

Североатлантическое колебание: описание, механизмы и влияние на климат Евразии

Настоящая работа посвящена характеристике и современному состоянию изученности Североатлантического колебания. В обзорной части статьи рассмотрены следующие вопросы: определение Североатлантического и Арктического колебаний, их взаимодействие с океаническими процессами и влияние на изменчивость климата Евразии. Вместе с тем в работе получены оригинальные результаты с использованием данных *COADS (Comprehensive Ocean Atmosphere Data Set)* и об объемах стоков европейских и азиатских рек. Подтверждено, что аномалии температуры поверхности океана являются следствием его интегральной реакции на предшествующие атмосферные воздействия и что спектры этих аномалий характеризуются значимыми пиками в полосе периодов 10 – 20 лет. Эти периоды обусловлены внутренней океанической изменчивостью. Атмосферный отклик проявляется в виде аномальных условий над площадями водосбора европейских и азиатских рек, что и приводит к колебаниям их стоков. Из-за интенсификации Североатлантического колебания и смещения центров действия атмосферы в 60 – 90-е годы 20-го столетия влияние этого колебания на климатические условия Евро-Азиатского региона усилилось.

Введение. Основные определения

Общая циркуляция атмосферы в Северной Атлантике характеризуется следующими основными особенностями [1]. Пассатные ветры располагаются между областью высокого давления в субтропических широтах (Азорским максимумом давления) и областью низкого давления в окрестности внутритропической зоны конвергенции — ВЗК (тропической депрессией). Разность давлений между ними характеризует интенсивность пассатных ветров. Асимметрия в распределении поверхности суши на Земном шаре приводит к тому, что субтропические области высокого давления в Северном и Южном полушариях и тропическая область депрессии располагаются несимметрично относительно экватора. В Атлантическом океане эти центры действия атмосферы (ЦДА) смещены на несколько градусов к северу. Причем их смещение на востоке Атлантического океана больше, чем на западе. В результате ось ВЗК в среднем за год расположена в Северном полушарии и наклонена к кругу широты. Она располагается между 3 – 4° с.ш. на 45° з.д. и 6 – 7° с.ш. на 15° з.д. К северу от Азорского максимума и приблизительно до 60° с.ш. преобладают западные ветры. На 60° с.ш. в окрестности Исландии формируется область пониженного давления (Исландский минимум). Градиент давления между Азорским максимумом и Исландским минимумом определяет интенсивность западного переноса в средних широтах и погоду над Европейским континентом. Причиной смены направления зональной циркуляции атмосферы с восточного в тропиках на западное в умеренных широтах служит неустойчивость ячейки Хэдли в средних широтах. Эта неустойчивость приводит к развитию циклонов и антициклонов, скорость ветра в которых существенно превышает скорость основного потока. Особенно интенсивны североатлантические циклоны, смещающиеся в северо-восточном направлении. Они выносят на Европу относительно теплый и влажный воздух из районов Атлантики, прилегающих к Гольфстриму и Северо-Атлантическому течению, и формируют в средних широтах

преобладающий западный перенос над Европейским континентом [2].

Квазисинхронные низкочастотные колебания давления в Азорском максимуме и Исландском минимуме называются Североатлантическим колебанием (САК). Оно было впервые описано в работе [3]. В качестве количественной характеристики САК обычно используют индекс САК (определяемый как нормированная разность приземного давления между одной из гидрометеорологических станций на Азорских о-вах или в Лиссабоне и одной из станций в Исландии) или индекс Россби (точнее его аналог [4], определяемый как разность приводного давления в этих ЦДА; однако мы будем пользоваться более кратким термином). Климатические характеристики ЦДА по данным ВНИИГМИ-МЦД [5] приведены в табл. 1, из которой видно, что ЦДА смещаются в пространстве в течение типичного сезонного цикла более чем на 10° . Особенно велики смещения вдоль круга широты. Именно из-за этого коэффициент корреляции между ежемесячными величинами индексов САК и Россби колеблется от 0,54 до 0,77, достигая максимума в зимние месяцы [2]. В спектрах обоих индексов выделяются значимые пики на периодах от 2 до 4 и от 6 до 10 лет. Присутствуют также колебания с характерными периодами 50 – 100 лет, которые выделяются на значимом уровне по палеоданным, и долговременные тренды, проявляющиеся в сближении ЦДА и усилении САК в 20-м веке [5 – 9]. Косвенным доказательством наличия 65-70-летних колебаний индекса САК служат результаты работы [10], в которой выделены колебания температуры в Северной Атлантике соответствующего периода. В ряде работ показано, что интенсификация САК на межгодовом – десятилетнем масштабах сопровождается смещением Азорского максимума к северо-востоку и Исландского минимума к северу, а его ослабление — их смещением соответственно к юго-западу и югу [4, 5, 8, 11 – 13]. Изменение интенсивности зональной циркуляции над Северной Атлантикой и смещение ЦДА приводят к существенному изменению климатических условий над Европой [4, 6, 11 – 14].

Т а б л и ц а 1

**Среднемесячные характеристики
североатлантических ЦДА за 1890 – 1990 гг.**

Месяц	Азорский максимум			Исландский минимум		
	Р, мбар	°с.ш.	°з.д.	Р, мбар	°с.ш.	°з.д.
1	1024	35	19	994	62	27
2	1024	36	20,5	996	60	29
3	1022,5	35	29	1000	59	31
4	1022	34	30	1005	61	28
5	1023	34	33	1007	58	34
6	1024	34	34,5	1008	61	46
7	1025	33,5	37	1009	63	39
8	1023	35	35,5	1007	64	25
9	1022	36	31	1004	64	26
10	1020,5	35	34	1001	62,5	27,5
11	1022	35	30	998,5	62	24
12	1023	34	26	999	63	24

В работе [15] предложено другое определение САК. Авторы работы называли термином САК одну из основных эмпирических ортогональных функций (ЭОФ) в разложении крупномасштабного поля атмосферного давления Северного полушария. Причина такого определения заключается в том, что пространственная структура этой ЭОФ характеризуется экстремумами в области Азорского максимума и Исландского минимума. Причем оказалось, что это единственная мода, выделяемая во все сезоны. Зимой Северного полушария в ней содержится максимальная доля дисперсии поля, т.е. это первая ЭОФ. В работе [16] эту моду предложено называть Арктическим колебанием (АК), поскольку в разложении поля давления, выполненном ее авторами, она характеризовалась высокой степенью зональной симметрии с экстремумом в арктическом бассейне. Вопрос о различиях между разными определениями САК, обусловленных разной структурой ЭОФ, активно дискутируется [17,18]. Обсуждение причин разной структуры ЭОФ при разложении поля атмосферного давления в разных работах — одна из целей настоящей статьи.

Основным нерешенным вопросом, касающимся механизма формирования отмеченных выше пиков в спектре индекса САК, является вопрос о роли океана в поддержании межгодовой и декадной изменчивости САК. Неясна эффективность воздействия океанических аномалий на атмосферную циркуляцию в средних широтах. Что возбуждает соответствующие климатические моды — океанические процессы или внутриатмосферные колебания? Проблема, в частности, заключается в выделении относительно слабого сигнала на фоне интенсивных шумов, обусловленных внутренней изменчивостью атмосферы. Некоторые авторы указывают на ведущую роль последней на этих масштабах [19]. Вместе с тем существуют свидетельства важной роли океанических аномалий в генерации межгодовой изменчивости во внетропических широтах [20 – 22]. Обсуждение этого вопроса — главная цель настоящей работы. И, наконец, мы обсудим проявления и эффективность влияния САК/АК на климат Евразии на примере изменчивости речного стока. Работа продолжает общую дискуссию о механизмах, поддерживающих САК/АК, и климатических последствиях этого явления, начатую в обзорной работе [23].

Характеристика использованных данных и методика их обработки

В настоящей работе были использованы данные *COADS* (версия 24 июня 1999 г.) по температуре поверхности океана (ТПО) и приводному давлению за 1950 – 1997 гг. со среднемесячным разрешением на регулярной сетке $2 \times 2^\circ$. Рассматривался Атлантический регион, ограниченный координатами $0 - 60^\circ$ с.ш. и $0 - 70^\circ$ з.д. Эти данные осреднялись по времени для двух парных месяцев (январь – февраль, март – апрель и т.д.) и по пространству в узлах 10-градусной сетки для пяти 2-градусных квадратов в окрестности каждой точки. Это делалось для увеличения статистической значимости результатов и уменьшения количества обрабатываемых данных.

