

Т.М. Баянкина, Е.И. Калинин, А.А. Сизов, А.Е. Чехлан

Аномалии осадков в регионе Черного моря, формирующиеся в годы с экстремальными значениями индекса САК

По массиву данных *NCEP/NCAR* за январь – март 1948 – 1998 гг. выполнен анализ аномалий температуры поверхности океана в Северной Атлантике и атмосферных осадков в регионе Черного моря. Данные по числу циклонов и верхнетропосферных облачных полос в Атлантико-Европейском секторе, использованные в работе, позволили установить связь аномалий температуры поверхности океана в Северной Атлантике и частоты появления циклонов в Атлантико-Европейском секторе, включая регион Черного моря. Найдено, что аномалии атмосферных осадков в регионе Черного моря, наблюдаемые при экстремальных значениях индекса Североатлантического колебания, также связаны на межгодовом масштабе с аномалиями температуры поверхности океана в Северной Атлантике.

Предварительные оценки показывают, что смена гидрометеорологических процессов в Атлантико-Европейском секторе, определяемых экстремальными значениями индекса Североатлантического колебания, происходит с цикличностью, близкой к 20 годам.

Введение. Аномальным процессам в гидрометеорологических полях региона Черного моря уделяется большое внимание. В последние годы появились работы, в которых оцениваются частота появления экстремальных событий в изменчивости гидрометеорологических полей [1], а также глобальные процессы, влияющие на возникновение этих экстремальных событий [2 – 6]. В большинстве работ, выполненных ранее, аномалии гидрометеорологических полей в Восточной Европе связывались с процессами, развивающимися на поверхности Северной Атлантики [7,8]. В ряде работ [9 – 11] показано, что аномалии температуры поверхности океана (ТПО) в Северной Атлантике формируются под воздействием основных течений этого района, а смена знака этих аномалий происходит циклически с периодом, близким к 10 мес [11]. В [10] был сделан вывод о синхронизации процессов формирования аномалий ТПО в системе Гольфстрима и в тропических широтах.

Известно [12], что большие, сохраняющиеся длительное время аномалии ТПО в тропиках могут оказывать влияние на циркуляцию атмосферы в средних широтах. Это происходит вследствие изменения интенсивности тропической циркуляционной ячейки Хедли. Вынос тепла в верхнетропосферной ветви ячейки Хедли в Атлантическом океане формирует высотную барическую ложбину, которая просматривается на спутниковых изображениях облачности [13]. В работе [14] была предпринята попытка типизировать облачные полосы в верхней тропосфере, выделенные по данным спутника «*Meteosat*» в ИК-спектральном диапазоне. Однако эта типизация была весьма приблизительной, поскольку не учитывала условий циркуляции атмосферы при отрицательных значениях индекса Североатлантического колебания (САК).

© Т.М. Баянкина, Е.И. Калинин, А.А. Сизов, А.Е. Чехлан, 2008

В упомянутых выше работах анализировалась связанность аномалий ТПО в высоких и средних широтах Северной Атлантики и флуктуаций некоторых гидрометеорологических полей в Атлантико-Европейском секторе, однако не учитывался знакопеременный характер этой связанности, обусловленный знакопеременными значениями индекса САК.

Цель настоящей работы состоит в том, чтобы оценить особенности циклонической активности и аномалий атмосферных осадков в регионе Черного моря, формируемые аномалиями ТПО в Северной Атлантике и верхнетропосферными облачными структурами при экстремальных значениях индекса САК.

Использованные материалы и методика исследования. В работе использовались массивы данных, полученных по сети *Internet* и сформированных при обработке спутниковых изображений облачности и факсимильных карт приземного анализа.

Данные по индексу САК получены из работы [15]. Значения ТПО в Северной Атлантике за январь – март 1948 – 1998 гг. выбирались из массива *NCEP/NCAR Monthly Mean Surface Temperature* [16]. Данные об атмосферных осадках для региона Черного моря за январь – март взяты из работы [17]. Массив данных по верхнетропосферным облачным полосам формировался при обработке изображений облачности, принимаемых с геостационарного спутника «*Meteosat*» в ИК-спектральном диапазоне за январь – февраль 1997 – 2004 гг. [18]. Данные по структуре барического поля за январь – март получены по картам приземного анализа за 1998 – 2004 гг. [19]. Формирование массива по ТПО в Северной Атлантике осуществлялось для акватории, ограниченной координатами $0 - 80^{\circ}$ с.ш., 80° з.д. – 10° в.д. и береговой линией. Пространство Атлантико-Европейского сектора рассматривалось в координатах $30 - 80^{\circ}$ с.ш., 80° з.д. – 40° в.д. Черноморский регион условно ограничивался координатами $40 - 48^{\circ}$ с.ш., $25 - 45^{\circ}$ в.д.

