

УДК 551.465.635

РАЗВИТИЕ ХОЛОДНОЙ АНОМАЛИИ ТЕМПЕРАТУРЫ ПОВЕРХНОСТИ ЧЕРНОГО МОРЯ

© 2021 г. Д. А. Яровая^а, *, В. В. Ефимов^а

^аФедеральное государственное бюджетное учреждение науки Федеральный исследовательский центр
“Морской гидрофизический институт РАН”, ул. Капитанская, 2, Севастополь, 299011 Россия

*e-mail: darik777@mhi-ras.ru

Поступила в редакцию 08.02.2021 г.

После доработки 29.03.2021 г.

Принята к публикации 14.04.2021 г.

С использованием совместной численной модели море–атмосфера рассмотрена характерная реакция морской среды на интенсивное ветровое воздействие. Показано, что модель воспроизводит холодные аномалии температуры поверхности моря (ТПМ), развившиеся в восточной половине Черного моря 6–8 ноября 2011 г. и зафиксированные в спутниковых данных. Количественно оценена роль различных механизмов в формировании этих аномалий и показано, что основным фактором резкого понижения ТПМ было ветровое перемешивание. Рассмотрено влияние холодной аномалии на поля скорости течения вблизи кавказского побережья, в частности появление в море циклонического вихря и увеличение скорости Основного черноморского течения.

Ключевые слова: совместное моделирование море–атмосфера, холодные аномалии ТПМ в Черном море, физические механизмы формирования холодных аномалий ТПМ, циклонический вихрь

DOI: 10.31857/S0002351521040118

ВВЕДЕНИЕ

Долгоживущие холодные аномалии температуры поверхности Черного моря, имеющие масштабы от нескольких десятков до сотни километров и время жизни более одного месяца, хорошо представлены в архивных данных дистанционных спутниковых измерений [1] и являются интересной и важной особенностью температурного поля в летне-осенний период года.

Эта работа является продолжением наших предыдущих работ [2–4]. В [2, 3] для Черного моря было проведено климатическое исследование положительных и отрицательных аномалий температуры поверхности моря (ТПМ) с использованием результатов регионального климатического моделирования RegCM с разрешением 25 км [5] и спутниковых данных NOAA-ESRL [1] за 32-летний период. Величина аномалии вычислялась как центрированное по пространству отклонение среднесуточной ТПМ от своего климатического значения. Были описаны наиболее характерные для четырех сезонов положительные и отрицательные аномалии ТПМ в Черном море и рассмотрены возможные причины их возникновения. В частности, было получено, что осенью наибольшие по величине холодные аномалии образуются в восточной части моря вследствие ветрового перемешивания. Другой механизм возникновения

осенних холодных аномалий — большие сезонные значения циклонической завихренности приводного ветра в юго-восточной части моря, в районе Батуми [3]. Понижение ТПМ здесь может быть связано с подъемом термоклина, подобно тому как это произошло при воздействии на Черное море квазитропического циклона в сентябре 2005 г., когда в результате выхода термоклина на поверхность ТПМ под циклоном понизилась более чем на 10°C [4, 6].

В [4] механизм понижения ТПМ под квазитропическим циклоном был изучен при помощи совместной мезомасштабной модели море–атмосфера NOW (NEMO – OASIS – WRF). Совместная модель NOW позволила воспроизвести реакцию верхнего слоя Черного моря на необычно интенсивный и уникальный для Черноморского региона мезомасштабный атмосферный циклон. Поэтому представляет интерес проверить применимость модели NOW для численного исследования распространённых в регионе осенних холодных аномалий ТПМ, возникающих под действием интенсивного приводного ветра. Для исследования был выбран зафиксированный в спутниковых данных случай резкого понижения ТПМ в начале ноября 2011 г. в восточной части Черного моря.

ДАННЫЕ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Для проверки результатов моделирования холодных аномалий мы использовали климатические спутниковые данные о среднесуточных полях ТПМ с разрешением 0.25° [1].

Совместная модель море–атмосфера (NOW), подробно описанная в [7], использовалась нами ранее в работе [4] и включает в себя атмосферный блок – модель WRF [8] версии 4.2, морской – модель NEMO [9] версии 3.6 и каплер OASIS [10]. В качестве начальных и граничных условий для WRF использовались данные реанализа ERA5 с разрешением 0.25° и шагом по времени 6 ч, полученного с усвоением данных наблюдений [11]. В качестве начальных условий для морской модели были использованы климатические поля уровня моря, температуры, солёности, а также зональной и меридиональной скорости течения с разрешением 5 км, полученные на основе модели МГИ [12, 13]. Таким образом, в исходных морских температурных полях аномалии ТПМ отсутствуют. Граничные условия на поверхности моря (поток тепла, напряжение трения ветра и осадки) для NEMO рассчитывались в атмосферной модели WRF. В свою очередь, от NEMO к WRF передавались поля ТПМ и скорости течения на поверхности. Обмен полями между моделями производился каждые два часа. Горизонтальные расчетные сетки в атмосферной и морской модели были идентичны, имели разрешение 4.6 км и размер 308×202 узлов (размер указан для основной расчетной сетки, на которой рассчитываются скалярные переменные). При построении расчетных сеток использовалась проекция Ламберта. По вертикали в атмосферной модели использовалось 37 уровней с увеличенным разрешением в пограничном слое, в морской – 35, из которых 15 находилось в верхнем слое 0–100 м. Шаг по времени при моделировании составлял 10 с для WRF и 300 с для NEMO.

В атмосферной модели были использованы следующие схемы параметризации: WSM3 для описания фазовых переходов в атмосфере, YSU для пограничного слоя, Revised MM5 для приповерхностного слоя, Noah Land Surface Model для расчета потоков тепла и влаги от поверхности, Betts-Miller-Janjic для кучевой конвекции и схемы RRTM и Dudhia для радиационного теплообмена. Боковые граничные условия в атмосферной модели обновлялись каждые 6 ч. Чтобы атмосферная модель WRF за время моделирования не “ушла” слишком далеко от начальных условий, использовалось спектральное “притягивание” (nudging) – процедура, при которой мелкомасштабные особенности атмосферных полей остаются неизменными, а крупномасштабные каждые 6 ч “подтягивают” к текущим полям реанализа.

В морской модели для расчета вертикального турбулентного обмена использовалась схема Generic Length Scale. В отличие от ранее рассмотренной упрощенной морской модели [2], в которой ветровое перемешивание развивается, только если объемное число Ричардсона становится меньше некоторого критического значения, т.е. когда нарушается условие устойчивости, в NEMO перемешивание описывается коэффициентом вертикального турбулентного обмена, который тем больше, чем больше напряжение трения ветра.

Совместное моделирование проводилось следующим образом. Чтобы уменьшить влияние начальных условий, расчет был начат за 5 сут до интересующего нас времени развития холодных аномалий 6–8 ноября 2011 г. В качестве начальных условий для NEMO использовались климатические морские поля для 1 ноября. Начальными условиями для WRF были атмосферные поля для 0 ч 1 ноября 2011 г. Совместное моделирование продолжалось до 0 ч 10 ноября 2011 г.