Исходный массив данных анализировался с помощью метода ЭОФ, который часто применяется для обработки данных на регулярной сетке [24, 25]. Метод состоит в разложении начального поля $F(x, t)$ по некоторым функциям $X_n(x)$ с коэффициентами $T_n(t)$ ($n=1,2,3,\dots$), изменяющимися от одного поля к другому:

$$F(x, t) = \sum (T_n(t) X_n(x)).$$

При этом в основу определения неизвестных функций ставится лишь одно условие: сумма квадратов ошибок разложения по всем точкам данной сово-

купности поля должна достигать минимума для любого n . Эмпирические ортогональные функции, минимизирующие эту сумму квадратов ошибок разложения, образуют наилучший базис для представления исходного ансамбля. Этот базис является специфическим для каждого конкретного случая разложения.

В дальнейшем этот метод был развит в многочисленных работах. Во-первых, он был обобщен для случая комплексных переменных, что в принципе позволяет выделять нестационарные моды. Во-вторых, было предложено несколько видоизменений традиционного разложения. Одним из наиболее популярных является метод вращающихся компонент, которым, в частности, пользовались авторы работы [15]. Эти и ряд других обобщений применительно к анализу гидрометеорологических полей критически сравнивались в работе [26].

В настоящей работе использовался традиционный метод ЭОФ. Именно он применялся для разложения данных *COADS*. Однако полученные результаты сравнивались с результатами разложения с использованием других методов. До применения метода ЭОФ из полученного ансамбля точек вычиталось среднее климатическое поле. Из полученных полей затем вычитался линейный тренд и проводилось их разложение по ЭОФ. В итоге были получены распределения средней за два месяца ТПО, поле трендов в рассматриваемом регионе, первые пять пространственных мод, вносящих максимальный вклад в дисперсию, и соответствующий каждой моде временной коэффициент.

Ежемесячные значения индексов САК и Южного колебания (ЮК) определялись как нормированные на стандартное отклонение разности приземного давления соответственно между гидрометеорологическими станциями в Исландии (Рейкьявик) и на Азорских о-вах (Понта-Делгада) и между станциями о. Таити и п. Дарвин. Индекс Россби и характеристики смещения ЦДА в Северной Атлантике рассчитывались по столетним ежемесячным рядам, подробно проанализированным в [5].

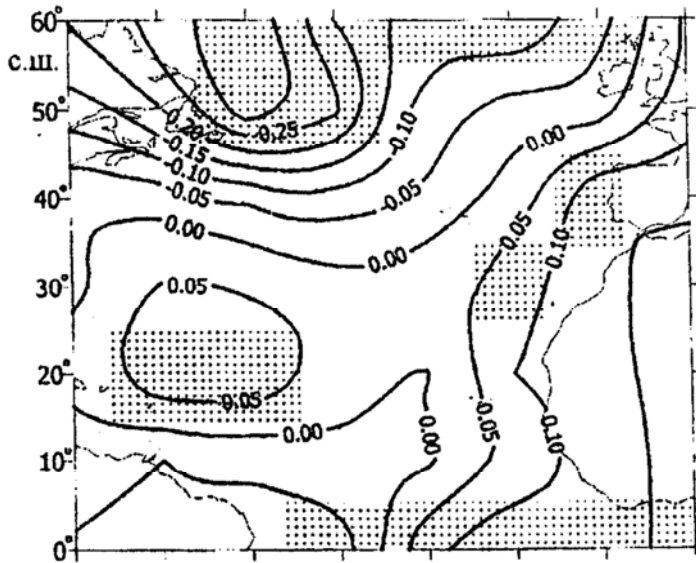
Сведения о приземной температуре воздуха в Европейском регионе за 1979 – 1993 гг. заимствовались из данных реанализа Европейского центра среднесрочных прогнозов погоды (*ERA*). Ее характеристика дана в работе [14].

Ежемесячные величины расходов европейских и азиатских рек, определяемые по индивидуальным эмпирическим соотношениям между уровнем и расходом (так называемым годографам), являются интегральным показателем гидрометеорологических условий над площадями водосборов. В настоящей работе использовались данные о среднемесячных расходах Дуная за 1947 – 2002 гг., Днепра, Днестра, Южного Буга за 1947 – 1993 гг., Гароны за 1921 – 1994 гг., Луары за 1891 – 1994 гг., Волги за 1932 – 1995 гг., Северной Двины за 1881 – 1985 гг., Оби за 1930 – 1994 гг. и Енисея за 1936 – 1995 гг., а также о среднегодовых расходах Дуная за 1855 – 2001 гг.

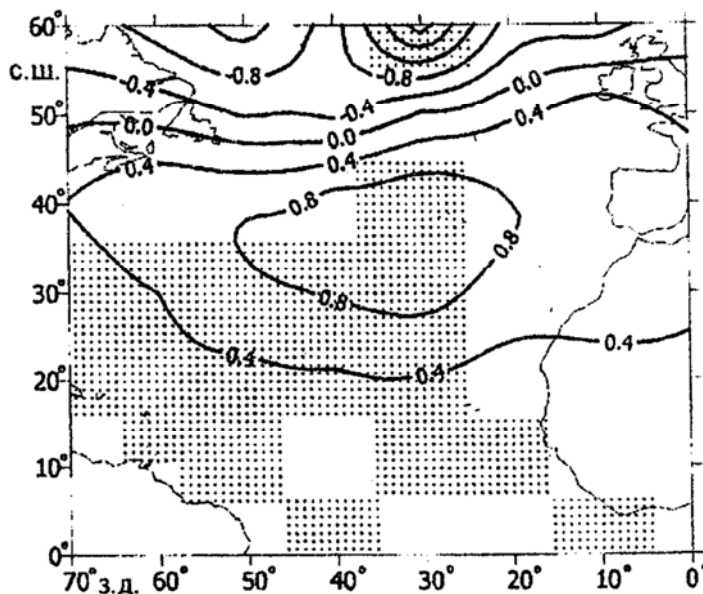
Временные ряды и коэффициенты разложения по ЭОФ подвергались статистическому анализу, для чего использовались стандартные алгоритмы и программы. Спектральные оценки, полученные с использованием непараметрических методов, сглаживались с помощью окна Парзена. Затем рассчитывались коэффициенты корреляции между межгодовыми (с периодами от 2 до 7 лет), десятилетними (от 7 до 20 лет) и более низкочастотными (>20 лет) колебаниями в полях давления и ТПО, а также колебаниями стоков рек на этих периодах для различных временных сдвигов. Для выделения указанных колебаний все временные ряды фильтровались соответствующими временными фильтрами.

Результаты, их анализ и обсуждение

Характеристика и вероятные причины трендов температуры и давления. Полученные поля трендов ТПО за парные месяцы условно образуют две следующие структуры: зимнюю (в ноябре – апреле) и летнюю (в мае – октябре).



а



б

Р и с. 1. Тренды ТПО, град/10 лет (а) и приводного давления, мбар/10 лет (б) в Северной Атлантике в 1950 – 1997 гг., осредненные за январь – февраль. Области со значимыми (на 95%-ном уровне) трендами затемнены

Зимняя структура характеризуется наличием обширной области на севере региона между 45 и 60° с.ш. с отрицательными трендами температуры. В большинстве точек этой области, приблизительно совпадающей с Субполярным циклоническим круговоротом, выделяется значимый (на 95%-ном уровне) отрицательный тренд ТПО, превышающий (по абсолютной величине) $-0,3$ град/10 лет для января – февраля в области формирования лабдорских вод. В зимней структуре имеется также вторая область значимых отрицательных трендов ТПО. Она располагается в северо-западной части Экваториальной Атлантики. Однако тренды ТПО по абсолютной величине здесь значительно меньше, чем в субполярной области (до $-0,1$ град/10 лет). Область с положительными значениями трендов примерно совпадает с Субтропическим антициклоническим круговоротом и зоной апвеллинга в восточной части Северной Атлантики (рис. 1, а). Количество значимых точек в этой области возрастает с января по

апрель, однако в январе – феврале значения трендов максимальны ($>0,1$ град/10 лет). Ясно, таким образом, что происходит похолодание субполярного региона Северной Атлантики и потепление северных тропических и субтропических вод. Отрицательный тренд в экваториальных широтах в 3 раза меньше (по абсолютной величине), чем в Субполярном круговороте. Это

должно приводить к усилению меридиональной термохалинной циркуляции в океане и атмосферной циркуляции (ячейки Хэдли). Действительно, в поле трендов атмосферного давления выделяются две области значимых трендов. Одна из них находится в окрестности Азорского максимума. Здесь зимой наблюдаются положительные тренды >1 мбар/10 лет (а весной даже $>1,2$ мбар/10 лет). Вторая область с отрицательными трендами (до $-2,25$ мбар/10 лет зимой) расположена в окрестности Исландского минимума (рис. 1, б). За 50 лет таким образом величина индекса Россби, определенная по первой ЭОФ зимнего поля давления, возросла приблизительно на 15 мбар, что составляет около 50% средней за 1890 – 1990 гг. величины индекса. Отметим, что это в несколько раз превышает величину тренда индекса Россби, оцененную в работах [5, 8] по столетним рядам давления в ЦДА.