Для оценки аномалий ТПО в Северной Атлантике находились отклонения ее значений от климатических за январь – март 1948 – 1998 гг. в каждом квадрате $2,5 \times 2,5^{\circ}$. Из полученных отклонений ТПО формировались два массива. Один состоял из значений, взятых за годы с индексом САК ≥ 1 , второй – за годы с индексом САК ≤ -1 . В массив с САК ≥ 1 вошли данные за 1949, 1950, 1953, 1954, 1959, 1967, 1972, 1974, 1982, 1984, 1986, 1989, 1990, 1991 – 1994, 1998 гг. В массив с САК ≤ -1 были отобраны данные за 1952, 1955, 1958, 1960, 1962 – 1966, 1968 – 1970, 1977, 1980, 1985, 1987, 1995, 1996 гг. Процедура вычисления аномалий ТПО заключалась в нахождении отклонения средних ТПО за годы с САК ≥ 1 и САК ≤ -1 от средних за 1948 – 1998 гг. в каждом квадрате $2,5 \times 2,5^{\circ}$. По полученным значениям аномалий ТПО строились карты. Таким же образом создавались массивы по аномалиям атмосферных осадков для региона Черного моря.

Учитывая, что в выборки аномалий ТПО в Северной Атлантике и осадков в регионе Черного моря в каждом квадрате $2,5 \times 2,5^\circ$ входило $\sim 30 - 50$ значений, оценка статистической значимости пространственного распределения этих аномалий выполнялась с использованием t -критерия.

Циклоническая активность в Атлантико-Европейском секторе оценивалась по картам приземного анализа, передаваемым ежедневно в 12 ч СГВ [19]. Методика вычисления частоты появления циклонов изложена в [20]. Из общего количества ежедневных карт приземного анализа барического поля за январь – март 1998 – 2004 гг. формировалось два массива: один составлялся из карт, относящихся к годам с $САК \geq 1$, второй – к годам с $САК \leq -1$. Годы с $САК \geq 1$: 1998, 1999, 2000, 2002 гг., с $САК \leq -1$ – 2001 г.

Таким образом, массивы данных по барическому полю при $САК \geq 1$ состояли из 240 значений в каждом квадрате $10 \times 10^\circ$. Массивы данных при $САК \leq -1$ насчитывали 40 значений. Эти массивы использовались для вычисления частоты появления центров циклонов в каждом квадрате $10 \times 10^\circ$ отдельно для событий с индексом $САК \geq 1$ и $САК \leq -1$. Частота появления циклонов определялась как отношение числа центров циклонов в квадрате $10 \times 10^\circ$ к общему числу карт приземного анализа при $САК \geq 1$ и $САК \leq -1$. По полученным значениям строились карты частоты появления циклонов в Атлантико-Европейском секторе.

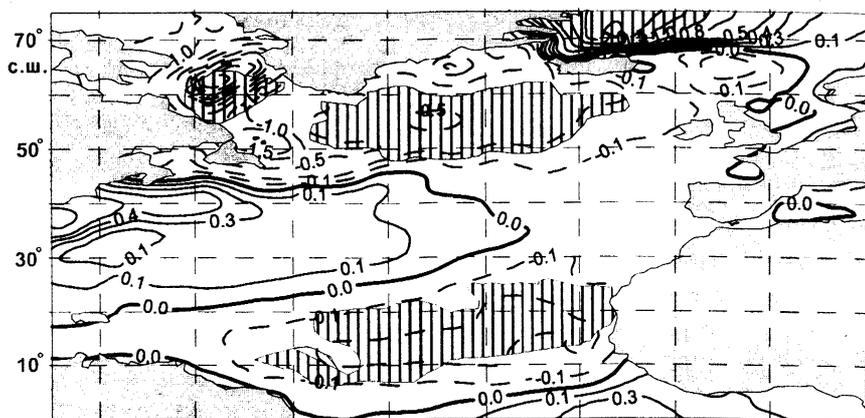
Оценка статистической значимости пространственного распределения частот появления циклонов выполнялась с использованием пространственной модели распределения Пуассона [21]. Учитывая, что объемы выборок для $САК \geq 1$ и $САК \leq -1$ включали не менее 40 значений, что позволяло считать их распределение приближающимся к нормальному, оценки доверительных интервалов делались с использованием t -критерия.

Частота появления верхнетропосферных облачных полос вычислялась таким же образом, что и в работе [20]. Из массива изображений со спутника «*Meteosat*» выбирались данные по числу облачных полос в каждом квадрате $10 \times 10^\circ$. Выборка данных при индексе $САК \geq 1$ составляла 240 значений, а при $САК \leq -1$ — 60 значений. Оценка статистической значимости пространственного распределения частоты появления облачных полос в каждом квадрате $10 \times 10^\circ$ осуществлялась по t -критерию.

