Формирование крупномасштабной холодной аномалии поверхностной температуры Черного моря по спутниковым данным

В.В. Ефимов, О.И. Комаровская

Морской гидрофизический институт РАН, Севастополь, 299011, Россия

E-mail: vefim38@mail.ru

На основании массива спутниковых данных NOAA-ESRL (<http://www.esrl.noaa.gov/psd/>) за период 1982–2014 гг. и данных климатического регионального реанализа атмосферной циркуляции с повышенным пространственным разрешением рассмотрено развитие долгоживущей холодной аномалии температуры поверхности Черного моря в осенний период. Описана методика построения композитов мезомасштабных структур теплых и холодных аномалий, позволяющих выявить основные пространственные особенности аномалий и оценить их величины. Приведен годовой ход среднемесячных холодных аномалий, осредненных за весь 32-летний представленный спутниковыми данными период, для центра области максимальных холодных аномалий. Приведена гистограмма величин аномалий для этой области моря за осенние периоды. Показано, что эпизоды быстрого понижения температуры в результате больших величин скорости ветра, приводящего к быстрому заглублению термоклина, не могут служить основной причиной формирования аномалий в осенний период в восточной части моря. Рассмотрены характеристики завихренности поля скорости ветра и их связь с развитием холодной аномалии. Показано, что формирование холодной аномалии связано с механизмом экмановской подкачки холодной воды в верхнем слое моря вследствие циклонической завихренности поля напряжения трения ветра на поверхности. Дана приближенная численная оценка скорости развития холодной аномалии.

Ключевые слова: температура поверхности Черного моря, холодная аномалия, экмановская подкачка, циклоническая завихренность, годовой ход

Одобрена к печати: 30.10.2017

DOI: 10.21046/2070-7401-2017-14-7-238-249

Введение

Крупномасштабные пространственные аномалии температуры поверхности Черного моря, имеющие масштабы от нескольких десятков до сотни километров, к настоящему времени мало изучены. Известные разрозненные измерения температуры на отдельных разрезах во время проведения судовых полигонных исследований, выполнявшихся в Черном море (например, (Овчинников, Попов, 1990; Тужилкин, Косарев, 2007)), не позволяли проследить развитие во времени и пространстве таких аномалий и составить представление об их локализации и статистике. Современные долговременные спутниковые базы данных дают такую возможность.

В работе (Ефимов, Комаровская, 2016) по 34-летним спутниковым данным температуры Черного моря NOAA-ESRL были выделены случаи появления крупномасштабных аномалий температуры и их повторяемость на масштабах, на порядок меньших размеров Черного моря, но больших бароклинного радиуса Россби. В частности, показано, что в центральной восточной части моря в осенний период выделяется область хорошо выраженных и достаточно повторяемых холодных аномалий температуры. Было высказано предположение, что причина их появления может быть связана с заглублением верхнего квазиоднородного слоя (ВКС) и вовлечением холодной воды из сезонного термоклина под действием ветра. Численное моделирование одного из таких случаев развития сильной холодной аномалии

в центральной части моря было выполнено в работе (Ефимов, Барабанов, 2014), а в прибрежной восточной части моря в летний период — ранее в работе (Зацепин и др., 2008).

В то же время механизм вовлечения, хотя и является одним из основных процессов заглубления ВКС в осенний период, может и не быть главной причиной развития долгоживущих холодных аномалий температуры поверхности моря (ТПМ). Среди причин появления и развития холодных аномалий ТМП можно рассматривать и выхолаживание поверхности моря в осенний период за счет потоков явного и скрытого тепла, и процессы экмановской подкачки холодной воды на нижней границе ВКС. Наконец, оставалась неясной сама локализация крупномасштабной области холодной воды именно в восточной половине Черного моря. Нет свидетельств, что именно в этой части моря в осенний период наблюдаются наиболее повторяемые и сильные ветры, что является условием усиления процессов вовлечения и развития долгоживущей аномалии. Кроме того, механизм понижения ТПМ вследствие вовлечения эффективен лишь при сравнительно малых величинах глубины ВКС, т.е. в летний период и в начале осеннего. По мере осеннего выхолаживания моря и заглубления ВКС необходимы все более значительные скорости ветра для того, чтобы ВКС потерял устойчивость и развилось его быстрое заглубление и понижение температуры.