Летняя структура трендов ТПО напоминает зимнюю, за исключением области отрицательного тренда в Экваториальной Атлантике, который незначим. Происходит также некоторое смещение областей с положительными трендами в Субтропическом круговороте. Максимальное количество значимых трендов и максимальные модули значений самих трендов в летний период отмечаются в июле – августе в Субполярном круговороте, где их величина близка к зимним значениям ($-0,3$ град/10 лет). В целом полученные результаты подтверждают оценку трендов за 1957 – 1990 гг., выполненную по другим данным в работе [27].

В итоге получается, что за 48 лет как в зимний период, так и в летний происходят увеличение разности температур между экватором и полюсом и интенсификация зональной атмосферной циркуляции, главным образом за счет охлаждения западной части Субполярного круговорота. Это проявляется в многократно описанном увеличении индекса САК на протяжении 60 – 90-х годов 20-го столетия.

Отметим, что для климатических изменений в Евро-Азиатском регионе не менее чем тренды величины индекса САК важны долговременные изменения координат североатлантических ЦДА. По данным [5], например, за столетний период с 1890 г. Исландский минимум сместился к юго-западу почти на 10° , а Азорский максимум — к северо-западу более чем на 6° . Это послужило главной причиной усиления влияния САК на климат Евразии (см. ниже).

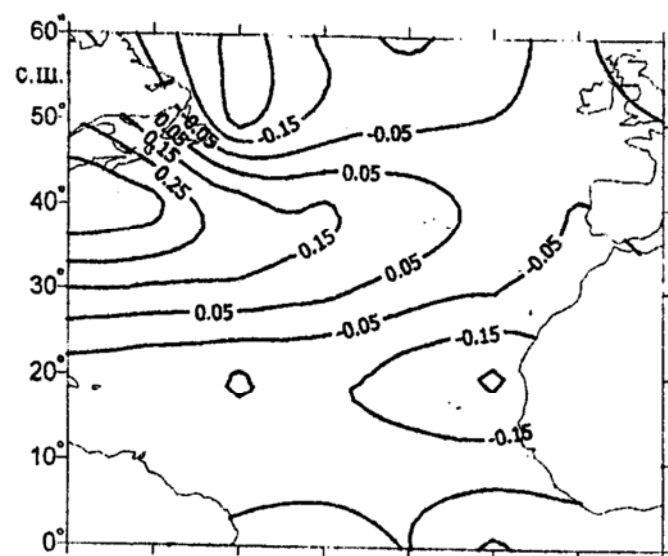
Взаимосвязанный характер трендов ТПО и приводного давления очевиден. Он анализировался в многочисленных работах [2, 5, 8, 27 – 29]. Тем не менее главная причина этих трендов до конца неясна. Одни авторы считают, что анализируемые долговременные тренды — антропогенного характера. Другие настаивают на их естественном происхождении, считая, что они главным образом обусловлены медленными вариациями термохалинной циркуляционной ячейки в Мировом океане, регулируемые скоростью формирования глубинных вод. Отсутствие долговременных глубоководных наблюдений делает пока невозможным решение этого вопроса (см. работу [30] и ее обсуждение в [31]). Современное состояние моделирования долговременной изменчивости САК в рамках объединенных моделей океана и атмосферы таково, что его результаты зачастую не воспроизводят наблюдаемые изменения даже качественно [32, 33]. Фактически это признано и в работе [34] (с. 633), несмотря на в целом оптимистические выводы о качестве моделирования временной структуры САК. Более того, даже относительно самих оценок величины тренда характеристик САК столетнего масштаба высказываются разные точки зрения. Так, например, в работе [28] отмечено, что частично тренды давления в ЦДА над открытыми районами океа-

на обусловлены постепенным совершенствованием наблюдательной системы, т.е. искусственно завышаются. Из результатов работ [5, 8, 18] также ясно видно, что столетний тренд характеристик САК обусловлен главным образом их резкими изменениями в 60 – 90-е годы 20-го столетия. Если удалить из столетних рядов изменения с характерным периодом 70 лет, явно присутствующие в Северной Атлантике [10, 35], то значимость и величина трендов существенно понижаются [5].

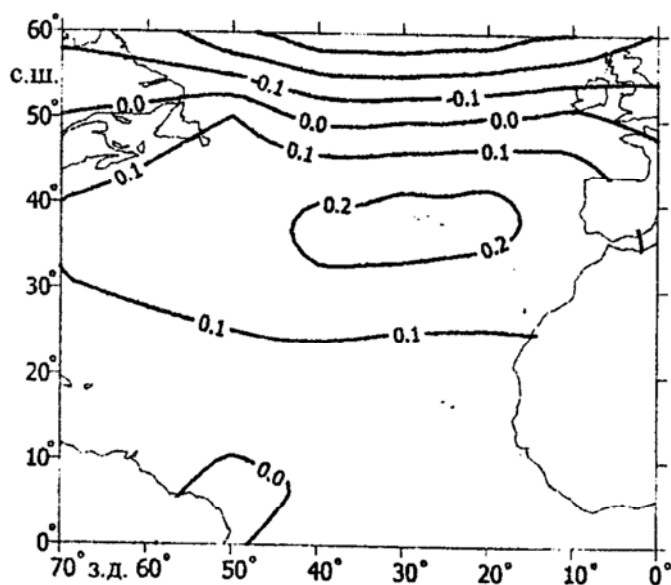
Таким образом, вопрос об относительной роли естественных и антропогенных факторов в формировании наблюдаемой климатической изменчивости столетнего масштаба в североатлантическом регионе остается открытым. Причем трудно рассчитывать на его разрешение в ближайшем будущем как из-за отсут-

ствия долговременных данных о состоянии всей климатической системы, так и сложности самой системы. Ясно вместе с тем, что роль океана на этом масштабе принципиально важна, даже если антропогенный фактор преобладает. На это, в частности, указывает тот факт, что максимальные величины трендов ТПО наблюдаются в области формирования глубинных североатлантических вод (рис. 1, а).

Характеристика и анализ временных и пространственных мод. Основные пространственные и временные моды ТПО и давления для зимне-весеннего периода представлены на рис. 2, 3. Структура мод и их временной ход подтверждают данные других авторов [15,16,18] о том, что первая мода ТПО и давления в этот период ассоциируется с САК/АК. Вклад ее в суммарную дисперсию колеблется для разных полей и месяцев от ~20 до ~40%, достигая максимума для поля ТПО в марте – апреле (24,8%), а для поля давления в январе – феврале (40,5%). Коэффициент корреляции между первой временной модой давления и индексом САК достигает 0,9 в зимний период. Эта мода в по-

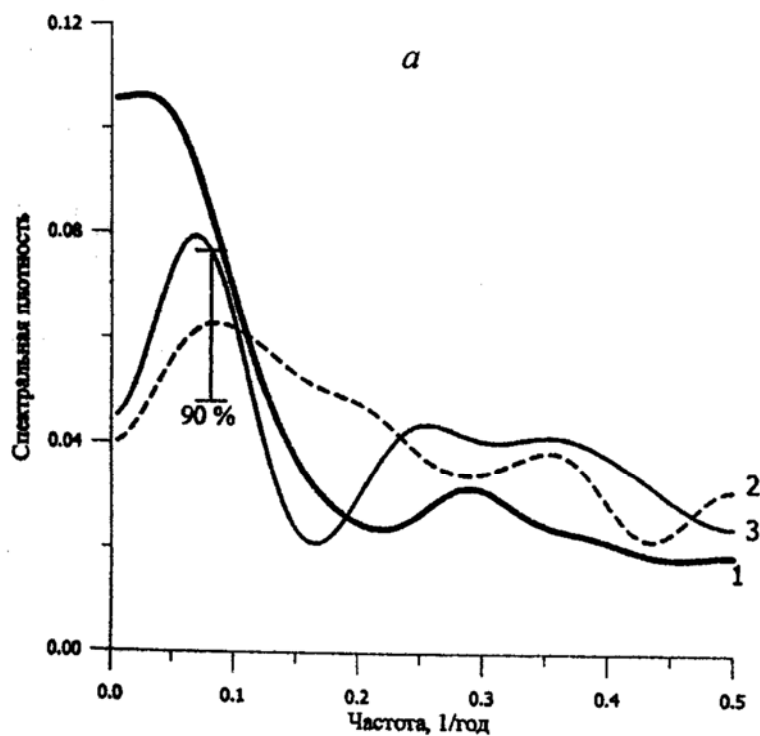
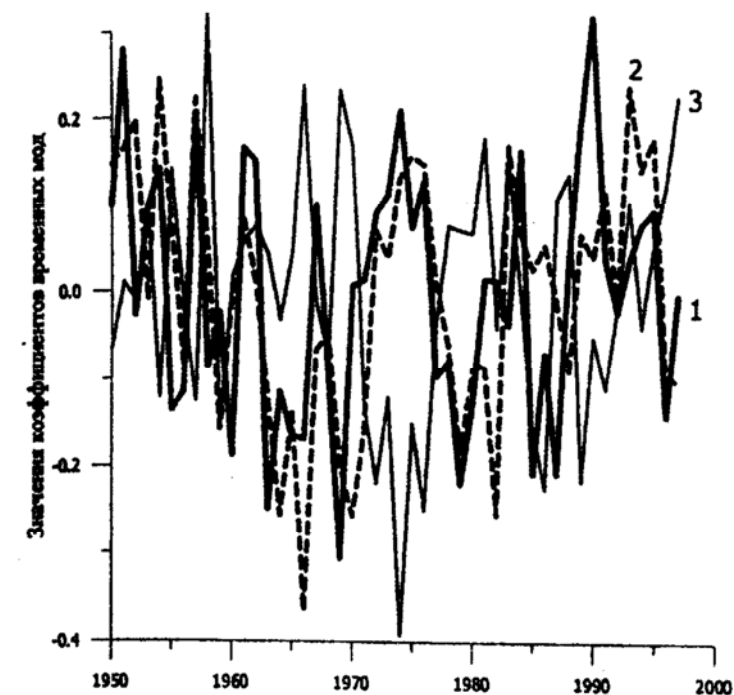