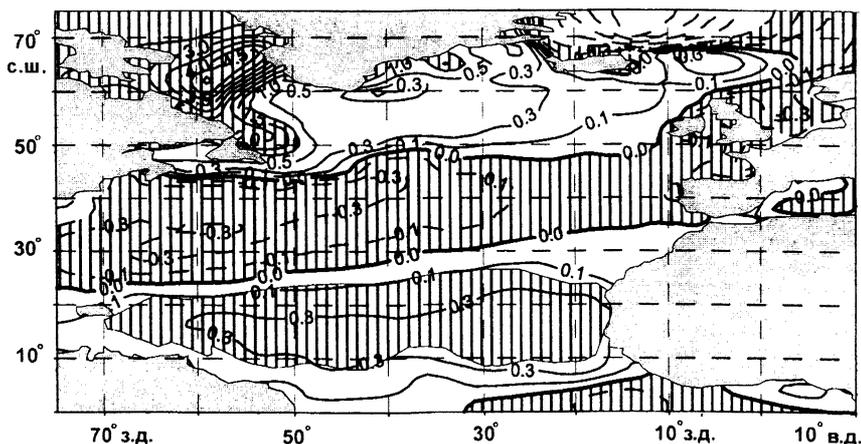
Осредненные за годы с $САК \geq 1$ и $САК \leq -1$ аномалии ТПО в Северной Атлантике и осадков в регионе Черного моря, а также частоты появления верхнетропосферных облачных полос и циклонов представлялись в виде композитных карт. В ряде случаев, когда необходимо было привлекать для анализа дополнительные данные по тропическим циклонам [22] и аномальным зимам на Черном море [23], исходные массивы формировались по соответствию их индексам $САК \geq 2$ и $САК \leq -2$. Этот более жесткий принцип формирования рядов был использован также для поля осадков в регионе Черного моря. В результате были получены оценки экстремального увлажнения региона, но с весьма заметным уменьшением числа степеней свободы анализируемых рядов до 30.

Обсуждение полученных результатов. Формулировка цели настоящей работы предопределяла последовательность в анализе использованного материала. Прежде всего необходимо было оценить структуру аномалий ТПО в Северной Атлантике при высоких (≥ 1) и низких (≤ -1) значениях индекса САК, а затем уже рассматривать реакцию на эти аномалии ТПО верхнетропосферного переноса в системе циркуляционной ячейки Хедли, циклонической активности в средних и высоких широтах и, наконец, атмосферных процессов в регионе Черного моря.

Зимние аномалии ТПО показаны на рис. 1. Хорошо видно, что при САК ≥ 1 (рис. 1, а) в тропических и высоких широтах Северной Атлантики формируются отрицательные аномалии ТПО, а в субтропической области океана – положительные. Максимальные отрицательные аномалии ТПО наблюдаются в Лабрадорском море и в районе, расположенном севернее Исландии.



а



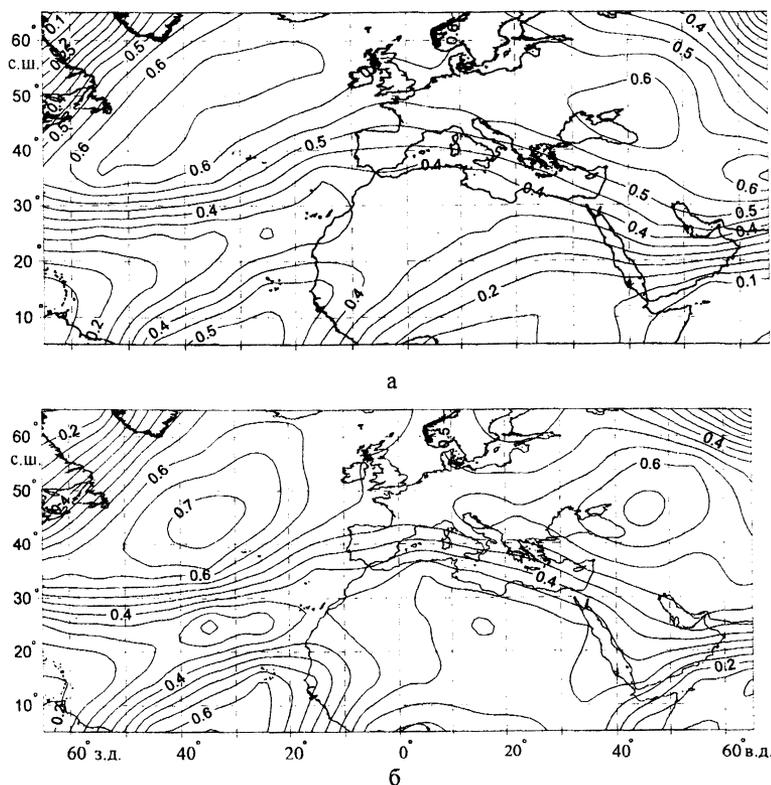
б

Рис. 1. Зимние аномалии ТПО (°C) в Северной Атлантике: а – при индексе САК ≥ 1 ; б – при индексе САК ≤ -1 (заштрихованы области с надежностью оценок, равной 95%)