Далее в работе описаны методика, база данных, пространственная структура холодной аномалии, рассмотрены характеристики завихренности поля приводной скорости и напряжения трения ветра и оценено развитие долгоживущей холодной аномалии ТПМ вследствие экмановского подъема воды. В заключении сформулированы основные результаты работы.

Методика и база данных

Исходный массив спутниковых данных NOAA-ESRL составляют ежесуточные поля самих величин ТПМ и аномалий ТПМ с разрешением $0,25^\circ$ за период 1982–2013 гг. (Reynolds et al., 2007). В этом массиве аномалии определялись по отношению к климатическому годовому ходу температуры, заданному интерполяцией месячных нормалей (Xue, Smith, Reynolds, 2003). Важно отметить, что для исключения межгодовых вариаций и тренда поля исходных аномалий ТПМ пространственно центрировались, т.е. из исходных аномалий вычитались ежесуточные значения ТПМ, осредненные по площади моря (Ефимов, Комаровская, 2016). Далее вычислялись отдельно поля положительных и отрицательных значений температуры. Осредненные по времени, они представляли собой композиты мезомасштабных структур теплых и холодных аномалий температуры Черного и Азовского морей. Без использования процедуры центрирования оценки самих величин аномалий значительно занижались, хотя основные пространственные особенности аномалий качественно сохранялись.

Данные регионального реанализа атмосферной циркуляции с повышенным разрешением были получены с использованием численной модели RegCM4 (Анисимов, Яровая, Барабанов, 2015) и данных реанализа ERA-Interim (Kalnay et al., 1996) в качестве входных. В модели заданы 18 вертикальных σ -уровней. Пространственное разрешение модели 25×25 км,

выходные данные для поверхности заданы с шагом по времени 1 ч и 6 ч для σ -уровней. Расчеты были выполнены за период 1979–2013 гг.

Структура холодной аномалии ТПМ

На *рис. 1* представлены осредненные за осенний период за 32 года (1982–2013): композит холодных аномалий ТПМ *an* (осредненные значения отрицательных температур ниже $-1\text{ }^{\circ}\text{C}$), распределение модуля скорости ветра *W* и завихренности напряжения трения ветра на поверхности *rott*. Рисунок демонстрирует пространственную структуру холодных аномалий и их расположение по отношению к осредненным полям скорости ветра и завихренности. Как видно, максимальные величины скорости ветра в осенний период приходятся на западную половину и северную часть восточной половины моря, а завихренности — на восточную, причем максимальные значения завихренности наблюдаются в крайней восточной части моря. Осредненные ежемесячные скорости приводного ветра показывают, что завихренность поля скорости ветра в восточной половине моря носит циклонический характер. Две области холодных аномалий приходятся на юго-западную и северо-западную части моря, совпадающие с областью максимальных скоростей ветра. Основная же область холодной аномалии, которая представляет предмет нашего изучения, приходится на глубоководную область в восточной половине моря, причем область максимальных отрицательных величин находится либо на краю, либо выходит за область максимальных скоростей ветра.

Как указывалось во введении, одной из вероятных причин формирования холодной аномалии может быть эффект вовлечения, когда большие величины скорости ветра быстро вызывают повышенное турбулентное перемешивание в ВКС и приводят к большим скоростям вовлечения (согласно (Зацепин и др., 2008; Kato, Phillips, 1969)). В интегральном же представлении ВКС ('slab models') большие скорости ветра вызывают большие скорости дрейфовых течений, в результате чего квазиоднородный слой теряет устойчивость, которая восстанавливается при возрастании глубины ВКС и одновременном уменьшении температуры из-за вовлечения холодной воды из сезонного термоклина (Ефимов, Барабанов, 2017). Во всех случаях условиями являются наличие сильного ветра и сравнительно небольшие глубины ВКС.

Исходя из этих представлений (Ефимов, Барабанов, 2017; Ефимов, Комаровская, 2016) и согласно *рис. 1в*, формирование долгоживущих холодных аномалий на протяжении осеннего периода должно наблюдаться в западной и северной частях моря. Однако, как показывает *рис. 1а*, область рассматриваемого композита с наиболее холодными аномалиями выходит из указанных районов. Конечно, это не означает, что эпизоды сильного ветра и резкого понижения температуры носят исключительный характер — они достаточно регулярно встречаются по всей акватории моря. Но за большой, климатический период осенью осредненная величина холодных аномалий во всей западной части моря не опускается ниже $-1,5\text{ }^{\circ}\text{C}$.