а



б

Р и с. 2. Пространственная структура первой ЭОФ по данным для января – февраля за 1950 – 1997 гг.: а — для ТПО (20,1% суммарной дисперсии поля), б — для давления (40,5% суммарной дисперсии поля)



Р и с. 3. Временные коэффициенты для первых ЭОФ, приведенных на рис. 2, (а) и их спектры (б): 1 — ТПО, 2 — давление, 3 — временной коэффициент для первой ЭОФ по ТПО за март – апрель и его спектр

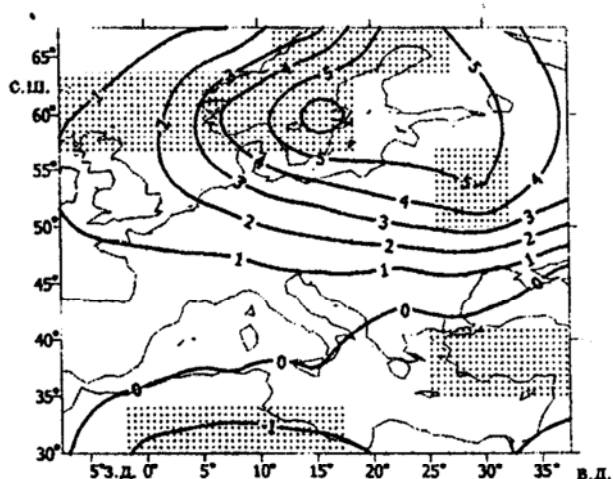
стоятельствами. Первое связано с методическими причинами, поскольку в разных работах не всегда анализируются результаты разложения полей по одной и той же методике. Так, например, при разложении полей давления и ТПО на ЭОФ с использованием традиционного подхода и метода вращающихся компонент пространственные структуры первых ЭОФ и вклады их в суммарную дисперсию поля могут существенно различаться [15, 18, 26, 35]. Однако эти различия носят достаточно формальный характер. Второе обстоятельство представляется более существенным. Судя по результатам многочисленных

ле ТПО неоднократно описывалась в литературе, начиная с работы [36]. В Северной Атлантике она имеет трехзональный характер. Изменчивость ТПО в Тропическом и Субполярном круговоротах одного знака, а в Субтропическом — противоположного. Временные коэффициенты первых ЭОФ для зимних полей ТПО и давления характеризуются наличием следующих основных спектральных пиков: для ТПО — в области периодов от 14 до 25 лет (около 20% суммарной дисперсии, содержащейся в соответствующих модах), для давления — на периодах от 6 до 13 лет (до 30% суммарной дисперсии для марта – апреля, рис. 3). Эти результаты в целом подтверждают данные других авторов [2, 5, 8, 10, 15, 35, 36].

Что касается различий в пространственной структуре ЭОФ для поля давления, послуживших одной из причин интенсивной дискуссии об определении САК и АК и о разнице между этими двумя колебаниями, то они обусловлены, главным образом, двумя об-

работ, посвященных анализу разложения поля давления на ЭОФ, сама пространственная структура моды САК существенно изменилась за столетний период. Мода, выделенная по данным за последние 30 – 40 лет, характеризуется большей степенью зональной симметрии. Частично это вызвано пространственно-временной структурой самих данных, поскольку в последнее время используют гораздо большие массивы данных, да к тому же еще подвергнутые более изощренной обработке (типа, например, реанализа). Однако несомненно также, что усиление зональной циркуляции, проявляющееся, в частности, в увеличении индекса САК начиная с 60-х годов и особенно выраженное со второй половины 70-х до первой половины 90-х годов, — реальность. Оно зафиксировано по данным разных типов и приводит к многочисленным климатическим последствиям. Одно из них, повышение температуры в Северной Европе в зимний период, многократно описывалось в литературе (см. обзорные работы [2, 23] и рис. 4). Второе, изменчивость стоков европейских и азиатских рек, анализируется ниже. Именно изменение пространственной структуры САК послужило главной причиной введения авторами работы [16] нового термина — Арктическое колебание. Таким образом, вопрос о различии САК и АК фактически представляет собой вопрос о характере и причинах долгопериодной изменчивости характеристик зональной циркуляции атмосферы в Северном полушарии, к обсуждению которого мы и переходим.

Механизм формирования пространственно-временной структуры САК/АК. Относительно преобладающего механизма формирования описанной пространственно-временной структуры полей ТПО и давления в Северной Атлантике нет единой точки зрения. Многие авторы следуют идее Хассельмана о том, что океан просто интегрирует атмосферные воздействия, спектр которых близок к «белому» шуму [37]. В этом случае океанический



Р и с. 4. Пространственное распределение трендов приземной температуры (град/10 лет) в Европейском регионе в январе – феврале 1979 – 1993 гг. по данным реанализа ERA. Области со значимыми (на 95%-ном уровне) трендами затемнены

отклик представляет собой пассивную реакцию на атмосферные воздействия. Он имеет вид «красного» шума (см., например, [39]). Однако такая концепция, объясняя концентрацию большей части энергии в области низких частот в спектрах океанических характеристик, не объясняет наблюдаемых пиков в спектрах ТПО десятилетнего масштаба (рис. 3). Для объяснения таких колебаний необходимо привлекать представления о более активном участии океана в формировании наблюдаемых аномалий. Концепция Стоммела (которая условно была названа так в [2] по имени автора фундаментальной монографии [39] и других пионерских работ в

области теории океанической циркуляции) как раз и основывается на таких представлениях. В соответствии с ней спектры океанических полей характеризуются пиками в области низких частот, которые обусловлены наличием

выделенных пространственно-временных масштабов в океане. Эти масштабы могут быть связаны, например, с характером бароклинного приспособления океанических круговоротов, зависящего от параметров волн Россби. Эта концепция объясняет спектральную структуру флюктуаций ТПО, но не объясняет синфазный характер этих флюктуаций в Тропическом и Субполярном круговоротах и противофазный — в Субтропическом. И, наконец, третья группа авторов рассматривает крупномасштабное взаимодействие океана с атмосферой на низких частотах и связанные моды в системе океан – атмосфера в качестве важнейших факторов климатической изменчивости на межгодовом – десятилетнем масштабах. В этом случае спектры океанических и атмосферных полей характеризуются пиками в области относительно низких частот, которые обусловлены наличием связанных мод в системе океан – атмосфера. Эти представления были названы в [2] концепцией Бьеркнеса — по имени автора основополагающей работы [40]. Такой подход не объясняет однако следующий, известный из наблюдения факт, подтверждаемый и нашими результатами. Типичный период флюктуаций индекса САК, формирующих основной спектральный пик, составляет 6 – 10 лет, тогда как в спектрах ТПО преобладают более низкочастотные колебания ([23, 41] рис. 3). В настоящее время большинство авторов трактует наблюдаемую изменчивость САК как реакцию атмосферы на медленные вариации ТПО, обусловленные внутренними океаническими процессами, не отрицая при этом, что связанные моды также могут реализовываться [20 – 23, 41 – 43]. Причем считается, что внутренняя океаническая изменчивость генерируется интегральным воздействием атмосферы.