В случае ослабленного зонального переноса в атмосфере ($САК \leq -1$) знак аномалий ТПО в Северной Атлантике меняется на противоположный (рис. 1, б). При этом в тропической области и в высоких широтах наблюдается положительная аномалия ТПО, а в субтропиках – отрицательная; максимальные положительные аномалии ТПО наблюдаются в Лабрадорском море и Девисовом проливе.

Не останавливаясь на анализе причин формирования знакопеременных аномалий ТПО в Северной Атлантике, обратим внимание на то, что они связаны с интенсификацией или ослаблением западного переноса в атмосфере средних широт, что, как было показано в [10], обуславливает циркуляционные характеристики субтропического круговорота вод. Для цели нашего анализа важно существование в течение длительного времени (не менее трех зимних месяцев) положительной аномалии ТПО в тропиках. Учитывая результаты работы [12], попытаемся оценить изменчивость циркуляции в ячейки Хедли, связанную с существованием знакопеременных аномалий ТПО в тропиках. Безусловно, наши оценки будут косвенными, поскольку сделаны по данным о частоте появления верхнетропосферных облачных полос, представляющих собой, согласно [13, 14], верхнетропосферные ветви циркуляционной ячейки Хедли и полярные фронты в высоких широтах.

Статистика появления верхнетропосферных облачных полос представлена на рис. 2.

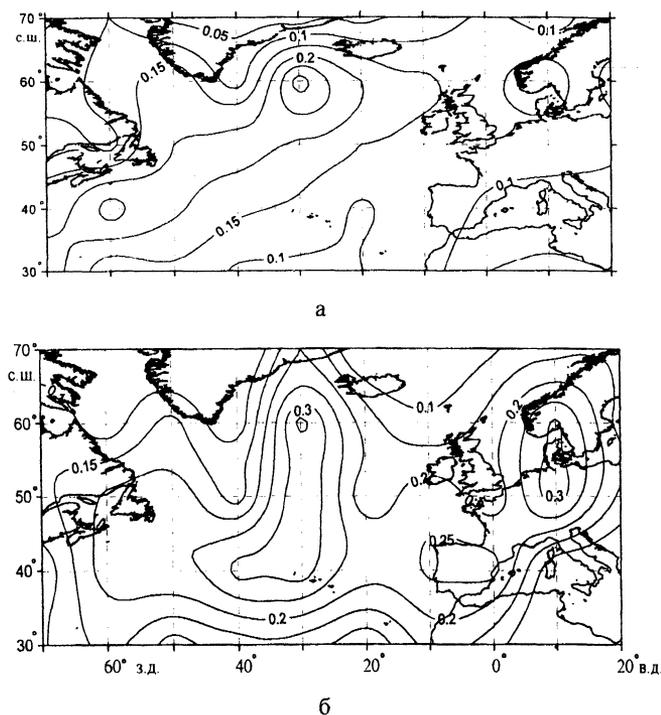


Р и с. 2. Частота появления верхнетропосферных облачных полос: а – при индексе САК ≥ 1 , б – при индексе САК ≤ -1

Здесь, как и в случае с аномалиями ТПО, показано пространственное распределение частоты появления облачных полос при индексе САК ≥ 1 (рис. 2, а) и САК ≤ -1 (рис. 2, б). Для большей наглядности иллюстраций выберем условно значение некоторой «пороговой» частоты 0,5, которая разделяет области с высокой и низкой частотой появления облачных полос. Эта условность выбора, не затеняя физической картины, позволяет показать заметные отличия в интенсификации (ослаблении) процессов в верхней тропосфере, связанных с некоторым «охлаждением» или «перегретостью» тропиков Северной Атлантики. Видно, что при «перегретых» тропиках (рис. 2, б) интенсифицируются верхнетропосферные облачные полосы в тропиках и высоких широтах. В меньшей степени этот процесс интенсификации наблюдается в регионе Черного моря.

Предварительный вывод, который можно сделать по результатам, представленным на рис. 2, заключается в том, что при «перегретых» тропиках интенсифицируются верхнетропосферная ветвь ячейки Хедли, обеспечивающая вынос тепла из приэкваториального района, и атмосферный полярный фронт в Северной Атлантике.

