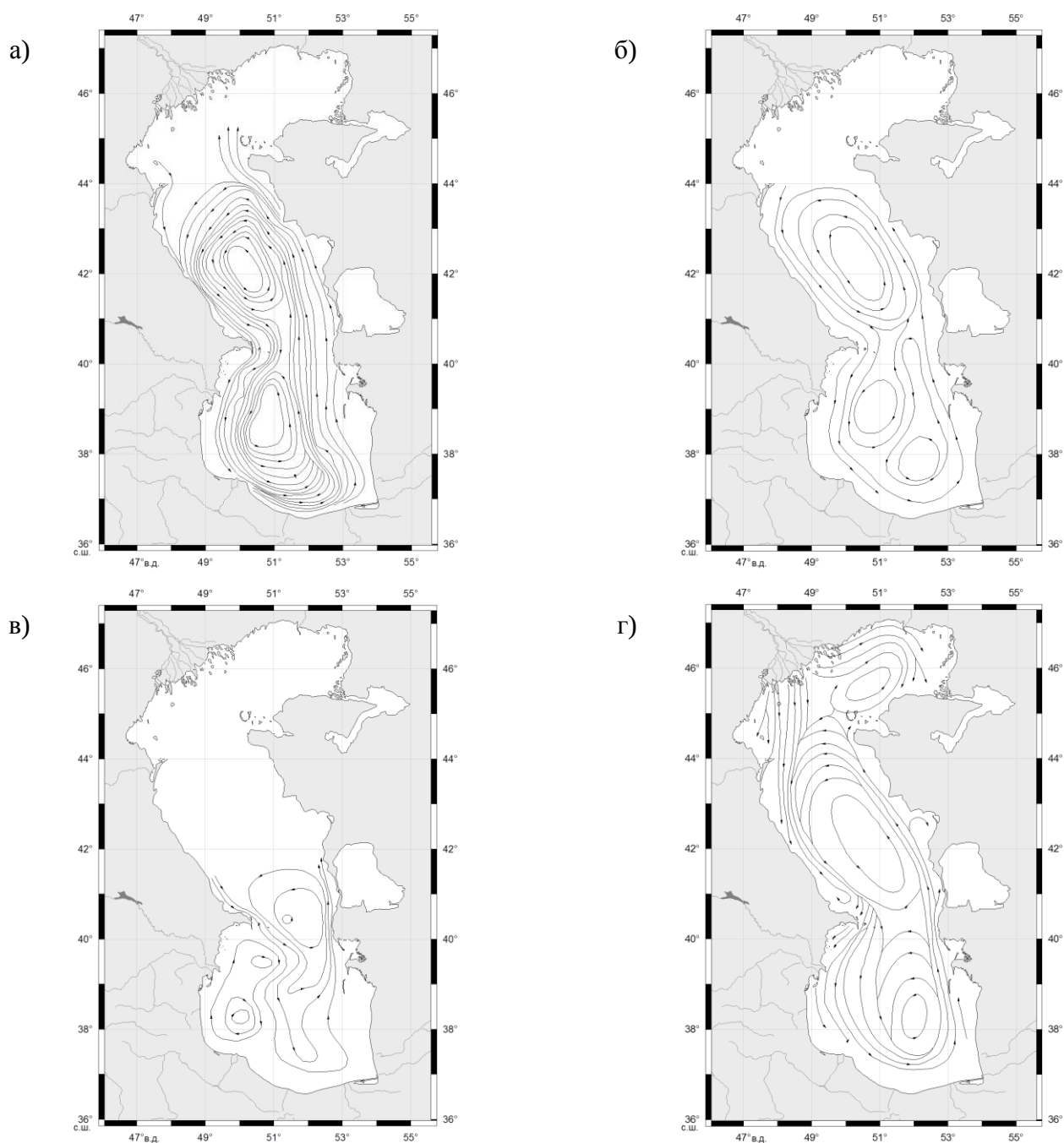


Рис.2 Схемы течений Каспийского моря: (а) – Н.М. Книповича (1914–1915 гг.) [12], (б) – А.И. Михалевского[13], (в) – Г.Н. Зайцева [14] и (г) – В.Н. Зенина [15] – [5].

уменьшаются до 10–20 см/с. Южнее Дербентской впадины от круговорота отходит струя со скоростью 10 см/с, направленная на юго-восток к Апшеронскому порогу, где среднекаспийские воды проникают в южную часть моря со скоростью 5–10 см/с [10–11, 17].

В Южном Каспии циркуляция имеет также циклонический характер со слабыми скоростями и центром круговорота, смещенным к западному берегу. Вдоль восточного берега воды движутся по направлению к Апшеронскому порогу, где происходит конвергенция и перемешивание. Характерной особенностью течений Южного Каспия является наличие локального антициклонического круговорота, расположенного между Апшеронским п-овом и устьем реки Куры. Его существование было выявлено в работе [18] на основании анализа инструментальных наблюдений за течениями в 1961–1965 гг.

3. Моделирование циркуляции Каспия

Основные схемы течений Каспийского моря составлялись на основе осреднения разнородных материалов наблюдений или использования косвенных методов и не учитывали особенности ветровых полей над акваторией моря. До настоящего времени не было надежных натурных данных для построения схем течений Каспийского моря в открытых глубоководных районах, поэтому для них схемы течений строятся сейчас на основе численного моделирования.

3.1. Основные этапы развития

Модельные расчеты течений Каспийского моря проводятся с конца 50-х годов. Большинство существующих моделей можно разделить на два класса: модели Северного Каспия, основанные на уравнениях мелкой воды, и трехмерные модели всего моря.

В 1970-х годах для изучения циркуляции вод Каспийского моря впервые была использована диагностическая модель динамики бароклинного океана [19]. Расчеты выполнялись для случая отсутствия ветра и для двух типов преобладающих ветров: северо-западного и юго-восточного. В 1976 г. в работе [20] были представлены результаты расчетов циркуляции вод Каспийского моря по диагностической модели динамики бароклинного океана для различных типов ветра и сезонов. Было выявлено значительное влияние ветра на формирование полей течений и показано, что влияние термохалинности проявляется больше летом, чем зимой.

Следующим шагом в развитии моделирования климатической циркуляции Каспийского моря стал метод гидродинамической адаптации или согласования полей температуры и солености (плотности) морской воды и скорости течений [21]. На первом этапе проводится обычный диагностический расчет при фиксированных полях температуры и солености воды, завершающийся при выходе кинетической энергии на стационарный режим (этап диагноза). Полученные значения скорости течений и исходные поля температуры и солености воды служат начальными условиями для второго

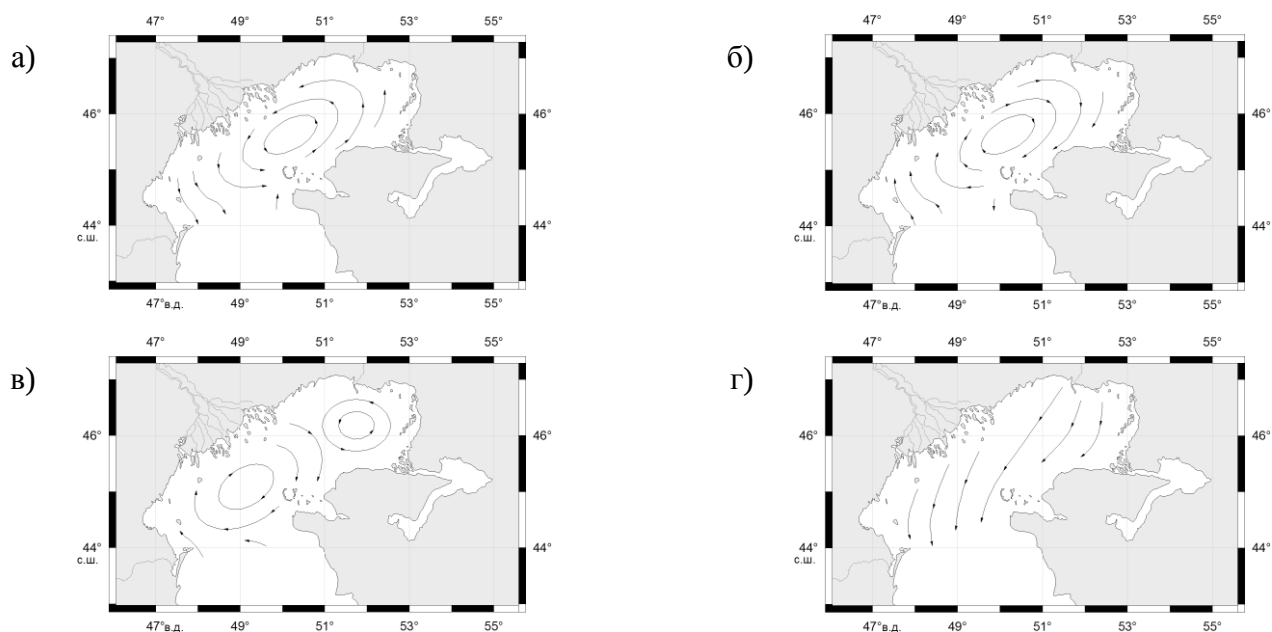


Рис.3 Основные типы поверхностной циркуляции вод в Северном Каспии:
 (а) – циклонический; (б) – антициклонический; (в) – смешанный;
 (г) – продольный при северном ветре [5].

этапа – интегрирования по времени полной системы уравнений, включая уравнения переноса тепла и соли. Интегрирование проводится на сравнительно короткие сроки (от одной до нескольких недель), и момент его завершения определяется по поведению средней кинетической энергии и энтропии [20].

3.2. Циркуляция Северного Каспия

Модельные расчеты течений Северного Каспия проводятся с конца 50-х годов по настоящее время [9, 22–25]. Анализ полей течений, полученных в результате расчетов по модели [26], для наиболее повторяемых ветров позволяет выделить четыре основных типа циркуляции вод в северной части Каспийского моря (рис. 3).

Циклонический тип циркуляции формируется при восточном ветре с поперечно-неоднородной структурой поля скорости. Скорость ветра возрастает с юга на север от 9 до 19 м/с. Он представляет собой один обширный круговорот с движением вод против часовой стрелки, захватывающий всю акваторию Северного Каспия (рис. 3а). Наибольшие скорости течений (35 см/с) отмечаются на северной периферии, наименьшие (12 см/с) – на южной периферии круговорота.

Антициклонический тип циркуляции также формируется при восточном ветре с поперечно-неоднородной структурой поля скорости. В отличие от циклонического типа, скорость ветра возрастает с севера на юг от 12 до 26 м/с. Он представляет собой круговорот с движением вод по часовой стрелке (рис. 3б). Наибольшие скорости течений (50 см/с) отмечаются на южной, наименьшие (до 15 см/с) – на северной периферии круговорота.

Смешанный тип циркуляции формируется при юго-восточном ветре с поперечно-неоднородной структурой поля скорости. Скорость ветра возрастает с северо-востока на юго-запад от 6 до 20 м/с. Он представляет собой два круговорота: большой антициклонический в западной части Северного Каспия и небольшой циклонический – в его северо-восточной части (рис. 3в). Наибольшие скорости течений (60 и 30 см/с) отмечаются соответственно на южной периферии антициклонического и северной периферии циклонического круговоротов. Наименьшие скорости (до 12 и 15 см/с соответственно) – на северной периферии антициклонического и южной периферии циклонического круговоротов.

Продольный тип циркуляции формируется при продольных или поперечных неоднородных полях ветра. В верхнем слое течения направлены по ветру, в нижнем – против ветра. По сравнению с другими типами циркуляции, при которых скорости течений меняются в очень широком диапазоне (от 0 до 100 см/с), при данном типе циркуляции пространственная неоднородность поля течений относительно невелика. Например, при северном ветре (рис. 3г) с продольно-неоднородной структурой поля скорости (скорость ветра возрастает от 11 м/с на севере до 19 м/с на юге) скорость поверхностных течений на акватории изменяется от 30 до 50 см/с.

3.3. Циркуляция моря в целом

Диагностические расчеты синоптических течений Каспийского моря по данным гидрологических съемок [27] показали сложный характер циркуляции в Южном Каспии (наличие двух антициклонических и одного циклонического круговоротов). Центр циклонического круговорота в Среднем Каспии расположен над самым глубоким местом этого района. У его восточного берега было выявлено наличие апвеллинга.

Результаты расчетов сезонной изменчивости климатической циркуляции [28–29] показали, что в Среднем Каспии существует система, состоящая из двух квазистационарных вихрей: циклонического вихря в северо-западной части и антициклонического вихря в юго-восточной. В Южном Каспии четко прослеживаются антициклонические вихри в северо-западной и в юго-восточной частях. Сезонная изменчивость циркуляции, по мнению авторов [28–29], заключается в изменчивости пространственного положения и интенсивности указанных вихрей.

Дальнейшее развитие моделирования динамики Каспия нашло в работе [30], где представлена двухслойная модель, воспроизводящая нестационарные процессы динамики моря. Предполагается, что в море существуют два слоя, динамика которых различается пространственно-временными масштабами. Течения верхнего слоя моря (30 м в летний сезон и 100 м в зимний сезон), моделирующего верхний деятельный слой, описываются трехмерными нестационарными нелинейными уравнениями термогидродинамики. Динамика течений нижнего слоя описывается трехмерной стационарной диагностической моделью [31]. Циркуляции вод Каспийского моря генерировались под воздействием характерных ветровых ситуаций. Показано, что в Южном Каспии,

где расположена зона слабых ветров, течения приспособляются быстрее к новой ветровой ситуации, чем в Среднем Каспии.

3.3 Основные модели циркуляции Каспийского моря

Наиболее интересными на сегодняшний день являются расчеты, проведенные по трехмерной бароклинной гидродинамической модели со свободной поверхностью, разработанной в Лаборатории морских прикладных исследований (ЛМПИ) ФГБУ «Гидрометцентр России» [32–34], в Федерального государственного бюджетного учреждения науки (ФГБУН) Института вычислительной математики РАН (ИВМ РАН) [35], а также модели с ассимиляцией климатических данных [36].

Модель Гидрометцентра. Для расчетов сезонной и климатической циркуляции Каспийского моря по аналогии с работами [29, 37] в модели ЛПИИ Гидрометцентра России [33–34] применяется метод гидродинамического диагноза и адаптации. Отличие подхода, реализованного в данных расчетах, состоит в том, что при расчетах термохалинных течений среднемесячный климатический ветер на поверхности моря не задавался. Дополнительно учитывался сток реки Волга, так как он оказывает решающее влияние на режим Северного Каспия. На поверхности моря задавалось испарение, равномерное по всей площади Каспия, которое компенсировало поступление речной воды. Процесс ледообразования в модели не учитывался.

