

ФЕДЕРАЛЬНАЯ СЛУЖБА ПО ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИИ И МОНИТОРИНГУ
ОКРУЖАЮЩЕЙ СРЕДЫ (РОСГИДРОМЕТ))

**ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЙ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ЦЕНТР
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ**

Е.С. Нестеров

Североатлантическое колебание: атмосфера и океан

Москва

2013

УДК 551.46
ВВК 26.236
Н56

Рецензент: доктор географических наук, профессор А.А. Васильев

Н56 Нестеров Е.С. Североатлантическое колебание: атмосфера и океан. – М.: Триада, лтд, 2013. – 144 с. – 36 илл., 12 табл.

Монография посвящена североатлантическому колебанию (САК), которое является одной из важнейших характеристик крупномасштабной циркуляции атмосферы в северном полушарии. Исследуется роль атмосферных синоптических процессов и параметров океана в формировании и эволюции той или иной фазы САК. Обсуждаются вопросы влияния САК на погоду и климат в регионе Северная Атлантика – Европа, а также на различные поля в океане.

Для специалистов в области физики атмосферы и океана, преподавателей, аспирантов и студентов соответствующих специальностей.

The monograph is devoted to the North Atlantic Oscillation (NAO), which is one of the major characteristics of atmosphere large-scale circulation in northern hemisphere. The role of atmospheric synoptic processes and ocean parameters in formation and evolution of NAO is investigated. Problems of NAO influence on weather and a climate in the region North Atlantic –Europe, and also on ocean fields are discussed.

For experts in physics of an atmosphere and ocean, teachers, post-graduates and students of corresponding specialities.

© ФГБУ «Гидрометцентр России»

Введение

Североатлантическое колебание (САК) является одной из важнейших характеристик крупномасштабной циркуляции атмосферы в северном полушарии. Оно выражено во все сезоны года и проявляется на масштабах от нескольких суток до нескольких столетий. САК – один из основных объектов исследования различных международных программ, например CLIVAR (Climatic Variability and Predictability) [136]. В многочисленных работах показано влияние САК на основные гидрометеорологические поля в атлантико-европейском регионе [33, 42, 49, 65, 66, 68, 69, 77, 134, 141, 157, 194]. Корреляция зимних значений индекса САК и аномалий температуры воздуха в северной Европе составляет 0,7–0,8 [141, 194].

Сущность САК заключается в перераспределении атмосферных масс между Арктикой и субтропической Атлантикой, при этом переход из одной фазы САК в другую вызывает большие изменения в поле ветра, переносах тепла и влаги, в интенсивности, количестве и траекториях штормов и т.д. Интерес к феномену САК не ослабевает на протяжении нескольких веков. В последние десятилетия САК изучается как один из возможных источников глобального потепления; многочисленные исследования посвящены влиянию САК на погоду и климат Европы, выявлены связи между САК и состоянием стратосферного полярного вихря.

Активно изучается влияние САК на воды Северной Атлантики. Обнаружено, что междекадная изменчивость конвекции в море Лабрадор, Гренландском и Норвежском морях совпадает с изменчивостью САК [135]. В свою очередь, эти изменения влияют на интенсивность термохалинной циркуляции и меридионального переноса тепла, на распределение температуры поверхности океана.

В последние годы увеличилось число работ, в которых исследуется природа формирования САК, делаются попытки его моделирования. В качестве примера можно привести работу [194], где на основе модели общей циркуляции атмосферы воспроизведен ход индекса САК в период с 1870 по 1997 год. Получено, что воспроизведение САК невозможно без учета температуры поверхности океана (ТПО) в Северной Атлантике. Основное влияние океана на атмосферу осуществляется через потоки тепла при испарении (скрытое тепло). В [193] делается вывод, что моделируемая изменчивость полей геопотенциала в зимний период становится реалистичной с учетом наблюдаемой ТПО, причем межгодовая изменчивость индекса САК увеличивается в 5 раз по сравнению с контрольным вариантом.

В последнее десятилетие усилился интерес исследователей к проблеме влияния процессов синоптического масштаба на формирование и эволюцию той или иной фазы САК [111, 112]. В качестве таких процессов рассматривались обрушения планетарных волн в атмосфере, выносы холодного воздуха с североамериканского континента на Гольфстрим в зимний период, аномальные потоки тепла из океана в атмосферу и др. Для изучения этих явлений использовались данные с суточным разрешением и суточные значения индекса САК. Были получены новые результаты в сложной проблеме взаимодействия процессов планетарного и синоптического масштабов. В данной работе основное внимание уделено изучению влияния синоптических процессов на формирование и эволюцию САК.

Глава 1.

Формирование САК

1.1. Определение и примеры проявления

Существует несколько подходов к расчету индекса САК. Одним из первых было определение индекса САК как разности нормированных аномалий приземного давления между станциями Понта Делгада (Азорские острова) и Акурейри (Исландия), характеризующих состояние азорского максимума и исландского минимума. В некоторых работах в качестве таких станций выбирались Лиссабон и Стиккисхоульмур [77].

В работе [215] пространственная структура колебаний циркуляции атмосферы, в том числе САК, определялась на основе карт одноточечных корреляций (рис. 1.1).

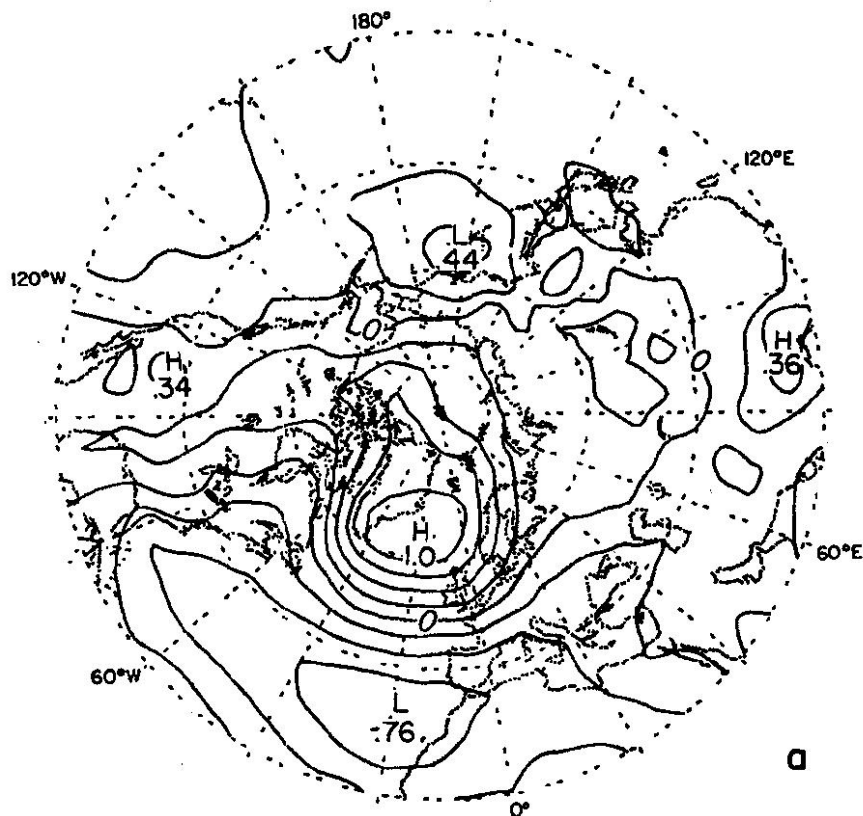


Рис. 1.1. Одноточечная корреляция между приземным давлением в декабре-феврале в т. 65° с.ш., 20° з.д. и в каждой точке сетки для периода 1962–1977 гг. [215].

Другой подход был предложен в работе [83], где индексы колебаний атмосферной циркуляции (в том числе САК) рассчитывались на основе разложения полей аномалий

геопотенциала H_{700} по эмпирическим ортогональным функциям (ЭОФ), а в дальнейшем по «повернутым» ЭОФ на основе Varimax-вращения. Эти индексы регулярно публикуются в Бюллетене по диагнозу климата (Climate diagnostic bulletin) Центра прогноза климата США [96] (с 2005 г. индексы рассчитываются по полям нормированных аномалий H_{500} на основе базового периода 1981–2010 гг.). Помимо среднемесячных значений индекса САК (рис. 1.2), рассчитываются также его суточные значения (рис. 1.3), где пучок кривых есть результат прогноз индекса на основе ансамблевого подхода.

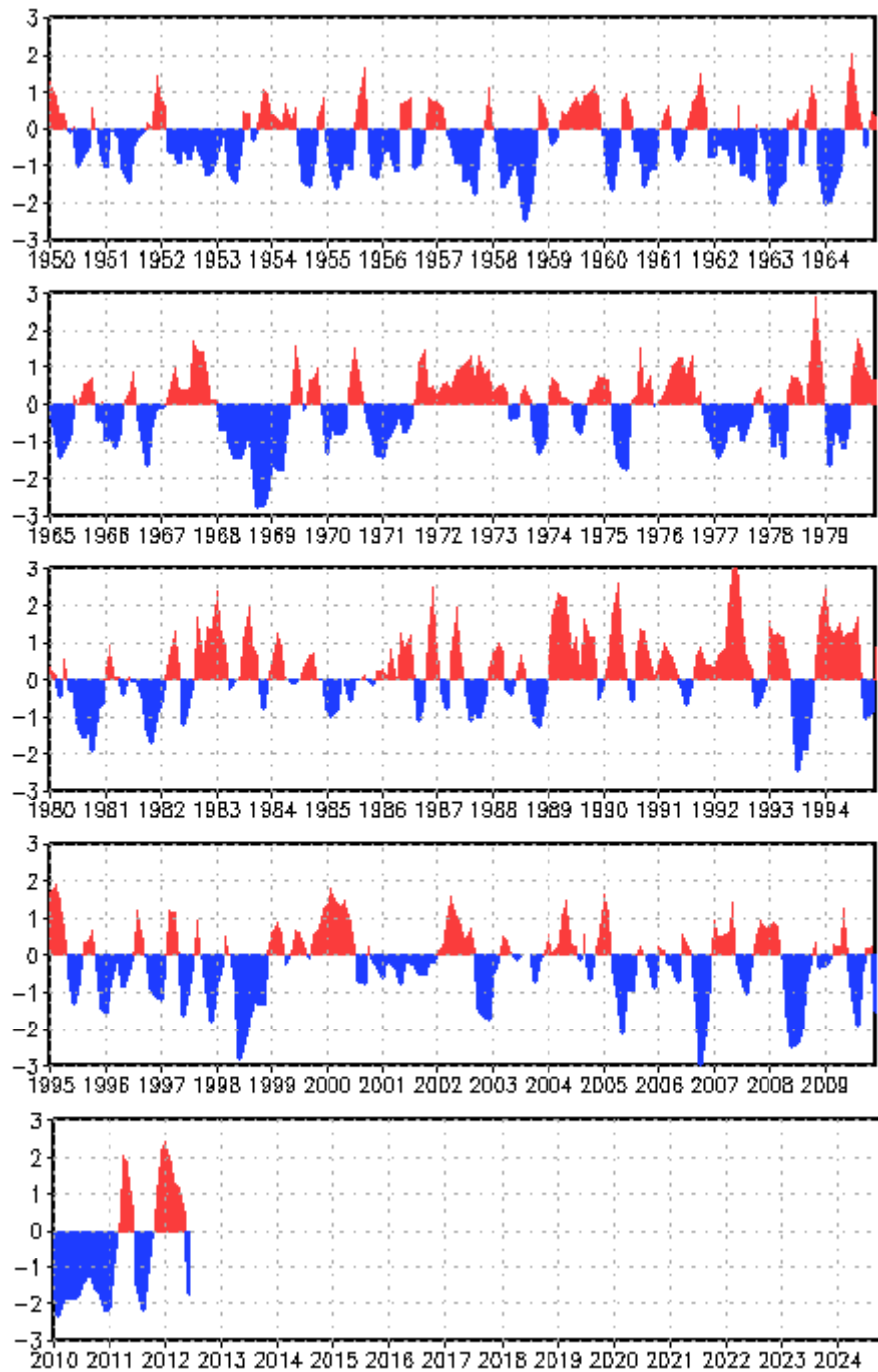


Рис. 1.2. Среднемесячные значения индекса САК (1950-2012 гг.).

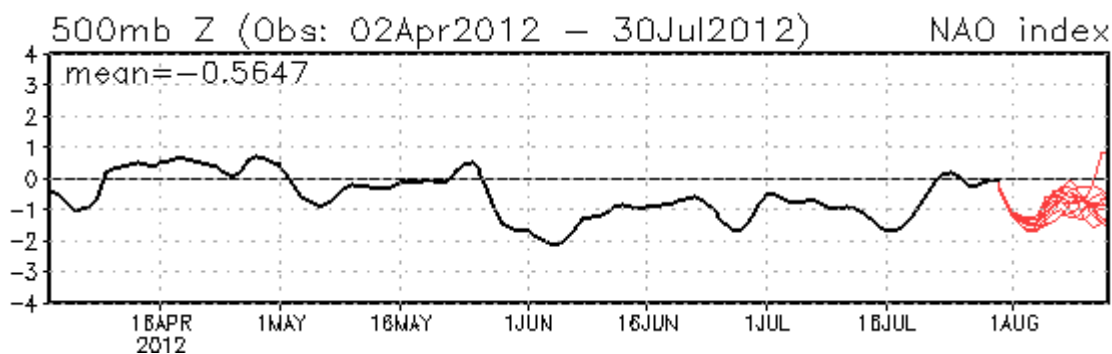


Рис. 1.3. Суточные значения индекса САК в марте–июле 2012 г. и его прогноз на основе ансамблевого подхода.