С изменением интенсивности атмосферных полярных фронтов при САК ≥ 1 и САК ≤ -1 связана циклоническая активность в Атлантико-Европейском секторе. Обратимся к композитным картам частоты появления зимних циклонов (рис. 3). На этих картах в качестве «пороговой» частоты условно выберем значение 0,2, которое, как представляется, достаточно наглядно выделяет области повышенной частоты появления циклонов.



Р и с. 3. Частота появления циклонов в Атлантико-Европейском секторе: а – при индексе САК ≥ 1 , б – при индексе САК ≤ -1

При хорошо выраженном зональном переносе в атмосфере ($САК \geq 1$) область повышенной частоты появления циклонов простирается от северной границы Саргассова моря до района, расположенного между Исландией и Гренландией (рис. 3, а); это достаточно изученная локализация траекторий циклонов при положительных значениях индекса САК [24, 25]. Сравнение рис. 2, а и 3, а показывает, что области повышенной частоты появления циклонов располагаются в пределах северной периферии полярного фронта.

При ослаблении зонального переноса в атмосфере ($САК \leq -1$), когда интенсифицируется полярный фронт в атмосфере Северной Атлантики, возрастает и циклоническая активность (рис. 3, б). При этом увеличивается область повышенной частоты появления циклонов, а структура зон максимальной частоты появления циклонов в районе 30° з.д. и 10° в.д. приобретает меридиональную вытянутость. В районе Бискайского залива появляется новая область повышенной частоты появления циклонов, которая, по-видимому, при ослабленном зональном переносе оказывает влияние на циклоническую активность на юге Европы, включая Средиземное и Черное моря.

Результаты, представленные на рис. 3, несколько отличаются от выводов, содержащихся в работе [25]. Нами проводилась оценка зависимости средней частоты появления циклонов в регионах, ограниченных координатами $30 - 80^\circ$ с.ш., 80° з.д. – 20° в.д. (Атлантико-Европейский сектор) и $40 - 50^\circ$ с.ш., $30 - 40^\circ$ в.д. (регион Черного моря), от индекса САК. Было найдено, что в Атлантико-Европейском секторе средняя частота появления циклонов непрерывно росла начиная с 1999 г., а в регионе Черного моря в эти же годы она увеличивалась при отрицательных значениях индекса САК и уменьшалась при его положительных значениях.

Причина расхождения этих оценок с результатами работы [25] заключается, по-видимому, в том, что нами анализировались зимние месяцы только одного года при $САК \leq -1$. Экстремальность этого года, выразившаяся в значительном отличии пространственного распределения частот появления верхнетропосферных облачных полос и циклонов в Атлантико-Европейском регионе, требует подтверждения на большем статистическом материале. Поэтому результаты, показанные на рис. 2, б и 3, б, следует считать предварительными. Соответственно и выводы, сделанные по этим результатам, носят предварительный характер.

Заканчивая анализ результатов по частоте появления верхнетропосферных облачных полос и циклонов в Северной Атлантике, отметим, что материал, представленный на рис. 2, 3, соответствует 99%-ному уровню доверительной вероятности. Но возникает закономерный вопрос: как часто реализуются ситуации, определяемые индексом $САК \geq 1$ и $САК \leq -1$? Известно [4], что осредненные по большому массиву данных аномалии ТПО в Северной Атлантике имеют распределение по климатическим зонам, характерное для $САК \geq 1$. Оценки, сделанные нами по столетнему ряду САК (с 1902 по 2003 гг.), показали, что случаев с индексом $САК \geq 1$ в этом массиве 41%, с индексом $САК \leq -1$ – 28% и около 30% случаев со значением индекса $-1 < САК < 1$. Таким образом, наиболее устойчивым зональным распределением ТПО в Северной Атлантике является ситуация, показанная на рис. 1, а.

Аномальная «перегретость» Тропической Атлантики и связанная с ней интенсификация верхнетропосферной ветви ячейки Хедли и циклонической активности в средних и высоких широтах проявляются не так часто. По грубым оценкам, цикличность процессов, определяемых индексом САК ≤ -1 , близка к 20 годам.

Несмотря на относительную редкость процессов, которые «запускаются» при индексе САК ≤ -1 , их важно отслеживать, поскольку они формируют экстремальные условия как в тропиках, так и в регионе Черного моря. Покажем это на примере статистики тропических ураганов в Атлантике [22] и аномальных зим на Черном море [23]. Для большей наглядности отличий процессов сделаем оценки по выборкам при индексе САК ≥ 2 и САК ≤ -2 . Результаты сравнения показаны в табл. 1.

Т а б л и ц а 1

Ураганы в Тропической Атлантике и аномальные зимы на Черном море при аномальных значениях индекса САК

Индекс САК	Среднее число ураганов	Черное море	
		Аномально теплые зимы	Аномально холодные зимы
≥ 2	4,4	50%	70%
≤ -2	6,7	50%	30%

Как показано в табл. 1, при САК ≤ -2 число ураганов в Тропической Атлантике возрастает в 1,5 раза по сравнению с условиями, характерными для САК ≥ 2 . По данным [22], среднее число тропических ураганов в Атлантике с 1967 по 1988 гг. было равно пяти.

