

УДК 551.465.553

ВОДООБМЕН СЕВЕРНОГО И СРЕДНЕГО КАСПИЯ

© 2020 г. Г. С. Дьяконов^{a, *}, Р. А. Ибраев^{a, b, c}

^aИнститут океанологии им. П.П. Шишова РАН, Нахимовский просп., 36, Москва, 117997 Россия

^bИнститут вычислительной математики РАН, ул. Губкина, 8, Москва, 119333 Россия

^cМосковский физико-технический институт, Институтский пер., 9, Долгопрудный, 141700 Россия

*e-mail: gleb.gosm@gmail.com

Поступила в редакцию 06.11.2019 г.

После доработки 31.12.2019 г.

Принята к публикации 05.02.2020 г.

Рассматривается динамика вод Каспийского моря на границе двух его бассейнов — северного и центрального. Исследование проводится с применением численной модели высокого разрешения (шаг сетки 2 км), воспроизводящей мезомасштабные элементы структуры течений. В работе представлены результаты двух экспериментов — реалистичного, в котором реконструирована циркуляция моря в 2003 г., и идеализированного с искусственным заданием внешнего воздействия. В реалистичном расчете рассматривается структура водообмена двух бассейнов, осуществляемого, прежде всего, за счет струйных прибрежных течений у полуостровов Тюб-Караган на востоке и Аграханского на западе. Изучается формирование и эволюция этих течений при различных синоптических ситуациях, дается количественная оценка их расходов. Также оценивается влияние создаваемых такими течениями вторжений контрастных вод на поле солёности в обоих бассейнах, имеющих существенно различающийся халинный режим. В частности, показано, что западное течение повышает солёность поверхности моря (СПМ) в Северном Каспии и понижает в Среднем на величину порядка 1–2 епс год⁻¹. Водообмен на востоке асимметричен: течение северного направления повышает солёность в северном бассейне на 2–3 епс год⁻¹, в то время как течение южного направления уменьшает среднюю СПМ в центральном бассейне только на величину около 0.5 епс год⁻¹, причем период стабильного существования южного течения ограничен июнем и июлем. В идеализированном расчете смоделирована динамика вод Каспия при ветрах различных румбов: от 0° до 350° с шагом 10°. Расходы обоих течений — и западного, и восточного — имеют зависимость от направления ветра, близкую к синусоидальной: максимум расхода западного течения достигается при ветрах румбов 40° и 220°, максимум восточного — при румбах 120° и 300°. Также анализируется процесс установления квазистационарной циркуляции моря при постоянной ветре.

Ключевые слова: Каспийское море, численное моделирование, ветровые течения, градиентные течения, водообмен

DOI: 10.31857/S0002351520030049

ВВЕДЕНИЕ

Каспийское море состоит из трех бассейнов: Северного, Среднего и Южного Каспия (далее соответственно СевК, СрК и ЮК), частично отделенных друг от друга полуостровами. Из-за больших различий в рельефе дна, неравномерного пространственного распределения речного стока и большой меридиональной протяженности моря, воды этих бассейнов имеют разную термохалинную структуру и режим циркуляции [1]. В крайне мелководном Северном Каспии, являющемся эстуарной зоной реки Волги, солёность варьируется от нуля до 12 епс и в целом на несколько промилле ниже, чем в Среднем и Южном Каспии [2]. Зимой вся поверхность СевК замерзает, и его воды имеют температуру на несколько градусов ниже, чем в глубоководном СрК. Летом,

наоборот, СевК хорошо прогревается, в то время как на поверхность СрК мощный прибрежный апвеллинг поднимает холодные глубинные воды [3], и разница средних температур в двух бассейнах имеет обратный знак. В результате, водные массы, вторгающиеся из одного каспийского бассейна в другой, имеют контрастные температуру, солёность и плотность относительно вод, их окружающих, вследствие чего оказывают большее влияние на тепловой и солевой балансы бассейна, в котором оказываются, модулируя термохалинную структуру его вод.

Приблизительно вдоль линии, соединяющей п-ов Тюб-Караган и о. Чечень (см. рис. 1), проходит морская граница зоны смешения волжских и каспийских вод (изогалина 11.6 епс) [4], и именно здесь осуществляется обмен водами Северного и

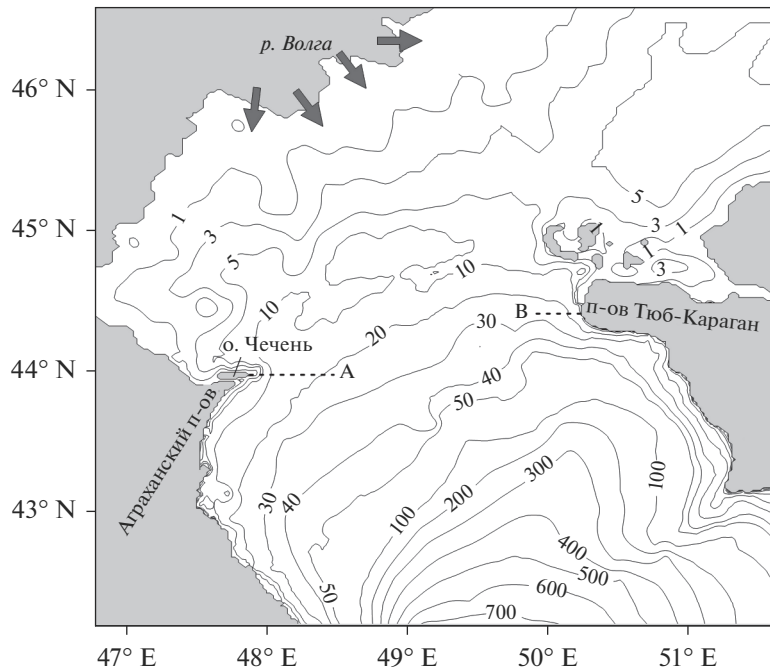


Рис. 1. Карта и батиметрия (м) рассматриваемого района Каспийского моря. Пунктирные линии указывают положение разрезов, на которых рассчитаны расходы течений в разделе 3: А – для западного течения, В – для восточного (в тексте соответственно ЗТ и ВТ). Глубина приведена при уровне моря –28 м БС.

Среднего Каспия. Динамика вод в этом районе определяется ветром, речным стоком (прежде всего, стоком Волги), контурами берегов и топографией дна [1]. Глубина моря здесь составляет лишь 10–20 м, увеличиваясь с севера на юг. В отсутствие ветра стоковые течения несут пресные волжские воды на юг вдоль западного побережья СрК [5, 6], что обуславливает в целом зональное распределение солёности поверхности моря (СПМ) в этом бассейне. Это течение, наравне с другими факторами (ветром, бароклинностью и испарением), создает преимущественно циклоническую циркуляцию в СрК и во всем море в целом [7]. При этом существуют также свидетельства водно-балансового перетока из Среднего Каспия в Северный [8], что приводит к восполнению солевого запаса последнего. Этот переток осуществляется преимущественно в восточной части интерфейса двух бассейнов – вдоль побережья п-ова Тюб-Караган. Однако в этом районе существует и обратный перенос вод – с севера на юг. Такой эпизод зафиксирован, в частности, на спутниковых снимках в начале июля 2003 г., когда северо-западный ветер создал струйный поток северо-каспийских вод (рис. 2) со скоростями около 15 см с^{-1} и шириной 20 км [9, 10]. В отличие от волжских вод, распространяющихся вдоль западного берега, они попадают в центральную часть СрК и активно перемешиваются с его поверхностными водами, существенно понижая их солёность и ослабляя вертикальное перемешива-

ние в этом глубоководном бассейне [11]. Оба описанных течения – и на западе, и на востоке – хорошо воспроизводятся в современных моделях Каспия [12–15]. Оценки водообмена между бассейнами Каспийского моря проводятся как с помощью модельных расчетов [16], так и на основе анализа данных наблюдений [17].