Будем называть положительной фазой колебания состояние атмосферы при положительном значении индекса САК, а отрицательной фазой – при отрицательном значении. В положительной фазе колебания исландский минимум и азорский максимум хорошо развиты и смещены к северу, градиенты давления между ними увеличены, зональная циркуляция усилена. В отрицательной фазе происходит ослабление зонального переноса и усиление меридиональных процессов.

На основе анализа литературных источников и данных наблюдений были обобщены основные черты гидрометеорологических полей Северной Атлантики в разных фазах САК [49]. Все данные относятся к холодной части года, когда изменчивость полей, связанная с САК, наиболее выражена.

Атмосфера

Положительная фаза САК

Отрицательная аномалия приземного давления и геопотенциала в исландском минимуме и положительная аномалия в азорском максимуме. Отрицательная аномалия приземной температуры воздуха в районе п-ов Лабрадор-Гренландия и положительная аномалия в Европе. Усиление зонального типа циркуляции; усиление ветров в тропосфере в зоне 50–60° с.ш. [190]. Смещение траекторий циклонов на север на 200–400 км относительно их среднего положения [23, 158]. Ослабление процессов блокирования в атмосфере [78].

Отрицательная фаза САК

Положительная аномалия приземного давления и геопотенциала в исландском минимуме и отрицательная аномалия в азорском максимуме. Положительная аномалия приземной температуры воздуха в районе п-ов Лабрадор – Гренландия и отрицательная аномалия в Европе. Усиление меридионального типа циркуляции; ослабление ветров в тропосфере в зоне 50–60° с.ш. [190]. Смещение траекторий циклонов на юг [23, 158]. Усиление процессов блокирования в атмосфере [78].

Океан*Положительная фаза САК*

Отрицательная аномалия температуры поверхности океана (АТПО) в Лабрадорском, Северо-Атлантическом и Канарском течениях и положительная в Гольфстриме [48]. Смещение субполярного гидрологического фронта (СГФ) на север на 100–150 км относительно среднего положения и обострение горизонтальных градиентов температуры воды в зоне фронта до 10–11 °С/100 км [23]. Поток тепла из океана в атмосферу в Ньюфаундлендской энергоактивной зоне (НЭАЗО) близок к среднему многолетнему (100–300 Вт/м²) [23], но суммарная теплоотдача из океана в атмосферу в Северной Атлантике уменьшена [10].

Тяжелые ледовые условия в море Лабрадор [175]. Из-за усиления выноса теплого воздуха на север между Великобританией и Исландией граница льда в Гренландском море сдвинута на север по сравнению со средним положением [129].

Отрицательная фаза САК

Положительная АТПО в Лабрадорском, Северо-Атлантическом и Канарском течениях и отрицательная в Гольфстриме [48]. Смещение СГФ на юг, градиенты температуры воды в зоне фронта сглажены [23]. Потоки тепла из океана в атмосферу в НЭАЗО больше нормы (до 600-800 Вт/м²) [23]. Граница льда в Гренландском море сдвинута к югу [129].

Некоторые характеристики аномалий метеорологических полей в период развития положительной фазы САК (январь 1984 г.) и отрицательной фазы (январь 1985 г.) приведены в табл. 1.1.

Таблица 1.1

Характеристики метеорологических полей при разных фазах САК

| Характеристика | Положительная фаза САК январь 1984 г. | Отрицательная фаза САК январь 1985 г. |
|-----------------------------------------------|------------------------------------------|------------------------------------------|
| Индекс САК | 1,0 | -1,2 |
| Аномалия приземного давления, гПа | | |
| исландский минимум | -12 | 16 |
| азорский максимум | 12 | -6...-10 |
| Аномалия геопотенциала Н ₅₀₀ , дам | | |
| исландский минимум | -22 | 10 |
| азорский максимум | 22 | -2...-10 |
| Аномалия приземной температуры воздуха, °С | | |
| п-ов Лабрадор – Гренландия | -4...-10 | 6...8 |
| Европа | 2...4 | -4...-6 |

Анализ данных таблицы и вышеприведенных особенностей указывает на существенные различия в состоянии океана и атмосферы в атлантико-европейском регионе в разные фазы САК.

Анализ изменений САК на разных временных масштабах показывает, что нет одного преобладающего масштаба этой изменчивости. Большие изменения в индексе САК могут возникнуть как на межгодовом масштабе, так и в течение сезона и месяца. Это согласуется с представлением, что САК возникает из внутренних атмосферных процессов, в которых движения различных масштабов взаимодействуют друг с другом и генерируют случайные (и поэтому непредсказуемые) изменения [135].

Вместе с тем существуют периоды, когда САК одного знака может существовать в течение длительных периодов (недель, месяцев, нескольких зим). Это свидетельствует о том, что существуют внешние (по отношению к атмосфере) факторы, способные поддерживать длительные аномалии циркуляции атмосферы, связанные с САК.

Спектральный анализ, выполненный разными авторами, также подтвердил отсутствие преобладающего масштаба временной изменчивости индекса САК (рис. 1.4).

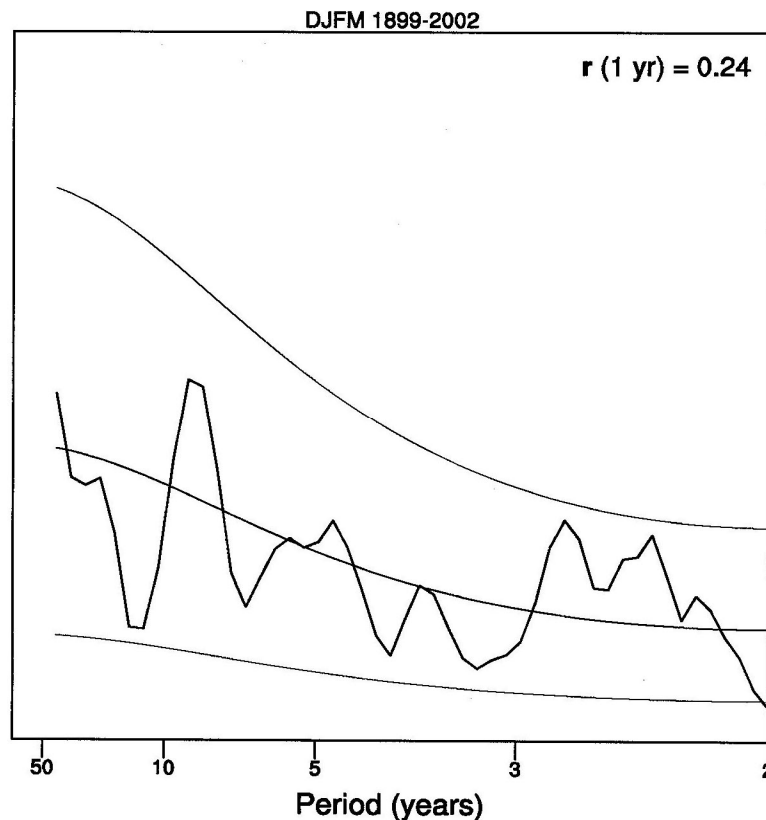


Рис. 1.4. Спектр колебаний среднего за декабрь-март индекса САК за период 1899–2002 гг. Показаны границы 5 и 95 % доверительных интервалов [135].

На рисунке заметна квазидвухлетняя цикличность, а также повышенная повторяемость на периоде 8–10 лет (см. также [12, 72]). Исследование спектральных характеристик САК на основе суточных данных выявило преобладающий масштаб около 10 дней [111], что делает необходимым при изучении механизмов формирования САК учитывать процессы синоптического масштаба. Поскольку формирование потоков тепла и влаги из океана в атмосферу происходит также на масштабе в несколько суток [23,80], то целесообразно оценить влияние теплообмена океана и атмосферы на атмосферную циркуляцию. В [137] получено хорошее соответствие между изменчивостью суммарного потока тепла в Северной Атлантике и индекса САК в 1958-1997 гг.

1.2. Роль синоптических процессов

При смене фазы САК (изменении знака индекса) циркуляция атмосферы в атлантико-европейском регионе существенно меняется [49, 134]. Особенно сильные изменения происходят в зимний период в том случае, если значения индекса САК до и после смены фазы достаточно велики (более 1–2 по абсолютной величине). В [49] показано, что за период с 1957 по 1993 год 7 из 10 наиболее резких переходов зимой из одной фазы САК в другую происходили от декабря к январю. На существенные различия в композитных аномалиях геопотенциала в ноябре–декабре и январе–феврале в некоторых районах северного полушария указывается в [51, 163].

Анализ показал, что случаи резкого изменения фазы САК, как правило, связаны со сменой преобладающего режима циркуляции атмосферы, под которым понимается квазиустойчивое состояние циркуляции с временным масштабом от нескольких суток до нескольких недель [179]. Проблеме выделения режимов циркуляции атмосферы в северном полушарии посвящены работы [150, 171, 210, 213], в которых, в частности, для региона Северной Атлантики выделено от двух до шести режимов.

В качестве примера можно привести работу [213], где по данным полей геопотенциала H_{700} за 1949–1986 гг. с дискретностью 12 часов для Северной Атлантики выделено четыре режима: BL – блокирующий гребень над Великобританией, ZO – интенсивный зональный перенос, GA – блокирующий гребень над Гренландией, AR – положительная аномалия H_{700} над восточной частью Северной Атлантики. В этой же работе приведен календарь выделенных режимов.

По данным [213] нами были получены статистические характеристики режимов и построен график временного хода суммарной длительности режимов в холодную часть года и индекса САК в 1949–1986 гг. (не приводится). Получено, что положительной фазе САК

соответствует максимальная длительность режимов ZO и AR, а отрицательной фазе – режимов VL и GA. Связь между количеством циклонов и блокирующих ситуаций с индексом САК была установлена также в [70]; зависимость циклонической активности в исландском минимуме от фазы САК выявлена в [201].

Переход из положительной в отрицательную фазу САК часто связан с формированием блокирующих режимов в атмосфере, изучению которых посвящена обширная литература (см. обзор [78]). Отметим работу [176], где показано, что, как правило, за пять дней до формирования блока в северо-восточной части Северной Атлантики наблюдается активный циклогенез в западной части океана. В [98, 152] приводятся примеры формирования блокирующих режимов вслед за возникновением взрывных циклонов выше по потоку. Напомним, что взрывным циклоном или метеорологической бомбой называется внетропический циклон, который заглубляется со скоростью 1 гПа в час и более (в зависимости от широты) в течение 24 часов. В [152] показано, что наиболее длительные блоки формируются через 84 часа после прохождения бомбы.

В результате анализа большого количества наблюдений в работах [127, 199] было получено, что формированию взрывного циклона, как правило, предшествует вынос холодного воздуха с континента на Гольфстрим. Именно интенсивные потоки скрытого и явного тепла, возникающие во время выноса, способствуют превращению обычного циклона в бомбу [103]. Если в зоне выноса суммарный поток скрытого и явного тепла достигает до $1000\text{--}1500 \text{ Вт/м}^2$ [124, 222], то в бомбе он может достигать 3000 Вт/м^2 [178]. На важную роль потоков явного и скрытого тепла в интенсификации циклогенеза указывается также в [224].

В работе [139] описано развитие блока в Северной Атлантике 17–30 декабря 1978 г., которое началось с формирования взрывного циклона на восточном побережье США. При моделировании блока выявлено, что температурный контраст суша-океан очень важен для формирования блока и менее важен для его поддержания. В [133] описано формирование и эволюция блока в феврале 1986 г., который обусловил самую низкую февральскую температуру в Западной Европе за последние 300 лет. В течение месяца было зафиксировано восемь циклонов, которые «подпитывали» блок. Один из них, 17 февраля 1986 г., представлял из себя бомбу. Вывод о важной роли циклонов в поддержании блокирующих режимов содержится также в [98].

Таким образом, выполненные ранее исследования дают основание предположить, что при определенных условиях может реализовываться следующая схема процессов: «вынос холодного воздуха с континента на океан – взрывной циклон – блокирующий режим – отрицательная фаза САК». Для проверки реальности этой схемы использовались данные [153], где приведены характеристики 17 самых сильных выносов на восточном побережье

США в период с 1976 по 1985 год; данные [110], где по спутниковым и наземным наблюдениям описаны 50 взрывных циклонов в Северной Атлантике в период с 1976 по 1989 год и данные [213], где выделены режимы циркуляции атмосферы в Северной Атлантике в период с 1949 по 1986 год (табл. 1.2). Для дат выносов были получены значения потоков скрытого тепла в Северной Атлантике, а для месяцев с выносами – среднемесячные аномалии этих потоков [53]. В таблице приведены максимальные значения Q_E в зоне выноса и аномалии Q_E в области Гольфстрима. Значения индекса САК₀ определялись по данным о приземном давлении, индекса САК – по данным о геопотенциале H_{700} .