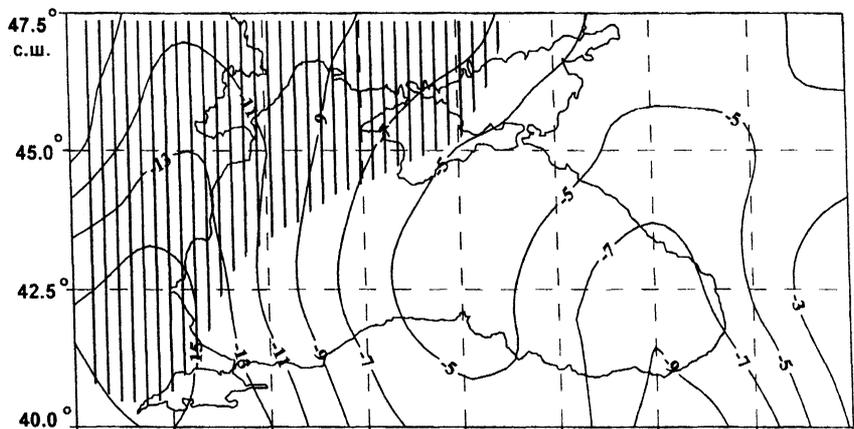
Аномальный прогрев Тропической Атлантики через циркуляционный механизм атмосферы в Атлантико-Европейском секторе влияет на климатические условия в регионе Черного моря. Как следует из табл. 1, это влияние проявляется в колебании числа аномально холодных зим на Черном море. Из всего ряда данных за 150 лет [23] было отобрано шесть аномально теплых и шесть аномально холодных зим. Если в первом случае изменение циркуляции атмосферы не влияет на число теплых зим, то во втором случае при САК ≤ -2 число суровых зим уменьшается по сравнению с САК ≥ 2 более чем в 2 раза.

Используя выборки из массива *NCEP/NCAR* [17] при индексе САК ≥ 2 и САК ≤ -2 , оценим распределение аномалий атмосферных осадков в регионе Черного моря. Эти аномалии показаны на рис. 4.

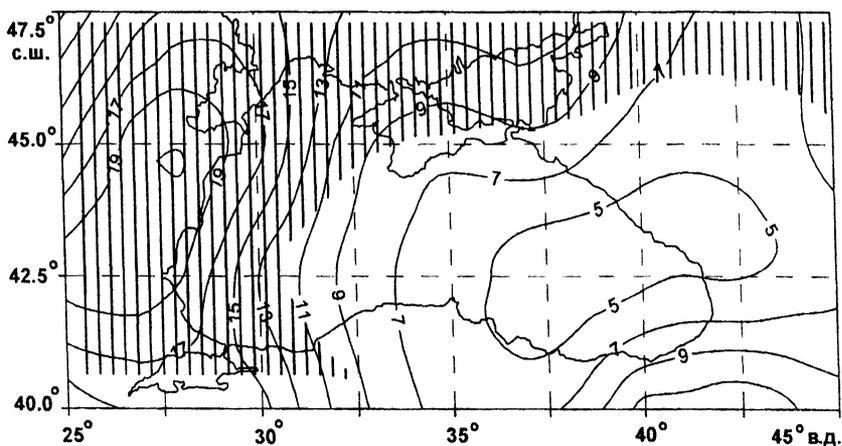
Как можно убедиться, при хорошо выраженной зональной циркуляции атмосферы (САК ≥ 2), когда атлантические циклоны перемещаются на север Европы, в регионе Черного моря наблюдается отрицательная аномалия осадков (рис. 4, а). При этом минимальное количество осадков выпадает в западной части моря и на Балканах. Само распределение осадков над Черным морем имеет волновой характер с минимумами их у западного и восточного побережий моря.

В годы с высокой (относительно климатической нормы) ТПО в тропической зоне Северной Атлантики (САК ≤ -2) циркуляционный механизм Ат-

лантико-Европейского сектора перестраивается таким образом, что в регионе Черного моря наблюдается переувлажнение (рис. 4, б). При этом максимальное переувлажнение наблюдается у западного побережья моря и на Балканах, а минимальное – у восточного побережья и на Кавказе. В этом случае волновое распределение осадков над Черным морем показывает увеличение длины волны процесса, управляющего выпадением осадков, по сравнению с тем, что наблюдалось при $САК \geq 2$.