Анализ среднемесячных полей уровня, рассчитанного по данной модели, показывает [33–34], что в северной части Среднего Каспия для четырех характерных месяцев (февраль, апрель, август, ноябрь) наблюдается похожая циклоническая картина циркуляции (рис. 4). Вдоль всего восточного берега всегда существует направленное на север течение, а вдоль северной части западного берега течение направлено на юг. В юго-западной части Среднего Каспия севернее Апшеронского п-ова расположен антициклонический вихрь, который препятствует переносу вод на юг из Среднего Каспия в Северный. В Южном Каспии общим для всех месяцев является наличие циклонического круговорота в центре и направленного на север течения, начинающегося на восточной периферии этого круговорота. В западной части Южного Каспия в августе (рис. 4в) и ноябре (рис. 4г) расположен антициклонический круговорот. В феврале (рис. 4а) и апреле (рис. 4б) в северо-западной части возникает циклонический круговорот, а антициклонический круговорот в эти месяцы остается только в юго-западной части [33–34].

Полученный в результате расчетов среднеклиматический уровень Каспийского моря (рис. 4д), обусловленный термохалинными течениями, наиболее точно отражает среднеклиматическую схему основных течений Каспийского моря.

Модель ЛПИИ Гидрометцентра России применяется также и для краткосрочного прогноза штормовых нагонов и течений в Северном Каспии [38–40]. Первоначально рассчитываются термохалинные течения, создающие фон, на котором под действием ветра возникают дрейфовые и градиентные течения на

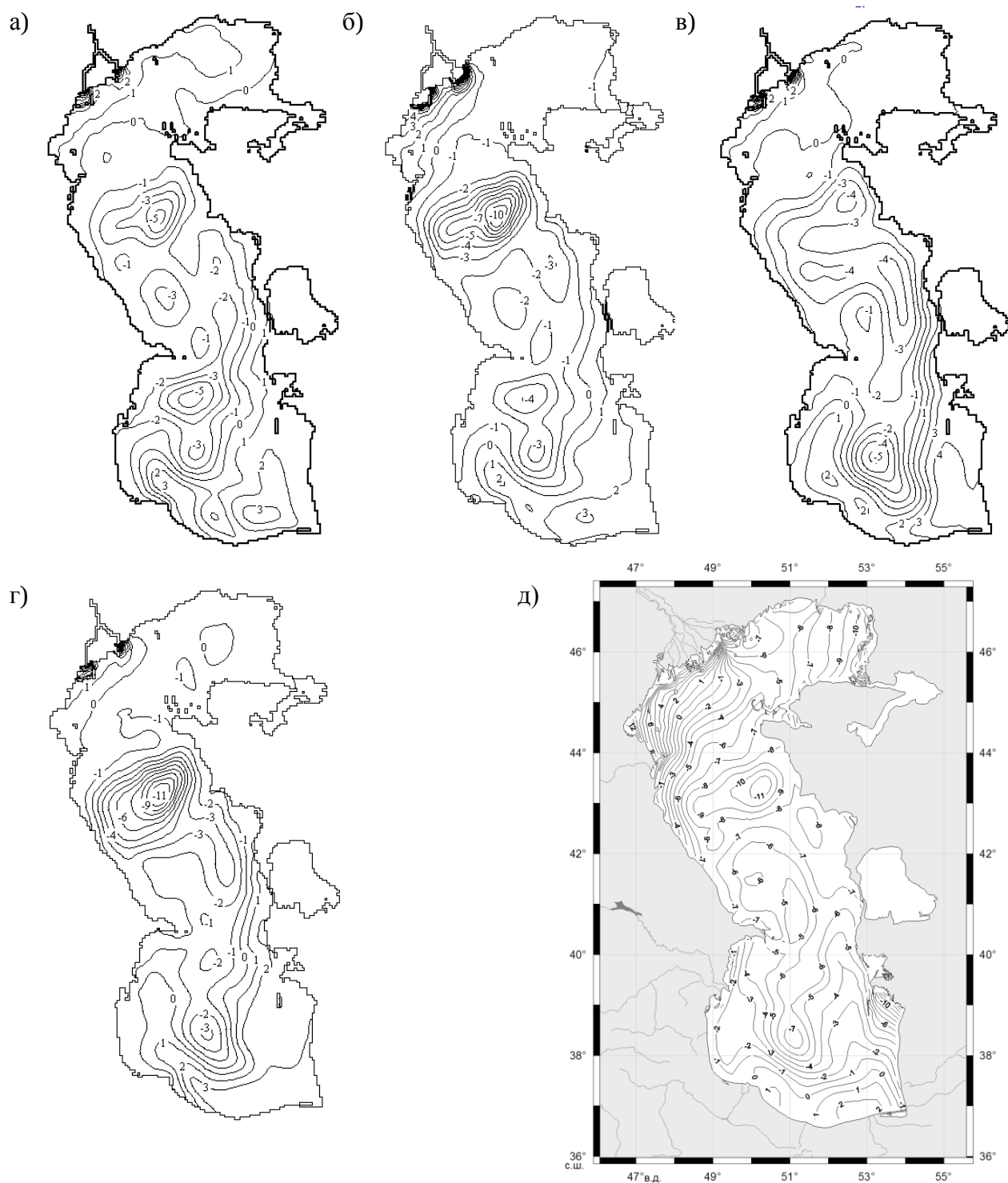


Рис.4 Уровень Каспийского моря (см) в феврале (а), апреле (б), августе (в), ноябре (г) и среднеклиматический динамический уровень по данным адаптационных расчетов по модели ЛМПИ Гидрометцентра России [33].

поверхности моря. Расчет ветровых течений на фоне полученной термохалинной циркуляции проводился по метеорологическим полям, рассчитанным по мезомасштабной модели COSMO-RU с 7-километровым пространственным разрешением и с 6-часовой дискретностью по времени [41].

Модель ИВМ РАН. Для реконструкции климатической циркуляции Каспийского моря в модели ИВМ РАН также применяется метод гидродинамической адаптации [21], заключающийся в динамической инициализации среднесезонных или синоптических полей температуры и солёности моделью динамики моря, основанной на полных уравнениях геофизической термогидродинамики. В отличие от модели ЛПМИ Гидрометцентра России, на поверхности моря задавались касательные

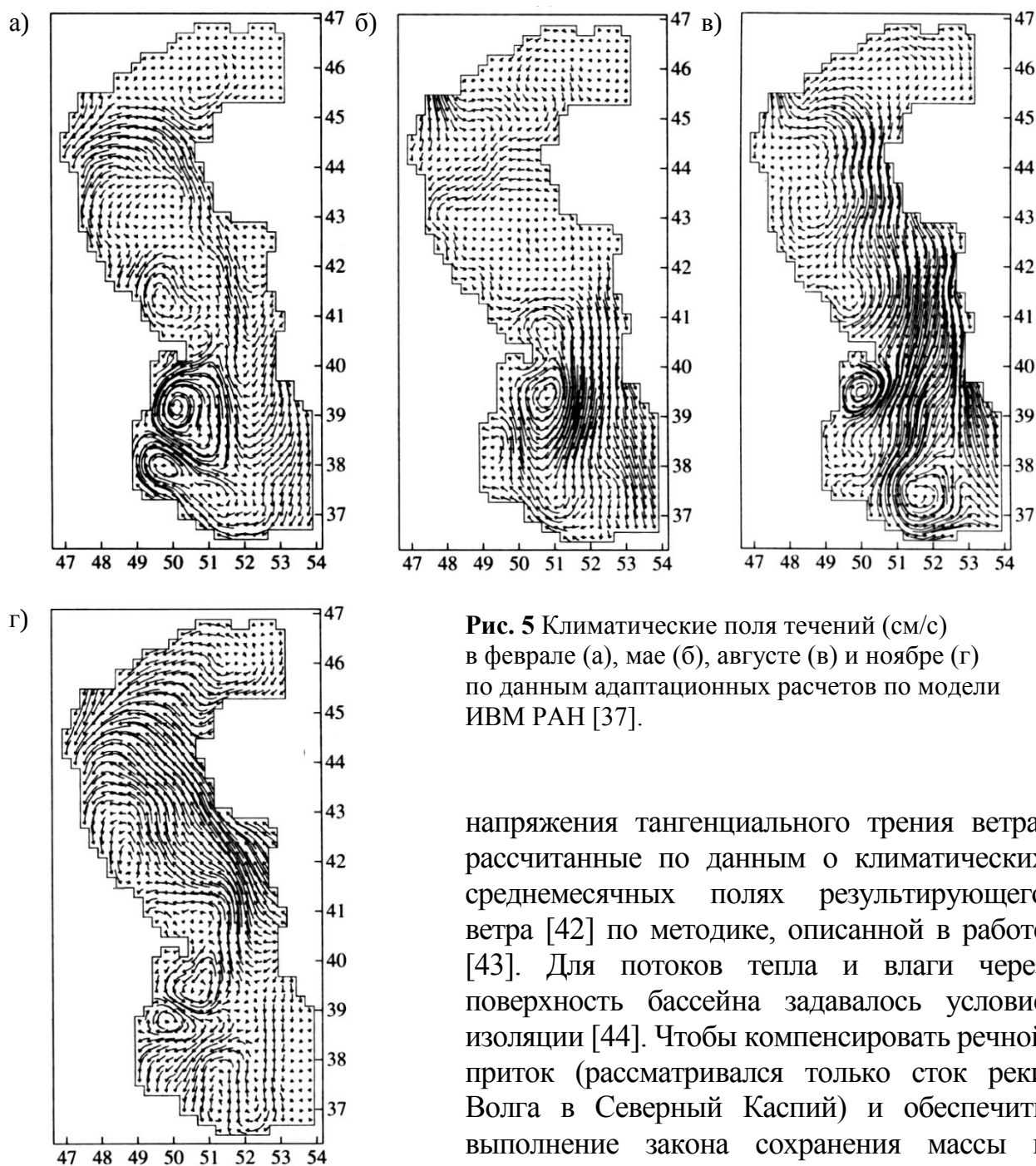


Рис. 5 Климатические поля течений (см/с) в феврале (а), мае (б), августе (в) и ноябре (г) по данным адаптационных расчетов по модели ИВМ РАН [37].

напряжения тангенциального трения ветра, рассчитанные по данным о климатических среднесезонных полях результирующего ветра [42] по методике, описанной в работе [43]. Для потоков тепла и влаги через поверхность бассейна задавалось условие изоляции [44]. Чтобы компенсировать речной приток (рассматривался только сток реки Волга в Северный Каспий) и обеспечить выполнение закона сохранения массы в модели, на поверхности моря задавалось равномерное значение вертикальной

скорости, направленной вверх, имитирующей испарение. Процесс льдообразования в модели не учитывался.

В феврале (рис. 5а) в Среднем Каспии поверхностные течения вдоль изобаты 100 м образуют обширный циклонический круговорот. Севернее Апшеронского п-ова располагается циклонический вихрь, береговой сегмент которого составляет юго-западную периферию циклонического круговорота Среднего Каспия. В Южном Каспии доминирует циклонический вихрь в северо-западной части и антициклонический, расположенный южнее устья реки Кура в юго-западной части. В мае (рис. 5б) циклонический характер циркуляции в Среднем Каспии сохраняется с меньшей интенсивностью по сравнению с зимой. В Южном Каспии, где сила ветра меньше, чем в его центральной части, циклонический вихрь смещается к востоку, и интенсивность его уменьшается. Антициклонический вихрь в юго-восточной части Южного Каспия не наблюдается. В июле (рис. 5в) под действием сильных северных и северо-западных ветров в восточной половине Среднего и центральной части Южного Каспия происходит усиление течений соответственно в южном и юго-западном направлениях. В Среднем Каспии у восточного берега наблюдается апвеллинг вод. Антициклон, расположенный в Южном Каспии южнее Апшеронского п-ова, смещается ближе к берегу. У иранского побережья моря формируется интенсивный циклонический вихрь.

Смена направления ветра над морем в осенний сезон (рис. 5г) приводит к перестройке поверхностных течений всего моря. В Среднем Каспии происходит усиление течения вдоль восточного побережья, которое является частью общей циклонической циркуляции этого региона. В юго-восточной части Южного Каспия южнее Апшеронского п-ова наблюдаются циклонический и антициклонический вихри меньшей интенсивностью по сравнению с зимой.

Модель ассимиляции климатических данных. Как уже отмечалось, метод гидродинамической адаптации [21] позволяет воспроизводить среднеклиматические и климатические сезонные поля температуры и солености (плотности) морской воды. Более эффективным методом реконструкции сезонных климатических полей является непрерывная по времени ассимиляция (усвоение) климатических данных о температуре и солености в термогидродинамической модели с переменными граничными условиями на поверхности [45]. При таком подходе роль усваиваемых в модели на каждом шаге по времени данных не должна быть завышенной, и ассимиляция данных должна осуществлять процесс быстрого (геострофического) согласования гидрофизических ролей. Предложенные в работах [46–47] методика периодической ассимиляции данных и алгоритм адаптивной статистики ошибок прогноза [36] позволяют воспроизвести взаимно согласованные климатические поля температуры и солености.

Для модели ассимиляции климатических данных [36] климатические поля температуры и солености, полученные по среднемноголетним гидрологическим данным методом гидродинамической адаптации [37], использовались как начальные условия. На верхней границе моря использовались среднемесячные данные реанализа атмосферной циркуляции, выполненного в Европейском центре среднесрочного прогноза погоды

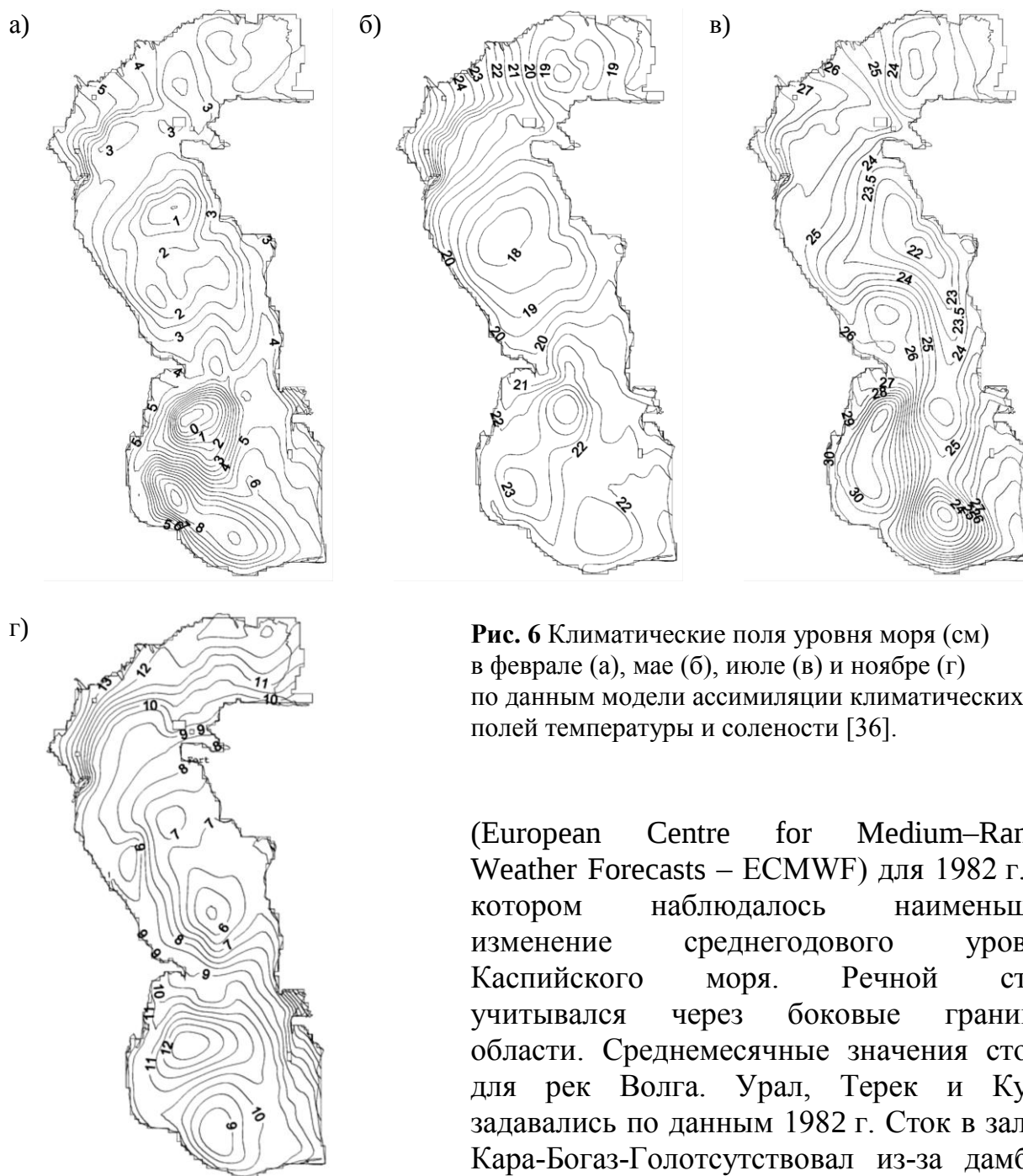


Рис. 6 Климатические поля уровня моря (см) в феврале (а), мае (б), июле (в) и ноябре (г) по данным модели ассимиляции климатических полей температуры и солёности [36].