Таблица 1.2

Характеристики выносов холодного воздуха, взрывных циклонов, потоков скрытого тепла, режимов циркуляции и индексы САК

| Дата выноса | Даты формирования взрывных циклонов | Макс. Q_E в день выноса, Вт/м ² | Мес. аномалия Q_E , Вт/м ² | Режим циркуляции и его дата | САК ₀ | САК |
|--------------------|-------------------------------------|----------------------------------------------|-----------------------------------------|-------------------------------------------------------|------------------|------|
| 18.01.1976 | 21.01.1976 | 731 | 50 | BL(28.I–3.II.1976) | 0,75 | 0 |
| 2.02.1976 | – | 607 | –102 | – | 1,29 | 0,2 |
| 21.12.1976 | 17, 26, 30.12.1976 | 763 | 80 | GA (23–27.12.1976) | –3,63 | –1,0 |
| 11, 17, 29.01.1977 | 7,19.01.1977 | 813, 923, 596 | 163 | GA(10–14.01.1977) GA(28–30.01.1977) | –2,36 | –2,1 |
| 26.12.1977 | – | 673 | 30 | – | –0,25 | –1,2 |
| 10.01.1978 | 19.01.1978 | 879 | 70 | GA(25–27.01.1978) | 0,46 | 1,0 |
| 3.01.1979 | – | 965 | 117 | BL(18-20.01.1979) | –3,22 | –0,8 |
| 25.12.1980 | – | 830 | 60 | – | 1,55 | 1,1 |
| 12.01.1981 | 2, 10, 13.01.1981 | 827 | 117 | ZO(15-19.01.1981) | 1,00 | 0,4 |
| 10, 17.01.1982 | 9, 15.01.1982 | 872, 642 | 75 | AR (26-30.01.1982) | –0,72 | –0,7 |
| 25.12.1983 | 24.12.1983 | 1235 | 40 | AR(29.12.1983–8.01.1984) ZO(31.12.1983–24.01.1984) | 0,83 | 0,3 |
| 21.01.1984 | 8, 28.I.1984 | 891 | –114 | – | 2,53 | 1,7 |
| 21.01.1985 | 5, 11, 15, 18.01.1985 | 1149 | 186 | GA(4–8.01.1985) GA(18–22.01.1985) | –2,87 | –1,4 |
| 26.12.1985 | – | 853 | 151 | GA(24-28.12.1985) | –0,43 | –0,3 |

Отсутствие в некоторые месяцы сведений о режимах циркуляции (5-й столбец) связано с тем, что согласно методике выделения режимов, используемой в [213], могут быть длительные периоды, когда циркуляция атмосферы в Северной Атлантике не относится ни к одному из четырех рассматриваемых режимов. В 6-м и 7-м столбцах таблицы приведены

среднемесячные значения индексов САК₀ и САК для месяцев, в которых наблюдались соответствующие выносы холодного воздуха и взрывные циклоны.

Из общих соображений следует, что реализация последовательности «вынос – взрывной циклон – блокирующий режим» еще не означает, что среднемесячное значение индекса будет отрицательным (отрицательная фаза САК), поскольку длительность блокирующего режима может быть небольшой. Из табл. 1.2 видно, что рассматриваемая последовательность «в чистом виде» наблюдалась лишь в декабре 1976 г. и в январе 1977 г. Кроме того, были случаи, когда формирование взрывных циклонов происходило раньше выносов холодного воздуха (17.12.1976 г., 7.01.1977 г. и др.), когда после выноса не было взрывного циклона (2.02.1976 г., 26.12.1977 г.), когда наличие взрывного циклона не приводило к образованию блокирующей ситуации (январь 1981 и 1984 гг.).

Интересно сравнить условия формирования положительной фазы САК в январе 1984 г. и отрицательной фазы в январе 1985 г. (см. также табл. 1.1). Несмотря на примерно одинаковые характеристики по количеству выносов и взрывных циклонов, характер пространственного распределения среднемесячных потоков скрытого тепла был противоположным. В январе 1984 г. теплоотдача в области Гольфстрима была ослаблена, а в области исландского минимума усилена, что способствовало интенсификации циклогенеза и формированию положительной фазы САК. В январе 1985 г. распределение потоков было обратным.

Таким образом, из анализа табл. 1.2 следует, что отрицательная фаза САК в декабре–январе может формироваться за счет образования блокирующей ситуации в атмосфере по следующей схеме: а) вынос холодного воздуха с североамериканского континента на Гольфстрим; б) образование взрывного циклона; в) формирование блокирующего режима циркуляции атмосферы; г) формирование отрицательной фазы САК. Эта схема «в чистом виде» наблюдается редко, и условия ее реализации нуждаются в дальнейшем уточнении. При формировании разных фаз колебания существенное значение имеет характер пространственного распределения потоков тепла из океана в атмосферу.

1.3. О влиянии обрушения планетарных волн в атмосфере на САК

Изучение процессов синоптического масштаба выявило важную роль обрушения атмосферных планетарных волн в формировании той или иной фазы САК [85, 117, 166, 206]. В частности, было выявлено, что антициклоническое обрушение волн над Северной Америкой и Северной Атлантикой способствует формированию положительной фазы САК, а циклоническое обрушение над Северной Атлантикой – формированию отрицательной

фазы САК. Обрушение волн может существенно изменить индекс САК за несколько дней и даже повлиять на знак САК в течение всего месяца [192]. В данном разделе делается обзор основных результатов исследований по этой проблеме.

Для идентификации обрушения волн были предложены различные методы [119, 167], а для изучения механизмов влияния обрушения волн на формирование САК привлекались модели циркуляции атмосферы [155]. Большинство методов идентификации обрушения волн основано на концепции потенциальной завихренности и потенциальной температуры как основных динамических характеристиках атмосферы. В работе [167] эта концепция впервые была применена к обрушению ультрадлинных планетарных волн в стратосфере и получила дальнейшее развитие в [104, 209].

Обычно исследуется временная эволюция потенциальной температуры на поверхности 2 PVU, так называемой номинальной тропопаузе (1 единица потенциальной завихренности $PVU = 10^{-6} \text{ м}^2 \text{ с}^{-1} \text{ К кг}^{-1}$). Обрушение волн соответствует обратному знаку (обращению) градиента потенциальной температуры или потенциальной завихренности. Ежедневные поля потенциальной температуры на поверхности 2 PVU могут быть получены, например, на основе полей реанализа ветра и температуры NCEP/NCAR[85].

В работах [119, 155] для идентификации обрушения использовалось обращение меридионального градиента потенциальной завихренности, а в [220] использовался индекс блокирования [182], который характеризует обращение знака меридионального градиента потенциальной температуры на номинальной тропопаузе.

Обрушения волн оставляют характерные следы в полях различных характеристик, в частности, в поле потенциальной завихренности. Так, след антициклонического обрушения волн (АЦО) представляет из себя пару ложбина-гребень с наклоном оси с северо-востока на юго-запад, которая движется антициклонически с продолжающимся обострением и увеличением зональной ориентации ложбины (рис. 1.5) [85, 155]. При циклоническом обрушении (ЦО) наклон пары ложбина-гребень ориентирован с северо-запада на юго-восток, она движется циклонически и ложбина становится шире со временем. Среднее время жизни для АЦО – 2,6 дня, для ЦО – 4,3 дня [155]. В работе [119] показано, что обрушение волн (АЦО и ЦО) может быть направлено как к северу, так и к югу, и это может иметь различное влияние на циркуляцию и погодные режимы.

Антициклоническое или циклоническое обрушение волн вызывает принципиально разные изменения в регионе Северной Атлантики. В работе [85] были получены композитные поля различных характеристик для 10 случаев формирования положительной фазы САК и 20 случаев формирования отрицательной фазы.

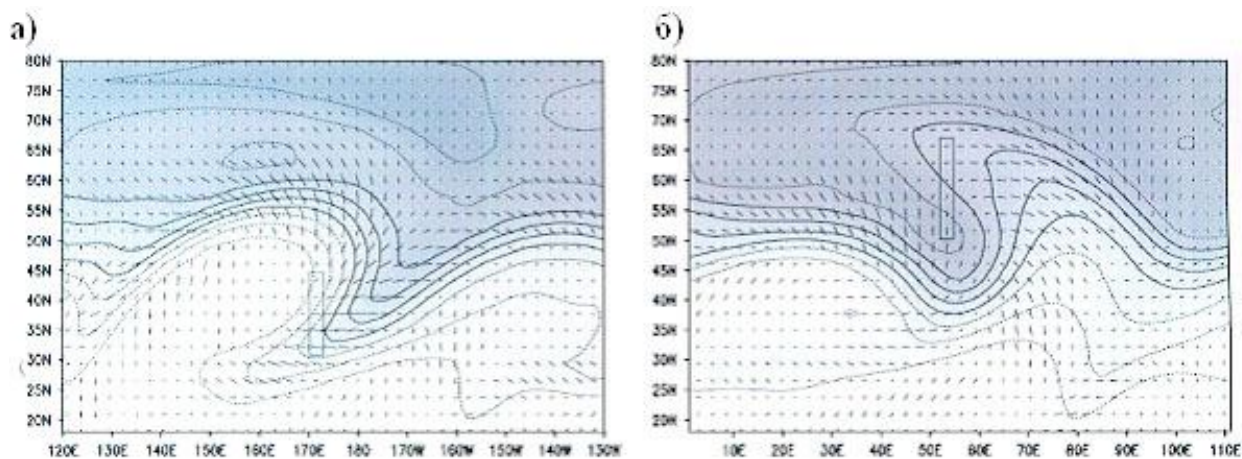


Рис. 1.5. Примеры антициклонического (а) и циклонического (б) обрушения волн в поле потенциальной завихренности. Прямоугольниками выделены области с наиболее резкой сменой знака [155].

Анализ композитных полей показал, что образованию положительной фазы предшествовало антициклоническое обрушение волн над западным побережьем Северной Америки и над субтропиками Северной Атлантики. Это привело к адвекции холодного воздуха из Канады в северную часть Северной Атлантики и адвекции теплого воздуха в центральную часть Северной Атлантики, увеличению меридионального градиента потенциальной температуры над Северной Атлантикой, усилению западных ветров и, в конечном счете, установлению положительной фазы САК (рис. 1.6).

Циклоническое обрушение волн над Северной Атлантикой вызывает адвекцию на север теплого воздуха (происходит повышение температуры воздуха на юге Гренландии) и адвекцию на юг холодного воздуха. В результате происходит ослабление зональных процессов, формирование области высокого давления (похоже на блокирование) и установление отрицательной фазы САК.

В [85] делается вывод о том, что именно остатки обрушающихся волн формируют физическую сущность САК. Установлению положительной фазы САК предшествует антициклоническое обрушение волн над западным побережьем Северной Америки и над субтропиками Северной Атлантики, а формированию отрицательной фазы САК предшествует циклоническое обрушение волн над Северной Атлантикой.

Аналогичные выводы содержатся в работе [117], где получено, что при положительной фазе САК северный центр диполя формируется из АЦО над западным побережьем Северной Америки, а южный центр возникает в результате АЦО над средними широтами и субтропиками Северной Атлантики. Установлению отрицательной фазы САК предшествует

циклоническое обрушение волн над Северной Атлантикой, в результате чего формируются оба центра диполя САК.

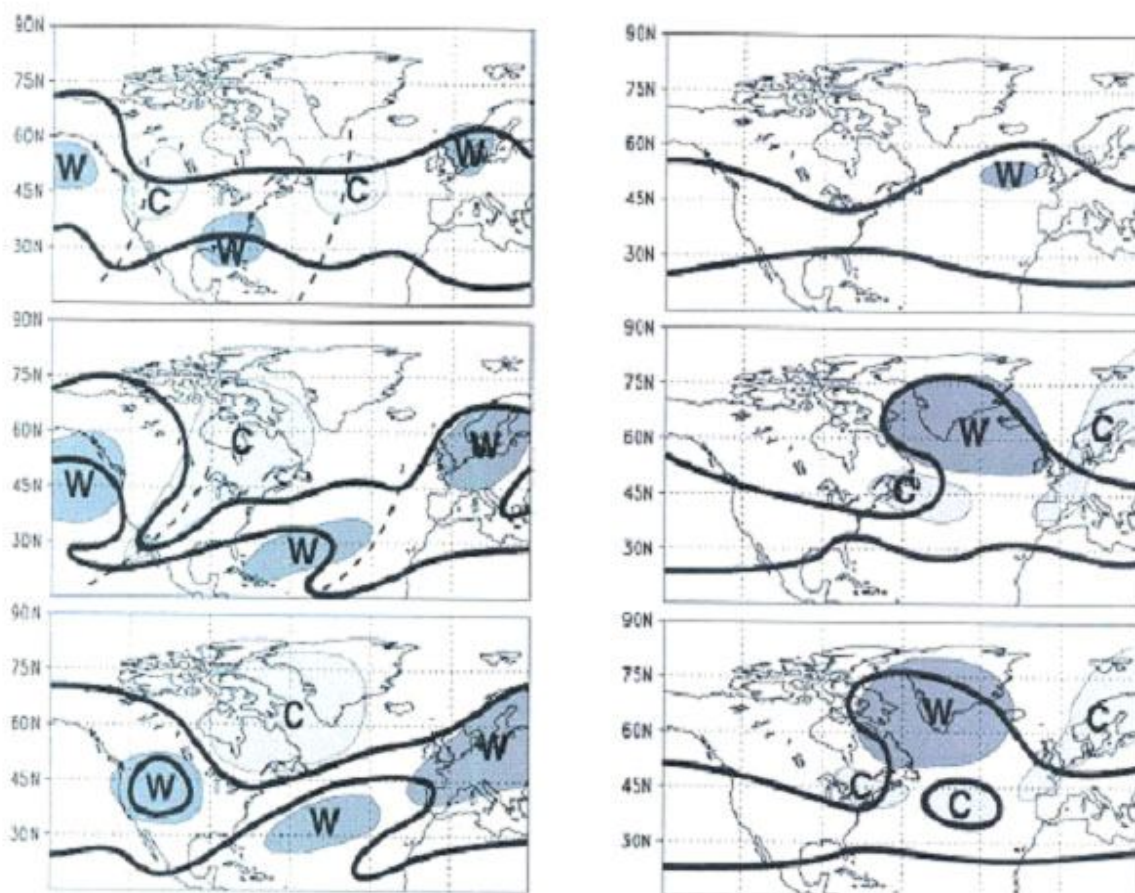


Рис. 1.6. Схема формирования положительной (слева) и отрицательной (справа) фазы САК под влиянием синоптических процессов: а) за 8-10 дней до формирования фазы САК; б) за 3-5 дней; в) день установления фазы.