а



б

Р и с. 4. Аномалии осадков (мм/мес) в регионе Черного моря: а – при индексе САК ≥ 2 , б – при индексе САК ≤ -2 (заштрихованы области с надежностью оценок, равной 95%)

Известно [5], что индекс САК определяет условия формирования поля осадков в регионе Черного моря в течение всего года. Исходя из этого, можно ожидать, что минимальные осадки при индексе САК ≥ 2 будут наблюдаться в регионе большую часть года. В случае, когда циркуляционные процессы определяются индексом САК ≤ -2 , максимальные осадки в регионе Черного моря наиболее вероятны зимой и весной.

Оценим количественно связь осадков в западной и восточной частях региона Черного моря и аномалий ТПО в различных климатических зонах Северной Атлантики. Выберем из массива *NCEP/NCAR* осредненные за январь – март 1948 – 1998 гг. значения аномалий осадков в западной ($\varphi = 40 - 47^\circ$ с.ш., $\lambda = 25 - 32,5^\circ$ в.д. – район 1) и восточной ($\varphi = 40 - 47^\circ$ с.ш., $\lambda = 32,5 - 45^\circ$ в.д. – район 2) частях региона Черного моря. Климатические зоны Северной Атлантики ограничим следующими координатами: Тропическая Атлантика – $\varphi = 10 - 20^\circ$ с.ш., $\lambda = 30 - 60^\circ$ з.д.; Саргассово море – $\varphi = 30 - 40^\circ$ с.ш., $\lambda = 40 - 70^\circ$ з.д.; высокие широты – $\varphi = 50 - 60^\circ$ с.ш., $\lambda = 20 - 50^\circ$ з.д.; Девисов пролив – $\varphi = 55 - 65^\circ$ с.ш., $\lambda = 55 - 60^\circ$ з.д. Представим корреляцию аномалий ТПО за январь – март 1948 – 1998 гг. в каждой из выбранных климатических зон и аномалий осадков в районах 1 и 2 региона Черного моря в табл. 2.

Т а б л и ц а 2

Корреляция аномалий ТПО в регионах Северной Атлантики и аномалий осадков в Черноморском регионе (районы 1 и 2)

Районы Черного моря	Тропическая Атлантика	Саргассово море	Высокие широты	Девисов пролив
1	0,53**	-0,50**	0,63**	0,54**
2	0,41**	-0,34*	0,57**	0,39**

Примечание: * – коэффициенты корреляции, значимые на уровне 95%, ** – на уровне 99%.

Как следует из табл. 2, существует значимая связь аномалий осадков в Черноморском регионе с аномалиями ТПО в Северной Атлантике. При этом более тесная связь между этими характеристиками наблюдается в западном районе Черноморского региона. Это косвенно подтверждает роль верхнетропосферного выноса тепла из «перегретых» тропиков при $САК \leq -2$ в интенсификации средиземноморских циклонов. С точки зрения оперативной океанографии спутниковый мониторинг ТПО в тропических или высоких широтах Северной Атлантики позволяет, учитывая данные табл. 2, заблаговременно вычислить аномальный режим увлажнения в Черноморском регионе.

Заключение. Анализ аномалий ТПО, частоты появления верхнетропосферных облачных полос и циклонов в зимний сезон в Атлантико-Европейском секторе показал, что в зависимости от знака экстремального значения индекса САК происходят формирование знакопеременных зональных структур ТПО и изменение интенсивности верхнетропосферных облачных полос, влияющих на циклоническую активность в Северной Атлантике.