Наши результаты подтверждают важнейшую роль внутренних океанических процессов, интегрирующих внешнее воздействие, в формировании аномалий ТПО и наличие значимого атмосферного отклика на эти аномалии. Действительно, коэффициент корреляции между первыми временными модами ТПО и давления достигает в зимние месяцы 0,55, а при запаздывании ТПО относительно атмосферного давления от сезона до трех лет изменяется в значимых пределах (от 0,52 до 0,33 соответственно). Взаимный спектр первой моды ТПО для марта – апреля и давления для января – февраля характеризуется значимым пиком на периоде около 14 лет. Функция когерентности на этом периоде достигает 0,77 при близком к нулю сдвиге фаз. Значимая когерентность ($>0,6$) при близком к нулю сдвиге фаз отмечена между ~9-летними колебаниями первых временных коэффициентов для давления в марте – апреле и ТПО в мае – июне. Эти результаты указывают на значимый океанический отклик на зимне-весенние аномалии атмосферного давления. Вместе с тем отмечается значимая корреляция между временной изменчивостью ТПО и давления при запаздывании последнего, что особенно выражено в зимний период. Это подтверждает наличие обратной реакции атмосферы на низкочастотные аномалии ТПО. Причем при запаздывании давления в январе – феврале на один-два года по отношению к зимней ТПО коэффициент корреляции остается значимым (до $-0,34$). Это свидетельствует о том, что влияние океана на межгодовые изменения атмосферной циркуляции первостепенно для Северной Атлантики в зимний период. Механизм такого воздействия достаточно очевиден. Он связан с известным из наблюдений фактом повтор-

ного появления зимних аномалий ТПО на следующий год при развитии осенне-зимней конвекции [44]. Результаты работы [45] свидетельствуют об эффективности этого механизма в обширных районах Северной Атлантики, в которых отсутствуют интенсивные крупномасштабные течения. Подчеркнем вместе с тем, что летне-осенние аномалии ТПО в Северной Атлантике также влияют на зимние характеристики атмосферной циркуляции Атлантико-Европейского сектора, хотя и не так эффективно, как осенне-зимние [46]. Вероятно, это влияние частично связано с воздействием тихоокеанских аномалий на североатлантические в периоды Эль-Ниньо – Ла-Ниньо [46 – 50].

Что касается десятилетних колебаний САК, то их существование в принципе обусловлено взаимодействием верхнего перемешанного слоя с более глубоководными слоями и переносом аномалий ТПО океаническими течениями [2, 51]. Вместе с тем в работе [52] показано, что изменчивость САК с типичным периодом 5 – 10 лет представляет собой связанные колебания в североатлантической системе океан – атмосфера. Характерное время запаздывания океанического отклика на атмосферное воздействие (САК) составляет 1 – 3 года для разных районов Тропического, Субтропического и Субполярного круговоротов. Полный цикл взаимодействия САК с аномалиями температуры деятельного слоя океана с учетом времени их адвекции около 8 лет, что и приводит к формированию спектрального пика в анализируемых временных рядах на соответствующих частотах. Причем для поддержания САК важно и взаимодействие между океаническими круговоротами, включая адвекцию аномалий в меридиональном направлении и обратные связи в системе океан – атмосфера [41].

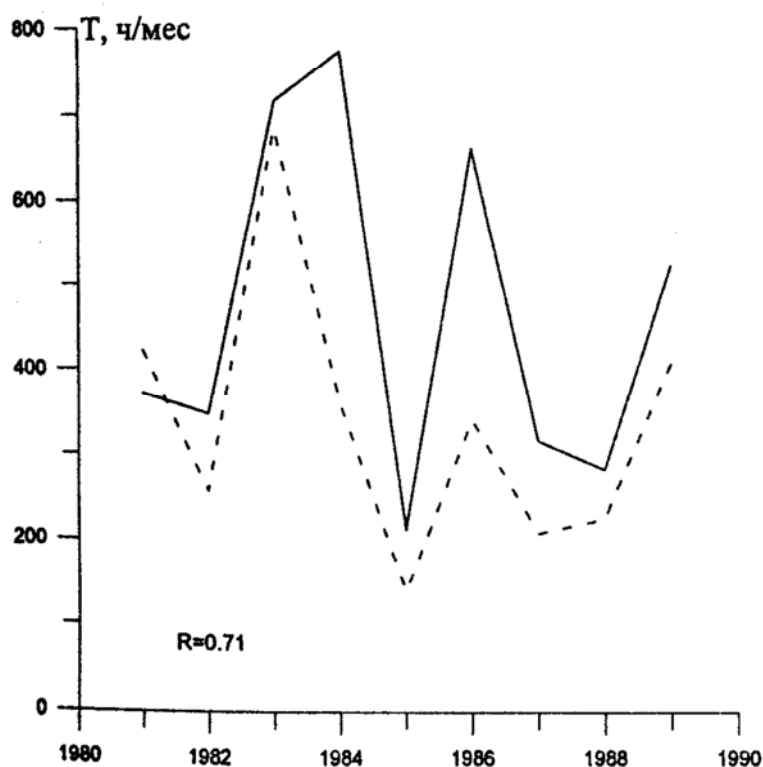
Разница между связанными и несвязанными модами может быть продемонстрирована на примере результатов работы [53]. В ней оценивались различные члены в уравнении баланса тепла в субтропическом термоклине Северной Атлантики. Причем все поля представлялись в виде суммы осредненных величин (помеченных сверху чертой) и флюктуаций десятилетнего масштаба. Затем оценивались характеристики десятилетних колебаний в полях температуры, ветра, горизонтальных и вертикальных течений с использованием архивных данных для наиболее обеспеченного измерениями района Субтропической Атлантики. Если характеристики десятилетних вариаций вертикальной экмановской скорости W' и температуры термоклина T' таковы, что в балансе тепла в термоклине на десятилетнем масштабе важны члены

$$W' \frac{\partial \bar{T}}{\partial z}, \frac{\partial T'}{\partial t} \quad (\text{которые балансируют друг друга и/или другие члены, описывающие горизонтальную адвекцию, вертикальный и горизонтальный турбулентный обмен}),$$

то колебания можно считать связанными (поскольку низкочастотная изменчивость поля ветра над океаном генерируется крупномасштабными аномалиями ТПО на соответствующих частотах). Оказалось, что десятилетние колебания — взаимосвязанный процесс в системе океан – атмосфера в основном в восточной части Субтропической Атлантики. В остальных районах центральной части Субтропического круговорота изменчивость температуры десятилетнего масштаба в термоклине определяется главным образом горизонтальной адвекцией и диффузионными процессами подсеточного масштаба. В свою очередь, низкочастотная изменчивость поля ветра над

океаном генерируется крупномасштабными термическими неоднородностями в верхнем слое океана, в основном адвективного происхождения. Однако прямое влияние соответствующих десятилетних колебаний экмановской «накачки» на температуру термоклина в основной части круговорота может быть небольшим. Другими словами, десятилетние колебания — это взаимосвязанные колебания в системе океан — атмосфера, типичный временной масштаб которых определяется адвективными процессами в океане. Однако их связанность проявляется далеко не во всех районах.