(European Centre for Medium–Range Weather Forecasts – ECMWF) для 1982 г., в котором наблюдалось наименьшее изменение среднегодового уровня Каспийского моря. Речной сток учитывался через боковые границы области. Среднемесячные значения стока для рек Волга, Урал, Терек и Кура задавались по данным 1982 г. Сток в залив Кара-Богаз-Голотсуществовал из-за дамбы, возведенной в проливе между морем и заливом в 1980 г. Температура речной

воды задавалась равной средней температуре воды за 1960–1990 гг., а солёность принималась равной 0‰.

Согласно полученным результатам, характерной особенностью поверхностных течений Северного Каспия в осенне-зимний период (рис. 6а) является сильное струйное течение. Оно направленно от дельты реки Волга на юго-запад к о. Чечень и Аграханскому п-ову. Поскольку пик половодья реки Волга приходится на конец мая начало июня, градиенты уровня мористее дельты реки в июле (рис. 6в) заметно меньше, чем в мае (рис. 6б). В восточной мелководной части Северного Каспия из-за циклонической завихренности ветра образуются два циклонических вихря (рис. 6в).

Циркуляция поверхностных вод в мае (рис. 6б) в западной части Северного Каспия качественно не отличается от зимней (рис. 6а). В ноябре поверхностные течения в Северном Каспии направлены с востока на запад и юго-запад (рис. 6г). Максимальный перепад уровня здесь наблюдается несколько южнее о. Искусственный и о. Тюлений.

В Среднем Каспии фактически весь год наблюдается обширный циклонический круговорот. Лишь в феврале циклонический характер циркуляции вод нарушается (рис. 6а). В отличие от зимнего состояния, в мае циклонический круговорот охватывает весь Средний Каспий (рис. 6б). Направленное на юг вдоль восточного берега Среднего Каспия течение из-за усиления северной компоненты ветра заметно сильнее в мае по сравнению с февралем и имеет максимальную протяженность. Значительные изменения в топографии уровня моря Среднего Каспия по сравнению с другими месяцами происходят в июле (рис. 6в). Западное прибрежное течение, хотя и доходит до Апшеронского п-ова, но существенно слабее. В ноябре (рис. 6г) в Среднем Каспии наблюдаются западный антициклонический вихрь и смещенный от него на юго-восток циклонический вихрь. Возбуждаемое стоком реки Волга градиентное течение, направленное от о. Чечень на юг распространяется лишь до Махачкалы. В этот период в Среднем Каспии отсутствует ярко выраженный циклонический круговорот вод. В западной части Среднего Каспия прослеживается антициклонический мезомасштабный вихрь.

В феврале в Южном Каспии выделяются два вихря (рис. 6а): юго-западная область моря охвачена антициклоническим вихрем, а северо-западная, южнее Апшеронского порога — циклоническим вихрем. Это наиболее интенсивные структуры мезомасштабных течений не только Южного Каспия, но и всего моря. Отмеченные вихри разного знака вращения вод присутствуют в Южном Каспии почти в течение всего года. По сравнению с февралем в мае (рис. 6б) антициклонический вихрь смещается вплотную к Апшеронскому порогу, в то время как циклонический вихрь — к востоку. Характерной особенностью циркуляции Южного Каспия летом являются сильное прибрежное течение южного направления вдоль восточного побережья и два циклонических вихря, расположенные между Апшеронским п-овом и устьем реки Кура и вблизи иранского побережья, а также антициклонический вихрь северо-восточнее Апшеронского порога (рис. 6в). В ноябре в северной области Южного Каспия доминирует антициклонический вихрь, южнее которого расположен менее интенсивный циклонический вихрь. У восточного побережья возле Красноводского залива уровень моря понижен, что указывает на подъем вод в этом районе.

4. Динамика Каспийского моря по данным ДЗЗ

Огромные возможности для исследования динамики вод Каспийского моря открывают данные ДЗЗ. Последовательные спутниковые изображения с высоким пространственно-временным разрешением и одновременным охватом всей исследуемой акватории позволяют проследить эволюцию обнаруженного элемента циркуляции вод, при наличии контрастов в поле

температуры поверхности моря (ТПМ), содержании взвеси, содержании хлорофилла, шероховатости поверхности или аномалии уровня. Кроме того, очень важна, ввиду ограниченности экспедиционного времени, возможность коррекции курса научно-исследовательского судна на выбранный при анализе оперативной спутниковой информации объект исследования (например, мезомасштабный вихрь или вихревой диполь).

В арсенале средств ДЗЗ поверхности Каспийского моря спутниковые изображения ИК- и оптического диапазонов спектра, радиолокационные изображения (РЛИ) радаров с синтезированной апертурой (РСА) и данные спутниковой альтиметрии. В настоящее время в Каспийском море различают крупномасштабную, мезомасштабную и мелкомасштабную циркуляции вод. К крупномасштабной циркуляции вод в Каспийском море — круговороты в Среднем и Южном Каспии. К мезомасштабным элементам циркуляции относят: антициклонические и циклонические вихри, вихревые диполи и струи с горизонтальным размером $\sim 20\text{--}100$ км, превышающим бароклинный радиус деформации Россби, который для Каспийского моря составляет 17–22 км в глубоководных районах и 3–8 км на шельфе в восточной части Среднего Каспия [48]. К мелкомасштабным — циклонические и антициклонические вихри и диполи с диаметрами (размерами) менее радиуса деформации Россби. Основные результаты исследования мезомасштабной динамики вод Каспийского моря, ее связи с крупномасштабной циркуляцией вод, ветровым воздействием и неоднородностями линии берега/донной топографии, полученные главным образом на основе анализа доступных спутниковых изображений ИК- и видимого диапазонов спектра, изложены в работе [49]

Богатую информацию об элементах крупномасштабной и мезомасштабной динамике вод Каспийского моря дают поля ТМП по данным ИК-изображения и карты содержания хлорофилла и взвеси. Они позволили: получить синоптическую картину апвеллинга у западного и восточного побережий Среднего Каспия и проследить ее динамику; выявить не известные ранее нестационарные элементы циркуляции (вдольбереговые струеобразные потоки теплых вод из Северного и Южного Каспия в Средний; струи и вихри, связанные с прибрежным апвеллингом;

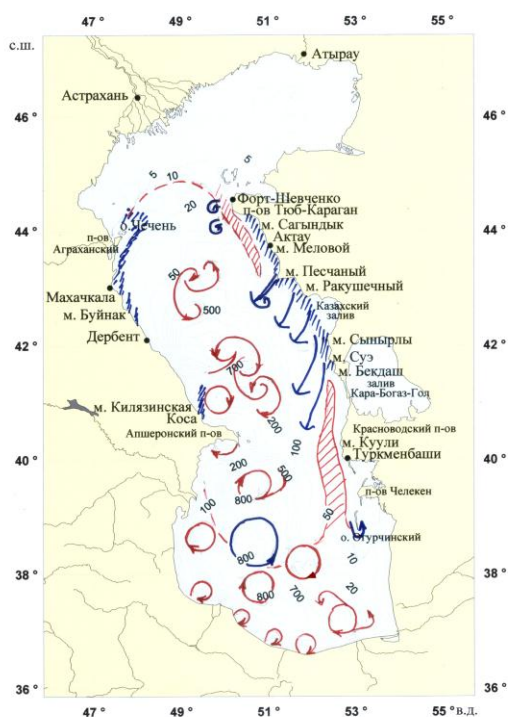


Рис. 7. Типичные элементы мезомасштабной циркуляции Каспийского моря в теплый сезон [49].

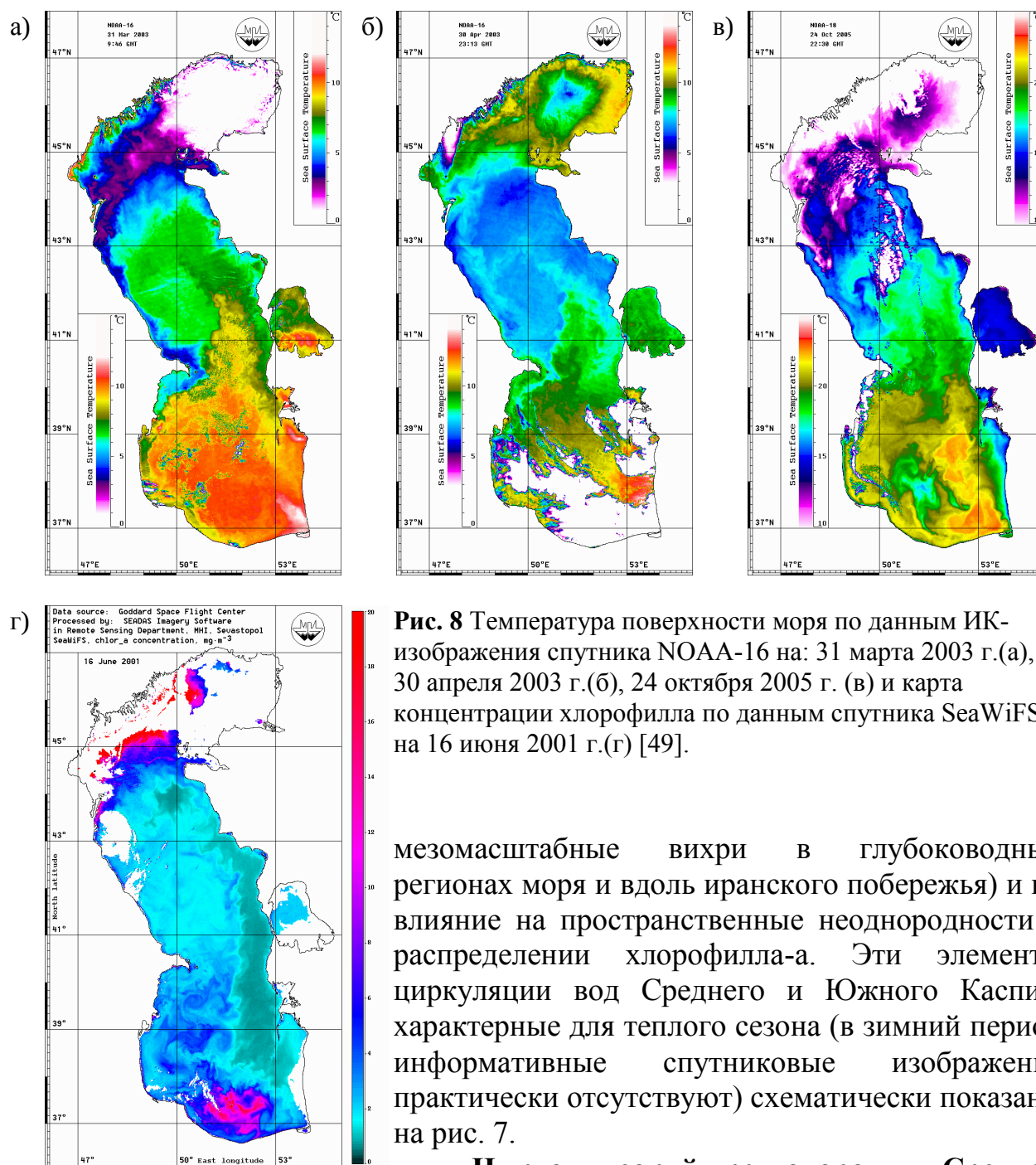


Рис. 8 Температура поверхности моря по данным ИК-изображения спутника NOAA-16 на: 31 марта 2003 г.(а), 30 апреля 2003 г.(б), 24 октября 2005 г. (в) и карта концентрации хлорофилла по данным спутника SeaWiFS на 16 июня 2001 г.(г) [49].

мезомасштабные вихри в глубоководных регионах моря и вдоль иранского побережья) и их влияние на пространственные неоднородности в распределении хлорофилла-а. Эти элементы циркуляции вод Среднего и Южного Каспия, характерные для теплого сезона (в зимний период информативные спутниковые изображения практически отсутствуют) схематически показаны на рис. 7.