Рис. 1. Средние за 32 года (1982–2013) поля для осенних периодов: а) холодных (ниже -1°C) аномалий ТПМ (стрелками показано поле скорости ветра на высоте 10 м, построенное по компонентам скорости ветра для периодов, соответствующих представленным холодным аномалиям); б) завихренности напряжения ветра на поверхности; в) модуля скорости ветра на высоте 10 м

На рис. 2 показан годовой ход среднемесячных отрицательных (холодных) аномалий ТПМ, осредненных за весь 32-летний период для участка моря 42,5–43,5° с.ш., 37,5–38,5° в.д.,

Рис. 2. Годовой ход среднемесячных отрицательных аномалий ТПМ и среднеквадратичных отклонений, осредненных за весь 32-летний период для участка моря 42,5–43,5° с.ш.; 37,5–38,5° в.д.

аномалии могут сильно отличаться по величине и форме от приведенных на рис. 1 структур, осредненных за длительный период времени.

Гистограмма величин аномалий ТПМ в этой же области моря за осенние периоды 32 лет приведена на рис. 3. Видны случаи более низких отрицательных величин аномалий, которые,

Рис. 3. Гистограмма распределения ежесуточных величин аномалий для осенних периодов за 32 года (1982–2013), осредненных для участка моря 42,5–43,5° с.ш.; 37,5–38,5° в.д.

однако, не связаны с эпизодами значительного усиления ветра, а являются результатом более медленного процесса охлаждения. Таким образом, резкое усиление ветра, хотя и может объяснить несколько редких случаев появления значительных холодных аномалий ТПМ Черного моря, как в работах (Ефимов, Барабанов, 2017; Ефимов, Комаровская, 2016), не может служить основной причиной развития долгоживущих холодных аномалий в восточной части Черного моря. Можно предполагать, что в формировании достаточно компактной области максимальных холодных аномалий в восточной части моря основную роль играет другой физический механизм.

Завихренность поля скорости ветра и экмановская подкачка

Понижение ТПМ в осенний период в процессе охлаждения с поверхности и увеличение глубины ВКС достаточно хорошо изучены (Краусс, 1970). Величины потоков явного и

находящегося в центре области максимальных холодных аномалий. Виден глубокий минимум отрицательных аномалий для октября–ноября — времени быстрого понижения ТПМ, заглубления ВКС и возрастания скоростей ветра. Отличительной особенностью годового хода величин отрицательных аномалий являются большие значения их среднеквадратичных отклонений, показанных на том же рисунке. Они по величине сравнимы с самими средними значениями аномалий. Это указывает на значительную межгодовую изменчивость аномалий: в отдельные годы холодные

аномалии могут сильно отличаться по величине и форме от приведенных на рис. 1 структур, осредненных за длительный период времени. Гистограмма величин аномалий ТПМ в этой же области моря за осенние периоды 32 лет приведена на рис. 3. Видны случаи более низких отрицательных величин аномалий, которые, однако, не связаны с эпизодами значительного усиления ветра, а являются результатом более медленного процесса охлаждения. Таким образом, резкое усиление ветра, хотя и может объяснить несколько редких случаев появления значительных холодных аномалий ТПМ Черного моря, как в работах (Ефимов, Барабанов, 2017; Ефимов, Комаровская, 2016), не может служить основной причиной развития долгоживущих холодных аномалий в восточной части Черного моря.

скрытого тепла, коротковолновой радиации и эффективного излучения по данным регионального реанализа известны (Анисимов, Яровая, Барабанов, 2015). Для параметризации потока тепла, связанного со скоростью вовлечения w_b , предложены несколько выражений, обобщающих данные экспериментов (например, в работе (Kato, Phillips, 1969)). Кроме того, необходимо учитывать еще один параметр (для нашей задачи он является важнейшим) — вертикальную экмановскую скорость подкачки w_3 , связанную с завихренностью напряжения трения ветра $\text{rot}\tau$ на поверхности: $w_3 = \text{rot}\tau / \rho f$, где ρ — плотность воды, а f — параметр Кориолиса (Гилл, 1986). При этом скорость изменения глубины ВКС h составляет: $dh/dt = w_b + w_{н3}$, где $w_{н3}$ — величина экмановской скорости на нижней границе ВКС.