В данной работе исследуется структура течений на границе СрК и СевК, их интенсивность и временная изменчивость. В первую очередь изу-

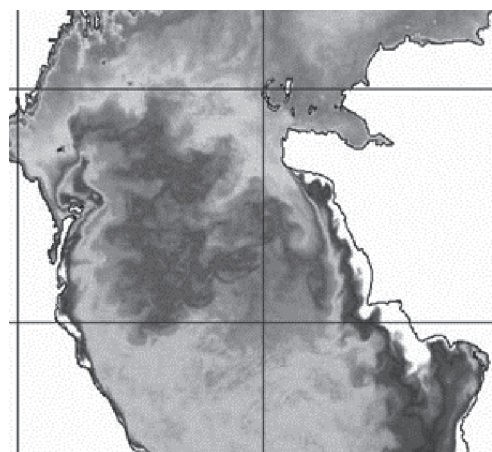


Рис. 2. Температура поверхности моря по данным ИК-изображения спутника NOAA-16 на 3 июля 2003 г. [9].

чаются струйные вдольбереговые течения, поскольку именно они создают регулярные вторжения контрастных вод в оба бассейна, оказывая большое влияние на температуру и соленость поверхности моря в них. Исследование основано на анализе циркуляции моря, воспроизводимой в численной модели SZ-COMPAS [11], разработанной непосредственно для Каспия в рамках парадигмы бесшовного прогноза [18, 19]. Модель SZ-COMPAS – результат дальнейшего развития модели МГВМ, которая применялась в наших прежних исследованиях Каспия [5, 12]. Модель SZ-COMPAS была верифицирована и использовалась ранее для изучения водного баланса Каспийского моря и динамики его вод [11, 20, 21]. Данная работа состоит из четырех частей. В первом разделе приводится краткое описание модели и проведенного численного эксперимента. Во втором разделе рассматривается динамика течений на границе между Северным и Средним Каспием. В третьем разделе приводятся оценки интенсивности (расхода) струйных потоков между этими бассейнами, а также их влияние на халинный режим моря. Наконец, в четвертом разделе рассматривается влияние направления ветра на эти течения.

1. ЧИСЛЕННАЯ МОДЕЛЬ ДИНАМИКИ КАСПИЙСКОГО МОРЯ

Расчет течений выполняется по модели, описанной в [11, 20]. Горизонтальное разрешение составляет 2 км, что достаточно для описания мезомасштабной динамики вод: в Каспийском море бароклинный радиус деформации Россби оценивается в 17–22 км в глубоководных районах и 3–8 км на шельфе в восточной части Среднего Каспия [22]. Вертикальное разрешение – от 2 до 30 м. Для описания горизонтальной турбулентной вязкости используется оператор четвертого порядка с параметризацией Смагоринского [23] с минимальным рекомендованным авторами безразмерным параметром $C = 2$. Среди известных нам численных моделей Каспийского моря только две [13, 15] имеют более высокое разрешение (около 1.5 км), однако используемая нами модель обладает существенно меньшим уровнем диссипации и, следовательно, большим эффективным разрешением, что позволяет воспроизвести широкий спектр движений: от крупно- до мезомасштабных. Для параметризации вертикальной турбулентной вязкости применяется схема Манка–Андерсона с максимальным коэффициентом $K_m = 10^{-3} \text{ м}^2 \text{ с}^{-1}$.

Модель инициализируется трехмерными климатическими полями температуры и солености [2], интерполированными на расчетную сетку модели, и “разгоняется” в течение трех лет до установления реалистичного распределения этих ха-

рактеристик в прибрежных районах. Полученные поля используются в качестве начальных условий для экспериментов, рассматриваемых далее.

Для задания граничных условий на поверхности моря используются данные ECMWF ERA-Interim [24] с высоким для глобального реанализа пространственным разрешением 80 км. Поля ERA-Interim также интерполируются на сетку модели. При этом все атмосферные поля, за исключением осадков и солнечного излучения, имеют существенно различающиеся, контрастные величины в зависимости от типа подстилающей поверхности (море или суша), поэтому интерполированные поля в прибрежной зоне могут иметь значения, нехарактерные для морских ячеек. В англоязычной литературе это явление известно как Land Contamination – “загрязнение” суши [25, 26]. Для исключения такой ситуации поля ERA-Interim интерполируются с учетом маски суша/море, указывающей на тип подстилающей поверхности, использованной в этом реанализе.

Поскольку проведение расчетов по модели Каспия с разрешением 2 км на большое количество лет – крайне вычислительно емкая задача, было решено выполнить анализ циркуляции моря для одного года, в течение которого ветровые условия в бассейне Каспия были типичными для этого региона. Для этого данные ERA-Interim были осреднены по месяцам за 30 лет: 1979–2008 гг. На основе сопоставления с этим “климатом” среднегодовых полей для отдельных лет, был выбран 2003 г. При этом анализировались, прежде всего, поля результирующего ветра и модуля скорости ветра: они, в целом, хорошо согласуются со среднепогодными полями реанализа. В свою очередь, “климат” ERA-Interim за 1979–2008 гг. был сопоставлен с данными гидрометеорологических атласов Каспийского моря, в результате чего был сделан вывод о том, что данные этого реанализа содержат достаточно достоверную информацию об атмосферном воздействии в рассматриваемом регионе [27]. Таким образом, полученную в настоящей работе циркуляцию Каспийского моря можно считать достаточно типичной.

2. СТРУКТУРА ВОДООБМЕНА

Для детального изучения структуры и изменчивости водообмена Среднего и Северного Каспия, проведен численный расчет циркуляции Каспийского моря в 2003 г. Анализ результатов моделирования показал, что главным фактором перемешивания вод двух бассейнов являются струйные вдольбереговые течения, формирующиеся у побережий Аграханского полуострова и острова Чечень на западе (далее ЗТ – западное течение) и полуострова Тюб-Караган на востоке (далее ВТ – восточное течение).