Подчеркнем, что в работе не стояла цель воспроизвести термогидродинамические поля в Черном море в конкретный промежуток времени. Этого потребовало бы продолжительного адаптационного расчета – реанализа совместной циркуляции атмосфера–море для всего Черноморского бассейна. Наша задача – изучить характерную реакцию полей скорости и температуры Черного моря на резкое усиление скорости приводного ветра на примере одной из холодных аномалий, возникших в осенний период в восточной части моря, и проверить, будет ли эта реакция соответствовать данным наблюдений.

РЕЗУЛЬТАТЫ МОДЕЛИРОВАНИЯ

Холодные аномалии ТПМ по спутниковым данным и по результатам совместного моделирования

Сравним среднесуточные поля ТПМ, полученные по спутниковым данным, за два срока. Первый срок – это 6 ноября 2011 г., время, непосредственно предшествующее развитию холодных аномалий в восточной половине моря (рис. 1а). На рис. 1а в центральной части Черного моря южнее крымского побережья хорошо представлена холодная аномалия, которая сформировалась, согласно спутниковым данным, еще во второй половине октября. Согласно [1], температура в центре аномалии была на 2°C меньше своего климатического значения. Это была довольно интенсивная для осеннего периода аномалия, т.к. средняя величина осенних холодных аномалий обычно не ниже -1.6°C [3].

Рисунок 1б относится к 8 ноября – это время непосредственно после развития холодных аномалий в восточной половине моря. На рис. 1б присутствует рассмотренная ранее холодная ано-

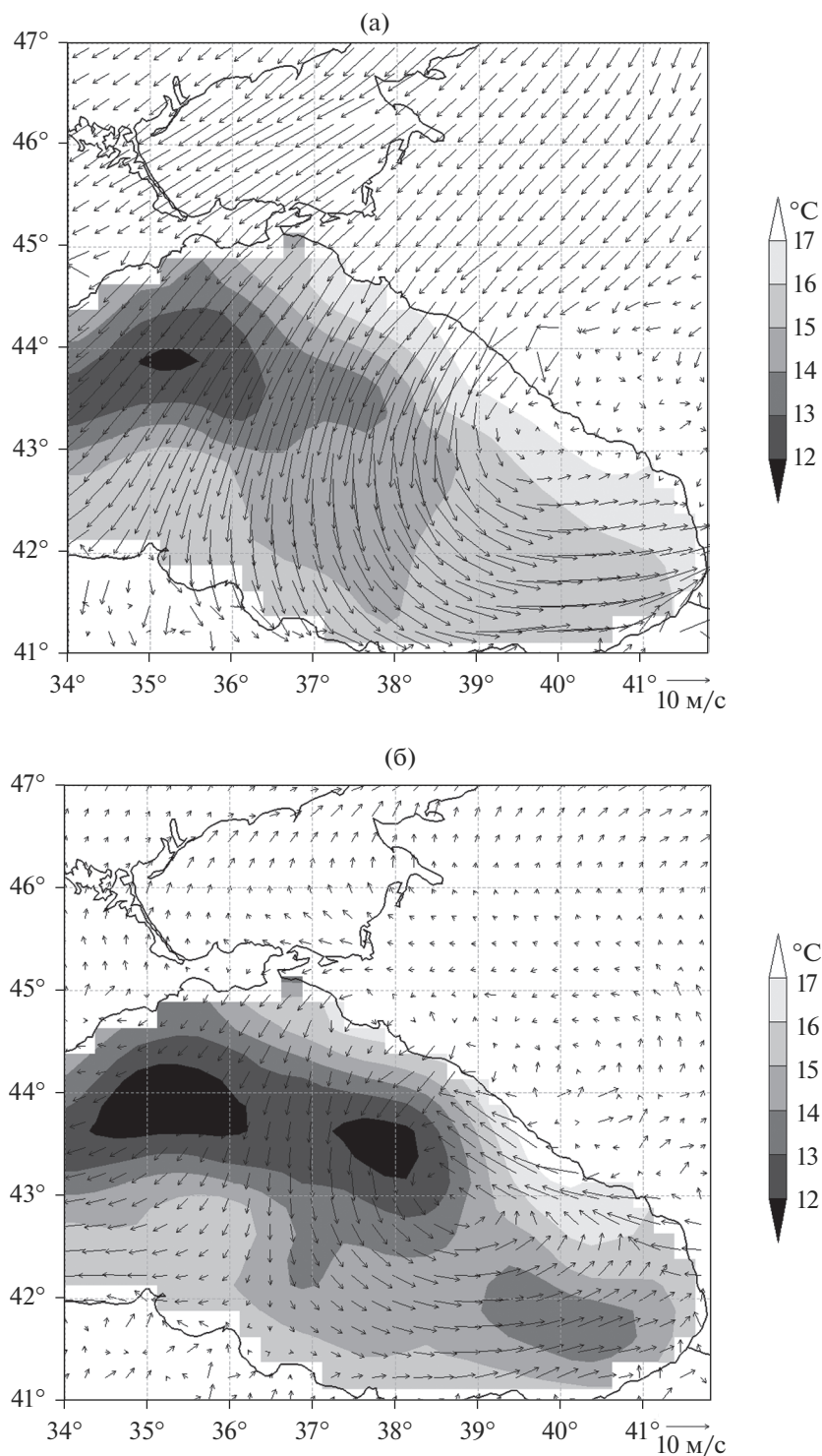


Рис. 1. Холодные аномалии ТПМ в Черном море: среднесуточная ТПМ по спутниковым данным и среднесуточная приводная скорость ветра по совместной модели на 06.09.2011 (а) и 08.09.2011 (б). Разность полей ТПМ между 08.09.2011 и 06.09.2011 по спутниковым данным (цвет), а также среднесуточная ТПМ ($^{\circ}\text{C}$, изолинии) и приводная скорость ветра по совместной модели на 08.09.2011 (в). На рис. 1в белыми кружками обозначены локальные минимумы ТПМ – центры контрольных областей.

малия южнее крымского побережья, которая мало изменилась за 3 сут. Но помимо этого в поле ТПМ появились две новые холодные аномалии с центрами (38; 43.5) и (40; 41.5), величины которых, соглас-

но [1], достигали -2.5°C . Согласно спутниковым данным, показанные на рис. 1б холодные аномалии – долгоживущие, хорошо видны в поле ТПМ и через 10 сут, т.е. 18 ноября.

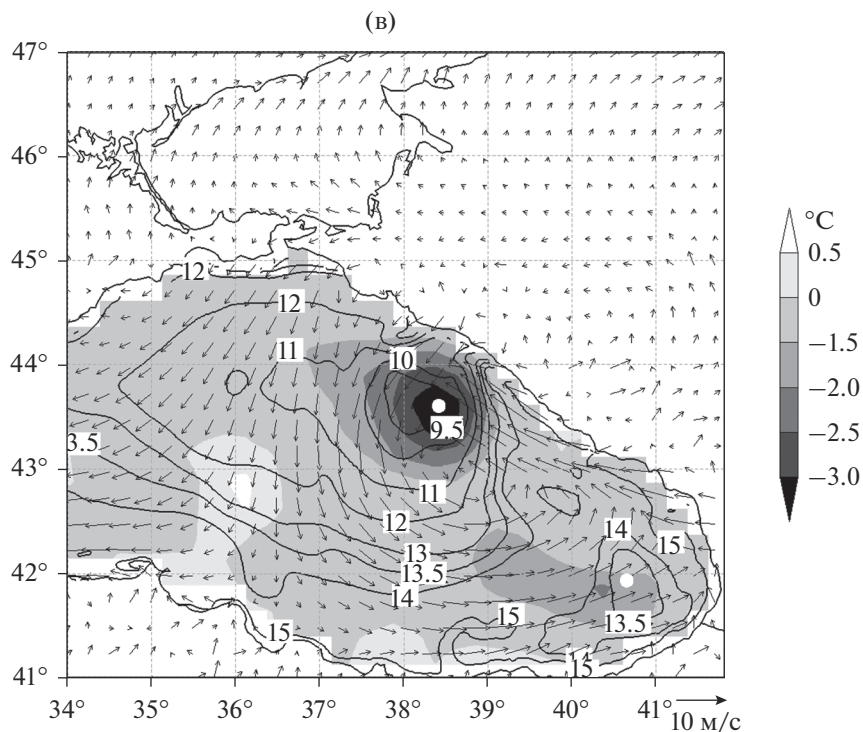


Рис. 1. Окончание.