Таким образом, экмановская скорость подкачки, так же как и вовлечение, определяет глубину ВКС. При скорости $w_{н3} < 0$, направленной вверх, что соответствует положительной циклонической завихренности напряжения трения ветра на поверхности, глубина ВКС уменьшается. В результате в ходе осеннего выхолаживания поверхности охлаждается более тонкий квазиоднородный слой, и его температура понижается быстрее по сравнению с температурой соседних областей моря, находящихся вне зоны экмановской подкачки.

Рис. 4. Взаимокорреляционные функции временных рядов ежесуточных значений аномалий ТПМ и: суммарного потока тепла (1); завихренности напряжения ветра (2) для участка моря 42,5–43,5° с.ш; 37,5–38,5° в.д.

Рассмотрим данные, указывающие на применимость механизма экмановской подкачки в развитии холодной долгоживущей аномалии. На рис. 4 показаны взаимокорреляционные функции между временными рядами ежесуточных значений аномалий ТПМ an и рядами завихренности напряжения ветра $\text{rot}\tau$ и суммарного потока тепла flx для того же участка моря. Напряжение трения ветра на поверхности $\text{rot}\tau = 2\rho_a C |\mathbf{u}| \text{rot}\mathbf{u}$, где ρ_a — плотность воздуха; $C = 1,5 \cdot 10^{-3}$, $|\mathbf{u}|$ — модуль; $\mathbf{u}$ — вектор скорости ветра. Поток тепла через поверхность моря flx является суммой явного и скрытого тепла, коротковолновой радиации и эффективного длинноволнового излучения для той же площади моря (положительные величины соответствуют потоку вверх, т.е. характеризуют теплопотери с поверхности моря).

Для временных рядов an и flx коэффициент корреляции $k = -0,22$, между an и $ro\tau t - k = -0,09$. С запаздыванием по времени 1-2 сут взаимокорреляционные функции достигают максимумов $-0,28$ и $-0,11$ соответственно. Эти оценки величины корреляции значимы с учетом длины рядов ~ 2900 и степеней свободы ~ 400 . Отрицательная коррелированность рядов an и flx , и в первую очередь рядов an и $ro\tau t$, а также запаздывание по времени реакции аномалии температуры на возмущения потоков тепла и завихренности соответствуют представлениям о формировании аномалии температуры в области экмановской подкачки, т.е. в области пониженных глубин ВКС и более быстрого его охлаждения.

Учитывая вышесказанное, можно оценить среднюю величину отрицательной аномалии ТПМ в осенний период в результате подъема нижней границы ВКС из-за экмановской подкачки, которая к октябрю достигает $-0,9^\circ\text{C}$ (рис. 2). Рассмотрим две области Черного моря. Первая — область холодной аномалии, т.е. положительной завихренности напряжения течения ветра и экмановской подкачки, и вторая — вне ее. В обеих областях в первом приближении можно считать равными потоки тепла flx с поверхности в силу относительной малости аномалии ТПМ по сравнению с температурой поверхности моря. Тогда теплотери Q с поверхности в обеих областях:

$$Q = flx \cdot t = C_w \rho h T_0 = C_w \rho (h - \Delta h) T_3, \quad (1)$$

где C_w — теплоемкость воды; h — глубина ВКС в невозмущенной области; $(h - \Delta h)$ — глубина в области экмановской подкачки; T_0 и T_3 — величины изменения температуры (отрицательные) в двух областях; t — время; $\Delta h = w_{нз} t$ — величина экмановского подъема нижней границы ВКС. Отметим, что в процессе осеннего выхолаживания глубина ВКС увеличивается, а температура уменьшается в результате вовлечения и теплотери с поверхности, которые мы будем считать (при условии $\Delta h \ll h$) одинаковыми для обеих областей.