Циклонический круговорот в Среднем Каспии, характерный элемент крупномасштабной

циркуляции в холодный период, отчетливо проявляется на спутниковых изображениях в марте-июне и октябре (рис. 8) (зимой информативные изображения редки из-за облачности). Вовлечение теплых вод из Южного Каспия по восточной периферии этого круговорота над Дербентской впадиной с центром на $\sim 42^\circ$ с.ш. и 50° в.д. обеспечивает их распространение в холодный период на север до $43\text{--}44^\circ$ с.ш., в то время как южный поток по его западной периферии способствует распространению холодных и распресненных вод из Северного Каспия в Средний Каспий (рис. 8а). По мере весенне-летнего прогрева размер поверхностного циклонического круговорота уменьшается и северная граница вовлеченных южно-каспийских вод смещается на юг (рис. 8б, 8г). В теплый сезон на месте этого крупномасштабного круговорота часто

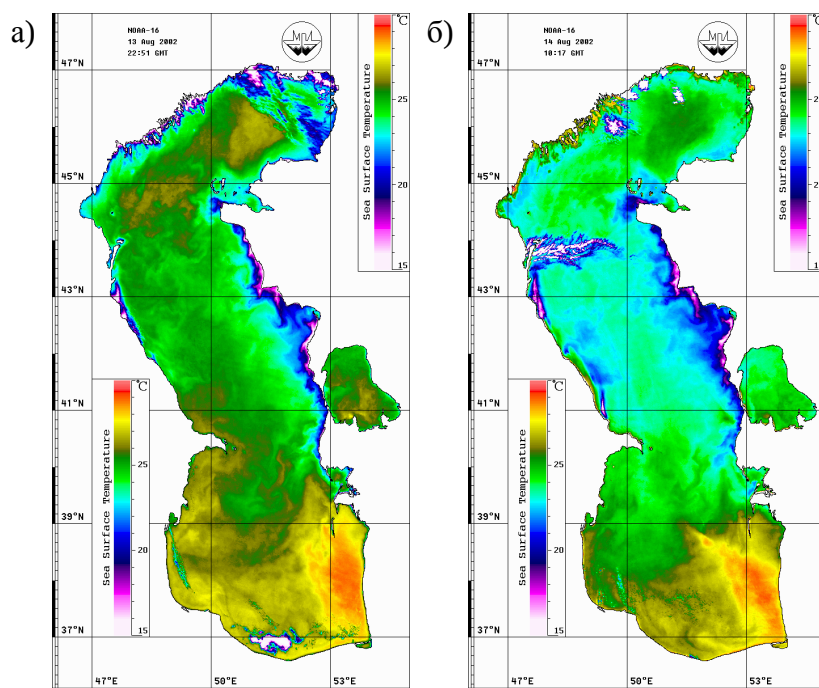


Рис. 9 Температура поверхности моря по данным ИК-изображения спутника NOAA-16 на 13 (а) и 14 (б) августа 2002 г. [49].

наблюдаются мезомасштабные вихри, вихревые диполи и струи апвеллинга (рис. 8в), однако и тогда примерно в центре прежнего круговорота нередко различается мезомасштабный циклон с диаметром $\sim 40\text{--}50$ км (рис. 8в). Осенью (с начала октября) циклонический круговорот снова начинает проявляться а поле ТПМ (рис. 8в).

Характер **апвеллинга** у западного и восточного побережий Каспия существенно различается, что связано с характером береговой линии/донной топографии (рис. 1), преобладающими локальными направлениями ветра, наличием интенсивного юго-восточного течения у западного побережья. Для западного побережья Среднего Каспия характерны локальные синоптические подъемы холодных вод при благоприятных для апвеллинга направлениях ветра. В основном это, в соответствии с общим направлением береговой черты, ветры юго-восточного направления на пространстве от п-ова Аграханский до Апшеронского п-ова [5, 17, 51]. На квазизональных участках (Махачкала – м. Турали, районы м. Буйнак и Килязинская Коса) при ветрах восточных румбов образуются холодные струи северного направления с шириной 10–20 км, длиной до ~ 60 км, скоростью продвижения фронта до 140 см/с, перепадом температуры относительно окружающих вод до 11–12 °С, временем жизни — несколько дней (рис. 9) [51]. Отличительная особенность этих струй — в том, что, распространяясь от берега сначала почти поперек изобат, в итоге они в соответствии с изменениями линии берега и хода изобат становятся параллельными им. Задержка во времени наступления апвеллинга относительно северного участка (вблизи Махачкалы) последовательно увеличивалась в южном направлении.

В отличие от апвеллинга у западного побережья Среднего Каспия с эпизодическими выходами холодных вод на поверхность, апвеллинг у его

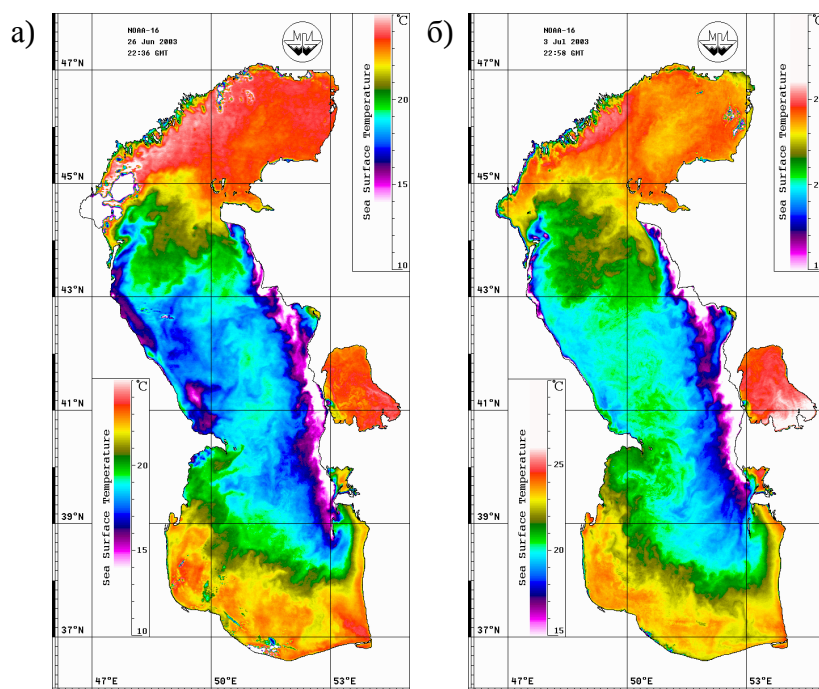


Рис. 10 Температура поверхности моря по данным ИК-изображения спутника NOAA-16 на 23 июня 2003 г. (а) и 3 июля 2003 г. (б) [49].

восточного побережья имеет сезонный характер, обусловленный преобладающими северо-западными ветрами в летний сезон, совпадающими по направлению с линией берега (в среднем) [5, 17, 51]. Сезонный апвеллинг вдоль восточного побережья от п-ова Тюб-Караган до Красноводского п-ова (при сильных северных и северо-западных ветрах — до о-ва Огурчинский, рис. 10) с холодной температурной аномалией у берега наблюдается с середины мая до середины октября. Изрезанность береговой линии и разнообразие ветровых условий вдоль побережья с большой меридиональной протяженностью обуславливают существенную пространственно-временную изменчивость зоны апвеллинга [52], а близость к берегу 50-метровой изобаты на большей части побережья (на этой глубине находятся глубинные воды с температурой 10–12 °С [53]) — яркое проявление апвеллинга при сравнительно слабых ветрах, не превышающих в теплый сезон в большинстве случаев 5–7 м/с. Например, при восточных ветрах апвеллинг у восточного побережья (сгон) был слабым, тогда как в ситуации конца июня — начала июля 2003 г., при преобладающих ветрах западных румбов над Северным Каспием и северных — над Средним Каспием, наблюдался интенсивный апвеллинг у обоих побережий (рис. 10). Локальная ширина зоны апвеллинга (расстояние от берега, в пределах которого прослеживаются трансформированные апвеллинговые воды) зависит от силы, направления и продолжительности ветрового воздействия, а также от горизонтального масштаба сопровождающих апвеллинг когерентных структур.

Струйные потоки из Северного и Южного Каспия в Средний. Синоптическая ситуация с северным ветром вдоль восточного побережья моря и антициклонической циркуляцией в Среднем Каспии приводит к распространению теплых вод из Северного Каспия струйным потоком по западному побережью п-ова Тюб-Караган до ~43° с.ш. (рис. 10б) [52].

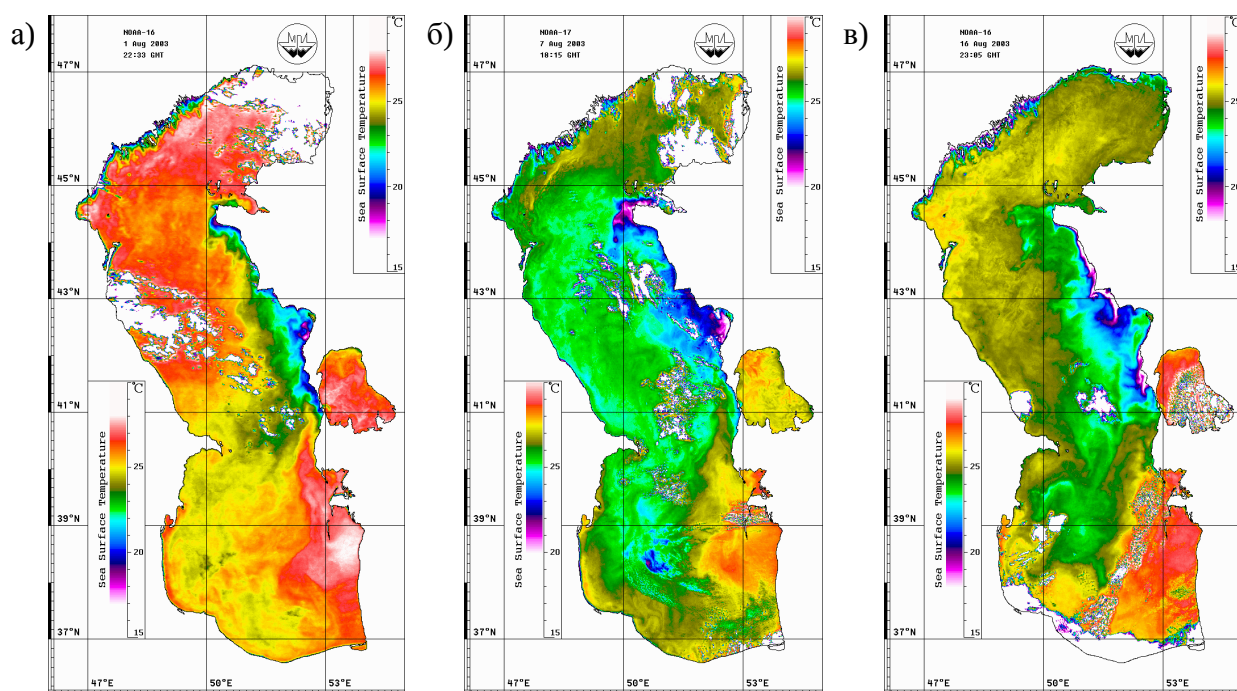


Рис. 11 Температура поверхности моря по данным ИК-изображения спутника NOAA-16 на 1 августа 2003 г. (а), 7 августа 2003 г. (б) и 3 августа 2003 г. (в) [49].

Ширина такой струи теплых вод на 3 июля 2003 г. составляла ~ 20 км, а скорость продвижения ее фронта на юго-восток, оцененная по ИК-изображениям для 26 июня и 3 июля 2003 г., была ~ 15 см/с.

Ветры восточных румбов, более частые в августе-октябре, способствуют распространению теплых вод из Южного в Средний Каспий в виде струйных потоков от $39\text{--}40^\circ$ до $41^\circ 30'\text{--}42^\circ$ с.ш. в пределах 50-метровой изобаты. Скорость продвижения таких струеобразных потоков из Южного Каспия на север, оцененная по смещению их головной части между последовательными изображениями ТПМ, — около 20 см/с, а продолжительность проявления на изображениях — порядка одной-двух недель.

Вихри в Среднем и Южном Каспии имеют широкий диапазон пространственных масштабов – от примерно 10 км до ~ 80 км. Время их наблюдения ограничивается в большинстве случаев несколькими днями, а наличие облачности и слабые контрасты трассера не позволяют проследить их эволюцию и выявить механизмы образования. Наиболее очевидна природа вихрей, связанных с апвеллингом у восточного побережья Каспия.

При северных и северо-восточных ветрах от зоны апвеллинга у западного побережья п-ова Тюб-Караган отделяются циклонические вихри с диаметром $\sim 10\text{--}20$ км (рис. 9, 11). Процесс последовательного формирования циклонов на фронте апвеллинга и их последующего распространения запад и юг в августе 2003 г. показан на рис. 11. Средняя скорость перемещения циклона, оцененная по двум полям ТПМ (рис. 11а и 11б) составила ~ 8 см/с. В результате отделения от зоны апвеллинга этих циклонических вихрей,

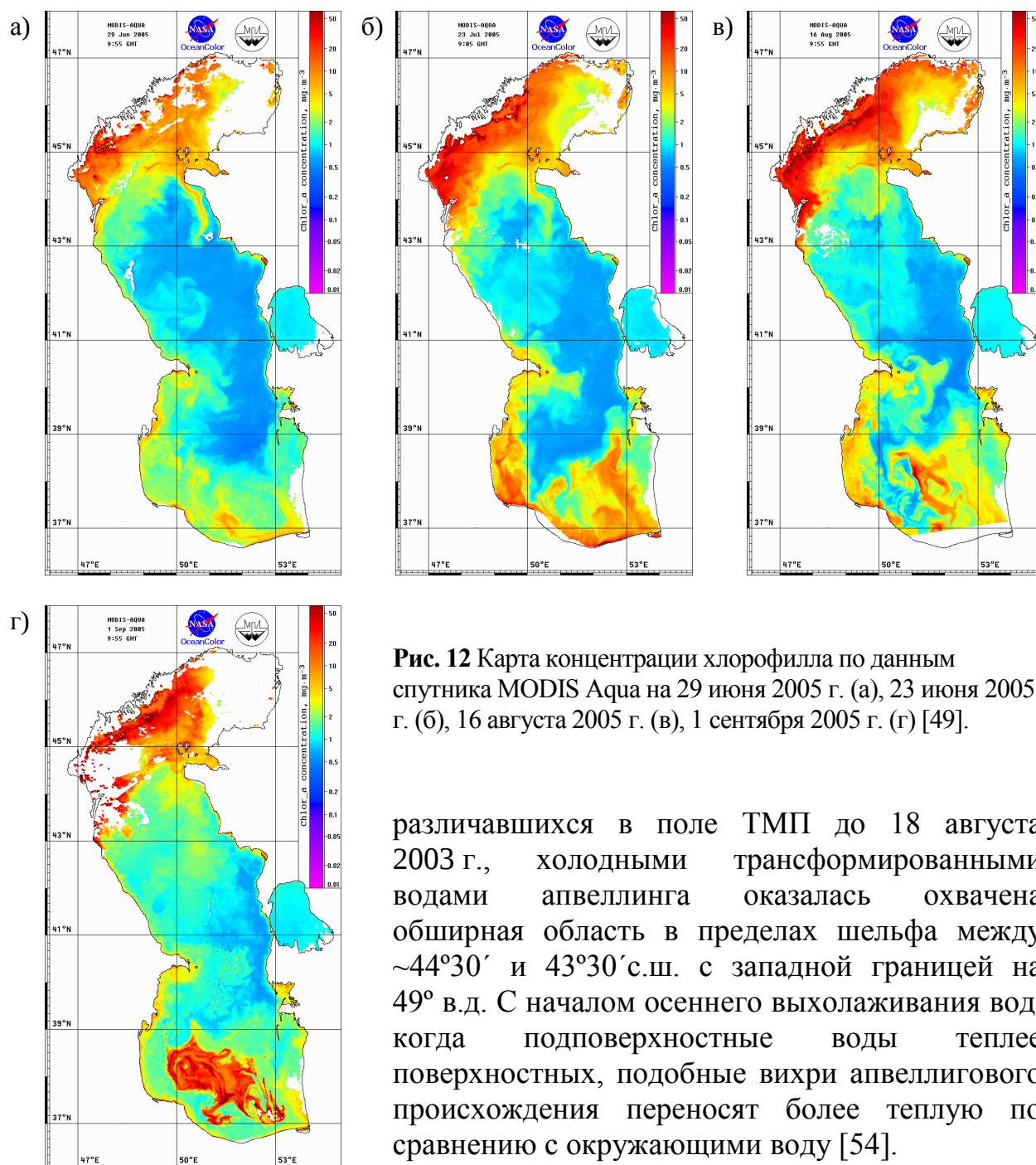


Рис. 12 Карта концентрации хлорофилла по данным спутника MODIS Aqua на 29 июня 2005 г. (а), 23 июня 2005 г. (б), 16 августа 2005 г. (в), 1 сентября 2005 г. (г) [49].