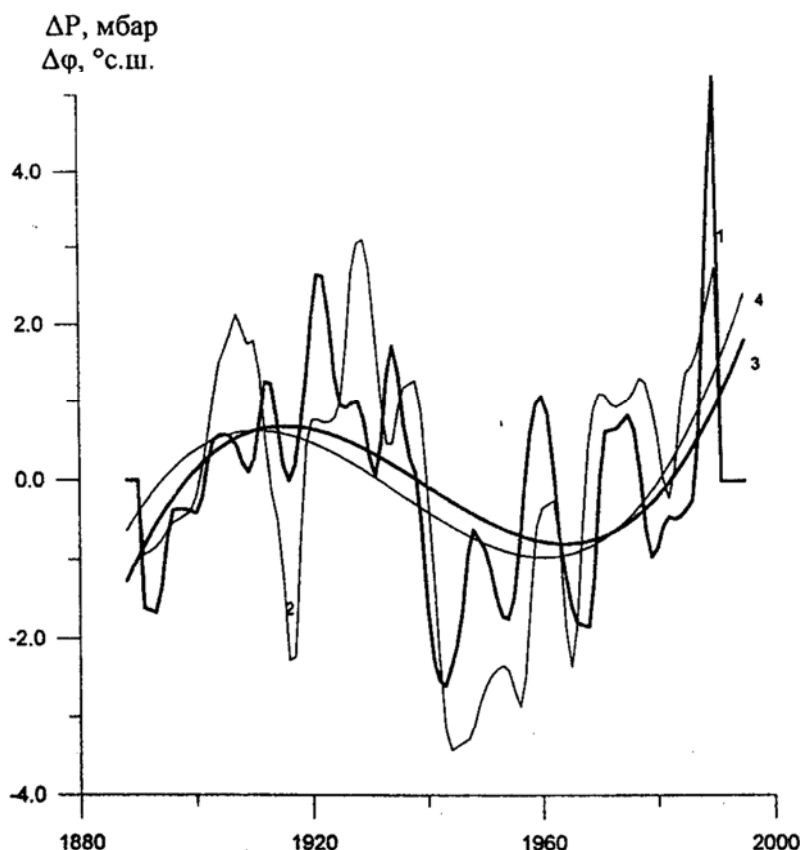
Для поддержания десятилетних колебаний в системе океан — атмосфера исключительно важны обратные связи. Один из видов положительной обратной связи в североатлантической системе океан — атмосфера, прямо влияющий на изменчивость климата Европы, описан в [2] следующим образом. Усиление ветра с циклонической завихренностью в атмосфере (отрицательная аномалия приводного давления) приводит к понижению ТПО из-за увеличения скорости вовлечения и дополнительной отдачи тепла океаном в атмосферу. В области же повышенной антициклонической активности в атмосфере (положительная аномалия приводного давления) ТПО, напротив, возрастает из-за уменьшения скорости вовлечения и дополнительного притока тепла к поверхности океана. Если при этом циклоническая активность возрастает в высоких широтах, а антициклоническая — в субтропиках (что согласуется с известным из наблюдений фактом о квазисинхронной интенсификации Азорского максимума и Исландского минимума на низких частотах и отвечает условию сохранения абсолютной завихренности в атмосфере и



Р и с. 5. Продолжительность (ч/мес) нахождения январских североатлантических циклонов (сплошная линия) и антициклонов (штриховая) в полосе 60 – 70°с.ш. и 40 – 50°с.ш. соответственно (R — коэффициент корреляции). Использованы данные ВНИИГМИ-МЦД [54] за 80-е годы

подтверждается нашими данными — см. рис. 5), это приводит к росту меридионального градиента температуры и, следовательно, усиливает зональную циркуляцию в атмосфере. Интенсификация зональной циркуляции сопровождается дополнительной неустойчивостью и возрастанием синоптической активности в атмосфере. Типичные аномалии ТПО и приводного давления этого типа 1° и 1мбар, а соответствующие аномалии индекса Россби — до 2мбар, что составляет около 10% его типичной величины. Этот механизм проявляется, в частности, в ква-

зипериодических синфазных колебаниях индекса Россби и расстояния по широте между центрами Азорского максимума и Исландского минимума (рис. 6).

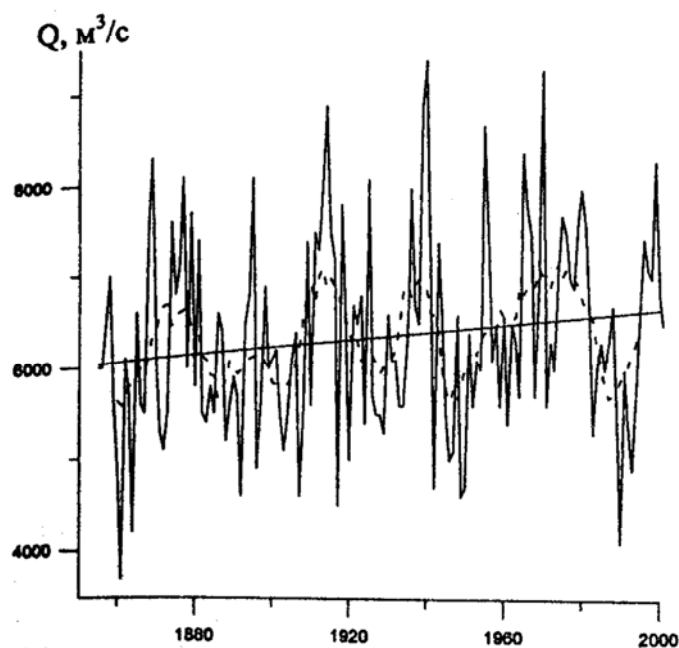


Р и с. 6. Изменчивость ежегодных зимних величин индекса Россби ΔP (1) и расстояния по широте $\Delta \varphi$ (2) между центрами Азорского максимума и Исландского минимума и их тренды, аппроксимированные полиномом 3-го порядка (3 и 4 соответственно). Из рядов предварительно были удалены средние величины и колебания с периодами менее 5 лет

Таким образом, можно сделать вывод, что в Северной Атлантике реализуются все обсуждаемые механизмы поддержания колебаний десятилетнего масштаба. Однако их относительная роль меняется от одного региона к другому. Так, например, интенсификация конвекции в Субполярном круговороте сопровождается практически синфазным усилением пассатов из-за увеличения разности температур между полюсом и экватором. Это приводит к относительно быстрой (по сравнению с десятилетним масштабом) реакции верхнего перемешанного слоя в низких широтах вслед-

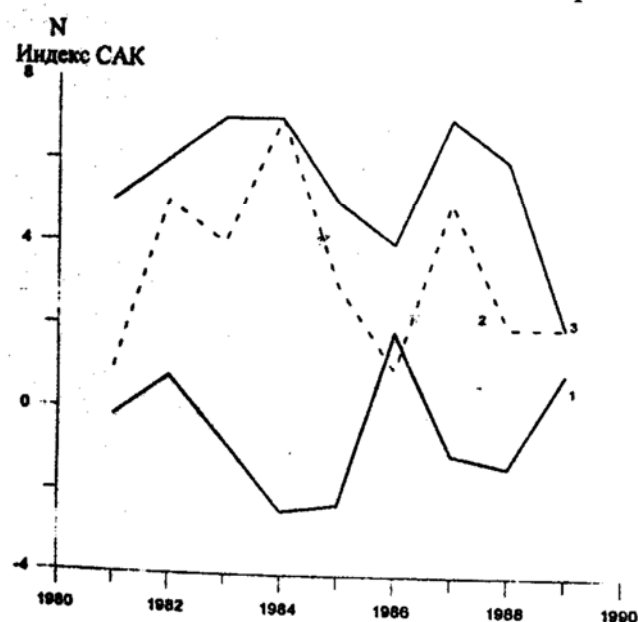
ствие относительно большой скорости экмановских переносов, планетарных волн в низких широтах и вертикальной адвекции. Вместе с тем интенсификация Субтропического круговорота запаздывает на несколько лет относительно Тропического круговорота из-за его более медленного бароклинного приспособления. Именно эти особенности приводят к формированию почти синфазных колебаний ТПО в высоких и низких широтах и противофазных — в субтропиках, т.е. к наблюдаемой пространственной структуре первой моды ТПО (рис. 2, а). Сформировавшиеся аномалии ТПО влияют, в свою очередь, на характеристики атмосферной циркуляции, меняя условия над площадями водосбора европейских и азиатских рек. Это проявляется в изменчивости их стоков, которая будет рассмотрена ниже на примере нескольких крупных рек.

Влияние САК/АК на стоки европейских и азиатских рек. Интенсивные межгодовые и десятилетние вариации речного стока Q хорошо видны на рис. 7 на примере ежегодных расходов Дуная. Как показано в [55], экстремальные по водности годы для крупнейших черноморских рек в весенний период совпадают со следующей комбинацией циркуляционных условий, выраженной в терминах индексов САК и ЮК: устойчивые низкие индексы



Р и с. 7. Изменчивость ежегодных расходов Q Дуная (сплошная линия) и сглаженные 11-летним скользящим фильтром величины (штриховая). Наклонная линия — линейный тренд

сивной фазы САК траектории циклонов смещаются к северу. Поэтому, например, для площадей водосбора Днепра и (особенно) Дуная характерно увеличение количества проходящих над ними циклонов при низких индексах САК (рис. 8), а для для площади водосбора Северной Двины — напротив, уменьшение. В результате зимние индексы САК коррелируют с весенним стоком Дуная со знаком минус, а с весенний сток Северной Двины со знаком плюс. Поскольку именно весенний сток формирует большую часть годового стока этих рек, среднегодовые их расходы также значимо коррелируют с



Р и с. 8. Индекс САК (1) и количество циклонов N , проходящих над площадями водосбора Днепра (2) и Дуная (3) в 80-е годы 20-го столетия. Использованы данные ВНИИГМИ-МЦД [54] за май

САК предшествующей зимой и аномальные индексы ЮК в зимне-весенний период (т.е. события Эль-Ниньо или Ла-Ниньо). Устойчивые зимние отрицательные индексы САК указывают на ослабление зональной циркуляции и смещение траекторий циклонов к югу, что и приводит к обильным осадкам и формированию аномального снегозапаса на площадях водосбора черноморских рек. Для северных рек зависимость между индексом САК и расходами должна быть противоположной. Наши результаты подтверждают этот вывод. Действительно, как показано выше, в период интен-

индексом САК, хотя величины коэффициента корреляции при годовом осреднении рядов меньше. Отметим, что коэффициент корреляции между январским индексом САК и апрельским стоком Северной Двины последовательно увеличивается от 0,25 для 1881 – 1985 гг. до 0,6 для 1966 – 1985 гг. Коэффициент корреляции, рассчитанный после удаления линейных трендов по среднегодовым величинам индекса САК и расхода Дуная, увеличивается (по абсолютной величине) от

–0,21 для 1864 – 1995 гг. до –0,59 для 1976 – 1995 гг. Такое усиление влияния САК на стоки Северной Двины и Дуная обусловлено сближением ЦДА за столетний период, описанным выше, и соответственно более близким расположением штормтреков к площадям водосбора.