Показано, что циклоническая активность и атмосферные осадки в регионе Черного моря синхронизированы с процессами в Атлантико-Европейском секторе, определяемыми экстремальными значениями индекса САК. При этом возникает весьма заметная знакопеременная аномалия поля осадков при индексе $САК \geq 2$ и $САК \leq -2$.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Ефимов В.В., Губанова Е.В.* Изменение климата Украины в XX веке. – Севастополь, 2003. – 42 с. – (Препринт / НАН Украины. МГИ).
2. *Ефимов В.В., Шокуров М.В., Барабанов В.С.* Статистическое моделирование месячных аномалий атмосферных осадков для региона Украины и Черного моря // *Морской гидрофизический журнал.* – 2002. – № 1. – С. 31 – 50.
3. *Полонский А.Б.* Изменчивость гидрометеорологических характеристик северо-западной части Черного моря, вызванная крупномасштабными процессами // *Метеорология и гидрология.* – 1997. – № 3. – С. 59 – 70.
4. *Полонский А.Б., Башарин Д.В., Воскресенская Е.Н., Ворли С.* Североатлантическое колебание: описание, механизмы и влияние на климат Евразии // *Морской гидрофизический журнал.* – 2004. – № 2. – С. 42 – 59.
5. *Сизов А.А.* Оценка возможности использования индекса Североатлантического колебания для типизации аномалии поля атмосферных осадков на юго-западном побережье Крыма // *Метеорология и гидрология.* – 1998. – № 11. – С. 30 – 77.
6. *Воскресенская Е.Н.* Изменения климата Европы под влиянием глобальных процессов в системе океан – атмосфера / Дис. ... д-ра геогр. наук. – Севастополь: МГИ НАН Украины, 2005. – 408 с.
7. *Семенов В.Г.* Влияние Атлантического океана на режим температуры и осадков на европейской территории СССР. – Л.: Гидрометеиздат, 1960. – 148 с.
8. *Соскин И.М.* Взаимосвязь между изменчивостью теплового состояния поверхностных вод Северной Атлантики и некоторыми показателями атмосферной циркуляции // *Тр. ГОИН.* – 1972. – Вып. 11. – С. 3 – 43.
9. *Виноградов Н.Д.* Связь между формами атмосферной циркуляции и температурой поверхностных вод северной части Атлантического океана // *Проблемы Арктики и Антарктики.* – 1967. – № 25. – С. 10 – 16.
10. *Дуванин А.И.* Изменчивость течений в связи с колебаниями интенсивности циркуляции атмосферы в северной части Атлантического океана // *Метеорология и гидрология.* – 1949. – № 2. – С. 131 – 136.
11. *Угрюмов А.И.* О крупномасштабных колебаниях температуры поверхности воды в Северной Атлантике // *Там же.* – 1973. – № 5. – С. 12 – 21.
12. *Шукла Дж.* Предсказуемость средних по времени. Влияние подстилающей поверхности // *Диагностическое и среднесуточное прогнозирование погоды. Проблемы и перспективы.* – М.: Мир, 1987. – С. 168 – 215.
13. *Витвицкий Т.Н.* Зональность климата Земли. – М.: Мысль, 1980. – 253 с.
14. *Баянкина Т.М., Калинин Е.И., Ратнер Ю.Б., Сизов А.А.* Использование спутниковой информации для исследования квазистационарных облачных структур в Атлантико-Европейском секторе // *Исследование Земли из космоса.* – 2001. – № 3. – С. 82 – 88.
15. *Climate Indices.* – <http://www.cgd.ucar.edu/cas/catalog/climind>.
16. www.cdc.noaa.gov/cdc/data.ncep.reanalysis.html.
17. *Global Atmospheric Analyses Monthly Means 1945 – 1998.* – NWS / National Centers for Environmental Prediction, Washington, D.C. – 2001.
18. <http://www.sat.dundee.ac.uk>.
19. <http://weather.noaa.gov/pub/fax/PPVA89.TIF>.
20. *Баянкина Т.М., Калинин Е.И., Сизов А.А.* Локализация облачных полос и циклонов в Атлантико-Европейском секторе в зимние сезоны 1997 – 2004 гг. // *Морской гидрофизический журнал.* – 2006. – № 4. – С. 74 – 79.
21. *Абезгауз Г.Г., Тронь А.П., Копенкин Ю.Н. и др.* Справочник по вероятностным расчетам. – М.: Военное издательство, 1970. – 530 с.
22. *Pasch R.J., Avila L.A., Guiney J.L.* Atlantic Hurricane Season of 1998 // *Mon. Wea. Rev.* – 2001. – 129, № 12. – P. 3085 – 3123.
23. *Титов В.В.* Межгодовое обновление холодного промежуточного слоя в Черном море за последние 150 лет // *Метеорология и гидрология.* – 2003. – № 10. – С. 68 – 75.

24. *Rogers J.G.* North Atlantic storm track variability and its association to the North Atlantic oscillation and climate variability of Northern Europe // *J. Climate.* – 1997. – 10. – P. 1635 – 1647.
25. *Бардин М.Ю., Полонский А.Б.* Североатлантическое колебание и синоптическая изменчивость в Европейско-Атлантическом регионе в зимний период // *Изв. РАН. ФАО.* – 2005. – 41, № 2. – С. 147 – 157.

Морской гидрофизический институт НАН Украины,
Севастополь

Материал поступил
в редакцию 30.08.06
После доработки 24.11.06

ABSTRACT Based on January – March NCEP/NCAP data array (1948 – 1998), the anomalies of the sea surface temperature in the North Atlantic and precipitation in the Black Sea region are analyzed. Statistics on the cyclones and the upper troposphere cloud rows in the Atlantic-European region used in the paper permits to reveal synchronization between the sea surface temperature anomalies and the cyclone frequency in the Atlantic-European region including the Black Sea area. It is shown that precipitation anomalies in the Black Sea region conditioned by the North Atlantic Oscillation extremal values are also synchronized with the inter-annual sea surface temperature anomalies in the North Atlantic.

Preliminary estimates show that cyclicity of change of hydrometeorological processes in the Atlantic-European region conditioned by the North Atlantic Oscillation extremal values is about 20 years.