На рис. 1в цветом показана разность полей температуры, показанных на рис. 1б и 1а. Как и следовало ожидать, первоначально присутствовавшая холодная аномалия в разностном температурном поле практически отсутствует, но хорошо видны две области сильного локального понижения ТПМ: на 3–3.5°C вблизи кавказского побережья и на 1.5–2.5°C в юго-восточной части моря. Также на рис. 1в изолиниями показаны результаты совместного численного моделирования, начатого 1 ноября. Поскольку, как указывалось выше, в качестве начальных условий для NEMO использовались климатические морские поля, холодная аномалия в центральной части моря, возникшая задолго до 1 ноября (рис. 1а), в результатах моделирования отсутствует, а недавно развившиеся хорошо представлены. Как видно из рис. 1, результаты моделирования ТПМ качественно хорошо согласуются с данными наблюдений. Совместная модель воспроизвела локальное понижение ТПМ вблизи кавказского побережья и в юго-восточном углу моря, т.е. там, где согласно данным наблюдений 6–8 ноября и возникли две новые холодные аномалии.

Не приводя иллюстраций, отметим, что в поле ТПМ реанализа ERA5 за 8 ноября воспроизведена только холодная аномалия вблизи крымского побережья, а две другие аномалии в восточной половине моря (рис. 1б), отсутствуют. Т. о., совместная модель лучше воспроизвела реакцию

верхнего слоя моря на приводное поле ветра, чем реанализ ERA5.

Согласно результатам моделирования WRF (рис. 1), в начале ноября над восточной половиной моря установился воздушный поток с циклонической завихренностью. Величина завихренности была наибольшей вблизи побережья в области (39° в.д., 44° с.ш.), где поток обтекал высокогорную часть Кавказских гор, и в юго-восточном углу моря, где приводный ветер изменял свое направление с северо-западного на южное/юго-восточное. 8 ноября вблизи кавказского побережья сформировался мезомасштабный циклонический вихрь (рис. 1б, 1в).

Используя результаты совместного моделирования, рассмотрим более подробно, какие изменения произошли в верхнем слое моря 6–8 ноября. Для этого выделим две контрольные области: область 1 вблизи кавказского побережья и область 2 в юго-восточном углу моря (центры областей отмечены на рис. 1в). Размер областей равен 7 × 7 точек, что примерно соответствует размеру ячейки сетки спутниковых данных. На рис. 2 показано изменение температуры и толщины ВКС, а также приводной скорости ветра по результатам моделирования за 1–9 ноября.

Толщина ВКС определялась условно как толщина квазиоднородного слоя, в котором вертикальный градиент температуры по модулю не превосходит 0.2°C/м. В случае сильного заглубле-

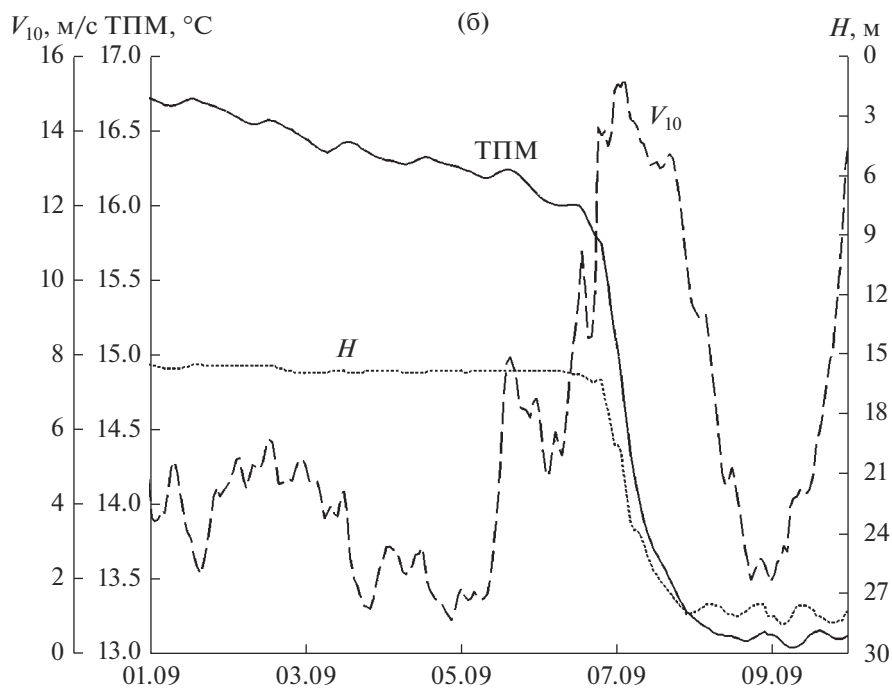
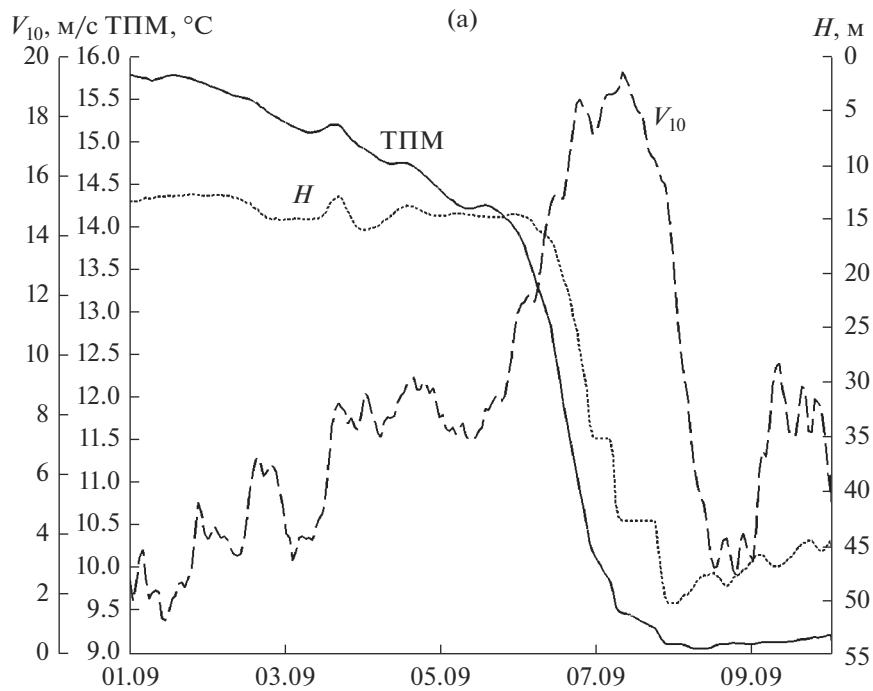


Рис. 2. Временной ход ТПМ, толщины ВКС и приводной скорости ветра по результатам совместного моделирования в области 1 (а) и области 2 (б).