Жирные линии – основные течения; пунктир – оси ложбин; W – области положительной аномалии температуры воздуха; C – области отрицательной аномалии температуры воздуха [85].

В этой же работе отмечается, что тихоокеанский шторм-трек смещается на юг перед формированием положительной фазы САК, и на север перед формированием отрицательной фазы, то есть широтное положение тихоокеанского шторм-трека играет важную роль в определении фазы САК.

В работе [79] также обнаружена связь между антициклоническим обрушением планетарных волн над субтропиками Северной Атлантики и формированием положительной фазы САК. Влияние обрушения планетарных волн на формирование погодных режимов в Северной Атлантике исследовано в работе [170].

Обрушению волн могут предшествовать сильные штормы на восточном побережье Северной Америки. Так, после шторма 5–7.02.1978 г. произошло циклоническое обрушение

О влиянии обрушения планетарных волн в атмосфере на САК волн, а после шторма 15–17.03.1993 г. – антициклоническое [192]. В первом случае эти события привели к резкому понижению индекса САК, во втором – к его резкому росту.

В этой же работе отмечена важная роль процессов взаимодействия океана и атмосферы в районе к востоку от Ньюфаундленда (40-50° с.ш., 40-50° з.д.) в формировании изменчивости САК. Показано, что аномально сильные потоки скрытого тепла в этом районе могут дестабилизировать нижние слои атмосферы и способствовать циклоническому обрушению волн и дальнейшему установлению отрицательной фазы САК. Наибольшие потоки влаги в указанный район поступают из бассейна Карибского моря, на который, в свою очередь, влияют особенности циркуляции атмосферы в тропиках восточной части Тихого океана. Таким образом, на формирование фаз САК могут влиять процессы в тропиках Тихого океана [192].

Следует также отметить, что наибольшие потоки скрытого тепла в западной части Северной Атлантики связаны с формированием «взрывных» циклонов [178], то есть «взрывные» циклоны могут способствовать циклоническому обрушению волн и, в конечном счете, формированию отрицательной фазы САК. Важная роль «взрывного циклогенеза» в формировании блокирующего режима циркуляции атмосферы в Северной Атлантике и установлении отрицательной фазы САК отмечалась ранее в работе [53].

Исследование влияния обрушения волн на формирование САК с помощью упрощенной модели общей циркуляции атмосферы [155] показало, что взаимодействие двух событий АЦО создает положительную фазу САК в нижних слоях тропосферы, но не на верхних уровнях, а единичное событие ЦО создает более длительную отрицательную фазу САК на верхних уровнях, но не в нижних слоях тропосферы. Делается вывод, что отдельные события АЦО (ЦО) не могут создавать положительную (отрицательную) фазу САК. Вместе с тем, полученные результаты указывают на возможность формирования изменчивости циркуляции атмосферы, подобной САК, вследствие последовательности событий АЦО и ЦО.

Известно, что обрушение атмосферных волн приводит к синоптическим ситуациям, подобным блокированию [78]. Также известно, что в период положительной фазы САК блокирование наблюдается гораздо реже, чем при отрицательной фазе. В работе [220] с использованием индекса блокирования, предложенного в [22], по данным реанализа ERA-40 определены случаи обрушения волн, которые затем связаны с САК. В качестве предвестников и источников обрушения волн указываются распространение волн Россби из восточной части Тихого океана, а также изменчивость стратосферного полярного вихря. Влияние характеристик полярного вихря на обрушение волн отмечается также в работах [119, 155].

Связь между колебаниями PNA и САК

Выше уже отмечалось, что особенности циркуляции атмосферы в северной части Тихого океана, в частности, положение тихоокеанского шторм-трека, может иметь важное значение для формирования САК. Для характеристики состояния циркуляции атмосферы в северной части Тихого океана часто используется индекс PNA (Pacific – North America), суточные и месячные значения которого рассчитываются регулярно, как и индекса САК.

В работе [204] была получена отрицательная корреляция между индексами PNA и САК на сдвигах до 10 суток. Для объяснения этого явления была выдвинута гипотеза, что связь между PNA и САК может быть следствием обрушения волн в восточной части Тихого океана, которое может способствовать формированию положительной или отрицательной фазы САК.

Было установлено, что распределение аномалий зонального ветра на поверхности 300 гПа над северными частями Тихого и Атлантического океанов соответствуют положительной фазе PNA и отрицательной фазе САК. Положительная фаза PNA связана с более частыми событиями АЦО в высоких широтах региона Северная Атлантика/Северная Америка и менее частыми событиями АЦО в средних и низких широтах Северной Атлантики.

В работе [187] связь между PNA и САК исследовалась с помощью модели общей циркуляции атмосферы. Были установлены периоды сильного и слабого взаимодействия PNA и САК (активные и неактивные фазы), а также значимая отрицательная корреляция между PNA и САК. В активной фазе интенсивность шторм-трека в Северной Атлантике имеет более сильную связь с PNA, чем в неактивную фазу.

Возможный физический механизм этой связи связан с тем, что колебание PNA индуцирует рост бароклинных волн, которые влияют на атлантический шторм-трек. В частности, в период отрицательной фазы PNA в начале зимы происходит интенсификация шторм-трека у Ньюфаундленда, а дальнейшее его активизация в центральной и северо-восточной Атлантике происходит в результате усиления положительной фазы САК. Это связано с тем, что при отрицательной фазе PNA усиливается адвекция теплого и влажного воздуха из Мексиканского залива и холодного воздуха из Канады. Это увеличивает бароклинность атмосферы над западной частью Северной Атлантики, что создает благоприятные условия для интенсификации атлантического шторм-трека.

Указанные выше результаты подтверждаются данными [140], где получено, что формированию положительной фазы САК предшествуют волны в атмосфере над восточной

О влиянии обрушения планетарных волн в атмосфере на САК частью Тихого океана (район PNA), в то время как формирование отрицательной фазы САК происходит локально над Северной Атлантикой. Как указывалось выше, вывод о важности для определения фазы САК атмосферных волн, приходящих из восточной части Тихого океана, был также сделан в работе [192].

Формирование фаз САК в результате обрушения волн

Результаты исследований влияния обрушения волн в атмосфере на САК обобщим в виде последовательности событий, предшествующих установлению той или иной фазы САК.

Формирование положительной фазы САК

За 7-10 дней (до установления)

1. Усиление гребня над северо-восточной частью Тихого океана.
2. Обрушение волн по антициклоническому типу волн над западным побережьем Северной Америки и над субтропиками Северной Атлантики; сдвиг струйного течения на юг.

За 2-6 дней

3. Холодный воздух распространяется над Канадой и далее на восток в высокие широты Северной Атлантики, теплый воздух распространяется над центральной частью Северной Атлантики.
4. Тихоокеанский шторм-трек смещается на юг.
5. Над районом PNA (северная часть Тихого океана) – цепочка волн.
6. В результате адвекции холодного воздуха из Канады в северную часть Северной Атлантики и адвекции теплого воздуха в центральную часть Северной Атлантики усиливается градиент потенциальной температуры над Северной Атлантикой. Это приводит к усилению западных ветров и установлению положительной фазы САК.

Формирование отрицательной фазы САК

За 4-12 дней:

1. Развитие гребня над Северной Атлантикой (похоже на блокирование).
2. Тихоокеанский шторм-трек смещается на север.

За 2-3 дня:

3. Обрушение волн по циклоническому типу над Северной Атлантикой; сдвиг струйного течения на север.

4. Адвекция на север теплого воздуха (повышение температуры воздуха на юге Гренландии) и адвекция на юг холодного воздуха.

5. Установление отрицательной фазы САК.

В заключение этой главы необходимо отметить важность атмосферных процессов, происходящих в восточной части Тихого океана, для формирования той или иной фазы САК. Волны, приходящие из этого региона на акваторию Северной Атлантики, могут разрушаться тем или иным путем и влиять на состояние САК. Другим важным фактором, связанным с разрушением волн и влияющим на САК, может быть развитие взрывного циклогенеза в западной части Северной Атлантики.

Обрушение волн может также влиять на характеристики погодных режимов Северной Атлантики. В [170] получено, что каждый погодный режим Северной Атлантики характеризуется своей частотой обрушения волн, и что обрушение волн может быть потенциальным предвестником смены режимов.

Глава 2.

Роль океана в формировании САК

2.1 Влияние температуры поверхности океана и потоков тепла на формирование зимнего САК

Выполненные в последние годы исследования по изучению влияния процессов взаимодействия океана и атмосферы синоптического и более масштабов на циркуляцию атмосферы [4, 13, 94, 100, 162] показали, что в качестве источников возмущений для атмосферы необходимо рассматривать как потоки тепла на поверхности океана, так и характеристики распределения температуры поверхности океана. Время приспособления атмосферы к аномалиям в потоках тепла на поверхности океана, взаимодействующих с аномалиями ТПО, составляет от нескольких дней до нескольких месяцев [106, 113, 174].

Изучению влияния аномалий ТПО (АТПО) в Северной Атлантике на циркуляцию атмосферы посвящено большое количество работ, однако однозначных выводов не получено. К работам [193, 194], где делается вывод о важной роли АТПО в формировании САК, можно добавить работу [18], где получены два типа модельного отклика циркуляции атмосферы на январскую АТПО в средних широтах Северной Атлантики: локализованный и глобальный. В [183, 184] показано, что реакция атмосферы на одни и те же АТПО в северо-западной части Северной Атлантики в начале, середине и конце зимы различна. В [89] получено, что АТПО (а значит, и аномалии теплозапаса верхнего слоя океана) могут увеличивать длительность тех или иных режимов циркуляции атмосферы. Это говорит о целесообразности рассмотрения влияния АТПО на формирование САК на месячном масштабе.

Будем использовать два индекса, характеризующие североатлантическое колебание: индекс САК₀, рассчитываемый по приземному давлению [134] и индекс САК, рассчитываемый по данным о геопотенциале Н₇₀₀ [83]. Также будут использоваться данные реанализа NCEP/NCAR [147]: поля давления на уровне моря, приземной температуры воздуха, температуры поверхности океана, потока скрытого тепла.

По среднемесячным значениям индекса САК₀ за период с 1948 по 2001 год была определена устойчивость индекса по знаку в осенне-зимний период [53]. Оказалось, что при переходе от сентября к октябрю знак индекса сохраняется в 51 % случаев, от октября к

ноябрю – в 49 % , от ноября к декабрю – в 62 % , от декабря к январю – в 60 % и от января к февралю – в 66 % . Эти результаты свидетельствуют о необходимости рассмотрения условий формирования САК, начиная с ноября.

За период с 1948 по 2000 год была рассчитана корреляция среднемесячных значений индекса САК в ноябре-феврале с предшествующими среднемесячными полями АТПО и аномалией давления на уровне моря со сдвигом до 12 месяцев. Далее рассматриваются только случаи со значимыми коэффициентами корреляции ($r > 0.3$ при 5 %-ном уровне значимости).

Для индексов САК₀ в ноябре и декабре выявлена положительная корреляция с аномалией давления в юго-восточной части азорского максимума в июне-июле (не приводится) и отрицательная корреляция с АТПО в Канарском течении в июле-августе (рис. 2.1а). Это означает, что при усилении азорского максимума летом, вызывающим усиление пассатов в восточной части океана, происходит интенсификация Канарского течения (и апвеллинга у побережья северо-западной Африки), что приводит к формированию отрицательной АТПО в этом регионе.

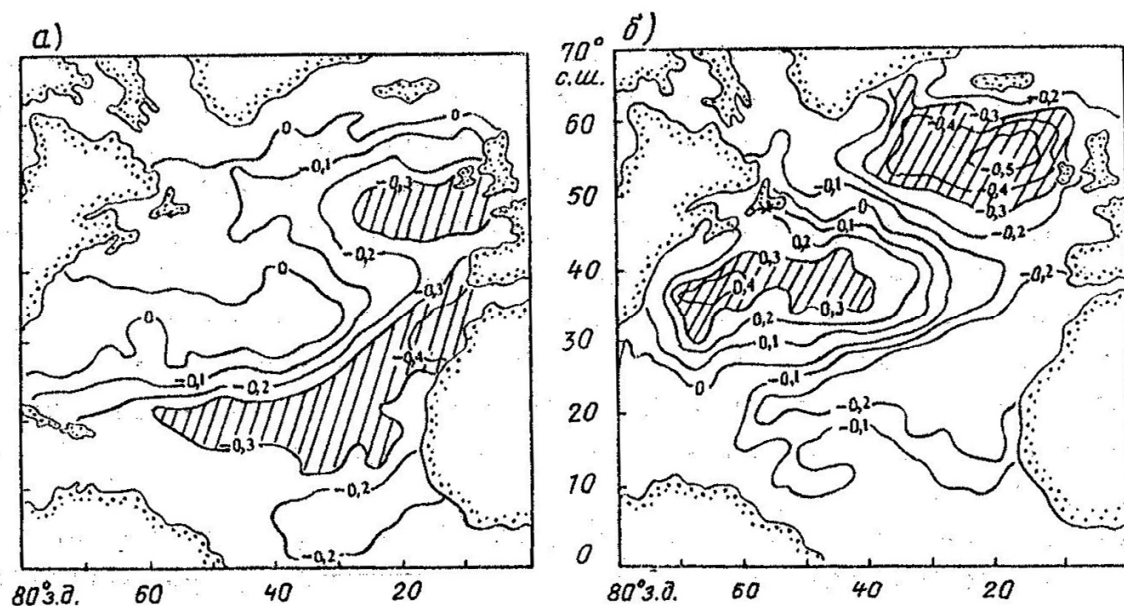


Рис. 2.1. Распределение коэффициентов корреляции между индексом САК₀ в ноябре и АТПО в июле (а) и между индексом САК₀ в январе и АТПО в сентябре (б). Заштрихована область значимых коэффициентов корреляции.