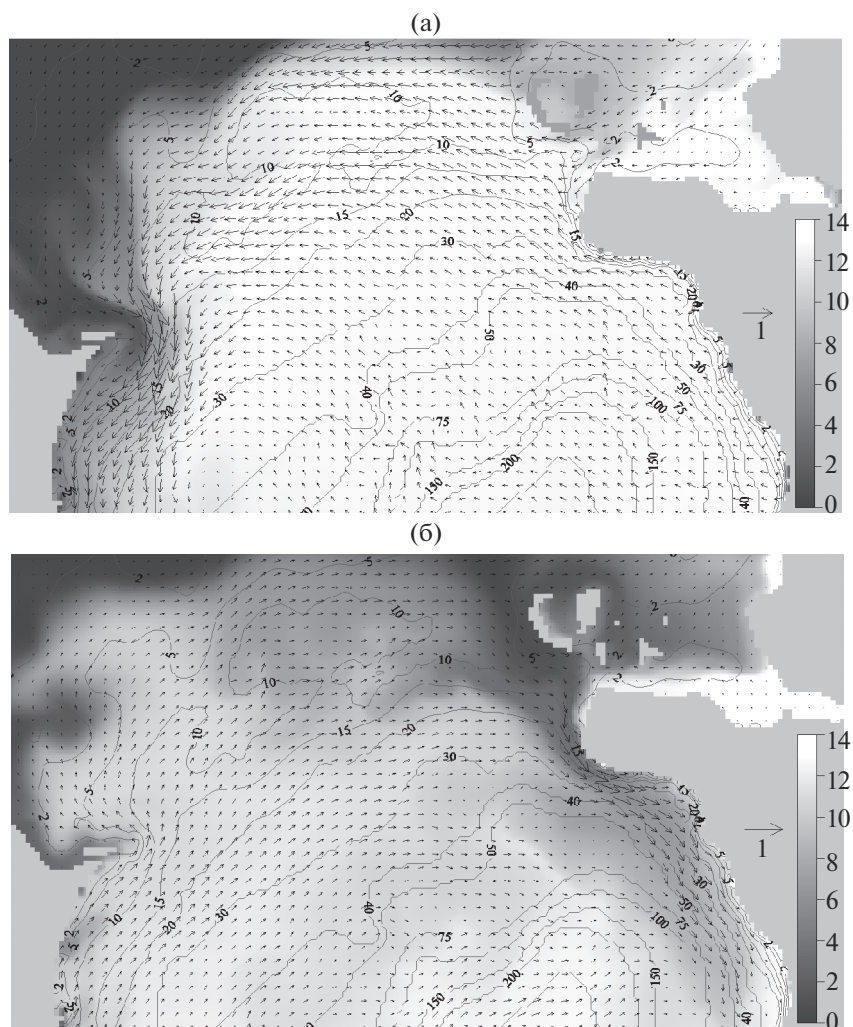


Рис. 3. Течения (м с^{-1} , нанесен каждый третий вектор) и соленость (‰) на поверхности в районе границы Среднего и Северного Каспия, полученные по модели в 2003 году: (а) – 8 марта, (б) – 3 июля. Изолиниями указана глубина моря.

Западное течение (рис. 3а) более стабильно, поскольку связано со стоком р. Волги. Переносимые им из СевК воды понижают соленость верхнего слоя моря на западе СрК, обуславливая зональное распределение СПМ в этом бассейне, за исключением летнего периода. Вместе с тем, под действием ветра ЗТ может, как многократно усиливаться, так и разворачиваться в обратном, северном направлении. Согласно модельным расчетам, расход этой струи в 2003 г. составлял до 300 мСв (см. раздел 3). Как будет показано далее, наиболее интенсивно это течение при северо-восточных, параллельных линии берега ветрах, однако оно может существовать и при ветрах иных румбов. Так, восточные ветры повышают уровень в западной части СевК, что приводит к генерации ЗТ южного направления даже при неблагоприятных для этого локальных ветровых условиях. Если же восточный ветер сменяется северо-восточным, то действие ветра совпадает по направлению с дей-

ствием градиента уровня, и возникающее вдоль западного побережья СрК течение наиболее интенсивно. Пример такой ситуации представлен на рис. 3а: скорости ЗТ превышают 100 см с^{-1} при локальной скорости ветра $5\text{--}7 \text{ м с}^{-1}$. Из этого рисунка также видно, что восточный ветер создал у п-ова Тюб-Караган вдольбереговое течение северо-западного направления, которое, отрываясь от берега, следует изобатам и около о. Чечень сливается с ЗТ, замыкая ветвь циклонической циркуляции Среднего Каспия. Такая картина характерна для зимней циркуляции Каспия. В этом случае ВТ обеспечивает поступление соленых среднекаспийских вод в СевК, пополняя его солевой баланс. Численные эксперименты показали, что этот баланс крайне чувствителен к параметризации донного трения в модели: при избыточно вязкой схеме описания этого фактора, средняя соленость СевК падает почти до нуля в течение 10 лет [11].

На рис. 3б представлена обратная ситуация: северо-западный ветер направляет ВТ на юг, обусловливая поступление относительно пресных северо-каспийских вод в СрК. Эта струя четко визуализируется на спутниковом снимке, сделанном в тот же момент времени (рис. 2). В данном случае ВТ следует вдоль берега, однако, при северном ветре это течение направлено на юг или юго-запад, и пресные воды оказываются в центральной, глубоководной части СрК, где, имея высокую плавучесть, оказывают существенное влияние на интенсивность вертикального перемешивания и глубину конвекции [11]. По результатам расчетов расход ВТ в 2003 г. достигал 70 мСв, скорости, как правило, не превосходили $50\text{--}60\text{ см с}^{-1}$ на поверхности.

В открытой части моря, между о. Чечень и п-вом Тюб-Караган преобладают дрейфовые течения, вихревые структуры формируются здесь редко. При северо-восточных и юго-западных ветрах эти течения направлены вдоль изобат и мало способствуют перемешиванию вод СрК и СевК. При северо-западных и юго-восточных румбах ветра по всей границе между бассейнами возникает фронтальный перенос (рис. 4а, 4б), однако, ввиду малой устойчивости ветровых условий, такие вторжения аномальных вод редко успевают сместить фронт СПМ дальше, чем на 20–30 км. При таких условиях направление движения вод в зоне ВТ совпадает с общим направлением дрейфа, в то время как в зоне ЗТ, мористее о. Чечень течение в большей степени определяется градиентом уровня, чем локальным ветром. Если при северо-западном ветре (рис. 4а) ЗТ относительно устойчиво, то при юго-восточном ветре (рис. 4б, 4в) течения в этом районе имеют колебательный характер, что способствует вихреобразованию. В такой ситуации ветер создает в западной части СевК положительную аномалию уровня, которая, как отмечалось выше, генерирует ЗТ южного направления (рис. 4в), то есть против ветра. Таким образом, при ЮВ ветре западное течение совершает пульсации, меняя направление с северного на южное и обратно, что порождает мезомасштабные вихри диаметром 15–30 км (рис. 5а). В рассмотренном на рис. 5а примере эти вихри имели время жизни не более 5–10 ч. Восточное течение порождает аналогичные вихри: на рис. 5б показан пример сформировавшегося под его действием циклона на поверхности СрК к югу от п-ова Тюб-Караган. Этот вихрь вскоре оторвался от струйного потока ВТ и просуществовал значительно дольше (около 8–9 дней), поскольку этот район моря глубже: 50–75 м.