Принципиальным вопросом остается величина скорости подъема $w_{нз}$. Соотношение между $w_{нз}$ и w_s зависит от профилей величин турбулентной вязкости и плотности. Примем оценку глубины экмановского слоя трения, основанную на наблюдениях по дрейфу судов (Pond, Pickard, 1978): $D = 4,3 u / (\sin \varphi)^{0,5}$, где φ — широта; u — скорость ветра. Для наших условий, принимая среднюю скорость ветра $u = 5$ м/с, получаем $D = 25$ м, что приблизительно соответствует верхней границе сезонного галоклина (Иванов, Белокопытов, 2011). Тогда оценка $w_{нз} = \exp(-\pi h / D) \text{ro}\tau t / \rho f$. В результате из выражения (1) следует простая оценка величины скорости развития холодной аномалии в области экмановской подкачки:

$$an = T_3 - T_0 \approx -T_0 \frac{\Delta h}{h} = -T_0 \left[1 - \exp\left(-\pi \frac{h}{D}\right) \cdot \left(\text{ro}\tau t \frac{t}{h \rho f}\right) \right]. \quad (2)$$

На рис. 5 показан годовой ход поверхностной температуры моря, потоков тепла и завихренности по данным регионального реанализа. Для величин $\text{ro}\tau t (2,2-3) \cdot 10^{-7} \text{ кг} \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{с}^{-2}$ и $f = 10^{-4} \text{ с}^{-1}$, а также учитывая, что глубина ВКС в сентябре–октябре изменяется от ~ 15 м до 30 м, а понижение температуры поверхности моря по данным реанализа составляет око-

ло 4–5 °С в месяц, получим осредненную оценку величины отрицательной аномалии ТПМ, развивающейся в течение месяца. Она составляет около –1,1...–1,3 °С. Это достаточно близко к величинам аномалий, показанных на *рис. 2* для октября. Конечно, нужно учесть, что в ноябре также выполняются условия для развития отрицательных аномалий: завихренность поля скорости ветра по-прежнему имеет циклонический характер, температура поверхности понижается, хотя глубина ВКС больше, чем в октябре, что уменьшает скорость развития аномалий. Кроме того, по мере развития холодной аномалии будут усиливаться отрицательные связи, ограничивающие рост, что видно для ноября. В декабре, с учетом медленного выравнивания температуры, холодные аномалии ТПМ носят остаточный характер.

Рис. 5. Годовой ход поверхностной температуры моря (1), завихренности напряжения ветра на поверхности (2) и потоков тепла (3) для участка моря 42,5–43,5° с.ш.; 37,5–38,5° в.д. по данным регионального реанализа

Отметим, что полученная достаточно грубая численная оценка скорости развития отрицательной аномалии описывает физический механизм формирования аномалии за счет уменьшения толщины ВКС в результате экмановской подкачки. При этом не учитывались различия в величинах потока тепла с поверхности моря в области аномалии и вне ее и охлаждения ВКС за счет турбулентного вовлечения на ее нижней границе. В то же время более низкая температура поверхности в области аномалии может приводить к уменьшению скорости формирования холодной аномалии за счет уменьшения потока тепла с поверхности, а учет турбулентного вовлечения — наоборот, к увеличению выхолаживания более тонкого ВКС. При этом можно отметить и эффект ускорения скорости выхолаживания за счет вовлечения, поскольку скорость заглубления ВКС под влиянием турбулентного вовлечения обратно пропорциональна глубине слоя (Kato, Phillips, 1969).

Более точные количественные оценки требуют численного моделирования с использованием совместной модели циркуляции атмосферы и моря с высоким пространственным

разрешением. В частности, в рамках такой численной модели можно получить ответ на остающийся неясным вопрос о пространственной структуре холодных аномалий. Как видно на *рис. 1*, аномалии локализованы в центральной восточной части Черного моря вдали от берегов, в то время как область положительной завихренности скорости ветра распространяется дальше на восток вплоть до границы моря (Ефимов, Анисимов, 2011). Можно лишь предположить, что аномалии развиваются в центральной части моря, поскольку здесь слабы адвективные процессы. В прибрежных же областях и, конечно, в области Основного черноморского течения со скоростями в осенний период до 0,5–0,8 м/с основной вклад в формирование поля температуры будет вносить горизонтальная циркуляция. Действительно, скорости экмановской подкачки в ВКС составляют порядка $(1–2) \cdot 10^{-6}$ м/с и за характерное время развития аномалии за счет экмановской подкачки вертикальное перемещение частиц воды составит около 3–6 м, в то время как адвективный перенос — $(1,5–2,4) \cdot 10^3$ км. Очевидно, что в областях моря с относительно сильными течениями эффекты от экмановской подкачки не будут локализованы в области генерации завихренности, а будут «размазаны» вниз по течению. Кроме этого, по мере приближения к восточному берегу увеличивается глубина ВКС и становится менее выраженной сама структура верхнего квазиоднородного слоя (Зацепин и др., 2008; Иванов, Белокопытов, 2011).