Январский индекс САК₀ наиболее коррелирован с АТПО в сентябре (рис.2.1б), причем отмечается положительная корреляция с АТПО в Гольфстриме и отрицательная корреляция с АТПО в Северо-Атлантическом течении. Положительная корреляция с сентябрьской АТПО в Гольфстриме была получена также для январского индекса САК₇₀₀.

Влияние температуры поверхности океана и потоков тепла на формирование зимнего САК

Это означает, что накопление к концу лета аномально большого количества тепла в области Гольфстрима будет способствовать формированию положительной фазы САК в январе. Этот результат согласуется с полученными выше условиями формирования положительной фазы САК в ноябре-декабре: усиление азорского максимума летом приводит к интенсификации южного переноса в атмосфере в западной части океана и нагону теплых вод в область Гольфстрима.

Можно предположить, что описанные выше связи, несмотря на небольшие значения коэффициентов корреляции, свидетельствуют об определенном влиянии процессов летнего теплонакопления в океане на атмосферную циркуляцию в холодную часть года. Основным влияющим фактором является, по-видимому, аномальный теплозапас вод Гольфстрима в конце периода нагревания, сформировавшийся под влиянием аномального развития азорского антициклона.

Оценка влияния теплового режима Северной Атлантики на циркуляцию атмосферы в январе была также получена другим путем. Были выбраны по 8 лет с наибольшими положительными и отрицательными значениями январского индекса САК₀. Для этих групп лет построены среднемесячные композитные АТПО в предшествующий период со сдвигом до 12 месяцев и получены разности между композитными АТПО, предшествующими разным фазам САК. Оказалось, что наибольшая разность АТПО отмечается в сентябре, причем положительной фазе САК предшествует положительная АТПО в Гольфстриме и отрицательная АТПО в Северо-Атлантическом течении; для отрицательной фазы распределение АТПО обратное.

Поскольку аномалии ТПО влияют на атмосферу через потоки тепла, то рассмотрим изменчивость потоков тепла из океана в атмосферу при формировании той или иной фазы САК. Были использованы данные реанализа NCEP/NCAR потоков скрытого тепла, поскольку, во-первых, в холодную часть года потоки скрытого тепла на поверхности океана коррелированы с потоками явного тепла и существенно превышают их [23], и, во-вторых, в [194] было получено, что основное влияние океана на циркуляцию атмосферы осуществляется именно через потоки скрытого тепла.

Из январских значений индекса индекса САК₀ были выбраны наибольшие (более 2,0 по абсолютной величине), из которых, в свою очередь, были выбраны случаи, когда знак индекса в декабре сохранялся и в январе. Таким образом, в группу с хорошо выраженной положительной фазой САК в декабре–январе вошли зимы 1956/57, 1974/75, 1982/83, 1988/89, 1992/93 и 1994/95 гг., а в группу с отрицательной фазой – зимы 1962/63, 1976/77, 1978/79, 1995/96 и 1996/97 гг. Отметим, что в пяти случаях из шести в первой группе и в трех случаях из пяти во второй группе знак индекса в декабре совпадал со знаком в ноябре.

Для этих групп были построены композитные аномалии приземной температуры воздуха и потоков скрытого тепла в ноябре-декабре. Оказалось, что в первой группе в ноябре-декабре в области Гольфстрима (и прилегающих районах континента) преобладали положительные аномалии температуры воздуха (не приводятся). При этом на картах аномалий потоков скрытого тепла в области Гольфстрима отмечались отрицательные аномалии (уменьшенная теплоотдача), а в области Северо-Атлантического течения и исландского минимума – положительные аномалии (повышенная теплоотдача) (рис. 2.2а). Для второй группы распределение аномалий температуры воздуха и потоков скрытого тепла было обратным (рис. 2.2б). Распределение аномалий потоков скрытого тепла в остальные годы первой и второй групп аналогично распределениям на рис. 2.2а и рис. 2.2б соответственно.

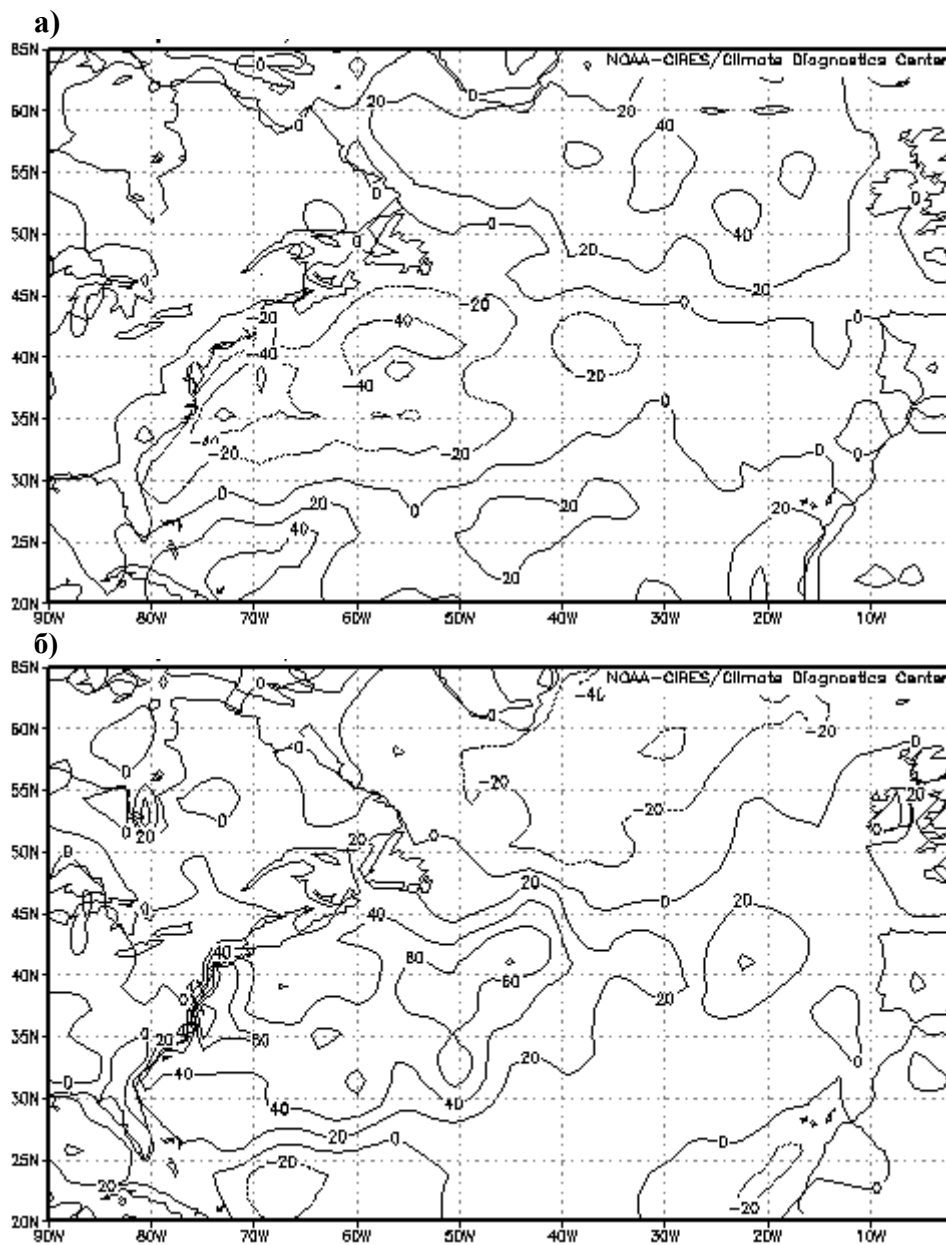


Рис. 2.2. Аномалия потока скрытого тепла ($Вт/м^2$) в ноябре-декабре 1982 г. (а); 1995 г. (б)

Это можно трактовать так, что увеличение потоков тепла и влаги из океана в атмосферу (по сравнению с обычными условиями) в области исландского минимума способствует интенсивному циклогенезу, усилению зональной циркуляции, что и определяет сохранение положительной фазы САК в ноябре-январе. Уменьшенная теплоотдача во втором случае препятствует циклогенезу и сохраняет меридиональную циркуляцию (отрицательная фаза САК).

Наиболее значительные потоки тепла из океана в атмосферу формируются зимой во время выносов холодного воздуха с континента на океан в прибрежных районах юго-восточной части США; они могут достигать до 1000–1500 Вт/м² [124, 222]. Интенсивность и частота выносов сказываются на среднемесячных значениях температуры воздуха. За период с 1948 по 2001 год были построены карты аномалий приземной температуры воздуха (АТВ) в ноябре-декабре для юго-восточной части США, а затем отобраны по 8 лет с максимальными положительными и отрицательными значениями АТВ, достигающими по абсолютной величине 4–5° (табл. 2.1).

Таблица 2.1

Характеристики приземной температуры воздуха в юго-восточной части США и потока скрытого тепла в области Гольфстрима в ноябре-декабре и индексы САК в январе следующего года

| Год | АТВ (11–12), °С | Аномалия Q _E , Вт/м ² | САК ₀ (01) | САК (01) |
|---------------------|-----------------|---------------------------------------------|-----------------------|-------------|
| 1948 | 2,6 | –90 | 1,50 | - |
| 1956 | 2,4 | –65 | 2,53 | 1,2 |
| 1957 | 4,2 | –53 | 0,37 | –0,7 |
| 1982 | 3,0 | –66 | 4,82 | 0,9 |
| 1990 | 2,8 | –76 | 1,87 | 0,5 |
| 1994 | 2,2 | –66 | 2,70 | 0,7 |
| 1998 | 2,6 | –100 | 0,90 | 1,3 |
| 1999 | 2,8 | 72 | 0,35 | 0,7 |
| Ср. значение | 2,8 | –56 | 1,88 | 0,7 |
| 1955 | –2,8 | 60 | –0,76 | 0 |
| 1962 | –2,6 | 103 | –4,09 | –0,9 |
| 1963 | –2,8 | 101 | 0,93 | –0,8 |
| 1969 | –2,0 | 92 | –1,16 | –1,8 |
| 1976 | –4,2 | 77 | –2,36 | –2,1 |
| 1989 | –5,0 | 111 | 3,50 | 1,1 |
| 1995 | –4,0 | 102 | –3,27 | –0,1 |
| 2000 | –4,2 | 156 | 0,02 | 0,7 |
| Ср. значение | –3,4 | 100 | –0,90 | –0,5 |

Для этих же лет были построены композитные аномалии потоков скрытого тепла (Q_E). В табл. 2.1 приведены максимальные значения этих аномалий в области Гольфстрима. В этой же таблице приведены значения индексов САК в январе следующего года. Из таблицы видно, что при положительных АТВ в ноябре-декабре потоки тепла в области Гольфстрима ослаблены (и усилены в области исландского минимума), что способствует формированию положительной азы САК в январе следующего года. При отрицательных АТВ распределение потоков обратное, что способствует формированию отрицательной фазы в январе, то есть характер теплообмена океана и атмосферы в ноябре-декабре в различных районах Северной Атлантики может влиять на формирование той или иной фазы североатлантического колебания в январе следующего года.

Таким образом, анализ условий в океане и атмосфере, предшествующих формированию в ноябре-феврале той или иной фазы североатлантического колебания, показал, что важное значение имеют: 1) состояние азорского антициклона летом; 2) теплонакопление океана в области Гольфстрима в сентябре; 3) теплообмен океана и атмосферы в ноябре-декабре.

Формированию положительной фазы САК в январе предшествуют: а) усиление азорского максимума в июне-июле; б) положительная АТПО в Гольфстриме в сентябре; в) ослабление (по сравнению с обычными условиями) в ноябре-декабре потока скрытого тепла из океана в атмосферу в области Гольфстрима и усиление его в области исландского минимума. При формировании отрицательной фазы САК все процессы противоположны.

Полученные результаты указывают на возможность прогнозирования знака фазы североатлантического колебания в зимний период с заблаговременностью несколько месяцев. При этом целесообразно учитывать возможность влияния на формирование той или иной фазы САК явления Эль-Ниньо – Южное колебание [51].

Необходимо также отметить, что согласованность колебаний теплосодержания верхнего слоя океана, потоков явного и скрытого тепла и характеристик циркуляции атмосферы наблюдается и на больших временных масштабах вплоть до нескольких десятилетий и может быть основой различных сценариев изменения климата в регионе Северной Атлантики [4,13].

2.2. Изменчивость индекса САК в зимний период и возможные механизмы

Для выявления факторов, благоприятствующих смене фаз САК зимой, рассмотрим периоды, когда происходило резкое изменение значений индекса САК при смене знака, причем

абсолютное значение индекса в январе было больше 1 (максимальное развитие той или иной фазы колебания). За период с 1957 по 1993 год было выбрано 10 случаев значительных изменений индекса САК в зимний период (рис. 2.3) [49]. Из них 5 случаев характеризовали развитие в январе положительной фазы колебания, и 5 случаев – отрицательной фазы (на рисунке приведены среднемесячные значения индекса из [41]).