различавшихся в поле ТМП до 18 августа 2003 г., холодными трансформированными водами апвеллинга оказалась охвачена обширная область в пределах шельфа между $\sim 44^{\circ}30'$ и $43^{\circ}30'$ с.ш. с западной границей на 49° в.д. С началом осеннего выхолаживания вод, когда подповерхностные воды теплее поверхностных, подобные вихри апвеллигового происхождения переносят более теплую по сравнению с окружающими воду [54].

Часто обнаруживаемым на спутниковых изображениях элементом мезомасштабной циркуляции Среднего Каспия является антициклонический вихрь с центром на 41° – $41^{\circ}30'$ с.ш., 50 – $50^{\circ}30'$ в.д. (между Дербентской впадиной и Апшеронским п-овом) с диаметром от ~ 30 до ~ 70 км. Этот вихрь и связанные с ним элементы циркуляции обеспечивают распространение трансформированных вод апвеллинга на расстояние до ~ 150 км от берега (рис. 10а). Иногда вихри примерно такого же масштаба и вихревые диполи наблюдаются и в центральной части Среднего Каспия (рис. 7). Вихревой диполь к северо-востоку от Апшеронского п-ова с размером «шляпки» примерно 55 км виден на рис. 12а. Антициклоны или вихревые диполи меньшего размера (~ 20 км) обнаруживаются на конце струйного потока

теплых вод из Северного Каспия вдоль п-ова Тюб-Караган (рис. 10б), на фронте теплых и распресненных вод из Северного Каспия (рис. 12б).

В Южном Каспии мезомасштабные антициклоны с присоединенными циклонами часто наблюдаются как над склоном южно-каспийской впадины на участке от Апшеронского п-ова до юго-восточного «угла» моря, так и в глубоководной части моря, с центрами преимущественно западнее 51° в.д. В большинстве случаев это антициклонические вихри или диполи/триполи на основе антициклона. Центры часто обнаруживаемых антициклонов над западным склоном впадины с диаметром $\sim 30\text{--}50$ км находятся непосредственно южнее Апшеронского п-ова (рис. 10а, 12в–12г), южнее устья р. Куры ($\sim 38^\circ 40'$ с.ш., $49^\circ 30'$ в.д., рис. 10а, 12а–12б) и в юго-западной части моря ($\sim 37^\circ 40'$ с.ш., $49^\circ 30'$ в.д., рис. 12б). Вихри с диаметром $\sim 20\text{--}40$ км (рис. 12б–12в) обнаруживаются вдоль южного побережья от м. Сефид-Руд до самой южной точки моря на 52° в.д. (см. также [49, 54–55]).

Более крупные антициклонические и циклонические вихри, а также вихревые диполи и их комбинации характерны для глубоководной части Южного Каспия. Циклонический вихрь с диаметром до $70\text{--}80$ км иногда отчетливо проявляется в западной части впадины (центр на $\sim 38^\circ 10'\text{--}38^\circ 30'$ с.ш., $50^\circ\text{--}50^\circ 30'$ в.д.) (рис. 12в–г).

Сравнение последовательных спутниковых изображений (к сожалению, временной интервал между информативными снимками может превышать две недели) показывает, что вихревая картина в Южном Каспии довольно изменчива. Например, крупный циклонический вихрь на рис. 12в–г, образующий сложную вихревую группу с соседними антициклонами, оказался на месте небольших элементов антициклонической завихренности, наблюдавшихся примерно месяцем ранее (рис. 12а–б). Время его жизни (проявления в поле хлорофилла) составило почти месяц (примерно с 7 августа до начала сентября 2005 г.). Вовлечение вод по перифериям вихрей, в том числе вихрей на границе Среднего и Южного Каспия, обеспечивает распространение теплых (холодных) вод на север (юг).

В Каспии существуют и **мелкомасштабные вихри и вихревые диполи**, которые обнаруживаются на радиолокационные изображения (РЛИ) РСА и визуализируются либо посредством пассивных трассеров, либо за счет изменения контрастов в конвергентно-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). На долю вихрей, проявляющихся за счет пленочного механизма, приходится до 90 % всех выявленных вихрей в Каспийском море [49]. Пленки, вовлекаясь в орбитальные движения, достаточно детально «прорисовывают» вихри и вихревые диполи. Это дает возможность оценить их пространственные характеристики, определить знак их завихренности (циклонические – антициклонические). На РЛИ за счет «сликового» механизма хорошо проявляются вихревые структуры от нескольких сот метров до десятков километров (рис. 13). Наиболее часто

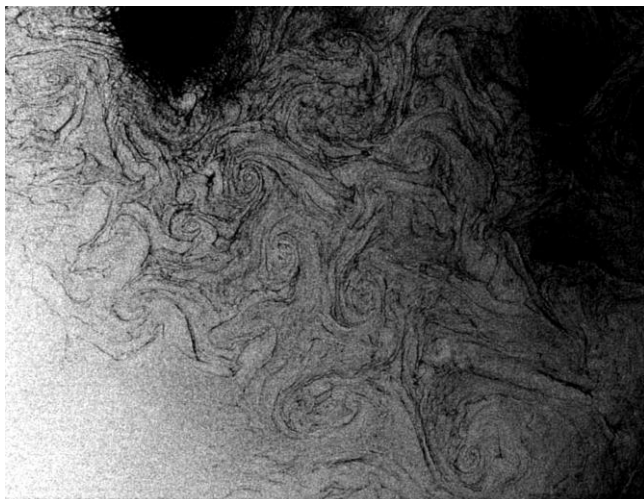


Рис. 13 Проявление мелкомасштабных вихрей на РЛИ за счет «сликового» механизма: мелкомасштабные вихри в юго-восточной части Каспийского моря.

Фрагмент РЛИ ASAR спутника Envisat, полученного 19 ноября 2010 г. в 18:17 UTC с разрешением в точке 75 м [49]

вихри, «прорисованные» сликами, выявляются на РЛИ в период активного цветения водорослей. Следует отметить,

что, помимо необходимого условия – наличия большого количества ПАВ или скопления водорослей, для «проявляемости» вихрей на РЛИ существенна и скорость ветра. Лучше всего «сликовый» механизм работает при скоростях ветра 3–5 м/с, при которых уже существуют короткие гравитационно-капиллярные волны, вызывающие брэгговское рассеяние радиолокационного сигнала, а ветер еще не оказывает разрушительного воздействия на поверхностные пленки. При определенных обстоятельствах вихри и вихревые диполи могут быть непосредственно зарегистрированы на снимках в оптическом диапазоне в зоне солнечного блика. В этом случае сигнал формируется пленками ПАВ, которые выступают в качестве трассеров подобно тому, как это происходит на РЛИ (рис. 14).



Рис. 14 Пример проявления мелкомасштабных вихрей на оптическом снимке в зоне солнечного блика. Фрагмент цветосинтезированного изображения спутника TM Landsat-5, полученного 2 июня 2010 г. с разрешением 30 м. Композиция 3-го, 2-го и 1-го каналов [49]

5. Динамика Каспийского моря по данным спутниковой альтиметрии

Создаваемая для решения геодезических задач спутниковая альтиметрия нашла широкое применение в океанологии [56]. Помимо

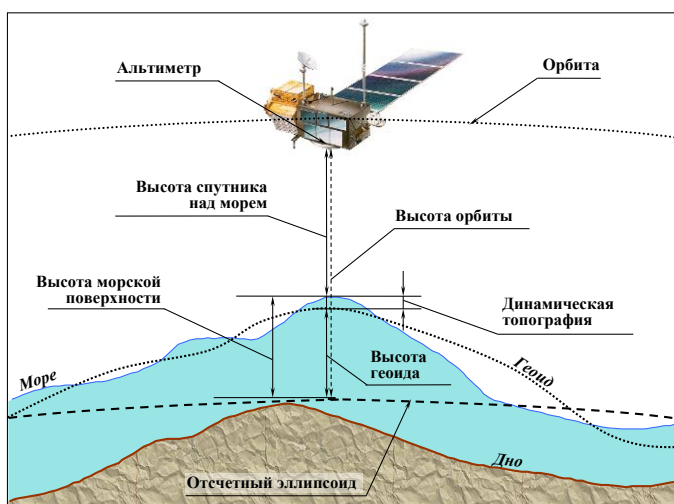


Рис. 15 Принципиальная схема альтиметрических измерений и основные поверхности, связанные с ними [49].

климатических изменений уровня Мирового океана она позволяет исследовать синоптическую изменчивость крупномасштабной динамики, уточнять глобальные модели приливов, исследовать

синоптические вихри и меандры сильных струйных течений, планетарные волны, волны цунами, морские льды и многое другое. В настоящее время наблюдается тенденция к переходу от исследования крупномасштабных явлений в Мировом океане к исследованиям отдельных акваторий, внутренних и окраинных морях [57].

Спутниковая альтиметрия — единственный тип данных ДЗЗ, позволяющий вне зависимости от погодных условий на регулярной основе создавать карты динамической топографии морской поверхности. Сегодня точность альтиметров достигла такого уровня [49], что дает возможность рассчитывать по градиентам уровня моря поля поверхностных геострофических течений [58].

Исследование динамики Мирового океана, внутренних и окраинных морей проводится на основе анализа динамической топографии (ДТ), которая определяется как отклонение высоты морской поверхности от высоты морского геоида (рис. 15).

Различают два вида динамической топографии: среднюю (или среднеклиматическую) и синоптическую. Среднеклиматическая ДТ определяется как отклонение средней высоты морской поверхности от высоты морского геоида. Она рассчитывается по данным спутниковой альтиметрии, дрейфующих буев и результатам расчетов по термогидродинамическим моделям [59]. Различают глобальные и региональные модели среднеклиматической ДТ. Синоптическая динамическая топография определяется как суперпозиция среднеклиматической ДТ и аномалий уровня моря, рассчитанных по данным спутниковой альтиметрии [59].

Для анализа гидрологического и гидродинамического режимов Каспийского моря наиболее оптимальными являются данные спутников TOEX/Poseidon (T/P) и Jason-1/2 (J1/2). Это обусловлено следующими причинами.

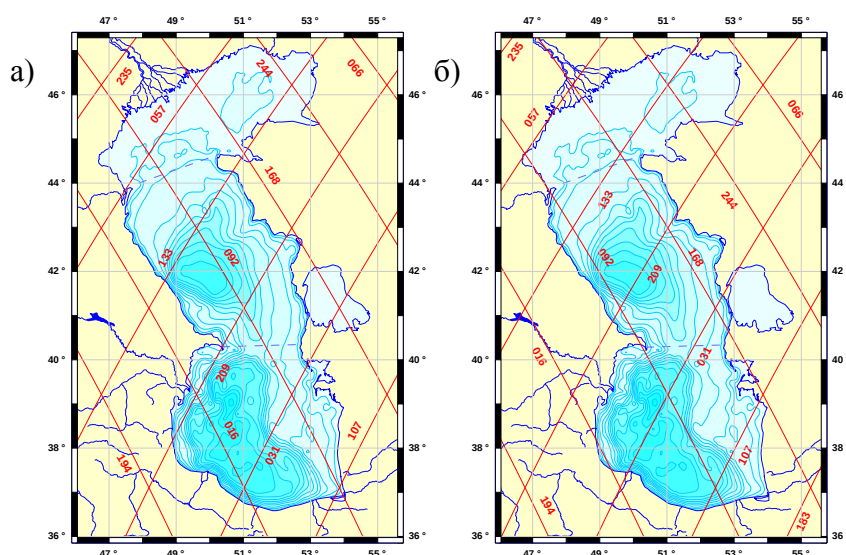


Рис. 16 Положение на акватории Каспийского моря треков фазы А программы спутников Т/Р и J1/2 (а) и фазы В программы спутников Т/Р и J1(б) [4].

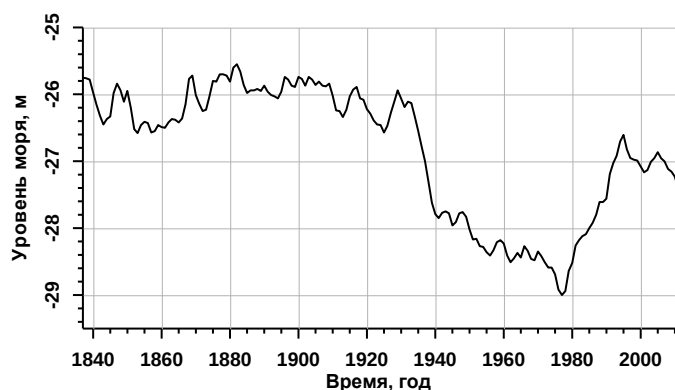
Восходящий трек соответствует нечетному номеру, нисходящий трек – четному.

- Точность измерения высоты спутника над морской поверхностью для этой программы составляет 1,7 см [4, 49], а расчет самой ВМП относительно отсчетного эллипсоида для открытого океана – 4,2 см [4, 49], что является наилучшей характеристикой по сравнению с другими программами альтиметрических измерений.
- Внутри каждого 10-суточного цикла на акватории Каспийского моря расположено 4 нисходящих (четные номера) и 4 восходящих (нечетные номера) трека (рис. 16а).
- Временной масштаб повторения измерений вдоль трека – 9,916 суток (т.е. примерно 3 раза в месяц) – наиболее приемлем для исследования синоптической и сезонной изменчивости уровня Каспийского моря.
- Пространственное разрешение альтиметрических измерений этих спутников для акватории Каспийского моря меньше характерного радиуса деформации Россби.
- Массив данных спутника Т/Р¹ [60] представляет собой непрерывный и наиболее длинный по времени ряд измерений с возможностью его продления данными спутника J1² [61] и J2³ [62]. Расположение треков последнего полностью совпадает с расположением треков спутников Т/Р и J1 до совершения ими маневра коррекции орбиты соответственно 19 августа 2002 г. и 26 января 2009 г. (рис. 16).

Обработка данных спутников Т/Р и J1/2 проводилась с применением программного обеспечения Интегрированной базы данных спутниковой альтиметрии (ИБДСА) — «Каспий» с учетом всех необходимых поправок (поправки на влажность, сухой поправки, ионосферной поправки, систематической поправки и т.д.)