Заключение

В продолжение ранее опубликованного анализа базы спутниковых данных по температуре поверхности Черного моря за период 1982–2014 гг. был рассмотрен механизм развития долгоживущей холодной аномалии в центральной восточной части Черного моря, формирующейся в осенне-зимний период. Кроме спутниковых данных был использован новый массив данных регионального климатического реанализа для Черноморско-Каспийского региона с повышенным пространственным разрешением, который позволил связать холодную аномалию с полем скорости ветра и завихренностью напряжения трения ветра на поверхности. Показано, что ранее высказанное предположение о вероятной причине возникновения холодных аномалий в результате эпизодов быстро развивающихся процессов вовлечения холодной воды из термоклина во время резкого усиления ветра не объясняет основной механизм развития долгоживущей аномалии в восточной части Черного моря.

Показано, что основной механизм формирования холодной аномалии связан с циклонической завихренностью напряжения трения ветра на поверхности и экмановской подкачкой холодной воды в верхний слой моря, что характерно для восточной части Черного моря в осенний период. Результирующее уменьшение глубины ВКС в области экмановской подкачки по сравнению с окружающими районами приводит к более быстрому охлаждению ВКС в ходе осеннего выхолаживания воды и появлению отрицательной аномалии. Дана приближенная численная оценка величины скорости роста отрицательных аномалий ТПМ, достаточно согласующаяся с данными измерений, связанная с одной, вероятно главной, причиной —

теплопотерями с поверхности моря. При этом механизм вовлечения холодной воды за счет турбулентного перемешивания может усилить развитие аномалии. Отметим, что выделенная область максимальной холодной аномалии, приходящаяся на область циклонической атмосферной циркуляции, выделенной ранее по данным регионального реанализа (Ефимов, Анисимов, 2011), совпадает также с областью образования циклонических вихрей, сопутствующих явлениям Новороссийской боры. Физический механизм образования вихрей при обтекании потоком северо-восточного ветра края Кавказских гор рассмотрен в работе (Ефимов, Михайлова, 2017).

Работа выполнена в рамках государственного задания № 0827-2015-0001 (шифр «Климат»).