3. РАСХОДЫ ТЕЧЕНИЙ И ИХ ВЛИЯНИЕ НА ПОЛЕ СОЛЕННОСТИ

Для изучения влияния на термохалинную структуру бассейнов Каспия течений в рассматри-

ваемом районе, необходимо отследить траектории вод, которые они несут, и процессы их перемешивания с окружающими водами, что представляет отдельную сложную задачу. Однако оценить значимость этих течений для термохалинного режима СрК и СевК можно более простым образом, рассчитав потоки между ними и как-либо соотнеся их с количеством тепла и соли, содержащимся в этих бассейнах. Как мы уже отметили в предыдущем разделе, вторжения вод с контрастными характеристиками в СрК из СевК и обратно, осуществляется преимущественно при их переносе вдольбереговым течением: западным или восточным. В этом разделе произведем количественную оценку объемов таких интрузий, а также их влияния на солёносный режим обоих бассейнов. Для этого рассмотрим зоны локализации ЗТ и ВТ. Наиболее когерентны эти струи в районах, где они параллельны изобатам и берегу (см. рис. 3а и 3б), поэтому будем рассчитывать их расходы на вертикальных разрезах, указанных на рис. 1. Расход течения найдем как интеграл меридионального компонента скорости по поверхности разреза. Также оценим влияние течения на поверхностную солёность СрК и СевК. Для этого рассчитаем величину (размерность которой – eps с^{-1})

$$dS^{\pm} = \frac{1}{A^{bas}} \int \frac{|v(x)| \pm v(x)}{2} (S_{flow}(x) - \bar{S}^{bas}) dx,$$

где v , S_{flow} – меридиональный компонент скорости и СПМ на широте разреза, \bar{S}^{bas} – средняя СПМ в бассейне, в который это течение втекает (СрК или СевК), A^{bas} – площадь поверхности этого бассейна. Все функции также зависят от времени; интеграл берется по ширине разреза. Соответственно, dS^{+} характеризует потоки на север, а dS^{-} – потоки на юг. Формально, эта величина равна скорости изменения средней СПМ \bar{S}^{bas} вследствие переноса вод течением из соседнего бассейна, в предположении, что они вытесняют воды со средней солёностью \bar{S}^{bas} и остаются на поверхности. Поскольку вторгающиеся воды могут погружаться на глубину нейтральной плавучести, прямого физического смысла величина dS^{\pm} не имеет. Однако ее можно рассматривать как количественную меру того, насколько контрастна солёность вод, переносимых течением относительно вод бассейна, в который они попадают, а также того, насколько водообмен между СрК и СевК может повлиять на их халинную структуру.

Эти две характеристики (расход и dS^{\pm}), рассчитанные по модели для 2003 г. представлены на рис. 6 (для ЗТ) и 7 (для ВТ). Видно, что ЗТ на про-

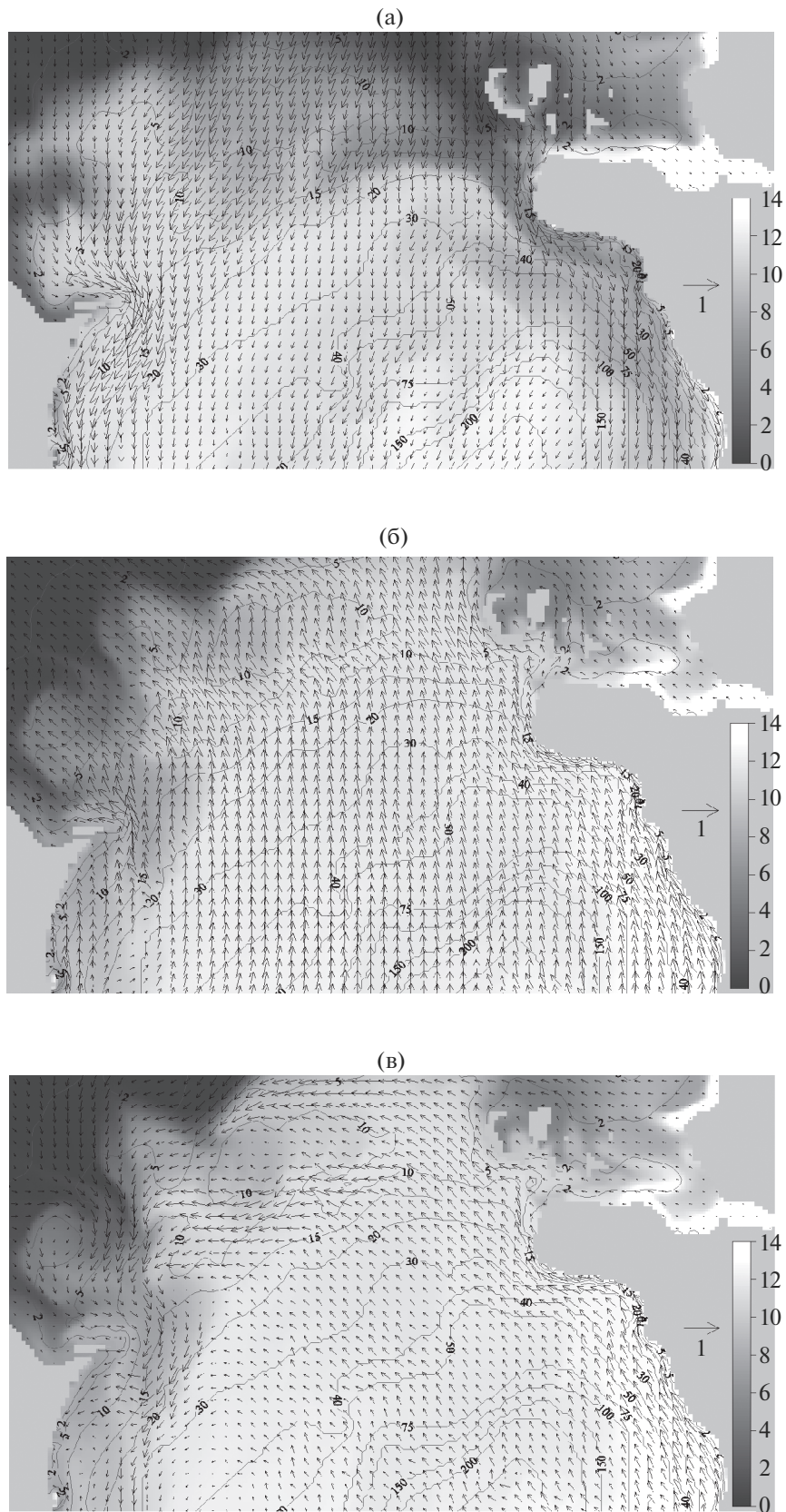


Рис. 4. То же, что на рис. 3: а – 8 июля (северо-западный ветер), б – 00:00, 28 сентября, (в) – 00:00, 29 сентября (юго-восточный ветер). Время указано по Гринвичу.