В результате интенсификации зональной циркуляции и смещения североатлантических ЦДА в последней трети 20-го века усилилось влияние САК на стоки азиатских рек. Так, например, коэффициент корреляции между весенним стоком Оби и Енисея и зимним индексом САК достигает 0,37 и 0,33 соответственно, а после удаления колебаний с периодами более 7 лет — даже 0,56. Все эти корреляции значимы на уровне 99%. На усиление влияния САК на климат Азии указано также в [56].

Подчеркнем вместе с тем, что экстремальные по водности годы совпадают с максимумами междесятилетних колебаний, на что обращено внимание в [55]. Табл. 2 отражает тот факт, что на изменчивость стоков европейских и азиатских рек десятилетнего масштаба оказывают прямое влияние как десятилетние вариации САК, так и декадная изменчивость ЮК (являющаяся проявлением тихоокеанских десятилетних колебаний). Их совместное влияние объясняет более половины суммарной низкочастотной изменчивости стока большинства европейских рек в весенний период и почти половину — азиатских. Анализ механизма этого влияния, однако, выходит за рамки настоящей работы. Отметим только, что запаздывание стоков рек относительно десятилетних изменений САК и ЮК в несколько месяцев не является значимым. Тем не менее оно отмечается практически для всех рек и указывает на соответствующую тенденцию.

Т а б л и ц а 2

Максимальные коэффициенты корреляции (I) стоков европейских и азиатских рек в марте – апреле и мае – июне с индексами САК и ЮК при соответствующем запаздывании (II) стоков

Река	САК				ЮК			
	март – апрель		май – июнь		март – апрель		май – июнь	
	I	II	I	II	I	II	I	II
Днепр	–0,71	2	–0,63	1	–0,66	0	–0,42	2
Днестр	–0,6	3	–0,63	1	–0,71	1	–0,61	3
Дунай	–0,77	3	–0,56	1	–0,65	0	–0,55	3
Гарона	–0,72	2	–0,77	1	–0,58	1	–0,65	3
Луара	–0,72	2	–0,52	1	–0,56	0	–0,62	2
Обь	0,53	2-3	0,43	1-2	0,35	4	0,48	2-3
Северная Двина	0,40	3	–0,44	3	–0,21	1-2	0,32	0

П р и м е ч а н и е . Исходные ряды подвергнуты полосовой фильтрации, пропускающей колебания с периодами 5 – 20 лет. Жирным шрифтом помечены значимые на 95%-ном уровне величины. Расчеты проводились при запаздывании стоков от 1 до 6 мес.

Заключение

САК и АК — два определения одного и того же явления, обусловленного закономерностями формирования общей циркуляции атмосферы в Северном полушарии. Оно проявляется в виде определенной пространственно-временной структуры ЭОФ полей давления и температуры в Северной Атлантике. Усиление зональной циркуляции атмосферы на протяжении последних 40 лет и соответствующие изменения пространственной структуры моды САК — одни из главных проявлений низкочастотной изменчивости системы океан — атмосфера. Они приводят к многочисленным климатическим последствиям для Евро-Азиатского региона. Главные из них — потепление на севере Евразии в зимний период и изменение водности рек. Вопрос об относительной роли естественных и антропогенных факторов в формировании наблюдаемой климатической изменчивости в Североатлантическом регионе с временными масштабами от десятков до сотни лет остается открытым. Причем трудно рассчитывать на его разрешение в ближайшем будущем как из-за отсутствия долговременных данных о состоянии всей климатической системы, так и сложности самой системы. Ясно вместе с тем, что роль океана на этих масштабах принципиально важна, даже если антропогенный фактор преобладает.

Работа частично выполнена в рамках проекта НАТО EST-CLG-978911.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Пальмен Э., Ньютон Ч. Циркуляционные системы атмосферы // Л.: Гидрометеиздат, 1973. — 465 с.
2. Полонский А.Б. Роль океана в современных изменениях климата // Морской гидрофизический журнал. — 2001. — № 6. — С. 39 – 62.
3. Walker G.T., Bliss E.W. World weather V // Roy. Meteorol. Soc. — 1932. — 4, №36. — С. 53 – 84.
4. Сизов А.А. Оценка возможности использования индекса североатлантического колебания для типизации аномалий поля атмосферных осадков на юго-западном побережье Крыма // Метеорология и гидрология. — 1998. — № 11. — С. 70 – 77.
5. Полонский А.Б., Семилетова Е.П. О статистических характеристиках североатлантического колебания // Морской гидрофизический журнал. — 2002. — № 3. — С. 28 – 42.
6. Kozuchowski K.M. Variations of hemispheric zonal index since 1899 and its relationships with air temperature // Int. J. Climatol. — 1993. — 13. — С. 853 – 864.
7. Luterbacher J., Schmutz C., Gyalistras D. et al. Reconstruction of monthly NAO and EU indexes back to AD 1675 // Geophys. Res. Lett. — 1999. — 26, № 17. — P. 2745 – 2748.
8. Machel H., Kapala A., Flohn H. Behavior of the centers of Action Above the Atlantic since 1881. Pt 1. Characteristics of seasonal and interannual variability // Int. J. Climatol. — 1998. — 18, № 1. — С. 1 – 22.
9. Schneider V., Schnonwiese C. Some statistical characteristics of El Nino/Southern Oscillation and North Atlantic Oscillation indexes // Atmosfera. — 1989. — 2, № 1. — С. 161 – 180.
10. Schlesinger E., Ramankutty N. An Oscillation in the Global Climate System of Period 65 – 70 years // Nature. — 1994. — 367. — P. 723 – 726.
11. Glowienka-Hense R. The North Atlantic Oscillation in the Atlantic European SLP // Tellus. — 1990. — 42A, № 5. — P. 497 – 507.
12. Hurrell J.W. Decadal Trends in the North Atlantic Oscillation: Regional Temperatures and Precipitation // Science. — 1995. — 269, № 5224. — P. 676 – 679.
13. Rogers J.C. North Atlantic Storm Track Variability and Its Association to the North Atlantic Oscillation and Climate Variability of Northern Europe // J. Clim. — 1997. — 10, №7. — P. 1635 – 1647.
14. Полонский А.Б., Башарин Д.В. О влиянии североатлантического и южного колебаний на изменчивость температуры воздуха в Средиземноморско-Европейском регионе // Изв. РАН. ФАО. — 2002. — 38, № 1. — С. 135 – 145.