ния ВКС его толщина определялась как наименьшая глубина залегания изотермы 8°C . Как видно из рис. 2, в обеих областях 6–8 ноября произошло резкое увеличение скорости ветра, причем в области 1 скорость ветра увеличилась до 20 м/с . Следствием этого явилось резкое, на $3\text{--}3.5^{\circ}\text{C}$,

уменьшение ТПМ и значительное заглубление термоклина. Такое увеличение глубины ВКС и понижение его температуры является непосредственным результатом резкого увеличения скорости приводного ветра. Модель NEMO хорошо воспроизвела реакцию верхнего слоя моря.

Механизмы формирования холодных аномалий ТПМ

В этом разделе мы количественно оценим роль отдельных физических процессов в формировании холодных аномалий в областях 1 и 2: рассмотрим реакцию ТПМ на теплообмен с атмосферой, вовлечение холодной воды на нижней границе ВКС из термоклина, а также на горизонтальную адвекцию в область холодной аномалии более теплой воды из окружающей среды и большую вертикальную скорость под термоклином.

Для количественной оценки мы использовали известные простые соотношения. Изменение ТПМ за счет потоков тепла через поверхность моря описывается величиной

$$\frac{Q}{\rho C_p H} \Delta t, \quad (1)$$

где Q – суммарный (явный + скрытый + радиационный) поток тепла, Δt – период времени (в нашем случае равный 1 ч), ρ и C_p – плотность и удельная теплоемкость воды, H – толщина ВКС. Изменение ТПМ за счет вертикального турбулентного перемешивания через нижнюю границу ВКС можно оценить как

$$\begin{aligned} \Delta t \int_{-H}^0 \frac{\partial}{\partial z} \left(K \frac{\partial T}{\partial z} \right) dz &= -\frac{\Delta t}{H} \left(K \frac{\partial T}{\partial z} \right) \Big|_{z=-H} \approx \\ &\approx -\frac{\Delta t}{2H} \left(K_{k-1/2} \frac{T_{k-1} - T_k}{z_k - z_{k-1}} + K_{k+1/2} \frac{T_k - T_{k+1}}{z_{k+1} - z_k} \right) \Big|_{z_k=H}, \end{aligned} \quad (2)$$

где T – температура воды, K – коэффициент вертикальной турбулентной диффузии тепла (рассчитывается в модели NEMO); z_k – глубина k -го уровня (нумерация идет от поверхности моря). Вертикальная ось направлена вверх.

Изменение температуры, обусловленное подъем вертикальной скорости, можно оценить как

$$-\Delta t \int_{-H}^0 w \frac{\partial T}{\partial z} dz \approx -\Delta t \sum_k \left(w_{k+1/2} \frac{T_k - T_{k+1}}{z_{k+1} - z_k} \right), \quad (3a)$$

где w – вертикальная скорость. Изменение температуры за счет горизонтального переноса в точке расчетной сетки с координатами $(i; j)$ можно оценить как

$$\begin{aligned} -\Delta t \int_{-H}^0 \left(u \frac{\partial T}{\partial x} + v \frac{\partial T}{\partial y} \right) dz &= \\ = -\Delta t \sum_k \left(u_{i,j,k} \frac{T_{i+1,j,k} - T_{i-1,j,k}}{2\Delta x} + v_{i,j,k} \frac{T_{i,j+1,k} - T_{i,j-1,k}}{2\Delta y} \right), \end{aligned} \quad (3b)$$

где u, v – зональная и меридиональная компоненты скорости течения; $\Delta x = \Delta y = 4.6$ км. При выводе соотношений (2) и (3a) мы учли, что в морской модели уровни, на которых рассчитываются переменные T, u и v , находятся посередине между уровнями, на которых рассчитываются перемен-

ные w и K . Для простоты в формулах (1)–(3) производная по времени аппроксимирована направленной разностью вперед, а для вычисления пространственных производных применена центрально-разностная схема. Разумеется, в модели NEMO используются более точные аппроксимации производных, чем в (1)–(3). Но простые соотношения (1)–(3) позволяют непосредственно оценить вклад различных факторов в изменение ТПМ.

Из рис. 3 видно, что в первые 4–5 сут после начала моделирования в обеих областях формула (1) хорошо описывает изменение ТПМ. В этот период температура ВКС за счет сезонного выхолаживания уменьшалась почти с постоянной скоростью ~ 0.1 – $0.2^\circ\text{C}/\text{сут}$. На графиках ТПМ за этот период можно увидеть колебания, связанные с суточным циклом приходящего потока коротковолновой радиации. После 6 ноября произошло резкое понижение ТПМ, которое хорошо описывается формулой (2). Как видно из рис. 3, за все время моделирования понижение ТПМ в области 1 за счет ветрового перемешивания было в два раза больше, чем за счет сезонного выхолаживания. В то же время в области 2 влияние этих факторов было сопоставимо.

В области 2 подъем холодной воды вызвал некоторое понижение ТПМ (рис. 3б). В области 1 суммарное изменение температуры ВКС, рассчитанное по соотношениям (3a) и (3б), было незначительно. Хотя область 1 находилась в стороне от Основного черноморского течения (ОЧТ), возникший вблизи кавказского побережья циклонический круговорот (см. далее раздел “Циклонический вихрь в море”), скорее всего, приносил теплую воду в область холодной аномалии, что компенсировало понижение ТПМ из-за направленной вверх вертикальной скорости.

Обычно понижение ТПМ за счет ветрового перемешивания и увеличение толщины ВКС связывается с эрозией термоклина – проникновением турбулентных вихрей из ВКС в термоклин. Проблема скорости вовлечения неоднократно изучалась в лабораторных условиях [14]. Интересно сравнить результаты экспериментов с результатом прямого численного моделирования. На рис. 4 показано изменение толщины ВКС, рассчитанное по одной из общеизвестных полуэмпирической формул [14]:

$$w_e = \frac{2.5g\alpha}{\Delta T H} u_*^3, \quad (4)$$

где w_e – скорость вовлечения холодной воды из термоклина в ВКС (по сути, скорость увеличения толщины ВКС), g – ускорение свободного падения, $\alpha = 2 \times 10^{-4} \text{C}^{-1}$ – коэффициент теплового расширения, ΔT – перепад температуры в термоклине (разница температур на верхней и нижней