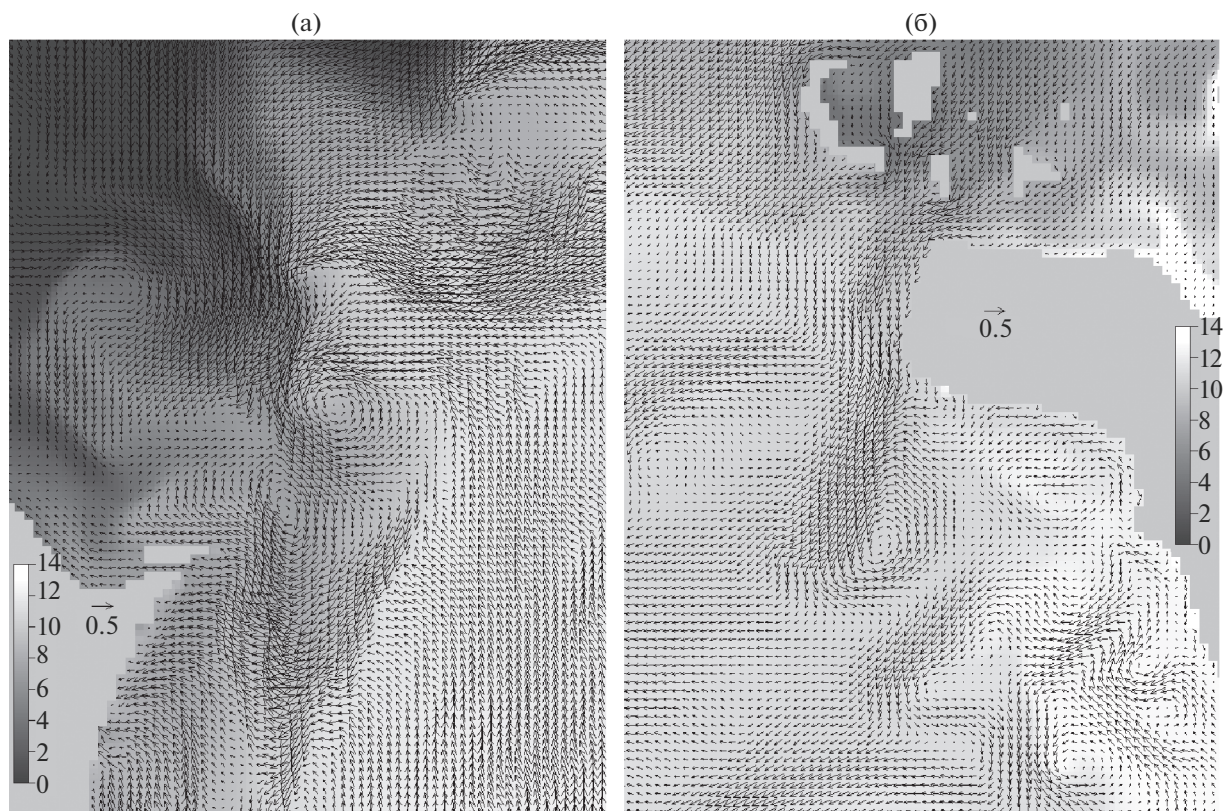


Рис. 5. Течения (м с^{-1}) и соленость (eps) на поверхности, полученные по модели: а – в районе о. Чечень, в 18:00, 28 сентября 2003 г., б – у п-ова Тюб-Караган в 18:00, 27 августа 2003 г. Время указано по Гринвичу.

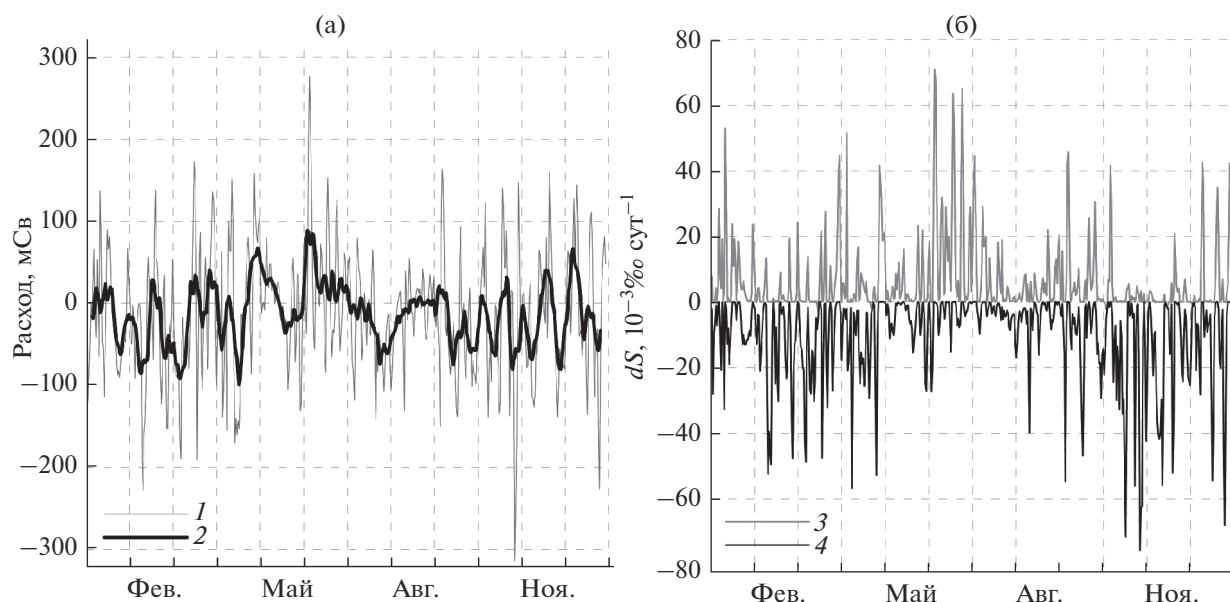


Рис. 6. Параметры западного течения (ЗТ) на разрезе А (см. рис. 1), рассчитанные в модели в 2003 г. а – расход, мСв, б – связанная с этим течением величина dS^{\pm} , 10^{-3} eps сут $^{-1}$. 1 – расход, 2 – скользящее среднее, 3 – dS^{+} (поток в СевК), 4 – dS^{-} (поток в СрК). Течению северного направления соответствует положительное значение расхода и изменение солености в СевК (кривая 3), течению южного направления – отрицательный расход и изменение солености в СрК (кривая 4).

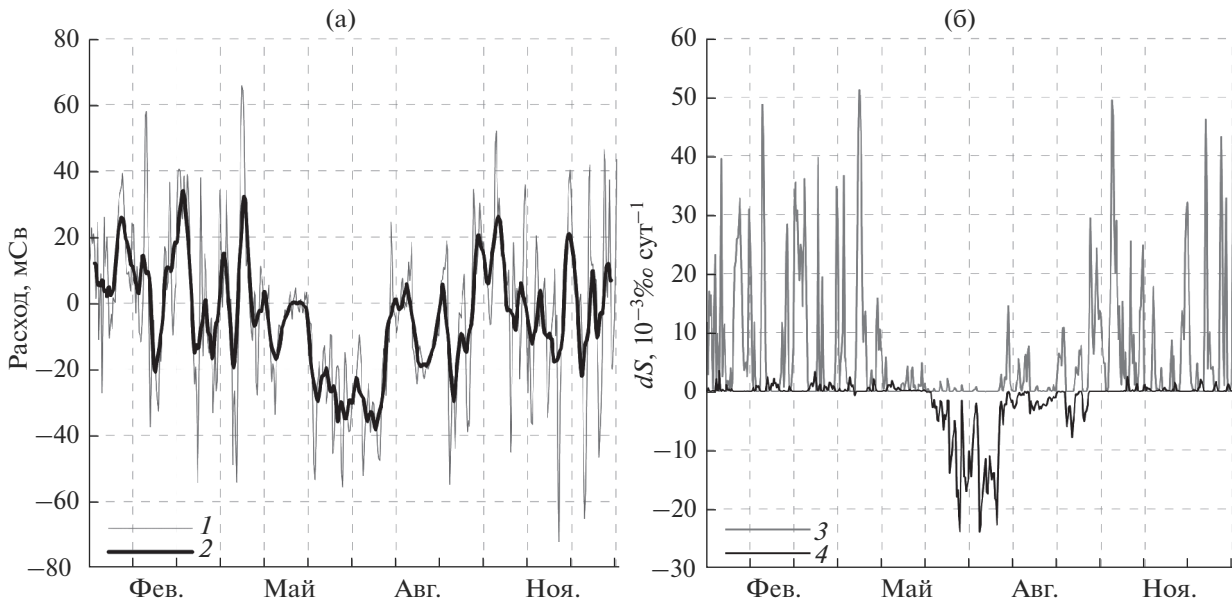


Рис. 7. То же, что на рис. 6, для восточного течения (ВТ) на разрезе В (см. рис. 1).