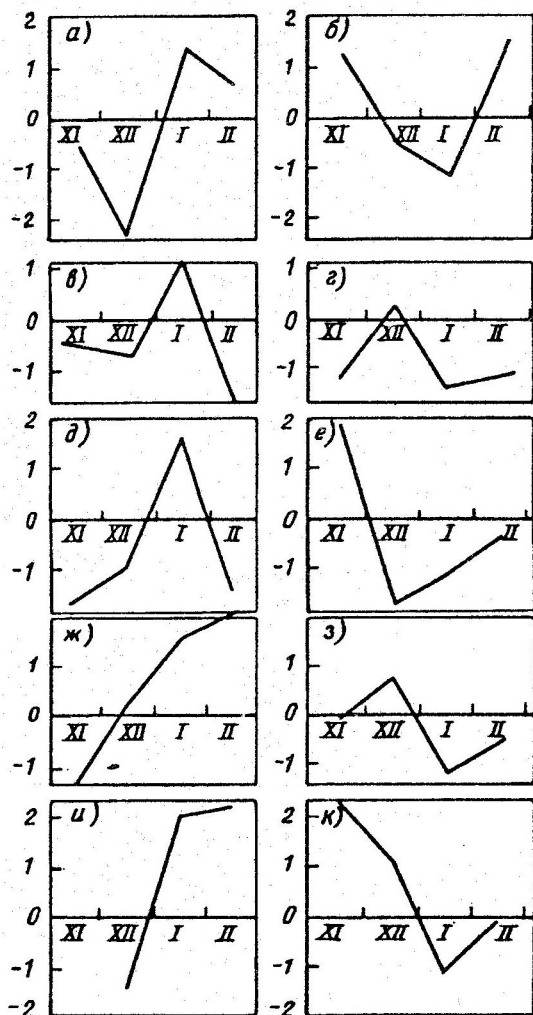


Рис. 2.3. Изменения индекса САК в зимний период во время развития в январе положительной (а, в, д, ж, и) и отрицательной (б, г, е, з, к) фаз североатлантического колебания зимний сезон 1961/62 г. (а); 1958/59 г. (б); 1977/78 г. (в); 1965/66 г. (г); 1985/86 г. (д); 1978/79 г. (е); 1988/89 г. (ж); 1984/85 г. (з); 1989/90 г. (и); 1986/87 г. (к).

Как видно на рис. 2.3, развитие в январе той или иной фазы колебания не означает ее дальнейшее устойчивое состояние, в феврале может снова произойти смена фазы (1959, 1978 и 1986 гг., рис.2.3б, в, д).

Интересным является то, что наиболее часто (7 из 10) смена фаз происходила от декабря к январю. Это позволяет выдвинуть предположение, что на смену фаз САК зимой влияют процессы крупномасштабного взаимодействия океана и атмосферы в Северной Атлантике в период с октября по декабрь, т. е. в период формирования значительных потоков тепла из океана в атмосферу. Аномальное развитие этих процессов приводит к тому, что с октября по декабрь атмосфера получает значительно больше или значительно меньше тепла из океана по сравнению со средними многолетними условиями, что и вызывает перестройку атмосферной циркуляции.

Анализ композитных карт АТПО показал, что развитию положительной фазы колебания в январе предшествует формирование положительной АТПО в западной части Северной Атлантики в октябре – ноябре, а развитию отрицательной фазы – формирование отрицательной АТПО в этом же районе (рис. 2.4). Наибольшие различия наблюдаются в

области к востоку от Ньюфаундленда. Согласно схеме океанской циркуляции, здесь происходит взаимодействие Лабрадорского и Северо-Атлантического течений. Отметим, что, по данным [159] максимум скорости Лабрадорского течения наблюдается в октябре.

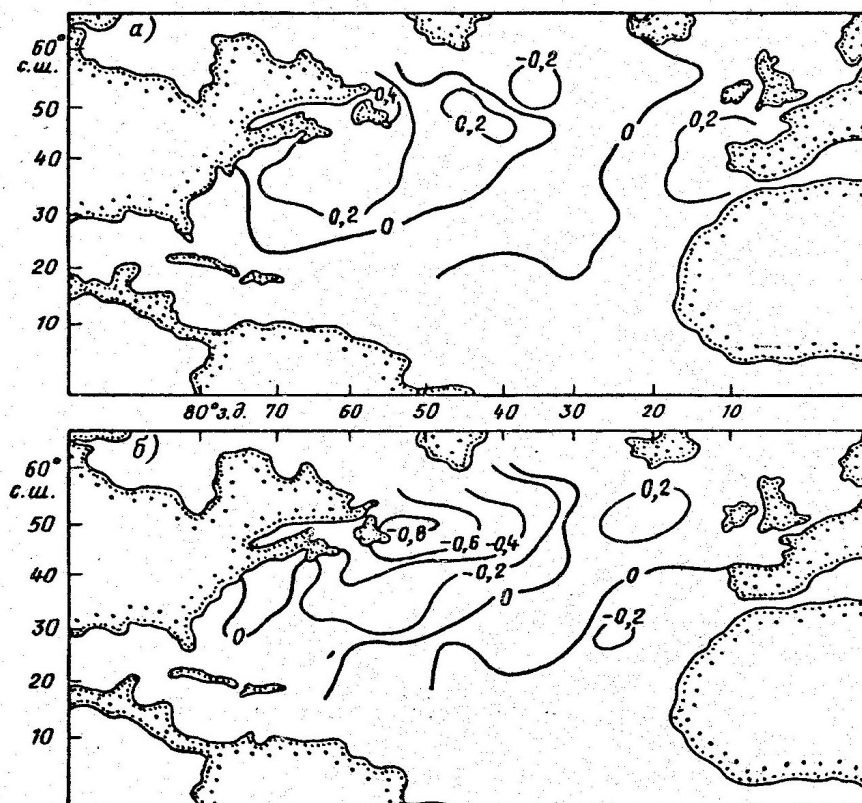


Рис. 2.4. Осредненные за октябрь-ноябрь композитные карты АТПО (°С), предшествующих развитию в январе положительной (а) и отрицательной (б) фаз САК.

Согласно полученным результатам, положительная АТПО в рассматриваемой области благоприятствует развитию положительной фазы САК, т. е. усилению западного переноса. Это согласуется с результатами работы [180], где на основе интегрирования на 50 суток модели общей циркуляции атмосферы получено, что задание положительной АТПО к востоку от Ньюфаундленда вызывает формирование положительной аномалии геопотенциала в центральной части Северной Атлантики и отрицательной аномалии в ее северо-восточной части, что означает усиление западного переноса.

Интересно отметить, что наиболее значительная отрицательная АТПО осенью в этом районе в рассматриваемый период наблюдалась в последний раз в 1986 г. Примерно с этого момента начался рост значений индекса САК, что привело к усилению западного переноса и потеплению в Атлантико-Европейском регионе в последующее десятилетие. Необходимо также отметить, что АТПО к востоку от Ньюфаундленда использовалась в качестве предиктора в долгосрочных прогнозах погоды для территории Западной Европы [191].

Таким образом, формирование положительной АТПО к востоку от Ньюфаундленда осенью является одним из предвестников усиления западного переноса зимой. В свою очередь формирование АТПО зависит от состояния атмосферной циркуляции. В частности, ослабление атмосферной циркуляции в период осенней перестройки термической структуры деятельного слоя океана вызывает ослабление ветрового и конвективного перемешивания и способствует формированию положительной АТПО, а аномально большое количество штормов приводит к формированию отрицательной АТПО [45]. В [48] была выявлена важная роль локального атмосферного воздействия на термический режим верхнего слоя океана в западной части Северной Атлантики.

Анализ композитных карт аномалий приземного давления показал, что развитию положительной фазы САК в январе предшествует незначительная положительная аномалия давления в октябре над морем Лабрадор, что означает ослабление атмосферной циркуляции. В [180] также было получено, что формированию положительной АТПО к востоку от Ньюфаундленда в ноябре предшествует положительная аномалия приземного давления и H_{500} в октябре.

Таким образом, одной из причин формирования положительной АТПО к востоку от Ньюфаундленда в осенние месяцы может быть ослабление атмосферной циркуляции в этом районе. Другой причиной может быть смещение на север субполярного гидрологического фронта в результате ослабления Лабрадорского течения.

Анализ композитных карт аномалий приземного давления в период с октября по январь показал, что наиболее резкая перестройка атмосферной циркуляции происходит от декабря к январю, что подтверждает отмеченную выше особенность смены фаз САК именно в этот период.

Обычно предполагается, что влияние АТПО на атмосферную циркуляцию осуществляется через потоки тепла из океана в атмосферу. Однако во многих работах (см., например, [92]) показано, что в холодную часть года во внетропических широтах Мирового океана преобладает следующая последовательность: крупномасштабные аномалии атмосферной циркуляции обуславливают подобные аномалии в потоках тепла, которые и вызывают формирование АТПО. Выявление обратных связей в этих процессах связано с большими трудностями.

Если принять приток тепла из океана в атмосферу за положительную величину и учесть, что зимой потоки явного и скрытого тепла над океаном высоко коррелированы [92], то естественно предположить, что между АТПО и потерями тепла в атмосферу зимой должна быть положительная корреляция (чем больше ТПО, тем больше разность температур воды и воздуха и больше потери тепла).

Однако в работе [128] было получено, что в северной части Тихого океана положительная корреляция между АТПО и потерями тепла зимой существует в энергоактивной зоне Курошио и в тропиках, а на остальной акватории преобладает отрицательная корреляция. Это можно трактовать так, что влияние АТПО на потоки тепла осуществляется в основном в западных энергоактивных областях и в тропиках, а на остальной акватории, наоборот, АТПО формируется под влиянием потоков тепла, что подтверждается результатами численного моделирования [92].

Таким образом, для оценки влияния АТПО в средних широтах Северной Атлантики на циркуляцию атмосферы целесообразно рассматривать прежде всего энергоактивную зону у Ньюфаундленда: положительная АТПО в этом районе будет способствовать увеличению потоков тепла из океана в атмосферу и в конечном счете вызывать интенсификацию циклогенеза [23].

Одной из важных характеристик атмосферной циркуляции в Северной Атлантике является положение траекторий циклонов. В связи с этим необходимо отметить результаты [23], где было получено, что траектории циклонов в западной части Северной Атлантики тесно связаны с положением субполярного гидрологического фронта, а также работу [158], где показано, что при формировании положительной аномалии геопотенциала H_{500} в средних широтах происходит смещение траекторий циклонов на север. Возможно, одной из причин этого является смещение субполярного гидрологического фронта на север в результате ослабления Лабрадорского течения.

Таким образом, общую схему развития положительной фазы североатлантического колебания в осенне-зимний период можно представить в следующем виде (рис. 2.5).

Формирование положительной аномалии приземного давления и геопотенциала над средними широтами западной части Северной Атлантики в октябре вызывает ослабление атмосферной циркуляции и способствует формированию положительной АТПО к востоку от Ньюфаундленда: одновременно происходит смещение траекторий циклонов на север. Положительная АТПО вызывает аномально большую теплоотдачу из океана в атмосферу и способствует усилению циклогенеза, что совместно со сдвигом траекторий циклонов на север приводит к углублению исландского минимума.

При углублении исландского минимума происходит усиление северных ветров на море Лабрадор и западных ветров в центральной части Северной Атлантики, что приводит к усилению теплоотдачи [173], ветрового и конвективного перемешивания в верхних слоях океана, адвекции холодных вод с севера и в конечном счете вызывает формирование отрицательных АТПО в умеренных и субполярных широтах.

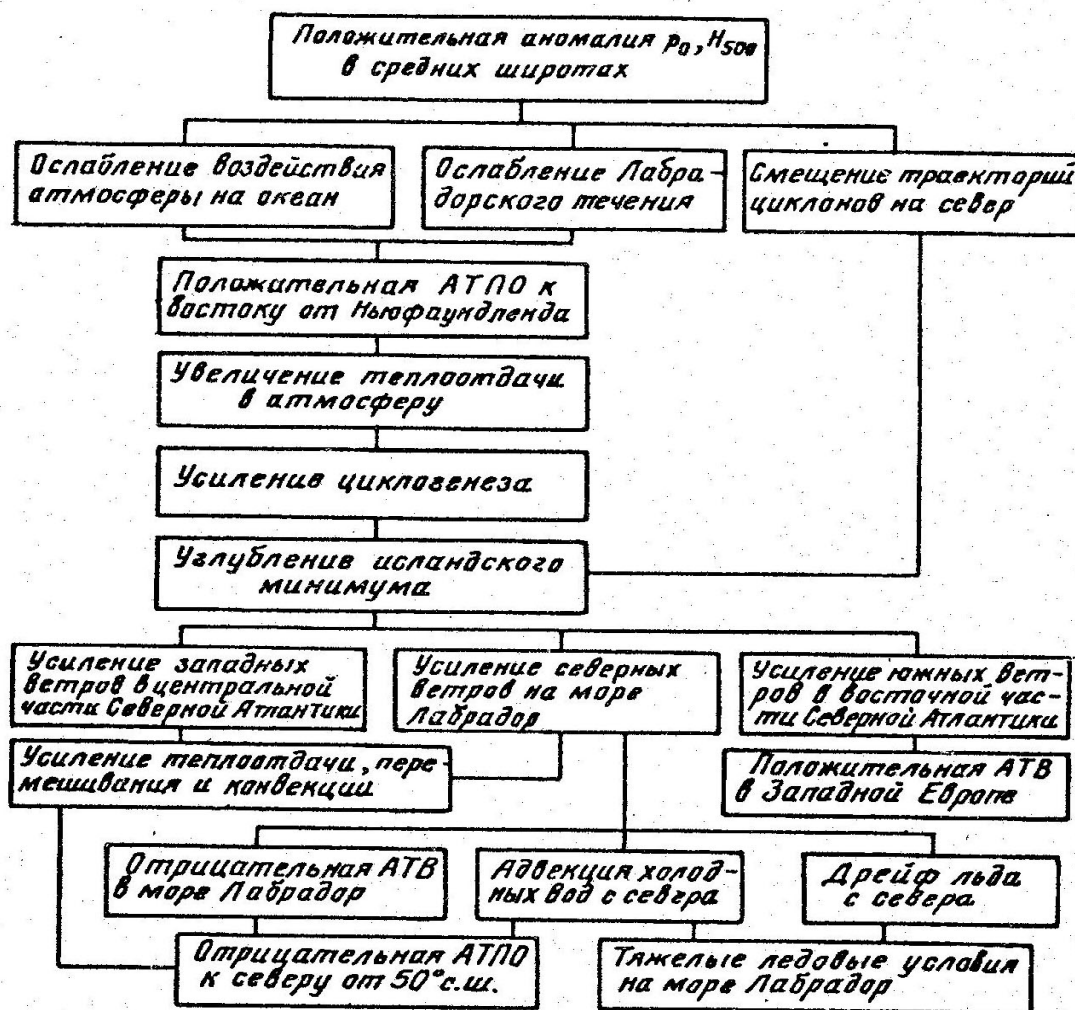


Рис. 2.5. Схема процессов в атмосфере и океане при развитии положительной фазы САК.