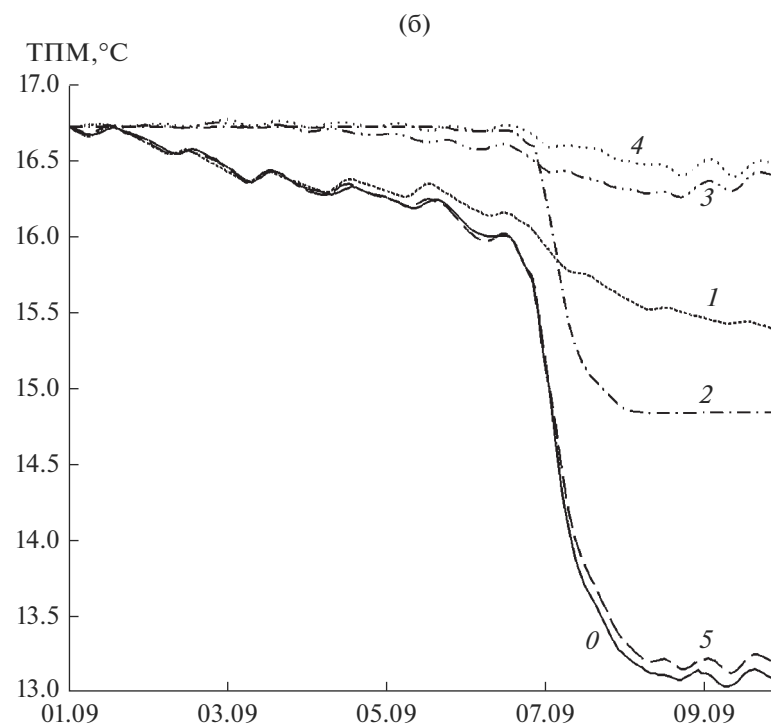
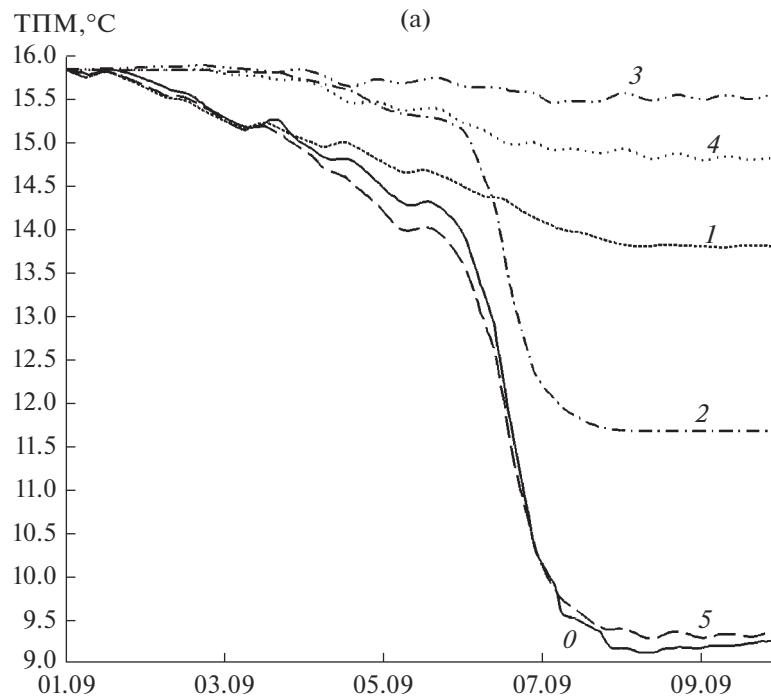


Рис. 3. Количественная оценка влияния различных факторов на изменение ТПМ в области 1 (а) и области 2 (б). График 0 – ТПМ по результатам совместного моделирования, графики с 1 по 5 – ТПМ, рассчитанная нами по простым соотношениям с учетом влияния следующих факторов: потоков тепла от поверхности моря (график 1), вертикального турбулентного обмена (график 2), вертикальной скорости (график 3), вертикальной и горизонтальной скорости (график 4), потоков тепла, вертикального обмена, вертикальной и горизонтальной скорости (график 5).

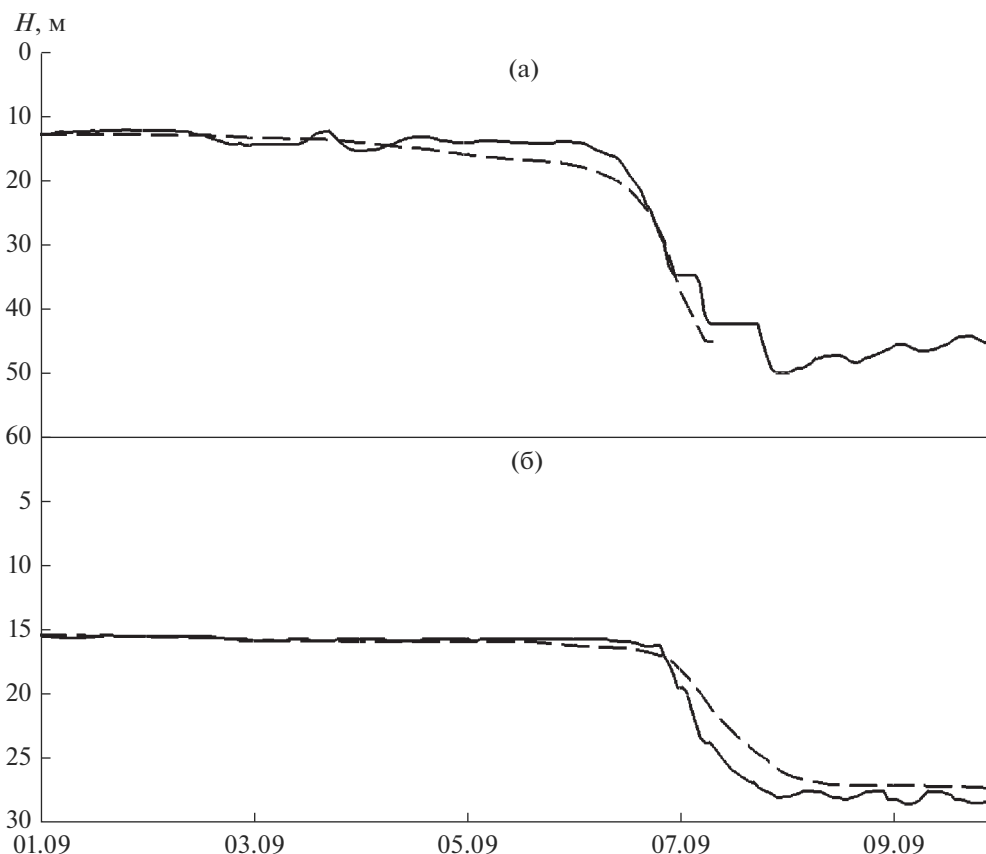


Рис. 4. Временной ход толщины ВКС по результатам совместного моделирования (сплошная линия) и по формуле Като–Филипса [14] (пунктир) в области 1 (а) и в области 2 (б).

границах), u_* – динамическая скорость трения в воде, которая зависит от приводной скорости вет-

ра. $u_* = \sqrt{\frac{\rho_a C_d V_{10}}{\rho}}$, где ρ_a – плотность воздуха, V_{10} –

скорость ветра на 10 м над поверхностью моря, C_d – безразмерный коэффициент обмена, зависящий от стратификации в пограничном слое атмосферы. Также на рис. 4 для сравнения показано, как изменялась в рассматриваемых областях толщина ВКС по результатам совместной модели. Как видно, рассчитанная по формуле (4) толщина термоклина хорошо согласуется с результатами моделирования и, по крайней мере в нашем случае, правильно описывает изменение толщины ВКС в Черном море при ветровом перемешивании.

Отметим также, что в формулу (4) скорость трения входит в кубической степени. Это объясняет сильно нелинейную связь между скоростью приводного ветра и эволюцией глубины ВКС. По сути, ветровое перемешивание в областях 1 и 2 и, соответственно, резкое заглубление ВКС начинается при скорости приводного ветра, большей 12–15 м/с. На участках 1–6 ноября и 8–9 ноября, когда скорость ветра меньше, глубина ВКС практически не изменяется.