Литература

1. Анисимов А.М., Яровая Д.А., Барабанов В.С. Реанализ атмосферной циркуляции для Черноморско-Каспийского региона // Морской гидрофизический журн. 2015. № 4. С. 14–28.
2. Гилл А. Динамика атмосферы и океана. Т. 2. М.: Мир, 1986. 415 с.
3. Ефимов В.В., Анисимов А.Е. Климатические характеристики изменчивости поля ветра в Черноморском регионе — численный реанализ региональной атмосферной циркуляции // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 2011. Т. 47. № 3. С. 380–392.
4. Ефимов В.В., Барабанов В.С. Мезомасштабные холодные аномалии температуры поверхности Черного моря // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 2017. Т. 53. № 4. С. 176–192.
5. Ефимов В.В., Комаровская О.И. Аномалии температуры поверхности Черного моря по спутниковым данным // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2016. Т. 13. № 4. С. 85–95.
6. Ефимов В.В., Михайлова Н.В. Мезомасштабный вихрь как крупномасштабная особенность Новороссийской боры // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 2017. Т. 53. № 4. С. 512–522.
7. Зацепин А.Г., Кременицкий В.В., Пиотух В.Б., Поярков С.Г., Ратнер Ю.Б., Соловьев Д.М., Станичная Р.Р., Станичный С.В., Якубенко В.Г. Формирование прибрежного течения в Черном море, из-за пространственно-неоднородного ветрового воздействия на верхний квазиоднородный слой // Океанология. 2008. Т. 48. № 2. С. 176–192.
8. Иванов В.А., Белокопытов В.В. Океанография Черного моря. Севастополь: Морской гидрофизический институт НАН Украины, 2011. 212 с.
9. Краус Э.Б. Взаимодействие океана и атмосферы: пер. с англ. Л.: Гидрометеиздат. 1970. 283 с.
10. Овчинников М.М., Попов Ю.И. Особенности формирования холодного промежуточного слоя в Черном море при экстремальных зимних условиях // Труды ГОИН. 1990. Вып. 190. С. 132–151.
11. Тужилкин В.С., Косарев А.Н. Водные массы морей и океанов // Гидрология и динамика вод Черного и Азовского морей. М.: МАКС-пресс, 2007. С. 208–237.
12. Kalnay E., Kanamitsu M., Kistler R., Collins W., Deaven D., Gandin L., Iredell M., Saha S., White G., Woollen J., Zhu Y., Chelliah M., Ebisuzaki W., Higgins W., Janowiak J., Mo K. C., Ropelewski C., Wang J., Leetmaa A., Reynolds R., Jenne R., Joseph D. The NCER/NCAR. 40-year reanalysis project // Bull. American Meteor Society. 1996. Vol. 77. P. 437–471.
13. Kato H., Phillips O.M. On the penetration of a turbulent layer into a stratified fluid // J. Fluid Mechanics. 1969. Vol. 37. P. 643–655.
14. Pond S., Pickard G.L. Introductory dynamic oceanography. Oxford : Pergamon Press, 1978. 241 p.
15. Reynolds R.W., Smith T.M., Liu Ch., Chelton D.B., Casey K.S., Schlax M.G. Daily High Resolution Blended Analyses for Sea Surface Temperature // J. Climate. 2007. Vol. 20. P. 5473–5496.
16. Xue Y., Smith T.M., Reynolds R.W. Interdecadal changes of 30-yr SST Normals during 1871–2000 // J. Climate. 2003. Vol. 16. P. 1601–1612.

Formation of the cold long-lasting anomaly of Black Sea surface temperature according to satellite data

V.V. Efimov, O.I. Komarovskaya

Marine Hydrophysical Institute RAS, Sevastopol 299011, Russia
E-mail: vefim38@mail.ru

On the basis of NOAA-ESRL data (<http://www.esrl.noaa.gov/psd/>) for the period of 1982–2013 and data of regional climate reanalysis of atmospheric circulation with high spatial resolution, the development of long-lasting anomaly of the Black Sea surface temperature in the autumn period is considered. The technique to create composites of mesoscale structures of warm and cold anomalies allowing to reveal the main spatial features of anomalies and to estimate their sizes is described. The annual course of average monthly cold anomalies, average for all 32-year period presented by satellite data, for the center of the area of maximum cold anomalies is given. The histogram of sizes of anomalies for this area of the sea for the autumn periods is provided. It is shown that the rapid decrease in temperature as a result of episodes of high wind speeds, leading to a rapid burial of the thermocline, are relatively rare and cannot serve as the main cause of the anomaly. The characteristics of the vorticity field of wind speed and their connection with the development of cold anomalies are considered. It is shown that formation of the long-lasting cold anomaly is connected with the mechanism of Ekman pumping of cold water in the top layer of the sea due to cyclonic vorticity of wind stress field on the surface. An approximate numerical estimate of size of the anomaly is given.

Keywords: surface temperature of the Black Sea, cold anomaly, Ekman pumping, cyclonic vorticity, annual variation