15. Barnston A.G., Livezey R.E. Classification, Seasonality and Persistence of Low-Frequency Atmospheric Circulation Patterns // *Mon. Weat. Re.* — 1987. — 115, № 6. — P. 1083 – 1126.
16. Thompson D.W., Wallace J.M. Arctic Oscillation // *Geophys. Res. Lett.* — 1998. — 25. — P. 1297 – 1300.
17. Itoh H. True versus apparent arctic oscillation // *Ibid.* — 2002. — 29, № 8. — 10.1029/2001GL013978.
18. Thompson D.W., Wallace J.M. Annular Modes in the Extratropical Circulation. Pt I. Month-to-Month Variability // *J. Clim.* — 2000. — 13, № 5. — P. 1000 – 1016.
19. Liu Q., Opsteegh T. Interannual and decadal variations of blocking activity in a quasi-geostrophic model // *Tellus*. — 1995. — 47A, № 5. — P. 941 – 954.
20. Czaja A., Frankignoul C. Influence of the North Atlantic SST on the atmospheric circulation // *Geophys. Res. Lett.* — 1999. — 26, № 19. — P. 2969 – 2972.
21. Peng S., Robinson W., Li S. North Atlantic SST Forcing of the NAO and relationships with intrinsic hemispheric variability // *Ibid.* — 2002. — 29, № 8. — 10.1029/2001GL014043.
22. Rodwell M.J., Rowell D.P., Folland C.K. Oceanic forcing of wintertime North Atlantic Oscillation and European climate // *Nature*. — 1999. — 398. — P. 320 – 323.
23. Marshall J., Kushnir Y., Battisti D. et al. North Atlantic climate variability: Phenomena, impacts and mechanisms // *Int. J. Climatol.* — 2001. — 21, is. 15. — P. 1863 – 1889.
24. Багров Н.А. Аналитическое представление последовательности метеорологических полей посредством естественных ортогональных составляющих // *Тр. Центрального ин-та прогнозов.* — 1959. — Вып. 74. — С. 3 – 24.
25. Buel C.T. The topography of EOF // *Preprints. 4th Conf. on Probability and Statistics in Atm. Sci.* — Tallahassee, FL: Amer. Meteorol. Soc, 1975. — P. 188 – 193.
26. Kim K.-Y., Wu Q. A comparison study of EOF techniques: Analysis of nonstationary data with periodic statistics // *J. Clim.* — 1999. — 12, № 1. — P. 185 – 200.
27. Воскресенская Е.Н., Полонский А.Б. Тренды и межгодовая изменчивость параметров крупномасштабного взаимодействия океана и атмосферы в Северной Атлантике // *Метеорология и гидрология.* — 1993. — № 11. — С. 73 – 80.
28. Полонский А.Б., Воскресенская Е.Н. Низкочастотная изменчивость меридиональных дрейфовых переносов в Северной Атлантике // *Там же.* — 1996. — № 7. — С. 89 – 99.
29. Hoerling M.P., Hurrell J.W., Taiyi X. Tropical origins for recent North Atlantic climate change // *Science*. — 2001. — 292, № 5514. — P. 90 – 92.
30. Polonsky A. Are we seeing human-induced warming of the deep-layers in the North subtropical Atlantic? // *CLIVAR Exchanges*. — 2001. — № 19 (6, № 1). — P. 17 – 19.
31. *CLIVAR Exchanges*. — 2001. — № 20 (6, № 2). — P. 26 – 29.
32. Josey S.A., Kent E., Sinha B. Can a State of the Art of Atmospheric General Circulation Model Reproduce Recent NAO Related Variability at the Air – Sea Interface? // *Geophys. Res. Lett.* — 2001. — 28, № 24. — P. 4543 – 4546.
33. Osborn T.J. The winter North Atlantic Oscillation: Roles of Internal Variability and Greenhouse Gas Forcing // *CLIVAR Exchanges*. — 2002. — № 25 (7, № 3/4). — P. 54 – 58.
34. Мохов И.И., Демченко П.Ф., Елисеев А.В. и др. Оценки глобальных и региональных изменений климата в 19 – 21 веках на основе модели ИФА РАН // *Изв. РАН. ФАО.* — 2002. — 38, № 5. — С. 629 – 642.
35. Slonosky V.C., Yiou P. The North Atlantic Oscillation and its relationship with near surface temperature // *Geophys. Res. Lett.* — 2001. — 28, № 5. — P. 807 – 810.
36. Deser C., Blackmon M.L. Surface climate variations over the North Atlantic Ocean during winter 1900 – 1989 // *J. Clim.* — 1993. — 6. — P. 1743 – 1753.
37. Hasselmann K. Stochastic climate models. Pt I. Theory // *Tellus*. — 1976. — 28. — P. 473 – 485.
38. Zorita E., Frankignoul C. Modes of North Atlantic Decadal Variability in the ECHAM1/LSG Coupled Ocean – Atmosphere General Circulation Model // *J. Clim.* — 1997. — 10. — P. 183 – 200.
39. Стommel Г. Гольфстрим. — М.: Изд-во иностр. лит., 1963. — 227 с.
40. Bjerknes J. Atlantic air – sea interaction // *Adv. Geophys.* — 1964. — 10, № 1. — P. 1 – 82.
41. Marshall J., Johnson H., Goodman J. A Study of the Interaction of the North Atlantic Oscillation with Ocean Circulation // *J. Clim.* — 2001. — 14, № 7. — P. 1399 – 1421.

42. *Eden C., Willebrand J.* Mechanism of Interannual to Decadal Variability of the North Atlantic Circulation // *Ibid.* — 2001. — 14, № 10. — P. 2266 – 2280.
43. *Mehta V., Lindstrom E., Busalacchi A. et al.* Proceedings of the NASA Workshop on Decadal Climate Variability // *Bul. Amer. Met. Soc.* — 2000. — № 12. — P. 2983 – 2985.
44. *Alexander M.A., Deser C.* A mechanism for the recurrence of wintertime midlatitude SST anomalies // *J. Phys. Oceanogr.* — 1995. — 25, № 1. — P. 122 – 137.
45. *Timlin M.S., Alexander M.A.* On the Reemergence of North Atlantic SST Anomalies // *J. Clim.* — 2002. — 15. — P. 2707 – 2712.
46. *Drevillon M., Terry L., Rogel P. et al.* Mid latitude Atlantic SST influence on European winter climate variability in the NCEP Reanalysis // *Clim. Dyn.* — 2001. — 18, № 3 – 4. — P. 331 – 344.
47. *Воскресенская Е.Н., Полонский А.Б.* Североатлантические колебания и их связь с Эль-Ниньо — Южными осцилляциями // *Морской гидрофизический журнал.* — 1992. — № 4. — С. 23 – 30.
48. *Compo G.P., Sardeshmukh P.D., Penland C.* Changes of Subseasonal variability associated with El Nino // *J. Clim.* — 2001. — 14, № 16. — P. 3356 – 3374.
49. *Pozo-Vazquez D., Esteban-Parra M.J., Rodrigo F.S. et al.* The Association between ENSO and Winter Atmospheric Circulation and temperature in the North Atlantic Region // *Ibid.* — 2001. — 14, № 16. — P. 3408 – 3420.
50. *Roger J.C.* The Association between the North Atlantic Oscillation and the Southern Oscillation in the Northern Hemisphere // *Mon. Wea. Rev.* — 1984. — 112. — P. 1999 – 2015.
51. *Dommenget D., Latif M.* Analysis of observed and simulated SST spectra in the midlatitudes // *Clim. Dyn.* — 2002. — 19, № 3 – 4. — DOI 10.1007/s00382-002-0229-9.
52. *Джиганшин Г.Ф., Полонский А.Б.* Североатлантическое колебание и изменчивость характеристик деятельного слоя океана // *Изв. РАН. ФАО.* — 2003. — 39, № 4. — С. 557 – 567.
53. *Полонский А.Б., Кузьмин А.С.* Об изменчивости десятилетних колебаний гидрометеорологических величин в Северной Атлантике // *Метеорология и гидрология.* — 2000. — № 9. — С. 73 – 88.
54. *Синоптический бюллетень. Северное полушарие. Ч. II. 1981 – 1991 гг.* — Обнинск: ВНИИГМИ-МЦД.
55. *Polonsky A., Voskresenskaya E.* ENSO-induced climate variability over Europe // *Acta Univers. Wratislaviensis.* — 2003. — № 2542. — P. 87 – 97.
56. *Chang C.-P., Harr P., Ju J.* Possible Roles of Atlantic Circulations on the Weakening Indian Monsoon Rainfall – ENSO Relationship // *J. Clim.* — 2001. — 14, № 11. — P. 2376 – 2380.

Морской гидрофизический институт НАН Украины,
Севастополь
Национальный центр атмосферных исследований (NCAR) США,
Болдер

Материал поступил
в редакцию 04.02.03
После доработки 11.02.03

ABSTRACT The paper is devoted to the characteristic and the present state of knowledge of the North Atlantic Oscillation. In the review part the following issues are considered: the definition of the North Atlantic and the Arctic oscillations, their interaction with the oceanic processes and influence upon the Eurasian climate. At the same time some original results using COADS (Comprehensive Ocean Atmosphere Data Sets) and run-off volumes of the European and Asian rivers are obtained. It is confirmed that the sea surface temperature anomalies in the ocean are the consequences of the integral oceanic response to the previous atmospheric forcing, and that the spectra of these anomalies are characterized by significant peaks in the period band 10 – 20 years. These periods are stipulated by the internal oceanic variability. The atmospheric response is manifested in a form of anomalous conditions over the catchment area of the European and Asian rivers that results in the variability of their run-offs. Due to the intensification of the North Atlantic Oscillation and the displacement of the atmospheric centers of action in the 60 – 90ies of the 20th century the influence of this oscillation upon climatic conditions of the Eurasian region increased.