Распределение температуры с глубиной в области холодных аномалий ТПМ

Рассмотрим на примере наиболее сильной аномалии, как в результате ветрового воздействия изменилось распределение температуры с глубиной. На рис. 5 для области 1 построены последовательные профили среднесуточной температуры моря с 1 по 9 ноября. Как видно из рис. 5, с 6 по 8 ноября среднесуточная температура ВКС уменьшилась на 3°C, что хорошо согласуется с понижением, показанным на рис. 1в. Также из рис. 5а видно, что в области 1 заглубление верхнего слоя было настолько значительным, что после 6 ноября ВКС, по сути, перешел в холодный промежуточный слой.

Если учитывать понижение ТПМ только за счет эффектов эрозии термоклина, то увеличение теплозапаса моря под ВКС должно быть равно его уменьшению в ВКС. При этом площади верхней и нижней фигур, образованных пересечением температурных профилей непосредственно до и после интенсивного перемешивания, будут равны [15]. Однако в нашем случае, как видно из рис. 5, площадь верхней фигуры заметно больше площади нижней, что связано с наличием большой вертикальной скорости. Как видно из рис. 6, ско-

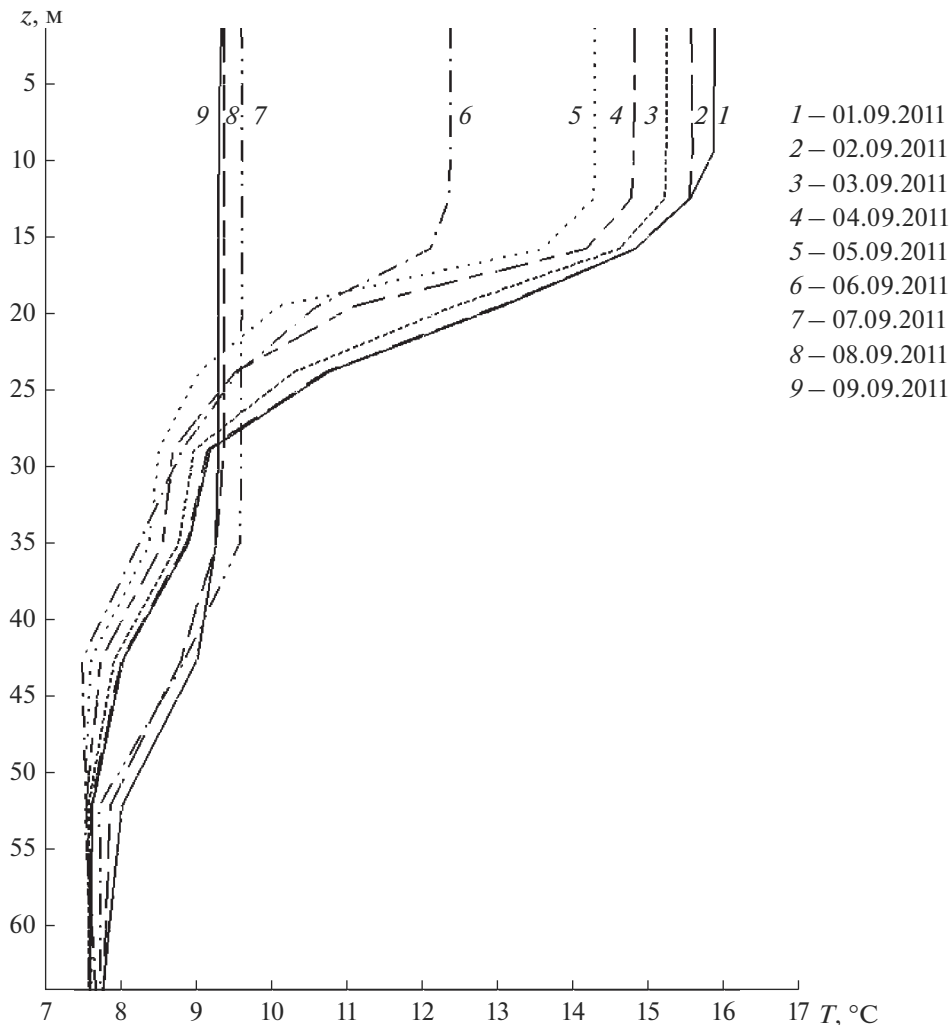


Рис. 5. Среднесуточные профили температуры в области 1 с 01 по 09.11 по результатам совместного моделирования.

рость подъема воды в рассматриваемой области достигала 4×10^{-5} м/с на глубине и уменьшалась до 0 при приближении к поверхности. На рис. 6 показано результирующее изменение температуры из-за вертикального движения воды за двое суток, с 0 ч 6 по 0 ч 8 ноября. Как видно из рис. 6, температура ВКС практически не изменилась. Наиболее значительное понижение температуры, на 1.8°C , произошло на глубине ~ 20 м. Из рис. 6, на котором показан мгновенный профиль температуры в 0 ч 6 ноября, видно, что до начала ветрового перемешивания на этой глубине находилась нижняя граница термоклина.

Кроме того, нужно еще принять во внимание, что температура ВКС в рассматриваемой области уменьшилась также за счет выхолаживания, на 0.7°C за двое суток (см. рис. 3а). Указанные выше два обстоятельства и объясняют разницу в площадях верхней и нижней фигур на рис. 5.

Циклонический вихрь в море

На рис. 7а показано поле скорости течения в области наиболее интенсивной холодной аномалии в начале 9 ноября. Интересно, что скорость Основного черноморского течения вблизи кавказского побережья возросла в несколько раз по сравнению со своим климатическим значением. Средняя вдоль разреза, проведенного по нормали к побережью (см. наклонный разрез на рис. 7а), скорость ОЧТ составляла 0.7 м/с. Такая большая величина, очевидно, объясняется тем, что появление холодной аномалии привело к появлению большого горизонтального градиента ТПМ, направленного по нормали к берегу: в области ОЧТ перепад температуры достигал 3°C . Вследствие этого увеличился наклон уровня моря вблизи берега. Скорость геострофического течения на поверхности можно оценить из простого соотношения $(g\Delta H)/(fL)$, где ΔH — перепад уровня моря, L — ширина вдольберегового струйного течения.