Accepted: 30.10.2017

DOI: 10.21046/2070-7401-2017-14-7-238-249

References

1. Anisimov A.M., Yarovaya D.A., Barabanov V.S., Reanaliz atmosfernoï tsirkulyatsii dlya Chernomorsko-Kaspiiskogo regiona (Reanalysis of atmospheric circulation for the Black Sea-Caspian region), *Morskoi gidrofizicheskii zhurnal*, 2015, No. 4, pp. 14–28.
2. Gill A., *Dinamika atmosfery i okeana. Tom 2* (Atmosphere – Ocean Dynamics: Vol. 2), Moscow: Mir, 1986. 415 p.
3. Efimov V.V., Anisimov A.E., Klimaticheskie kharakteristiki izmenchivosti polya vetra v Chernomorskom regione – chislennyy reanaliz regional'noi atmosfernoï tsirkulyatsii (Climatic characteristics of wind field variability in the Black Sea region – numerical reanalysis of regional atmospheric circulation), *Izvestiya RAN. Fizika atmosfery i okeana*, 2011, Vol. 47, No. 3, pp. 380–392.
4. Efimov V.V., Barabanov V.S., Mezomasshtabnye kholodnye anomalii temperatury poverkhnosti Chernogo morya (Mesoscale cold anomalies of the Black Sea surface temperature), *Izvestiya RAN. Fizika atmosfery i okeana*, 2017, Vol. 53, No. 4, pp. 176–192.
5. Efimov V.V., Komarovskaya O.I., Anomalii temperatury poverkhnosti Chernogo morya po sputnikovym dannym (Anomalies of the Black Sea surface temperature according to satellite data), *Sovremennye problemy distantsionnogo zondirovaniya Zemli iz kosmosa*, 2016, Vol. 13, No. 4, pp. 85–95.
6. Efimov V.V., Mikhailova N.V., Mezomasshtabnyi vikhr' kak krupnomasshtabnaya osobennost' Novorossiiskoi bory (Mesoscale vortex as a large-scale feature of Novorossiysk bora), *Izvestiya RAN. Fizika atmosfery i okeana*, 2017, Vol. 53, No. 4, pp. 512–522.
7. Zatsepin A.G., Kremenetskii V.V., Piotukh V.B., Poyarkov S.G., Ratner Yu.B., Solov'ev D.M., Stanichnaya R.R., Stanichnyi S.V., Yakubenko V.G., Formirovanie pribrezhnogo techeniya v Chernom more, iz-za prostranstvenno-neodnorodnogo vetrovogo vozdeistviya na verkhonii kvaziodnorodnyi sloi (Formation of a coastal current in the Black Sea, because of spatial and non-uniform wind impact on the top quasihomogeneous layer), *Okeanologiya*, 2008, Vol. 48, No. 2, pp. 176–192.
8. Ivanov V.A., Belokopytov V.V., *Okeanografiya Chernogo morya* (Oceanography of the Black Sea), Sevastopol: Morskoi gidrofizicheskii institut NAN Ukrainy, 2011, 212 p.
9. Kraus E.B., *Vzaimodeistvie okeana i atmosfery* (Ocean–Atmosphere interaction), Leningrad: Gidrometeoizdat, 1970, 283 p.
10. Ovchinnikov M.M., Popov Yu.I., Osobennosti formirovaniya kholodnogo promezhutochnogo sloya v Chernom more pri ekstremal'nykh zimnikh usloviyakh (Features of formation of a cold intermediate layer in the Black Sea at extreme winter conditions), *Trudy GOIN*, 1990, Vol. 190, pp. 132–151.
11. Tuzhilkin V.S., Kosarev A.N., Vodnye massy morei i okeanov (Water masses of seas and oceans), *Gidrologiya i dinamika vod Chernogo i Azovskogo morei*, Moscow: MAKS-press, 2007, pp. 208–237.
12. Kalnay E., Kanamitsu M., Kistler R., Collins W., Deaven D., Gandin L., Iredell M., Saha S., White G., Woolen J., Zhu Y., Chelliah M., Ebisuzaki W., Higgins W., Janowiak J., Mo K.C., Ropelewski S., Wang J., Leetmaa A., Reynolds R., Jenne R., Joseph D., The NCER/NCAR. 40-year reanalysis project, *Bull. American Meteor. Society*, 1996, Vol. 77, pp. 437–471.

13. Kato H., Phillips O.M., On the penetration of a turbulent layer into a stratified fluid, *J. Fluid Mechanics*, 1969, Vol. 37, pp. 643–655.
14. Pond S., Pickard G.L., *Introductory dynamic oceanography*, Oxford: Pergamon Press, 1978, 241 p.
15. Reynolds R.W., Smith T.M., Liu Ch., Chelton D.B., Casey K.S., Schlax M.G., Daily High Resolution Blended Analyses for Sea Surface Temperature, *J. Climate*, 2007, Vol. 20, pp. 5473–5496.
16. Xue Y., Smith T.M., Reynolds R.W., Interdecadal changes of 30-yr SST Normals during 1871–2000, *J. Climate*, 2003, Vol. 16, pp. 1601–1612.