¹ – Фаза А – с сентября 1992 г. по август 2002 г. или с 1 по 364 цикл.
² – Фаза А – с января 2002 г. по январь 2009 г. или с 1 по 259 цикл.
³ – Фаза А – с августа 2008 г. по настоящее время.

Рис. 17 Межгодовая изменчивость уровня Каспия за период инструментальных наблюдений с 1837 по 2012 гг.



Существующие на сегодня глобальные **модели средних высот морской поверхности (СВМП)** Мирового океана [4, 59], относительно которых рассчитываются аномалии уровня из данных спутниковой альтиметрии, не все включают акваторию Каспийского моря. При вычислении СВМП всегда автоматически учитываются приливные поправки и/или поправки обратного барометра. Для Каспийского моря такой метод не подходит, поэтому необходимо создание региональной модели СВМП с учетом особенностей его гравитационного поля, гидрологического (сильная межгодовая изменчивость уровня моря [5, 17, 63], см. рис. 17) и

термогидродинамического режимов. Исходя из определения СВМП как поверхности, наиболее приближенной к эквипотенциальной поверхности моря, региональная модель СВМП для Каспийского моря представляет собой функцию не только широты и долготы, но и времени с фильтрацией сезонной и синоптической изменчивости [4, 64–65]. Пространственно-временной анализ изменчивости СВМП Каспийского моря показал, что уровень моря за период с 1993 по 2012 гг. рос и падал неравномерно по акватории моря (рис. 18). Расчет аномалий уровня моря относительно региональной модели СВМП позволит учесть как межгодовую изменчивость уровня моря, так и его пространственную неоднородность.

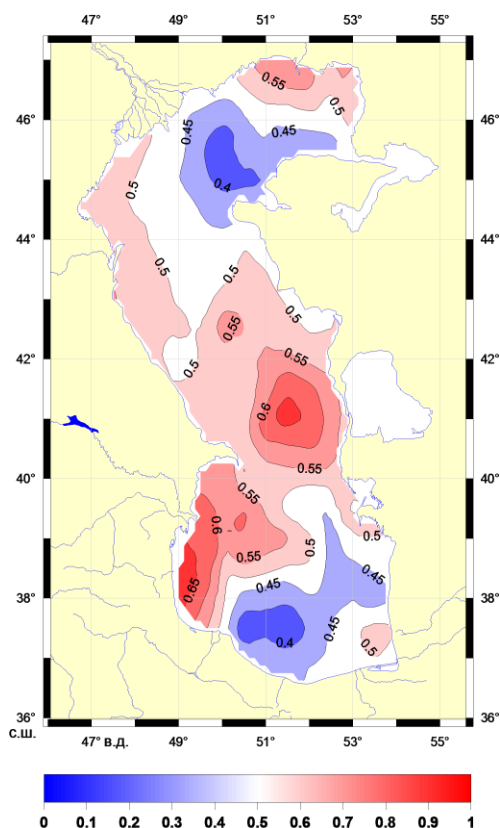


Рис. 18 Нормированные скорости изменения уровня Каспийского моря по данным альтиметрических измерений спутников Т/Ри J1/2 с января 1993 г. по декабрь 2012 г.

В качестве среднеклиматической ДТ для акватории Каспийского моря наиболее оптимальными являются результаты расчетов по модели Гидрометцентра [32–34] (рис. 4д). Синоптическая динамическая топография (рис. 19в) определяется как суперпозиция среднеклиматической ДТ (рис. 19а) и

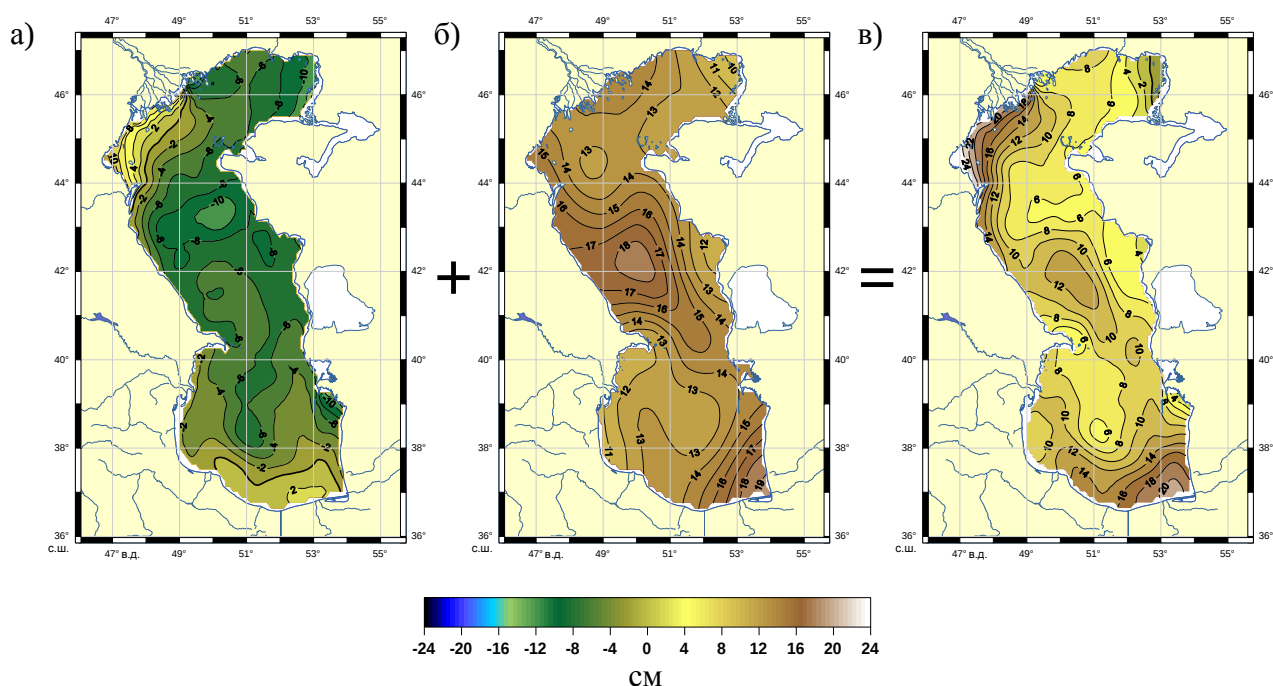


Рис. 19 (а) – Среднеклиматическая ДТ (см), рассчитанная по модели Гидрометцентра России [32–34], (б) – среднемесячные аномалий уровня моря Каспийского моря (см) за июль 2005 г. и (в) – синоптическая ДТ (см) за июль 2005 г., определяемая как суперпозиция среднеклиматической ДТ и аномалий уровня моря.

аномалий уровня, рассчитанным по данным спутниковой альтиметрии (рис. 19б) [4, 58]. По этой методике проводились расчеты среднемесячных и среднесезонных полей синоптической ДТ для временного интервала 1993–2012 гг.

Верификацию полей синоптической ДТ, построенной по данным спутниковой альтиметрии можно провести по другим параметрам состояния морской поверхности (температуре поверхности моря, концентрации взвешенного вещества, содержание хлорофилла и др.), рассчитанным по данным ДЗЗ, которые являются естественными трассерами, отражающими особенности мезомасштабной динамики вод [49].

Рассмотрим случай аномального цветения водорослей *Cyanobacteria Nodularia* у Иранского побережья в Южном Каспии в 2005 г. [66]. Оно началось развиваться во второй декаде августа и продолжалось до конца сентября и охватило область в 20 000 км². Аномальное цветение водорослей было зарегистрировано по данным спектрорадиометра MODIS спутника Aqua 12 августа и достигло максимума 1 сентября 2005г. (рис. 19).

Анализ карт концентрации хлорофилла и восходящего излучения морской воды (длина волны 412 нм) на 1 сентября 2005 г. по данным спектрорадиометра MODIS спутника Aqua показывает наличие мощного антициклонического вихря в Южном Каспии, центр которого имеет координаты 50°28' в.д. и 38°09' с.ш. Этот вихрь наблюдается и в поле среднемесячной за август 2005 г. синоптической ДТ, рассчитанной по данным

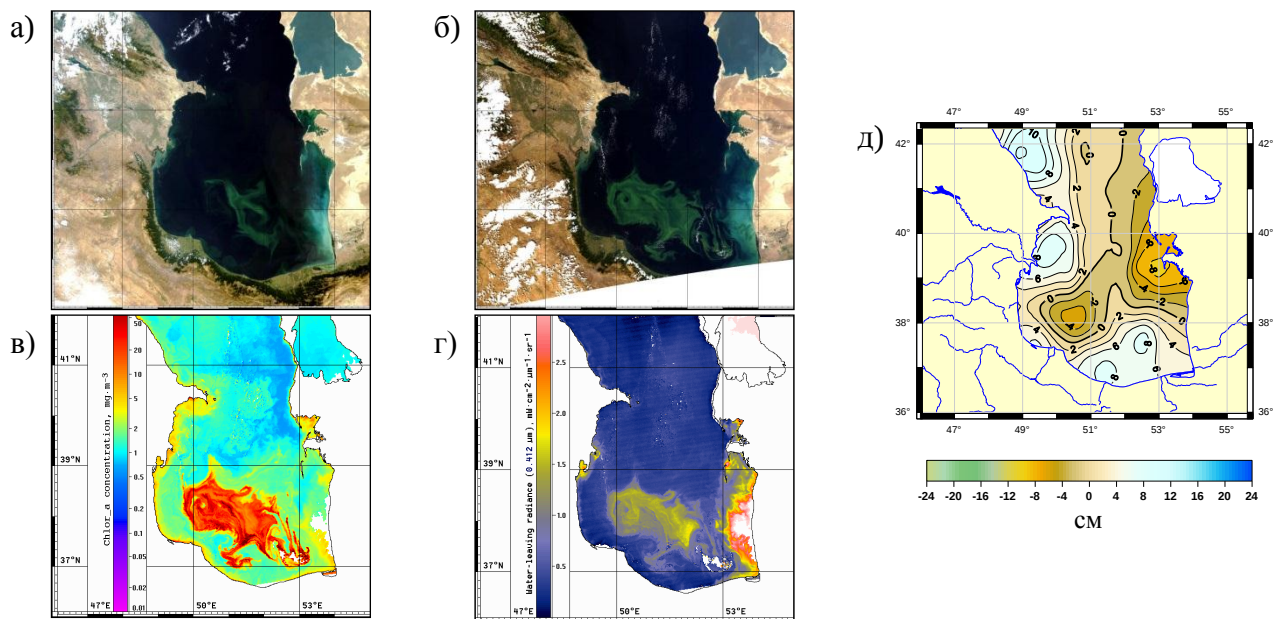


Рис. 20 Аномальное цветение водорослей по данным спектрорадиометра MODIS спутника Aqua (а) на 17 августа 2005 г., (б) на 1 сентября 2005 г.; карты (в) концентрации хлорофилла (мг/м^3) и (г) восходящего излучения морской воды на длине волны 412 нм (мВт/см^2) на 1 сентября 2005 г. и (д) среднемесячной синоптической ДТ ($^{\circ}\text{C}$) за август 2005 г., рассчитанной по данным альтиметрических измерений спутников Т/Р и J1/2.

альтиметрических измерений спутников Т/Р и J1. Однако форма этого вихря более сглаженная по сравнению с картами, рассчитанными по данным спектрорадиометра MODIS. Этот факт можно объяснить пространственным разрешением данных. Для концентрации хлорофилла и восходящего излучения морской воды (длина волны 412 нм), рассчитанным по данным спектрорадиометра MODIS, пространственное разрешение составляет 250 м, а для поля среднемесячной синоптической ДТ – $0,125^{\circ}$ или 12,5 км.

Таким образом, показано, что поля синоптической ДТ, рассчитанные по данным альтиметрических измерений по алгоритму, изложенному выше, хорошо отражают особенности мезомасштабной динамики вод Каспийского моря.

Анализ **среднемесячных полей ДТ** показывает, что в феврале (рис. 20а) циклонический вихрь, расположенный в северной части Среднего Каспия, становится более мощным по сравнению со среднеклиматической картиной (рис. 17а) и незначительно смещается в сторону западного побережья. В Южном Каспии также происходит усиление циклонического круговорота в центре. В Среднем Каспии вдоль побережья Дагестана от Аграханского п-ва до Дербента и в Южном Каспии на побережье Туркменского залива и южнее наблюдается интенсификация прибрежных течений. Весной (апрель) (рис. 20б) циклонический вихрь в северной части Среднего Каспия ослабевает. Севернее Апшеронского порога формируется антициклонический вихрь. Циклонический круговорота в центре Южного Каспия также ослабевает по сравнению со среднеклиматической картиной (рис. 17а). Интенсификация прибрежных течений наблюдается в Северном

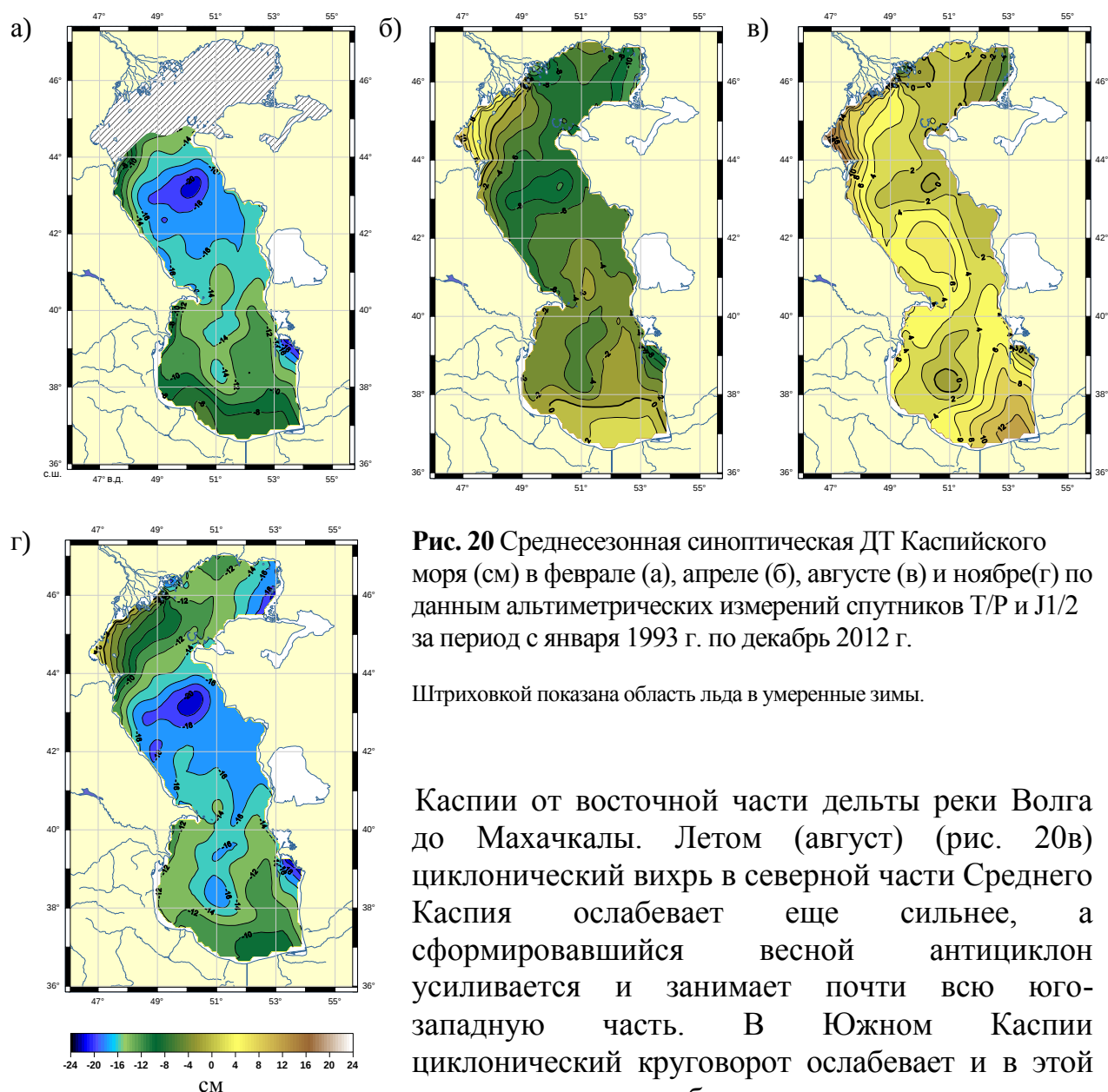


Рис. 20 Среднесезонная синоптическая ДТ Каспийского моря (см) в феврале (а), апреле (б), августе (в) и ноябре (г) по данным альтиметрических измерений спутников Т/Р и J1/2 за период с января 1993 г. по декабрь 2012 г.