тяжении большей части года имеет преимущественно южное направление, что обусловлено преобладанием ветров восточных румбов, а также стоком р. Волги. При этом в первой половине мая и июне часто возникает обратная ситуация. Поскольку на западе СрК существует квазипостоянная отрицательная аномалия солёности, ЗТ переносит в обоих направлениях относительно пресные воды (с солёностью, существенно ниже среднекаспийской), и влияние этого переноса на солёность обоих бассейнов сопоставимо по амплитуде. Тем не менее, действие ЗТ направлено исключительно на повышение солёности СевК и ее понижение в СрК. По порядку величины это действие можно оценить на уровне 1–2 епс год⁻¹. Примечательно, что в период половодья распределение вод СрК, связанное с ЗТ, минимально в течение года. Это связано с тем, что в июне – июле речные воды поступают на юг с восточным течением, а в мае западное течение носит неустойчивый характер и не имеет выраженного направления.

Восточное течение (ВТ) в январе–апреле чаще направлено на север, создавая водно-балансовый переток из СрК в СевК, существование которого обсуждается в [8]. С середины сентября по конец года оно не имеет устойчивого направления. В июне и июле, а также в середине августа преобладающий северо-западный ветер создает у п-ова Тюб-Караган стабильный перенос северо-каспийских вод на юг (рис. 7а). Именно длительный характер этого течения обеспечивает максимальное понижение поверхностной солёности в СрК, в то время как в остальные периоды года направление движения этих вод часто меняется на проти-

воположенное, не успевая полностью смешаться с водами того или иного бассейна. Из рис. 7б видно, что вследствие этого переноса средняя СПМ в СрК ежегодно снижается на величину около 0.5 епс год⁻¹. В остальную часть года регулярно возникает ВТ северного направления, несущего наиболее солёные воды СрК, что ежегодно обеспечивает пополнение солевого бюджета СевК на 2–3 епс. Поэтому солёность в СевК северо-западнее п-ова Тюб-Караган часто бывает выше средней СПМ в СрК, что объясняет положительные значения величины dS^- на рис. 7б. По этой же причине в июне dS^- отстает от графика расхода примерно на неделю: интенсивные интрузии на юг начинаются в начале июня, когда солёность в СевК северо-западнее п-ова Тюб-Караган практически не отличается от солёности в СрК, и поступление в него вод с аномально низкой солёностью начинается лишь после того, как солёные воды вытесняются на юг.

4. ВДОЛЬБЕРЕГОВЫЕ ТЕЧЕНИЯ ПРИ ВЕТРАХ РАЗЛИЧНЫХ РУМБОВ

Схемы течений в Северном Каспии при однородном ветре различных направлений исследованы в работе [4]. Для изучения влияния направления ветра на рассмотренные выше западное и восточное вдольбереговые течения (ЗТ и ВТ), дополнительно к реалистичному расчету нами была проведена серия идеализированных модельных экспериментов. Конфигурация модели идентична описанной выше, но используется

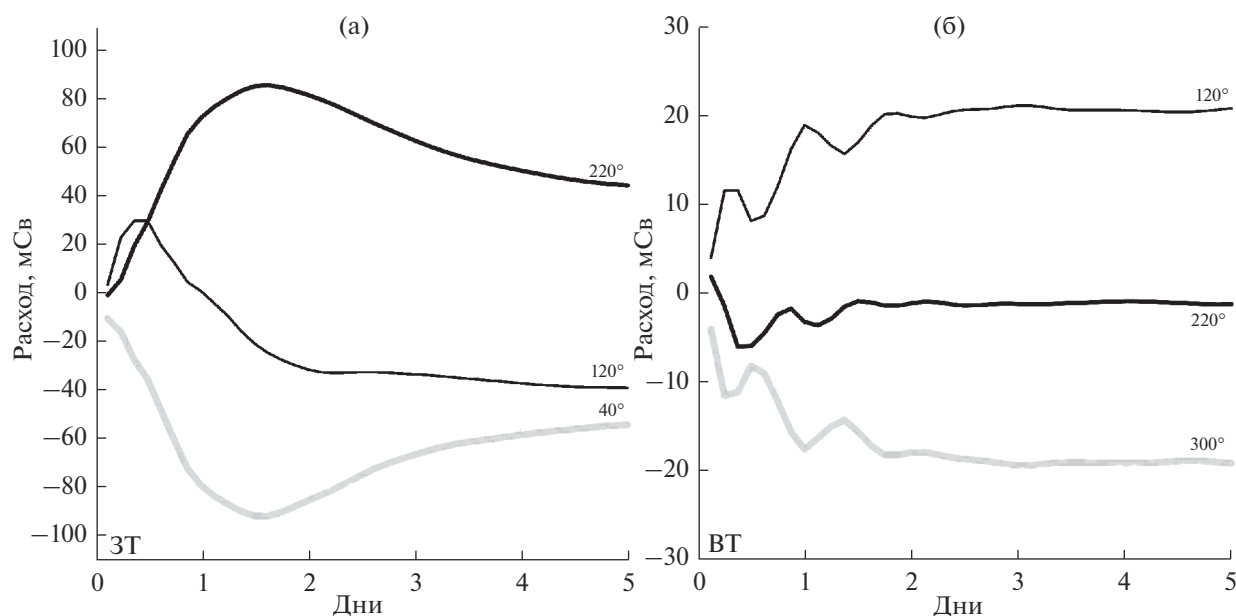


Рис. 8. Расход западного (а) и восточного (б) течений при различных направлениях ветра в идеализированном эксперименте, описанном в разделе 4. Подписи у кривых указывают направление, с которого дует ветер: 40° — северо-восточный ветер, 120° — юго-восточный, 220° — юго-западный, 300° — северо-западный.

искусственный форсинг: во всей акватории Каспия задается однородное поле ветра со скоростью 5 м с^{-1} , направление которого варьируется от 0° до 350° с шагом 10° . Таким образом, проведено 36 экспериментов. В реальных условиях ветер крайне редко дует в одном направлении дольше нескольких дней, поэтому длительность каждого расчета ограничена 5 сут: этого достаточно для установления квазистационарной циркуляции в верхнем слое моря. Все остальные компоненты атмосферного воздействия отключены, и, кроме того, задается постоянный сток рек Волги и Урала с интенсивностью 8000 и $150 \text{ м}^3 \text{ с}^{-1}$ соответственно, что близко к их климатическому среднегодовому расходу. Учет рек необходим для получения реалистичной аномалии уровня и связанного с ней стокового компонента течений. В каждом из 36 экспериментов рассчитывается расход двух течений — ЗТ и ВТ — соответственно на разрезах А и В (рис. 1), а также анализируется полученная картина течений и процесс их установления.