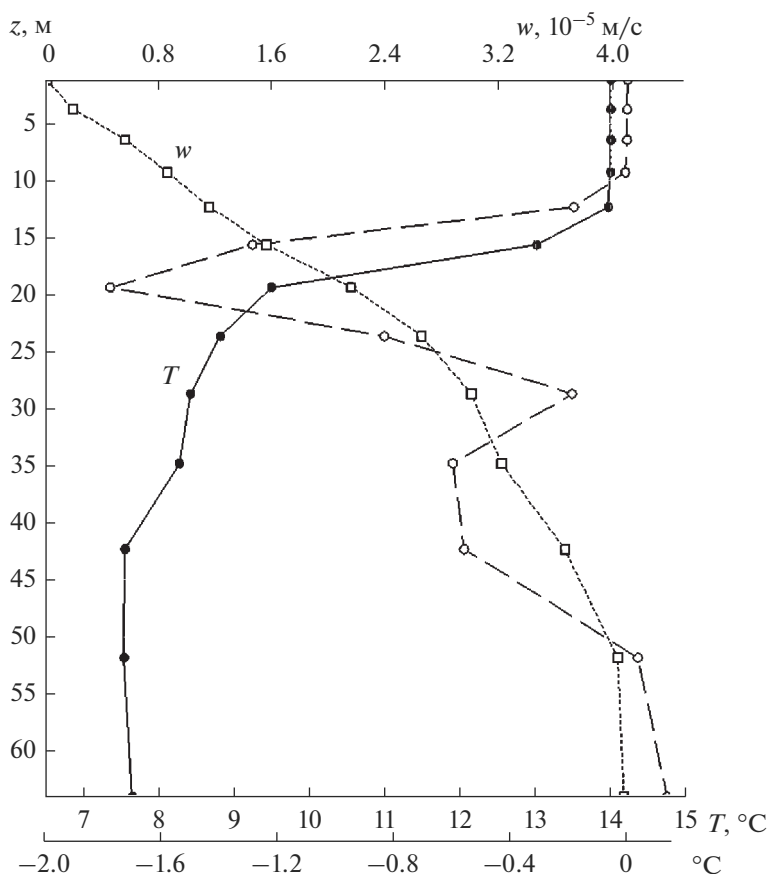


Рис. 6. Влияние больших вертикальных скоростей на температуру моря в области 1: мгновенный профиль температуры в 00:00 06.11, профиль вертикальной скорости, осредненный за 06–08.11, изменение температуры за 06–08.11.

Подставляя $\Delta H = 0.2$ м и $L = 30$ км, получим оценку скорости течения 0.7 м/с, которая хорошо согласуется с рис. 7а.

Также из рис. 7а видно, что к 9 ноября вблизи кавказского побережья возникла вихревая пара — небольшой антициклонический вихрь с центром (37.8; 44.2) и мезомасштабный циклонический вихрь с центром (38.8; 43.6). Положение циклонического вихря примерно соответствуют области, в которой произошло наибольшее понижение ТПМ вследствие ветрового перемешивания 6–8 ноября. Дополнительно проведенное совместное моделирование показало, что эта вихревая пара существовала по крайней мере до конца ноября, при этом циклону соответствовал локальный минимум уровня моря, а антициклону — максимум.

На рис. 7б показана вертикальная структура циклонического вихря вдоль зонального разреза, проходящего через его центр. Центр вихря находился на долготе 38.7, в левой части рисунка проекция скорости течения на нормаль к плоскости разреза отрицательна и течение направлено на юг, в правой части — на север. Как и ожидалось,

по глубине вихрь был ограничен толщиной ВКС, которая увеличивалась при удалении от берега к центру холодной аномалии. Вертикальный масштаб вихря, таким образом, составлял 20–50 м. Циклоническая циркуляция прослеживается и на более низких уровнях, но скорость вращения там в 2 раза меньше, чем в ВКС. Циклонический вихрь был заметно асимметричный: в западной половине вихря скорость была в ~ 5 раз больше, чем в восточной. Орбитальная скорость вращения частиц в вихре, определенная по его западной половине, составляла ~ 0.1 м/с. Радиус вихря (расстояние от центра до линии максимальной орбитальной скорости) составлял ~ 15 км. Т. о., получим, что для этого вихря число Россби ~ 0.01 , т.е. вихрь может считаться геострофическим.

Причиной появления морского вихря является локальное понижение уровня моря. Поле приводного ветра над восточной частью моря 8–10 ноября отличалось большой временной изменчивостью: преобладающее направление ветра изменялось от северо-восточного до юго-западного. Тем не менее циклонический вихрь в море менялся слабо, как и величина самой холодной аномалии.

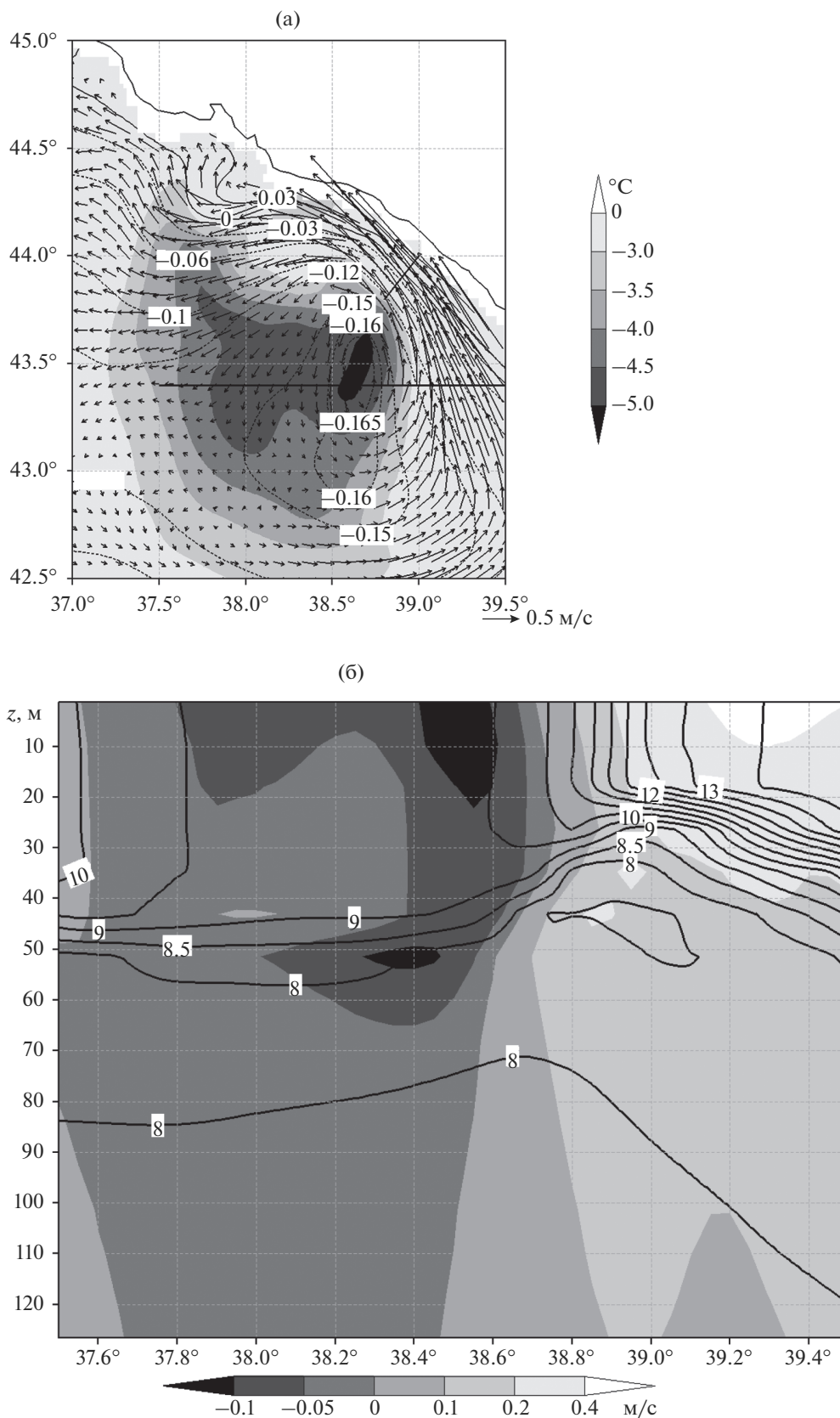


Рис. 7. Горизонтальная и вертикальная структура поля скорости течения в области 1 в 00:00 09.11: разность полей ТПМ между 00:00 09.11 и 00:00 06.11 (цвет), скорость течения на поверхности и отклонение уровня моря от нулевой отметки (м, изолинии) (а), зональный разрез, проведенный через центр циклонического вихря: скорость течения по нормали к разрезу (цвет) и температура (°С, изолинии) (б).