Штриховкой показана область льда в умеренные зимы.

Каспии от восточной части дельты реки Волга до Махачкалы. Летом (август) (рис. 20в) циклонический вихрь в северной части Среднего Каспия ослабевает еще сильнее, а сформировавшийся весной антициклон усиливается и занимает почти всю юго-западную часть. В Южном Каспии циклонический круговорот ослабевает и в этой части моря преобладает антициклоническая циркуляция. По-прежнему в Северном Каспии от восточной части дельты реки Волга до границы со Средним Каспием наблюдаются сильные прибрежные течения. В ноябре (рис. 20г) общая картина циркуляции Каспийского моря близка к среднеклиматической (рис. 17а).

Спутниковая альтиметрия дает уникальные возможности для исследования океанологических полей в широком диапазоне пространственно-временных масштабов, не только дает возможность получать непрерывную информацию о поле синоптической ДТ, но и открывает перспективы оценки полей **скоростей течений на поверхности**. Из уравнений геострофического баланса, когда горизонтальный градиент давления компенсируется силой Кориолиса [67–68], по градиентам динамической топографии h_{dyn} определяют скорости течений: $U_g = -\frac{g}{f} \frac{\partial h_{dyn}}{\partial y}$ и

$V_g = \frac{g}{f} \frac{\partial h_{dyn}}{\partial x}$ где U_g и V_g – составляющие скорости течения на поверхности по осям $0x$, $0y$ в декартовой системы координат; $g = 9,80665 \text{ м/с}^2$ – ускорение свободного падения; $f = 2\Omega \sin \varphi$ – параметр Кориолиса, определяемый через угловую скорость вращения Земли вокруг оси $\Omega = 7,2921 \cdot 10^{-5} \text{ с}^{-1}$ и широту места φ .

Анализ среднемесячных геострофических скоростей течений на поверхности показывает, что наиболее максимальные среднемесячные скорости ($7,5 \pm 0,5 \text{ см/с}$) наблюдаются в Северном Каспии, а минимальные ($4,6 \pm 0,1 \text{ см/с}$) в Южном Каспии. В Среднем Каспии и в море в целом среднемесячные скорости почти совпадают.

Сезонный ход скоростей течений в Северном и Среднем Каспии находятся в противофазе. Когда в апреле в северной части моря наблюдается максимум $8,1 \text{ см/с}$, в средней части – минимум $4,3 \text{ см/с}$. В июле ситуация изменяется на противоположную. В Среднем Каспии наблюдается максимум $4,8 \text{ см/с}$, в Северном – минимум $6,9 \text{ см/с}$. Следующий максимум скоростей течений в северной части моря $8,2 \text{ см/с}$ наблюдается в ноябре, а минимум в средней части $4,5 \text{ см/с}$ – в сентябре.

Межгодовая изменчивость среднемесячных скоростей геострофических на поверхности показывает, что скорости течений в различных частях Каспия и моря в целом не имеют ярко выраженный сезонный характер, также наблюдаются значительные межгодовые различия (рис. 21). Так в Северном Каспии в 1994, 2000, 2002, 2004, 2007 и 2008 гг. наблюдаются максимальные значения среднемесячных скоростей течений (более 15 см/с) относительно среднеклиматической величины ($12,9 \pm 1,9 \text{ см/с}$). В Среднем Каспии только в 1998 г. наблюдался аномальный максимум величины среднемесячных скоростей течений (более 12 см/с), а в Южном

Каспии – в 1997 г. (более 11 см/с) и в 2004 г. (более 15 см/с).

Среднеклиматические величины среднемесячных скоростей течений для этих частей моря составили

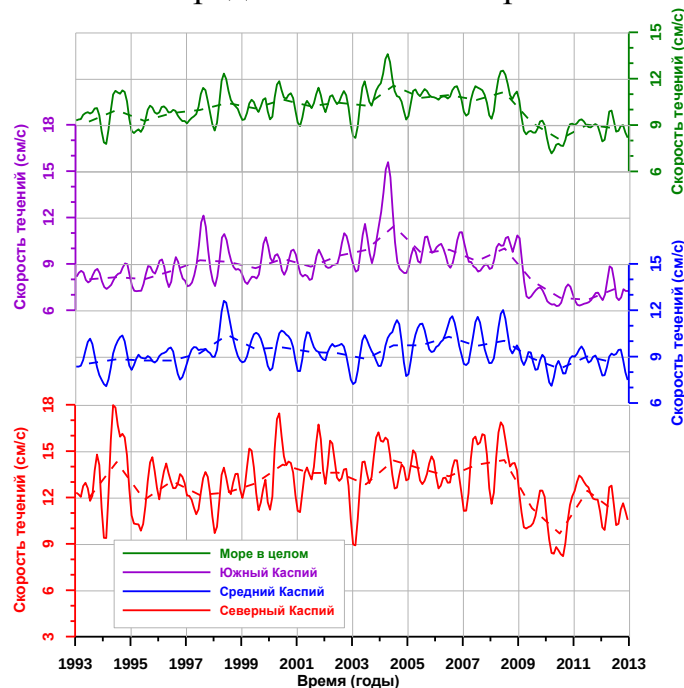


Рис. 21 Межгодовая изменчивость среднемесячных геострофических скоростей течений (м/с) в различных частях Каспия и моря в целом по данным альтиметрических измерений спутника Т/Р и J1/2 за сентябрь 1992 г. – декабрь 2012 г.

Штриховыми линиями показаны среднегодовые величины.

соответственно $9,3 \pm 1,1$ см/с и $8,8 \pm 1,5$ см/с, что близко к величинам для всего моря в целом $10,1 \pm 1,2$ см/с. На рисунке 21 хорошо видно, что в 1997 и 1998 гг., а также в 2003 г. временной ход среднемесячных скоростей во всех частях моря наиболее синхронен, что говорит об особенном режиме циркуляции моря в эти временные интервалы. После 2009 г. произошло резкое падение среднемесячных скоростей во всех частях моря в пределах от 1–2 см/с, что, судя по всему связано, с изменениями режима циркуляции воздуха в данном регионе.

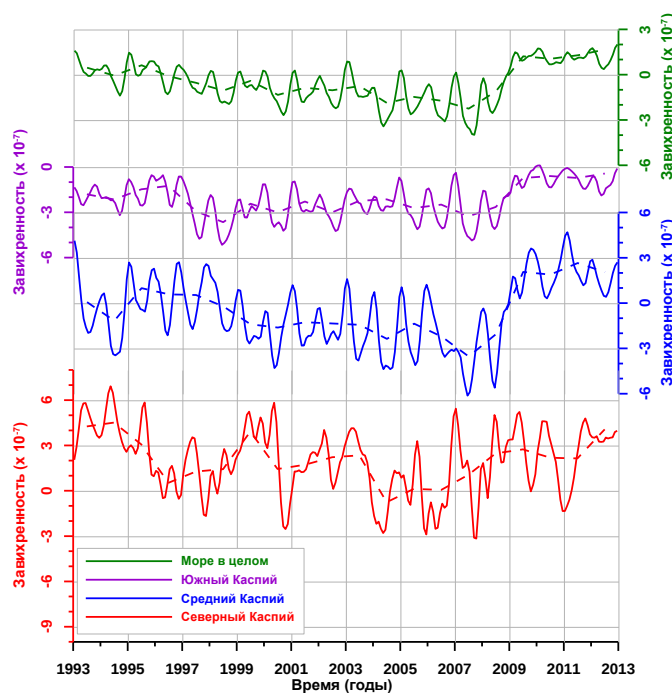
Другой характеристикой поля скоростей является завихренность, количественной мерой которой служит ротор скорости $\zeta = \frac{\partial V_g}{\partial x} - \frac{\partial U_g}{\partial y}$. Положительная величина ζ характеризует преобладание циклонической циркуляции, отрицательная – антициклонической.

Анализ сезонной изменчивости поля завихренности показывает, что в Северном и Среднем Каспии, как и в море в целом, преобладает циклоническая циркуляция, тогда как в южной части моря — антициклоническая циркуляция. Сезонная изменчивость вихревых режимов Северного и Среднего Каспия находятся в противофазе. Максимальная циклоническая завихренность в северной части моря наблюдается летом в июле, соответствует минимуму завихренности в средней части моря. В Южном Каспии преобладает антициклоническая завихренность на протяжении всего года. Минимум ее наступает летом, а максимум — зимой.

Анализ межгодовой изменчивости завихренности поля геострофических скоростей показывает, что в различных частях Каспия и моря в целом она не имеют ярко выраженный сезонный характер, при этом наблюдаются и значительные межгодовые различия (рис. 22). Между Северным и Средним Каспием так же, как и в сезонном ходе, наблюдается противофаза в изменении завихренности.

В Северном Каспии в 1993–1995, 1999–2000, 2002–2003, 2007–2010 и 2012 гг.

Рис. 22 Межгодовая изменчивость среднемесячной завихренности геострофических скоростей течений в различных частях Каспия и моря в целом по данным альтиметрических измерений спутника Т/Р и J1/2 за сентябрь 1992 г. – декабрь 2012 г.



Штриховыми линиями показаны среднегодовые величины.

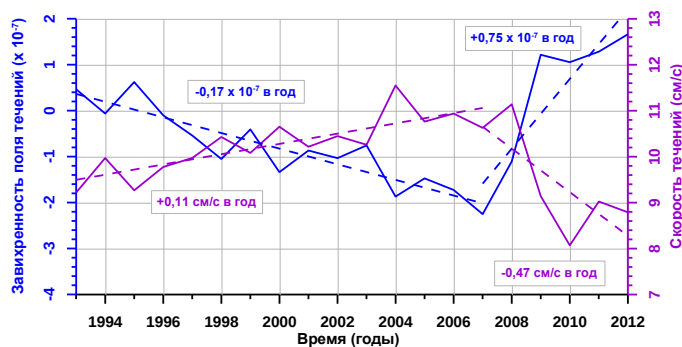


Рис. 23 Межгодовая изменчивость среднегодовых величин завихренности (синяя линия) и модуля (сиреневая линия) геострофических скоростей течений по данным альтиметрических измерений спутника Т/Р и J1/2 с 1993 по 2012 гг.

наблюдаются максимальные значения завихренности (более $4 \cdot 10^{-7}$) относительно среднеклиматической величиной ($2,02 \cdot 10^{-7}$). В Среднем Каспии в 1993 и 2009–2011 гг. наблюдались аномальные максимумы величины завихренности поля геострофических скоростей (более $3 \cdot 10^{-7}$). Среднеклиматическая величина завихренности для этой части моря составила $-0,61 \cdot 10^{-7}$. В Южном Каспии подобных локальных максимумов за период 1993–2012 гг. не наблюдалось. Среднеклиматические величины завихренности полей скоростей течений для этой части моря составила $-2,20 \cdot 10^{-7}$, что говорит о преобладании антициклонической циркуляции. Для всего моря в целом величина завихренности составляет $0,51 \cdot 10^{-7}$. На рисунке 22 хорошо видно, что после 2008 г. величина завихренности почти во всех частях моря за исключение северной части увеличилась в пределах от $1,5$ – $3 \cdot 10^{-7}$. Согласно анализу временного хода среднемесячных скоростей течений (рис. 21), в это время наблюдалось падение во всех частях моря. Это еще раз подтверждает изменения режима циркуляции воздуха в данном регионе.

Совместный анализ изменчивости среднегодовых величины скоростей течений и завихренности поля течений, рассчитанных по данным альтиметрических измерений (рис. 23) показывает, что средние скорости течений обратно зависимы от завихренности поля скоростей течений. Начиная с 1993 по 2007 гг. завихренность поля течений падала со скоростью $-0,17 \pm 0,02 \cdot 10^{-7}$ в год, а модуль скорости рос — $+0,11 \pm 0,06$ см/с в год. После 2008 г. ситуация перевернулась на противоположную. Завихренность поля течений росла со скоростью $+0,75 \pm 0,12 \cdot 10^{-7}$ в год, а модуль скорости падал — $-0,47 \pm 0,19$ см/с в год.

Таким образом спутниковая альтиметрия в отличие от других средств ДЗЗ позволяет с достаточной точностью на регулярной основе проводить численный анализ изменчивости динамики Каспийского моря. В будущем ассимиляция данных об аномалиях уровня и ТПМ в численных термогидродинамических моделях позволят улучшить точность последних.

Заключение

Современные методы численного математического моделирования и данные дистанционного зондирования Земли из космоса позволяют с достаточной точностью анализировать крупномасштабную, мезомасштабную и мелкомасштабную циркуляции вод в Каспийском море. Развитие их, и в

частности методов ассимиляции данных дистанционного зондирования, позволят как повысить точность численных термогидродинамических моделей, так и описывать весь спектр циркуляции вод в Каспийском море.

Область применения полученных результатов позволит улучшить проектирование, строительство, эксплуатацию гидротехнических объектов в прибрежно-шельфовых зонах моря, прогноз эволюции экосистемы, рыболовство, оценку регионального изменения климата, информационное обеспечение экологической безопасности хозяйственной деятельности на Каспийском море.

Работа выполнена при частичной поддержке Российского научного фонда (проект № 14-17-00555), в рамках которого разработка алгоритма обработки данных спутниковой альтиметрии для исследования динамики Каспийского моря.

Авторы выражают благодарность Соловьеву Д.М. сотруднику Морского гидрофизического института за часть предоставленных материалов.