Зависимость интенсивности обоих течений от направления ветра близка к синусоидальной: максимум расхода ЗТ достигается при ветрах румбов 40° (северо-восточный ветер) и 220° (юго-западный), максимум ВТ — при румбах 120° (юго-восточный) и 300° (северо-западный). Критических направлений ветра, при которых отмечались бы резкие скачки расхода любого из течений (связанные, например, с обтеканием полуостровов), не отмечено. Указанные значения экстремальных

румбов, очевидно, обусловлены локальным направлением береговой линии в районах разрезов, на которых рассчитана интенсивность течений. Эволюция расхода ЗТ и ВТ для некоторых румбов ветра представлена на рис. 8. Максимальный расход ЗТ южного направления (при СВ ветре) несколько больше аналогичного расхода при обратном переносе, что обусловлено, прежде всего стоком рек, большая часть вод которых попадает в СрК именно с западным течением. У восточного течения отмечается обратная ситуация: поток на север незначительно больше потока на юг, что связано с донным трением, влияние которого существенно больше в мелководном СевК, чем в глубоком СрК.

Из рис. 8 также следует, что процесс приспособления ВТ и ЗТ к ветру качественно различен. Это связано с геометрией бассейна. В отличие от западного, восточное течение не является в полном смысле вдольбереговым: оно следует береговой линии лишь на небольшом ее протяжении, после чего отрывается от берега, оказываясь в открытом море (см. рис. 5б). Поэтому процесс геострофического приспособления ВТ носит характер, свойственный открытому морю: после нескольких инерционных пульсаций, интенсивность струи выходит на «плато» (рис. 8б). Западное течение, наоборот, почти на всем своем протяжении следует вдоль побережья СрК, что уменьшает влияние инерционных колебаний, и расход ЗТ нарастает до тех пор, пока действие вет-

ра не компенсируется создаваемой им разностью уровней в СрК и СевК.

Интересно рассмотреть эволюцию ЗТ и ВТ при ветрах не экстремальных румбов. Юго-восточный ветер сначала индуцирует ЗТ северного направления (кривая 120° на рис. 8а), однако, как отмечалось в разделе 2, такой ветер повышает уровень на западе СевК, и возникающий градиент давления разворачивает ЗТ в районе о. Чечень против локального ветра. Через 5 сут расход ЗТ на юг достигает значений, лишь на 40% меньших, чем при экстремальном северо-восточном (румб 40°) ветре. Тем не менее, в течение первых суток ЗТ направлено на север, хотя следует ожидать, что при ветрах, скорость которых больше 5 м с^{-1} , разворот ЗТ будет происходить быстрее. При юго-западном ветре установившееся через 2 дня ВТ мористее п-ова Тюб-Караган направлено строго на восток, имеет почти нулевой расход через соответствующий разрез (кривая 220° на рис. 8б) и рассекается полуостровом на две ветви: южную и северную. При этом в первые часы ВТ направлено по ветру, но против локального градиента топографии дна, что обуславливает быстрый разворот этого течения на южное направление.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Водообмен Среднего и Северного Каспия (СрК и СевК) осуществляется главным образом прибрежными течениями: у полуостровов Тюб-Караган на востоке и Аграханского на западе. Оба эти течения могут иметь как южное, так и северное направление, и, как правило, имеют струйный характер, что обусловлено влиянием берега и топографией дна. Наиболее когерентны эти струи при ветрах, направленных вдоль побережья. На западе течение чаще направлено на юг и переносит северо-каспийские и волжские воды в СрК, формируя отрицательную аномалию солёности вдоль его западного побережья. Согласно приведенным в работе результатам модельных расчетов, в 2003 г. расход западного течения достигал 300 мСв , а его влияние на поле солёности можно оценить на уровне $1\text{--}2 \text{ епс год}^{-1}$ для обоих бассейнов (рост в СевК и снижение в СрК).

Восточное течение, максимальный расход которого в тот же год составлял 70 мСв , является основным фактором, компенсирующим снижение солёности СевК вследствие затока в него речных вод: согласно модельным оценкам, приток средне-каспийских вод вдоль побережья п-ова Тюб-Караган повышает солёность в северном бассейне на $2\text{--}3 \text{ епс}$ ежегодно. В то же время, в июне—июле северо-западные ветра, преобладающие в летний период, создают в этом районе стабильный перенос на юг, что приводит к снижению солёности поверхности СрК на величину

около 0.5 епс . Следует отметить, что эта оценка, вероятно, несколько завышена, поскольку при проведении численной реконструкции циркуляции Каспия в эксперименте, аналогичном представленному в данной работе, но проведенном на несколько десятилетий, этот ежегодный приток относительно пресных вод приводил к занижению среднемноголетних значений солёности в СрК на $0.5\text{--}0.7 \text{ епс}$ [11].

В работе также показано, что рассматриваемые течения обусловлены не только ветром, но и градиентом уровня, который часто направляет поток вод против действия локального ветра. Несмотря на малую глубину моря в окрестности о. Чечень, здесь периодически отмечаются вихри и вихревые диполи с характерным диаметром $15\text{--}30 \text{ км}$, что связано с неустойчивостью струйного течения при смене направления ветра или в случае разворота струи градиентом давления. Однако время жизни таких мезомасштабных структур не превышает нескольких часов. На востоке, у п-ова Тюб-Караган течение южного направления генерирует в акватории СрК вихри такого же размера, но существующие более недели, даже после отрыва от создавшего их течения.

Работа выполнена в Институте вычислительной математики им. Г.И. Марчука РАН в рамках государственного задания ФАНО России (тема № 0015-2014-0010) и при финансовой поддержке РФФИ (проект № 17-05-01282-а). При проведении расчетов использовались ресурсы Межведомственного суперкомпьютерного центра РАН и суперкомпьютерного комплекса МГУ им. М.В. Ломоносова [28].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. Т. 6: Каспийское море. Вып. 1: Гидрометеорологические условия / Под ред. Терзиева Ф.С., Косарева А.Н., Керимова А.А. СПб.: Гидрометеиздат, 1992. 359 с.
2. Косарев А.Н., Тужилкин В.С. Климатические термохалинные поля Каспийского моря // М.: СОРБИС, 1995. 96 с.
3. 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.
4. Устьевая область Волги: гидро-морфологические процессы, режим загрязняющих веществ и влияние колебаний уровня Каспийского моря / Под ред. Полонского В.Ф., Михайлова В.Н., Кирьянова С.В. М.: ГЕОС, 1998. 280 с.
5. Ибраев Р.А. Математическое моделирование термодинамических процессов в Каспийском море. М.: ГЕОС, 2008. 128 с.