Усиление северных ветров в море Лабрадор также вызывает сильное понижение температуры воздуха и интенсивный дрейф льда с севера, что обуславливает тяжелые ледовые условия в море Лабрадор. При углублении исландского минимума происходит усиление южных ветров в восточной части Северной Атлантики, что формирует положительную аномалию температуры воздуха в Западной Европе.

Достоверность отдельных звеньев приведенной схемы различна. Одни из них, как, например, процессы формирования тяжелых ледовых условий в море Лабрадор, обоснованы большим количеством наблюдений. Другие, как, например, формирование положительной АПО при ослаблении атмосферной циркуляции в осенний период, также подтверждаются анализом эмпирических данных и частично результатами численного моделирования. Третьи, как, например, ослабление Лабрадорского течения при ослаблении атмосферной циркуляции, носят гипотетический характер. Однако все звенья физически обоснованы, и исследованию большинства из них посвящена обширная литература.

Характеризуя зимнюю теплоотдачу в западной части Северной Атлантики, необходимо отметить, что максимальные потоки тепла из океана в атмосферу формируются к юго-западу от рассматриваемой выше области, в зоне Гольфстрима [12]. Согласно результатам [23, 124, 222], наиболее значительные потоки (более 1000 Вт/м²) возникают при выносе холодного сухого воздуха с суши на океан, при этом величина АТПО играет второстепенную роль. Например, в ноябре-декабре 1985 г. теплоотдача была в два раза больше обычной при отрицательной АТПО [23].

Выносы холодного воздуха наблюдаются не только в районе Гольфстрима, но также на море Лабрадор и Гренландском море [173]. Во время сильного выноса потоки тепла из океана в атмосферу увеличиваются в 3–5 раз [222], поэтому необходима детальная оценка влияния подобных явлений на циркуляцию атмосферы. Простейшая оценка может заключаться в сопоставлении значений температуры воздуха на береговых станциях с характеристиками атмосферной циркуляции. Среднемесячные значения температуры воздуха на этих станциях в зимний период характеризуют частоту и интенсивность выносов холодного воздуха.

Рассмотрим период с ноября 1983 г. по февраль 1987 г., который интересен тем, что каждый год от декабря к январю происходила смена фазы САК, причем переходы от положительной фазы к отрицательной и наоборот происходили поочередно. В качестве характеристики теплоотдачи в районе Гольфстрима возьмем среднемесячную аномалию температуры воздуха в декабре на станциях Нью-Йорк и Чарльстон, расположенных на атлантическом побережье США, в зоне влияния Гольфстрима.

Средняя аномалия температуры по этим станциям в декабре составила:

| | | | | |
|--------------|------|------|------|------|
| Год | 1983 | 1984 | 1985 | 1986 |
| Аномалия, °С | –0,7 | 4,0 | –1,0 | 2,0 |

Сравнение этих значений с изменением индекса САК согласуется с выдвинутым ранее предположением о влиянии потоков тепла на атмосферную циркуляцию. Аномально высокая теплоотдача в декабре (декабрь 1983 и 1985 гг.) приводит к усилению западного переноса (январь 1984 и 1986 гг.) и, наоборот, аномально низкая теплоотдача (декабрь 1984 и 1986 гг.) приводит к ослаблению зонального и усилению меридионального типа циркуляции (январь 1985 и 1987 гг.).

Таким образом, анализ гидрометеорологических условий в Северной Атлантике, предшествующих смене фаз североатлантического колебания, выявил, что для развития положительной фазы колебания (усиление западного переноса) благоприятными являются положительная АТПО восточнее Ньюфаундленда в октябре-ноябре и отрицательная

Изменчивость индекса САК в зимний период и возможные механизмы аномалия температуры воздуха в области Гольфстрима в декабре (аномально высокая теплоотдача из океана в атмосферу). Противоположные условия благоприятны для развития отрицательной фазы колебания, т. е. ослабления западного переноса и усиления меридиональных процессов в атмосфере.

2.3. Формирование САК в весенне-летний период

Наиболее активно взаимодействие океана и атмосферы на синоптических масштабах в Северной Атлантике происходит в зимний период в области Гольфстрима, где турбулентные потоки тепла и влаги связаны с прохождением атмосферных синоптических систем над подстилающей поверхностью с большими горизонтальными градиентами температуры воды [225]. Поэтому в данном разделе основное внимание уделено изучению влияния зимних термических условий Северной Атлантики на циркуляцию атмосферы в последующие сезоны.

В качестве исходных данных для анализа изменчивости ТПО использовались коэффициенты при первой эмпирической ортогональной функции (КЭОФ) разложения поля ТПО в Северной Атлантике в области 10–70° с.ш., 0–80° з.д. [106]. В работах [90, 118, 185] были выявлены связи между параметрами этого разложения и характеристиками циркуляции атмосферы.

В качестве характеристик циркуляции атмосферы использовались среднемесячный индекс САК, рассчитываемый по данным о геопотенциале H_{700} [83], и суточный индекс САК_с, рассчитываемый по ежедневным данным H_{500} . (http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/precip/CWlink/pna/nao_index.html).

Для проведения композитного анализа использовались данные реанализа метеорологических полей NCEP/NCAR [147] за период 1948–2007 гг., а также среднесуточные и среднемесячные значения потоков явного и скрытого тепла по данным указанного реанализа.

Для оценки влияния температуры воды в Северной Атлантике на циркуляцию атмосферы был выполнен корреляционный анализ связи среднемесячных полей ТПО, выраженных значениями КЭОФ, со среднемесячными значениями индекса САК [56]. Корреляции рассчитывались для каждого месяца года со сдвигом от 0 до 12 месяцев, при этом значения КЭОФ опережали по времени индексы САК. По количеству значимых коэффициентов корреляции ($r > 0,3$) оказалось, что наибольшее влияние на циркуляцию атмосферы в последующие месяцы оказывает распределение ТПО в феврале (восемь

значимых коэффициентов корреляции; в декабре – два; в январе, марте, апреле, июне и сентябре – по одному коэффициенту).

Это совпадает с известными представлениями о наибольшем влиянии зимних процессов взаимодействия океана и атмосферы на циркуляцию атмосферы в последующие месяцы. Так как оказалось, что наибольшее влияние на циркуляцию атмосферы в последующие месяцы оказывает распределение ТПО в феврале, то были выбраны 5 лет с наибольшими значениями КЭОФ в феврале (1953, 1956, 1958, 1998 и 2002 гг.) и наименьшими значениями (1972, 1974, 1975, 1986 и 1994 гг.). Для этих групп лет были построены композитные распределения аномалий ТПО и аномалий температуры воздуха.

Наибольшие отличия в полях аномалий ТПО в феврале наблюдаются в области Северо-Атлантического течения к востоку от Ньюфаундленда ($40\text{--}55^\circ$ с.ш., $30\text{--}50^\circ$ з.д.), которую условно можно назвать Ньюфаундлендской энергоактивной зоной (НЭАЗО). Для первой группы лет характерна положительная аномалия ТПО в этой области, для второй – отрицательная. Подобные особенности присущи и композитным аномалиям температуры воздуха. Распределение аномалий температуры воздуха для второй группы лет свидетельствует, что в эти годы наблюдался интенсивный вынос холодного воздуха с североамериканского континента на океан, что, как правило, приводит к усилению потоков скрытого и явного тепла из океана в атмосферу [53, 225].

В целях обобщения данных результатов была выполнена классификация зимних периодов 1948–2007 гг. по условиям формирования турбулентных потоков тепла на границе раздела океан-атмосфера в Северной Атлантике. Для этого были выбраны три региона Северной Атлантики с наибольшими значениями потоков скрытого и явного тепла в зимний период: 1) область Гольфстрима у побережья США между 30 и 45° с.ш.; 2) область к востоку от Ньюфаундленда (НЭАЗО); 3) область Исландского минимума. Для этих областей за период 1948–2007 гг. по данным реанализа NCEP/NCAR были определены знаки преобладающих аномалий потока скрытого тепла в феврале. Рассматривались только потоки скрытого тепла, поскольку они коррелированы с потоками явного тепла и существенно превышают их.

Анализ результатов показывает, что в годы с преобладанием отрицательных аномалий температуры воды и воздуха в НЭАЗО (1972, 1975, 1994, 2007 гг.) в этой зоне происходит усиление потоков скрытого тепла, и, наоборот, в годы с преобладанием положительных аномалий (1958, 1998, 2005 гг.) потоки ослаблены. Другая особенность состоит в том, что знаки аномалий потока скрытого тепла в Гольфстриме и НЭАЗО часто имеют противоположный знак (1952, 1957, 1958, 1966, 1969, 1975, 1982, 1983, 1990, 1994, 1999, 2003 гг.).

Несмотря на то, что турбулентные потоки тепла на поверхности океана в области Исландского минимума меньше, чем в области Гольфстрима и НЭАЗО, их влияние на циркуляцию атмосферы в атлантико-европейском регионе может быть существенным. На это указывают результаты работы [165], где показано, что условия в северо-восточной Атлантике могут значительно влиять на параметры циклонов, выходящих на Европу.

Для групп лет с наибольшими и наименьшими значениями КЭОФ в феврале (см. выше) были рассчитаны средние значения индекса САК для месяцев с февраля по август (табл. 2.2).

Таблица 2.2

Средние значения индекса САК для различных условий подстилающей поверхности Северной Атлантики в феврале

| Месяц | февраль | март | апрель | май | июнь | июль | август |
|-------------------------------------------|---------|-------|--------|-------|-------|-------|--------|
| Положительные значения КЭОФ ТПО в феврале | -0,24 | -0,16 | -0,07 | 0,07 | -0,84 | -0,88 | -0,72 |
| Отрицательные значения КЭОФ ТПО в феврале | -0,50 | 0,62 | 0,16 | -0,24 | 0,68 | 0,60 | 0,28 |

Из таблицы видно, что если в феврале характер циркуляции атмосферы в эти группы лет примерно одинаков, то уже в марте наблюдаются существенные различия. Далее в апреле-мае различия в циркуляции снова ослабевают, и, наконец, в июне-августе они становятся существенными.

Закономерности, основанные на данных таблицы, те же, что и отмечались выше, т.е. отрицательные аномалии ТПО (и связанные с ними усиленные потоки тепла из океана в атмосферу) в НЭАЗО в феврале способствуют усилению зональных процессов в весенне-летний период, а положительные аномалии – усилению меридиональных.

Для более подробного анализа использовались суточные значения индекса САК_с. Были выбраны 1994 и 1998 гг., так как в эти годы различия в циркуляции атмосферы были наибольшими. Сравнение временного хода индекса САК_с в 1994 и 1998 гг. (рис. 2.6) показало, что наибольшие различия в циркуляции наблюдались в первой половине апреля и в июне. Апрель 1994 г. характеризовался преобладанием зональных процессов (среднее значение САК_с = 0,72, среднее квадратическое отклонение СКО = 1,63), в апреле 1998 г. преобладала меридиональная циркуляция (САК_с = -0,56, СКО = 1,32). Гистограммы значений индекса САК_с в эти месяцы имеют различный вид.