Литература

1. Kosarev A.N. Physico-Geographical Conditions of the Caspian Sea // The Caspian Sea Environment / Eds. A.G. Kostianoy, A.N. Kosarev. – Hdb. Env. Chem. V. 5. Part P. – Berlin, Heidelberg, New York: Springer-Verlag, 2005. – P. 59–81. doi: 10.1007/698_5_002.
2. Зонн И.С., Жильцов С.С. Новый Каспий: география, экономика, политика. – М.: АСТ Восток-Запад, 2008. – 542 с.
3. Лебедев С.А. Спутниковая альтиметрия в науках о Земле // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. – 2013. – Т. 10, – № 3. – С. 33–49.
4. Лебедев С.А., Костяной А.Г. Спутниковая альтиметрия Каспийского моря. – М.: Изд. центр «МОРЕ» Международного института океана. 2005. – 366 с.
5. Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. Проект «Моря». Т. VI. Каспийское море. Вып. 1. Гидрометеорологические условия / Ред. Ф.С. Терзиев, А.Н. Косарев, А.А. Керимов. – СПб: Гидрометеоздат, 1992. – 359 с.
6. Скриптунов Н.А. Сезонные изменения течений на устьевом взморье Волги (по данным плавмайка Астраханский приемный) // Тр. ГОИН. – 1970. – Вып. 98. – С. 195–202.
7. Скриптунов Н.А. Течения в западной части Северного Каспия // Тр. ГОИН. – 1974. – Вып. 118. – С. 83–101.
8. Скриптунов Н.А. Схемы течений Северного Каспия // Тр. ГОИН. – 1984. – Вып. 172. – С. 32–47.
9. Шкудова Г.Я. Расчет стационарных течений Северного Каспия // Тр. ГОИН. – 1979. – Вып. 115. – С. 26–40.
10. Каспийское море. Гидрология и гидрохимия / Под ред. С.С. Байдина, А.Н. Косарева. – М.: Наука, 1986. – 261 с.
11. Каспийское море. Структура и динамика вод / Под ред. А.Н. Косарева. – М.: Наука, 1990. – 164 с.
12. Книпович Н.М. Гидрологические исследования в Каспийском море в 1914–1915 гг. // Труды Касп. эксп. 1914–1915 гг. Т.1. – Петербург. 1921. – 943 с.
13. Михалевский А.И. Схема течений Каспийского моря // Записки по гидрографии. – 1931. – Т. 16. – С. 46–54.
14. Зайцев Г.Н. Динамическая карта южной части Каспийского моря // Записки по гидрографии. – 1935. – № 3. – С. 82–83.
15. Течения Каспийского моря (руководство для мореплавателей). – Баку, 1942. – 73 с.

16. Леонов А.К. Каспийское море // Региональная океанография. Т. 1. – Л.: Гидрометеиздат, 1960. – С. 464–622.
17. Косарев А.Н. Гидрология Каспийского и Аральского морей. – М.: Изд-во МГУ. 1975. – 272 с.
18. Цицарев А.Н. Особенности дрейфовых течений на акватории взморья р. Куры // Сб. работ Бакинской ГМО. – 1967. – Вып. 3. – С. 50–57.
19. Кошинский С.Д. Режимные характеристики сильных ветров на морях Советского Союза. Ч. 1. Каспийское море. – Л.: Гидрометеиздат, 1975. – 412 с.
20. Саркисян А.С., Зарипов Б.Р., Косарев А.Н., Ржеплинский Д.Г. Диагностические расчеты течений в Каспийском море // Изв. АН СССР. ФАО. – 1976. – Т. 2. – № 10. – С. 1106–1110.
21. Саркисян А.С., Демин Ю.Л., Бреховских А.Л., Шаханова Т.В. Методы и результаты расчета циркуляции вод Мирового океана. – Л.: Гидрометеиздат, 1986. – 152 с.
22. Линейкин П.С., Фельзенбаум А.И. Теория и расчет ветровых течений Северного Каспия // Тр. ГОИН. – 1955. – № 20. – С. 454–471.
23. Бахмалов Ф.Г. Расчет циркуляции вод для некоторых типов штормовых ветров на Северном Каспии // Изв. АН Азерб.ССР. Сер. наук о земле. – 1968. – № 1. – С. 120–125.
24. Гетман И.Ф., Кутало А.А. Расчет полных потоков на границе Северный – Средний Каспий с учетом контуров береговой линии // Тр. Гидрометцентра СССР. – 1972. – Вып. 60. – С. 49–54.
25. Казаков О.В. Краевые условия на жидкой границе при моделировании стационарной циркуляции в Северном Каспии // Тр. Гидрометцентра СССР. – 1976. – Вып. 182. – С. 19–26.
26. Белов В.П., Филиппов Ю.Г. Основные черты циркуляции вод в Северном Каспии // Тр. ГОИН. – 1986. – Вып. 168. – С. 49–53.
27. Ахвердиев И.О., Демин Ю.Л. О структуре синоптических течений Каспийского моря в летний сезон по результатам диагностических расчетов // Каспийское море. Структура и динамика вод. – М.: Наука, 1990. – С. 5–15.
28. Trukhchev D., Kosarev A., Ivanova D., Tuzhilkin V. Numerical analysis of the general circulation in the Caspian Sea // Comptes Rendus de l'Academie Bulgare des Sciences. – 1995. – V. 48. – № 10. – P. 35–38.
29. Тужилкин В.С., Косарев А.Н., Трухчев Д.И., Иванова Д.П. Сезонные особенности общей циркуляции вод глубоководной части Каспийского моря // Метеорология и гидрология. – 1997. – № 1. – С. 91–99.
30. Бадалов А.Б., Ржеплинский Д.Г. Моделирование динамики деятельного слоя Каспийского моря под действием синоптических процессов // Моделирование гидрофизических процессов и полей в замкнутых водоемах и морях. – М.: Наука, 1989. – С. 31–51.
31. Саркисян А.С. Моделирование динамики океана. – СПб.: Гидрометеиздат, 1991. – 295 с.
32. Safronov G.F., Zilberstein O.I. Calculation of the climate dynamics characteristics in the coastal sea zone by the methods of hydrodynamic and probabilistic modelling // J. Marine Systems. – 1996. – V. 7. – № 2–4. – P. 395–410. doi: 10.1016/0924-7963(95)00009-7.
33. Попов С.К. Моделирование климатической термохалинной циркуляции в Каспийском море // Метеорология и гидрология. – 2004. – № 5. – С. 76–84.
34. Попов С.К., Зильберштейн О.И., Лобов А.Л., Чумаков М.М. Моделирование сезонного хода уровня Каспийского моря с применением параллельных вычислений // Метеорология и гидрология. – 2009. – № 12. – С. 41–53.
35. Ибраев Р.А. Математическое моделирование термогидродинамических процессов в Каспийском море. – М: ГЕОС, 2008. – 128 с.

36. Кныш В.В., Ибраев Р.А., Коротаев Г.К., Инютина Н.В. Сезонная изменчивость климатических течений Каспийского моря, восстановленная ассимиляцией климатической температуры и солёности в модели циркуляции вод // Изв. РАН. ФАО. – 2008. – Т. 44. – № 2. – С. 251–265.
37. Ибраев Р.А., Саркисян А.С., Трухчев Д.И. Сезонная изменчивость циркуляции вод Каспийского моря, реконструированная по среднемноголетним гидрологическим данным // Изв. РАН. ФАО. – 2001. – Т. 37. – № 1. – С. 103–111.
38. Зильберштейн О.И., Попов С.К., Чумаков М.М., Сафронов Г.Ф. Метод расчёта характеристик уровня моря в Северном Каспии // Водные ресурсы. – 2001. – Т. 28. – № 6. – С. 692–700.
39. Вербицкая О.А., Зильберштейн О.И., Попов С.К., Лобов А.Л. Метод краткосрочного гидродинамического прогноза штормовых нагонов в северной части Каспийского моря и результаты его испытаний // Гидрометцентр РФ. Информационный сборник. – 2002. – № 29. – С. 76–89.
40. Вербицкая О.А., Зильберштейн О.И., Попов С.К., Лобов А.Л. О результатах оперативных испытаний технологии краткосрочного прогноза уровня моря и течений в Каспийском море // Гидрометцентр РФ. Информационный сборник. – 2005. – № 31. – С. 70–84.
41. Ривин Г.С., Розинкина И.А., Багров А.Н., Блинов Д.В. Мезомасштабная модель COSMO-RU07 и результаты ее оперативных испытаний // Гидрометцентр РФ. Информационный сборник. – 2012. – № 39. – С. 15–42.
42. Комплексные гидрометеорологические атласы Каспийского и Аральского морей / Ред. В.С. Самойленко, А.И. Сачкова. – Л.: Гидрометеиздат, 1963. – 179 с.
43. Ариель Н.З., Мурашова А.В. Расчёт уточнённых номограмм для определения коэффициентов сопротивления, тепло- и влагообмена над морем // Тр. ГГО. – 1981. – Вып. 454. – С. 9–23.
44. Ибраев Р.А., Трухчев Д.Т. Диагноз климатической сезонной циркуляции Чёрного моря // Изв. АН. ФАО. – 1996. – Т. 32. – № 5. – С. 655–675.
45. Кныш В.В., Демышев С.Г., Коротаев Г.К. Методика реконструкции климатической сезонной циркуляции Чёрного моря на основе ассимиляции гидрологических данных в модели // Морской гидрофизический журн. – 2002. – № 2. – С. 36–52.
46. Демышев С.Г., Кныш В.В. Реконструкция адаптированной вертикальной скорости Чёрного моря на базе синтеза модели циркуляции и климатических данных по температуре и солёности // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. – 2004. Вып. 11. – С. 93–104.
47. Демышев С.Г., Кныш В.В., Коротаев Г.К. Результаты расчёта адаптированных полей Чёрного моря на основе ассимиляции в модели данных по климатической температуре и солёности // Изв. РАН. ФАО. – 2006. – Т. 42. – № 4. – С. 604–617.
48. Архипкин В.С., Бондаренко А.Л., Ведев Д.Л., Косарев А.Н. Особенности циркуляции вод у восточного берега Среднего Каспия // Водные ресурсы. 1992. № 6. С. 36–43.
49. Лаврова О.Ю., Костяной А.Г., Лебедев С.А., Митягина М.И., Гинзбург А.И., Шеремет Н.А. Комплексный спутниковый мониторинг морей России. – М.: ИКИ РАН, 2011. – 480 с.
50. Архипкин В.С. Особенности структуры и динамики прибрежного апвеллинга в Каспийском море // Каспийское море. Структура и динамика вод. М.: Наука, 1990. С. 61–74.
51. Гинзбург А.И., Костяной А.Г., Соловьев Д.М., Шеремет Н.А. Структура апвеллинга у западного побережья Среднего Каспия (по спутниковым наблюдениям) // Исслед. Земли из космоса. 2005. № 4. С. 76–85.

52. Гинзбург А.И., Костяной А.Г., Соловьев Д.М., Шеремет Н.А. Фронтальная зона апвеллинга у восточного побережья Каспийского моря (спутниковые наблюдения) // Исслед. Земли из космоса. 2006. № 4. С. 3–12.
53. Косарев А.Н., Тужилкин В.С. Климатические термохалинные поля Каспийского моря / Под ред. С.Н. Дружинина, Ф.С. Терзиева. – М.: ГОИН, 1995. – 96 с.
54. Shipilova L.M. Eddy formation in the Caspian Sea // Dynamic Earth Environments/ Remote Sensing Observations from Shuttle-Mir Missions / Eds. K.P. Lulla, L.V. Dessinov. – John Wiley&Sons, Inc. 2000. – P. 211–219.
55. Катунин Д.Н., Сапожников В.В. Комплексные исследования экосистемы Южного Каспия // Океанология. 1997. Т 37. № 1. С. 103–111.
56. Лебедев С.А. Спутниковая альтиметрия в науках о Земле // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. – 2013. – Т. 10, – № 3. – С. 33–49.
57. Costal altimetry / Eds S. Vignudelli, A. Kostianoy, P. Cipollini, J. Benveniste. – Berlin, Heidelberg: Springer–Verlag, 2011. – 565 p. doi: 10.1007/978-3-642-12796-0.
58. Сирота А.М., Лебедев С.А., Тимохин Е.Н., Чернышков П.П. Использование спутниковой альтиметрии для диагноза промыслово-океанологических условий в Атлантическом и юговосточной части Тихого океанов. – Калининград. АтлантНИРО. 2004. – 68 с.
59. Tapley B.D., Kim M.C. Applications to Geodesy // Satellite Altimetry and Earth Sciences. A Handbook of Techniques and Applications / Eds. L.L. Fu, A. Cazenave. – San Diego: Academic Press, 2001. – P. 371–406.
60. Benada J.R. PODAAC Merged GDR (TOPEX/Poseidon) Generation B User's Handbook. – JPL D–11007. Version 2.0. – Pasadena: JPL, 1997. – 131 p.
61. Picot N., Case K., Desai S., Vincent P. AVISO and PODAAC User Handbook. IGDR and GDR Jason Products. – SMM-MU-M5-OP-13184-CN (AVISO). JPL D–21352 (PODAAC). Edition 4.1. – AVISO, PODAAC, 2008. – 130 p.
62. Dumont J.P., Rosmorduc V., Picot N., Desai S., Bonekamp H., Figa J., Lillibridge J., Scharroo R. OSTM/Jason–2 Products Handbook. – CNES: SALP-MU-M-OP-15815-CN. – EUMETSAT: EUM/OPS-JAS/MAN/08/0041. – JPL: OSTM-29-1237. – NOAA/NESDIS: Polar Series/OSTM J400. – Issue 1. Rev. 8. – CNES, EUMETSAT, JPL, 2011. – 72 p.
63. Костяной А.Г., Гинзбург А.И., Лебедев С.А., Шеремет Н.А. Южные моря России // Второй оценочный доклад Росгидромета об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации. М.: Росгидромет, 2014. С. 644–683.
64. Lebedev S.A. Mean Sea Surface Model of the Caspian Sea Based on TOPEX/Poseidon and Jason–1 Satellite Altimetry Data // Geodesy for Planet Earth / Eds. S. Kenyon et al. – IAG Geodesy Symposia. V. 136. – Berlin, Heidelberg: Springer–Verlag, 2012. – P. 833–841. doi: 10.1007/978-3-642-20338-1_105.
65. Лебедев С.А. Модель средней высоты морской поверхности Каспийского моря // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. – 2012. – Т. 9. – № 3. – С. 224–234.
66. Kopelevich O.V., Burenkov V.I., Sheberstov S.V. Case Studies of Optical Remote Sensing in the Barents Sea, Black Sea, and Caspian Sea // Remote Sensing of the European Seas / Eds. V. Barale, M. Gade. – Berlin, Heidelberg, New York: Springer–Verlag, 2008. – P. 53–66. doi: 10.1007/978-1-4020-6772-3_4.
67. Педлоски Дж. Геофизическая гидродинамика. – М.: Мир. 1984. – В 2-х томах. 811 с.
68. Гилл А. Динамика атмосферы и океана. – М.: Мир, 1986. – Т. 1. – 396 с., Т. 2. – 415 с.