6. *Kara A.B., Wallcraft A.J., Metzger E.J., Gündüz M.* Impacts of freshwater on the seasonal variations of surface salinity and circulation in the Caspian Sea // *Cont. Shelf Res.* 2010. V. 30. P. 1211–1225. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2010.03.011>
7. *Зырянов В.Н.* Гидродинамические Основы Формирования Крупномасштабной Циркуляции Вод Каспийского моря. 2. Численные Расчеты // *Водные ресурсы.* 2016. Т. 43. № 2. С. 149–163. <https://doi.org/10.7868/s0321059616020188>
8. *Остроумова Л.П., Полонский В.Ф.* Водно-балансовая модель Северного Каспия для исследования пространственно-временной изменчивости составляющих его водного баланса и притока речных вод в Средний Каспий // *Труды ГОИН.* 2011. № 213. С. 343–355.
9. *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.
10. *Лебедев С.А., Костяной А.Г., Гинзбург А.И.* Динамика Каспийского моря по данным инструментальных измерений, результатам моделирования и данным дистанционного зондирования // *Материалы III Международной научно-практической конференции “Прикладные аспекты геологии, геофизики и геоэкологии с использованием современных информационных технологий”.* Майкоп, 11–14 мая 2015 г. 2015. С. 146–179.
11. *Dyakonov G.S., Ibrayev R.A.* Long-term evolution of Caspian Sea thermohaline properties reconstructed in an eddy-resolving ocean general circulation model // *Ocean Sci.* 2019. V. 15. P. 527–541. <https://doi.org/10.5194/os-15-527-2019>
12. *Ibrayev R.A., Özsoy E., Schrum C., Sur H.I.* Seasonal variability of the Caspian Sea three-dimensional circulation, sea level and air-sea interaction // *Ocean Sci.* 2010. V. 6. P. 311–329. <https://doi.org/10.5194/os-6-311-2010>
13. *Попов С.К., Батов В.И., Елисов В.В., Лобов А.Л.* Усовершенствованная технология прогноза течений и уровня Каспийского моря // *Защита окружающей среды в нефтегаз. компл.* 2013. № 5. С. 53–59.
14. *Gunduz M., Özsoy E.* Modelling seasonal circulation and thermohaline structure of the Caspian Sea // *Ocean Science.* 2014. V. 10(3). P. 459–471. <https://doi.org/10.5194/os-10-459-2014>
15. *Дианский Н.А., Фомин В.В., Выручалкина Т.Ю., Гусев А.В.* Воспроизведение циркуляции Каспийского моря с расчетом атмосферного воздействия с помощью модели WRF // *Труды КарНЦ РАН.* 2016. № 5. С. 21–34. <https://doi.org/10.17076/lim310>
16. *Попов С.К., Лобов А.Л., Монахова Г.А., Асаева К.И.* Использование оперативной гидрометеорологической модели для расчета водообмена и переноса загрязняющих веществ между различными частями Каспийского моря // *Труды Государственного океанографического института.* 2015. № 216. С. 340–357.
17. *Lebedev S.A., Kostianoy A.G.* Interannual Variability of Water Exchange Anomalies Between the Northern, Middle and Southern Caspian Based on Satellite Altimetry Data // *Ecologica Montenegrina.* 2019. V. 25. P. 106–115.
18. *Shukla J.* Seamless Prediction of Weather and Climate: A New Paradigm for Modeling and Prediction Research. US NOAA Climate Test Bed Joint Seminar Series. Camp Springs, Maryland, 2009. 8 p.
19. *Hoskins B.* The potential for skill across the range of the seamless weather-climate prediction problem: a stimulus for our science // *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.* 2013. V. 139. I. 672. P. 573–584. <https://doi.org/10.1002/qj.1991>
20. *Дьяконов Г.С., Ибраев Р.А.* Воспроизведение многолетней изменчивости уровня Каспийского моря в гидродинамической модели высокого разрешения // *Океанология.* 2018. Т. 58. № 1. С. 11–22. <https://doi.org/10.7868/S0030157418010021>
21. *Дьяконов Г.С., Ибраев Р.А.* Динамика вод Каспийского моря над Апшеронским порогом в 2003 г. // *Морской гидрофизический журн.* 2019. Т. 35. № 6. С. 633–645. <https://doi.org/10.22449/0233-7584-2019-6-633-645>
22. *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.
23. *Griffies S.M., Hallberg R.W.* Biharmonic friction with a Smagorinsky-like viscosity for use in large-scale eddy-permitting ocean models // *Mon. Weather Rev.* 2000. V. 128. P. 2935–2946. <https://doi.org/10.1088/1742-6596/16/1/048>
24. *Dee D.P. et al.* The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system // *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 2011. V. 137. I. 656. P. 553–597. <https://doi.org/10.1002/qj.828>
25. *Gündüz M., Kara B., Wallcraft A., Metzger J.* Application of Creeping Sea-Fill Methodology to the Wind Speed over the Caspian Sea // *Rapp. Comm. int. Mer Medit.* 2007. V. 38. P. 155.
26. *Kara A.B., Wallcraft A.J., Hurlburt H.E.* A Correction for Land Contamination of Atmospheric Variables near Land–Sea Boundaries // *J. Phys. Oceanogr.* 2007. V. 37. P. 803–818. <https://doi.org/10.1175/JPO2984.1>
27. *Дьяконов Г.С., Ибраев Р.А., Шишкова П.О.* Оценка качества данных реанализа ERA-Interim в регионе Каспийского моря // *Метеорология и гидрология.* 2020 (в печати).
28. *Воеводин В.В., Жуматий С.А., Соболев С.И., Антонов А.С., Брызгалов П.А., Никитенко Д.А., Стефанов К.С., Воеводин В.В.* Практика суперкомпьютера “Ломоносов” // *Открытые системы.* 2012. № 7. С. 36–39.

Water Exchange of Northern and Middle Caspian

G. S. Dyakonov^{1, *} and R. A. Ibrayev^{1, 2, 3}

¹*Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Nakhimovskii pr., 36, Moscow, 117997 Russia*

²*Marchuk Institute of Numerical Mathematics, Russian Academy of Sciences, ul. Gubkina, 8, Moscow, 119333 Russia*

³*Moscow Institute of Physics and Technology, Institutskii per., 9, Dolgoprudnyi, 141700 Russia*

**e-mail: gleb.gosm@gmail.com*

The dynamics of the Caspian Sea waters is considered between its two basins – northern and central. The study is carried out using a high-resolution numerical model (grid step is ~2 km) that reproduces mesoscale elements of the flow structure. The paper presents the results of two experiments: a realistic one, in which the sea circulation in 2003 was reconstructed, and an idealized one with an artificial forcing. In the realistic calculation, the structure of water exchange is considered, which is associated primarily with coastal jet currents near the Tub-Karagan peninsula in the east and near the Agrakhansky peninsula in the west. The formation and evolution of these currents under various synoptic situations is studied, and a quantitative assessment of their flow rates is given. Estimation is also given of the influence of the contrasting water intrusions caused by such currents on the salinity field in both basins, which have significantly different haline regimes. In particular, it has been shown that the western jet increases the sea surface salinity (SSS) in the Northern Caspian and decreases that in the Middle by about 1–2 psu per year. Water exchange in the east is asymmetric: the northward jet increases salinity in the northern basin by 2–3 psu per year, while the southward stream decreases the average SSS in the central basin by only about 0.5 psu per year, and the period of its stable existence is limited to June and July. In an idealized calculation, the dynamics of the waters of the Caspian was simulated with winds of various rhumbs: from 0° to 350° in 10° increments. The flow rates of both western and eastern currents have a sinusoidal dependence on the wind direction: the maximum discharges are achieved with winds of 40° and 220° rhumbs for the western current, and 120° and 300° rhumbs for the eastern one. The paper also analyzes the process of establishing quasistationary sea circulation with constant wind.

Keywords: Caspian Sea, numerical modeling, wind-driven currents, gradient currents, water exchange