Отметим, что при моделировании с нулевыми граничными условиями на поверхности моря (напряжение трения ветра равно нулю, нет потоков явного и скрытого тепла) мезомасштабные вихри вблизи кавказского побережья не формируются и скорость ОЧТ не превышает 0.2 м/с.

ВЫВОДЫ

В данной работе при помощи совместной мезомасштабной модели море–атмосфера была рассмотрена реакция верхнего слоя Черного моря на интенсивное ветровое воздействие. Для морской модели в качестве начальных условий были заданы климатические морские поля. Совместная модель успешно воспроизвела появление интенсивной холодной аномалии ТПМ в восточной части Черного моря в начале ноября 2011 г. и несколько менее интенсивную южнее первой. Положение холодных аномалий хорошо согласуется со спутниковыми данными, что подтверждает результаты расчетов напряжения трения ветра атмосферной моделью.

Анализ полей температуры вблизи кавказского побережья и в юго-восточной части моря показал, что на фоне сезонного выхолаживания, связанного с теплопотерями через поверхность раздела вода–воздух, в этих областях наблюдалось резкое понижение ТПМ, связанное с усилением приводного ветра 6–8 ноября, которое было хорошо воспроизведено в расчетах. Был оценен вклад различных физических процессов в формирование холодных аномалий с использованием простых соотношений (1)–(3). Кроме того, показано, что классическое полуэмпирическое выражение для скорости турбулентного вовлечения на нижней границе ВКС [14] хорошо согласуется с результатами совместного моделирования. Это является дополнительным подтверждением реалистичности результатов расчетов, выполненных с помощью совместной модели.

Исследование вертикальной структуры термических полей показало, что подъем холодных вод из глубины моря, хотя и не достиг ВКС, тем не менее повлиял на вертикальное распределение температуры под термоклином.

Появление интенсивной холодной аномалии вблизи кавказского побережья сопровождалось локальным понижением уровня моря, появлением прибрежного циклонического вихря в области наибольшего понижения ТПМ, а также значительным увеличением скорости ОЧТ. Было показано, что большие значения скорости ОЧТ можно оценить из геострофического соотношения, если учесть значительный перепад уровня моря между центром аномалии и берегом.

Работа выполнена в рамках проекта № 0827-2021-0002 “Фундаментальные исследования про-

цессов взаимодействия в системе океан–атмосфера, определяющих региональную пространственно-временную изменчивость природной среды и климата” (шифр “Взаимодействие океана и атмосферы”).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Reynolds R.W. et al. Daily High Resolution Blended Analyses for Sea Surface Temperature // J. Clim. 2007. V. 20. P. 5473–5496.
2. Ефимов В.В., Барабанов В.С. Аномалии температуры поверхности черного моря и моделирование формирования интенсивной холодной аномалии сентября 2014 г. // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2017. Т. 53. № 3. С. 389–398.
3. Ефимов В.В., Комаровская О.И. Пространственная структура и повторяемость крупномасштабных аномалий температуры поверхности Черного моря // Океанология. 2018. Т. 58. № 2. С. 173–180.
4. Яровая Д.А., Ефимов В.В., Барабанов В.С., Мизюк А.А. Реакция верхнего слоя Черного моря на прохождение циклона 25–29 сентября 2005 г. // Метеорология и гидрология. 2020. № 10. С. 38–52.
5. Anisimov A.E., Yarovaya D.A., Barabanov V.S. Reanalysis of atmospheric circulation for the Black Sea-Caspian region // Physical Oceanography. 2015. № 4. P. 13–25. <https://doi.org/10.22449/1573-160X-2015-4-13-25>
6. Ефимов В.В., Шокуров М.В., Яровая Д.А. Численное моделирование квазитропического циклона над Черным морем // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2007. Т. 43. № 6. С. 723–743.
7. Samson G. et al. The NOW regional coupled model: Application to the tropical Indian Ocean climate and tropical cyclone activity // J. Advances in Modeling Earth Systems. 2014. V. 6. P. 1–23.
8. Skamarock W.C., Klemh J.B., Dudhia J. et al. A description of the Advanced Research WRF version 3 // NCAR Technical Note. 2008.
9. Madec G. et al. NEMO ocean engine // Notes du Pole de Modelisation 27, Inst. Pierre-Simon Laplace, Paris, France. 2008.
10. Valcke S. The OASIS3 coupler: a European climate modelling community software // Geosci. Model Dev. 2013. V. 6. Iss. 2. P. 373–388.
11. Hersbach H. et al. The ERA5 global reanalysis // Quarterly J. Royal Meteorological Society. 2020. V. 146. P. 1999–2049. <https://doi.org/10.1002/qj.3803>
12. Демьшев С.Г., Иванов В.А., Маркова Н.В., Черкесов Л.В. Построение поля течений в Черном море на основе вихререзающей модели с ассимиляцией климатических полей температуры и солёности // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексные исследования ресурсов шельфа. Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2007. Вып. 15. С. 215–226.
13. Demyshev S.G., Ivanov V.A., Markova N.V. Analysis of the Black Sea climatic fields below the main pycnocline obtained on the basis of assimilation of the archival data on temperature and salinity in the numerical hydrodynamic model // Physical Oceanography. 2009. V. 19.

- Iss. 1. P. 1–12.
<https://doi.org/10.1007/s11110-009-9034-x>
14. Kato H., Phillips O.M. On the penetration of a turbulent layer into a stratified fluid // *J. Fluid Mech.* 1969. V. 37. P. 643–655.
15. Зацепин А.Г. и др. Формирование прибрежного течения в Черном море из-за пространственно-неоднородного ветрового воздействия на верхний квазигомогенный слой // *Океанология.* 2008. Т. 48. № 2. С. 176–192.

Cold Sea Surface Temperature Anomalies in the Black Sea: Coupled Modelling and Physical Mechanisms of Formation

D. A. Iarovaia^{1,*} and V. V. Efimov¹

¹*Federal State Budget Scientific Institution “Marine Hydrophysical Institute of RAS”,
Kapitanskaya str., 2, Sevastopol, 299011 Russia*

**e-mail: darik777@mhi-ras.ru*

We used a numerical coupled sea–atmosphere model NEMO-OASIS-WRF to investigate the impact of intense surface wind on the Black Sea upper layer. The model reproduced cold sea surface temperature (SST) anomalies that formed in the eastern part of the sea 6–8 June 2011 and were detected in satellite data. We estimated quantitatively the role of various physical mechanisms in the formation of the cold anomalies and showed that the main reason for the SST decrease was vertical turbulent mixing caused by the intense surface wind. We investigated the influence of the cold SST anomaly near the Caucasian coast on the sea velocity fields there, in particular a cyclonic eddy formation and increase of the Rim Current velocity.

Keywords: coupled sea–atmosphere modelling, cold SST anomalies in the Black Sea, physical mechanism of formation of a cold SST anomaly, cyclonic eddy