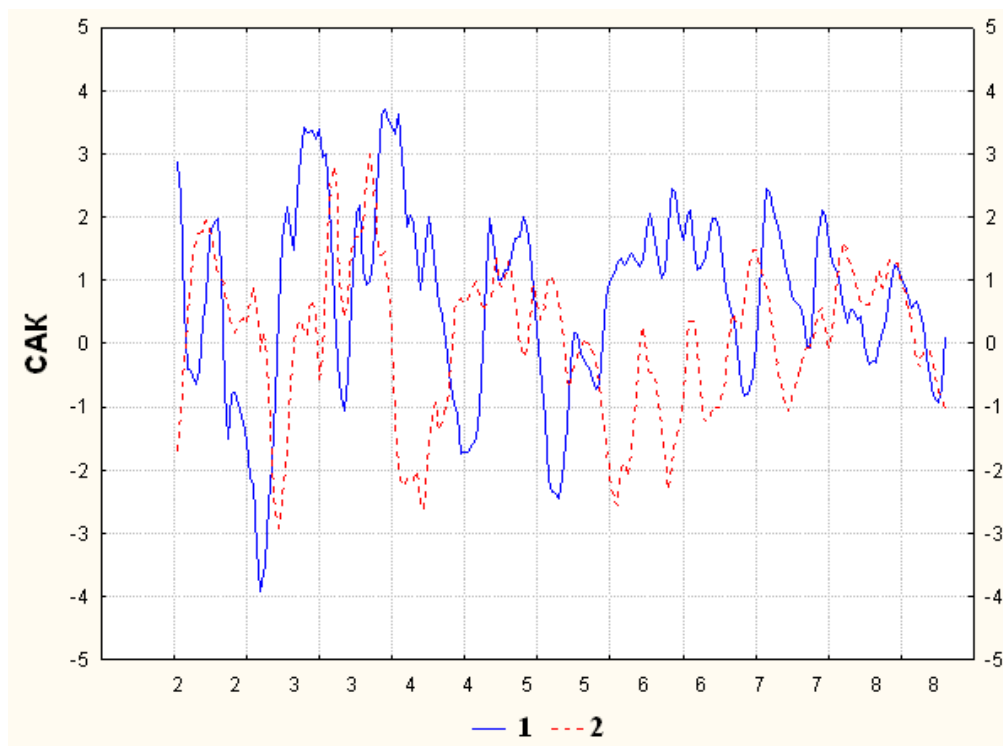
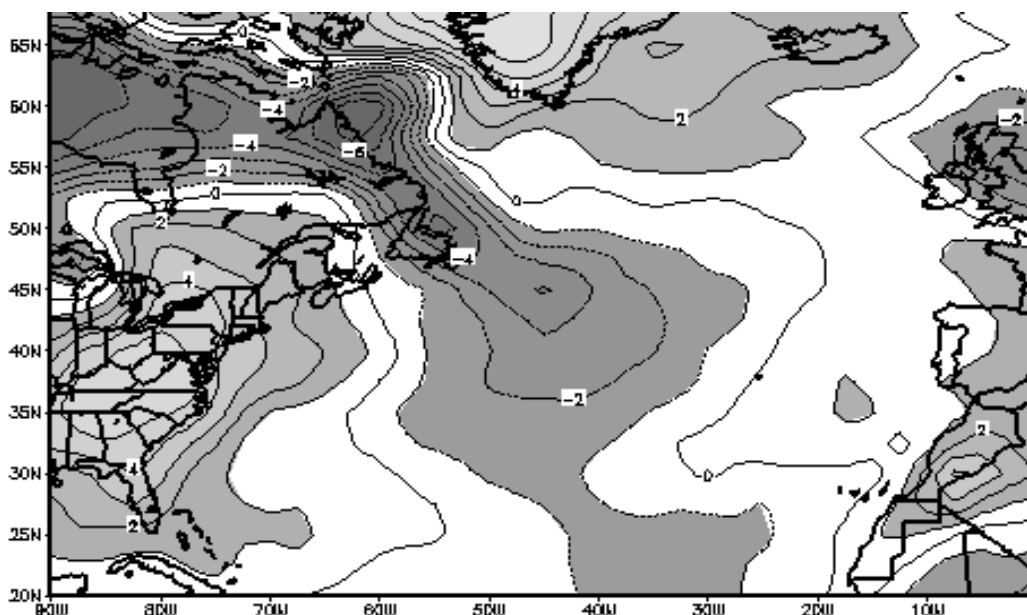


Рис. 2.6. Изменения суточного индекса САК_с в феврале-августе: 1) 1994 г.; 2) 1998 г.

Для оценки влияния синоптических потоков тепла на поверхности океана на циркуляцию атмосферы были рассмотрены особенности взаимодействия океана и атмосферы в Северной Атлантике во второй половине февраля 1994 г. В результате аномальной циркуляции атмосферы, особенно в период с 18 по 24 февраля 1994 г., на акваторию НЭАЗО происходил вынос холодного воздуха с континента. В зоне выноса наблюдалась аномально низкая температура воздуха (рис. 2.7а), что привело к значительным потокам скрытого тепла с величинами более 400 Вт/м^2 (рис. 2.7б).

Интенсивное поступление тепла из океана в атмосферу способствовало изменению характера атмосферной циркуляции. Если в феврале 1994 г. над Северной Атлантикой преобладала меридиональная циркуляция (минимальное значение САК_с = -3,91 отмечалось 24.02.1994 г.), то в начале марта циркуляция приобрела зональный характер с максимальным значением САК_с = 3,43, отмеченным 8.03.1994 г. (рис. 2.6). Зональные процессы преобладали до середины апреля, а затем и в июне 1994 г.

а)



б)

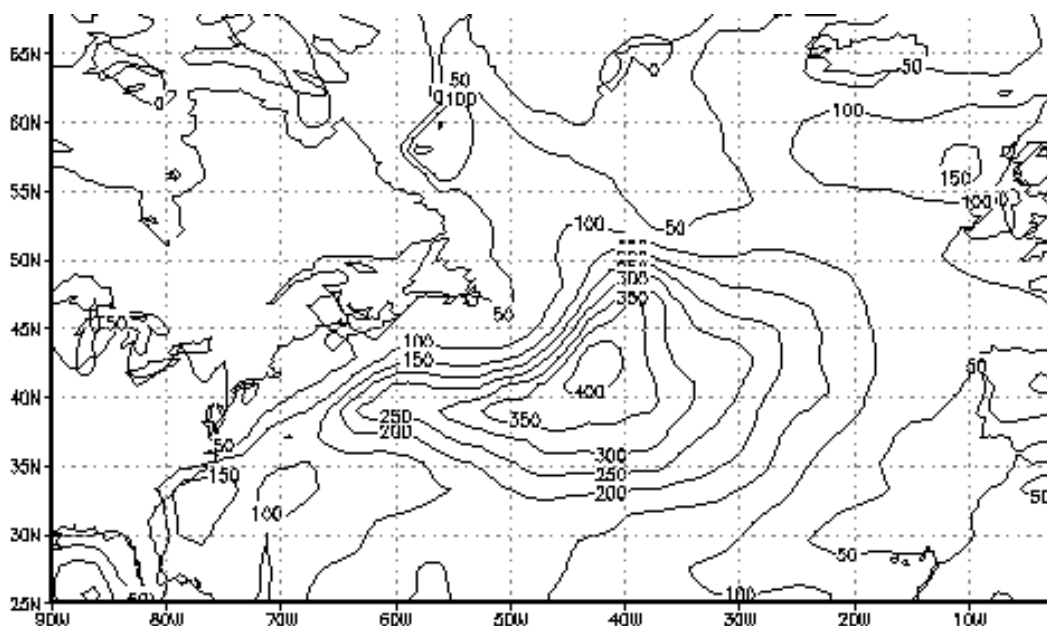


Рис. 2.7. Характеристики атмосферы и океана в Северной Атлантике 18–24 февраля 1994 г.: аномалия приземной температуры воздуха ($^{\circ}\text{C}$) (а); поток скрытого тепла ($\text{Вт}/\text{м}^2$) (б).

Для количественной оценки влияния зимних условий формирования турбулентных потоков тепла в Северной Атлантике на циркуляцию атмосферы в весенний период за период 1948-2007 гг. были выбраны годы с наибольшими положительными и отрицательными аномалиями потока скрытого тепла в феврале в НЭАЗО (всего 21 год). Для этих лет по ежедневным значениям индекса североатлантического колебания были рассчитаны средние значения индекса САК_с для марта каждого года и построен график связи (рис. 2.8).

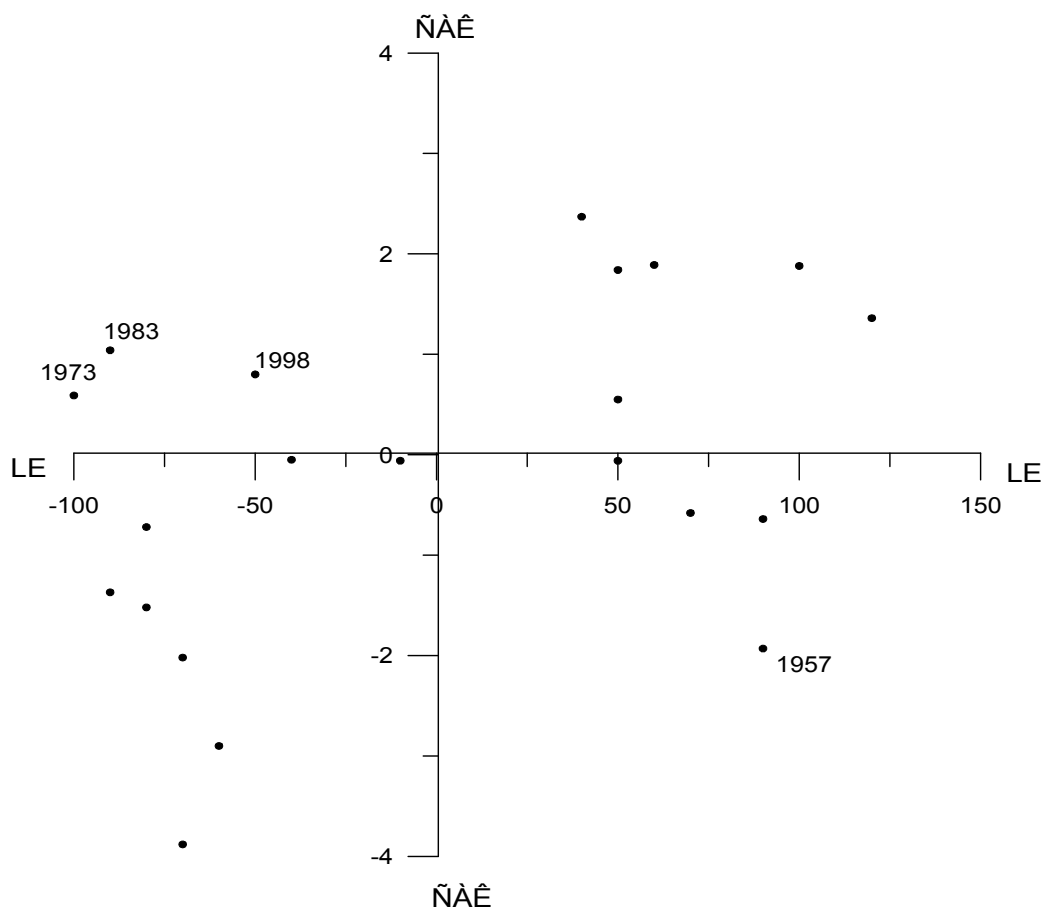


Рис. 2.8. Связь между аномалиями потока скрытого тепла в НЭАЗО (LE) в феврале и средним значением суточного индекса САК в марте. Цифры у точек – годы.

Из рисунка видно, что между этими характеристиками есть определенная связь: усиление потоков скрытого тепла в НЭАЗО в феврале способствует усилению зональной циркуляции атмосферы в атлантико-европейском регионе в марте (положительные значения индекса САК_c), а ослабление потоков способствует формированию меридиональной циркуляции (отрицательные значения индекса САК_c). Анализ случаев, когда отмеченная связь нарушается, показал, что некоторые из них относятся к периодам с сильным Эль-Ниньо (рис.2.8). Коэффициент корреляции между исследуемыми характеристиками составляет 0,44, после исключения лет с Эль-Ниньо он возрастает до 0,74.

Здесь необходимо отметить результаты работы [169], где на основе спутниковых данных было показано, что в период сильного Эль-Ниньо 1997–1998 гг. в западных районах Северной Атлантике отмечалось уменьшение потоков скрытого тепла. Более подробно влияние событий Эль-Ниньо и Ла-Нинья на циркуляцию атмосферы в атлантико-европейском регионе изучалось в работах [43, 51, 108].

Для оценки влияния потоков тепла на поверхности океана в феврале на температуру воздуха в Европе были построены композитные карты аномалий температуры воздуха в марте для групп лет с положительными (1950, 1957, 1967, 1972, 1975, 1982, 1986, 1990, 1994, 2007 гг.) и отрицательными (1952, 1956, 1958, 1969, 1970, 1983, 1999 гг.) аномалиями потоков скрытого тепла в НЭАЗО в феврале. Оказалось, что увеличение потоков скрытого тепла в феврале способствует формированию положительных аномалий температуры воздуха в Европе, а ослабление потоков – формированию отрицательных аномалий. Эти результаты соответствуют связи между потоками скрытого тепла в феврале и индексом САК_с в марте (рис. 2.8).

Таким образом, на основе анализа эмпирических данных получено, что особенности взаимодействия океана и атмосферы в Северной Атлантике в конце зимнего периода могут оказывать влияние на формирование режима циркуляции атмосферы в весенне-летний сезон.

1. Наибольшее влияние на циркуляцию атмосферы в последующие месяцы оказывает распределение ТПО в феврале. В годы с существенно различным характером распределения аномалий ТПО в Северной Атлантике в феврале, потоки тепла из океана в атмосферу на масштабах от нескольких суток до месяца также существенно различны. В случае преобладания положительных аномалий ТПО в Ньюфаундлендской энергоактивной зоне эти потоки ослаблены, в случае отрицательных аномалий – увеличены.

2. Особенности взаимодействия океана и атмосферы в Северной Атлантике в конце зимнего периода (февраль) могут оказывать влияние на формирование режима циркуляции атмосферы в весенне-летний сезон. Усиленные (по сравнению с обычными условиями) потоки скрытого и явного тепла в конце зимнего периода (февраль) в Ньюфаундлендской энергоактивной зоне способствуют интенсификации зонального переноса в весенне-летний период, и наоборот, ослабленные потоки способствуют усилению меридиональной циркуляции атмосферы. Увеличение потоков скрытого тепла в феврале в НЭАЗО способствует формированию положительных аномалий температуры воздуха в Европе в марте, а ослабление потоков – формированию отрицательных аномалий.

3. Для оценки возможных изменений атмосферной циркуляции в весенне-летний период целесообразно рассматривать зимние характеристики океана и атмосферы в Северной Атлантике с различными временными масштабами: 1) аномалии температуры поверхности океана с масштабами от недель до месяцев; 2) среднемесячные аномалии температуры воздуха, которые могут формироваться в результате выносов холодного воздуха с североамериканского континента на океан с характерным временным

масштабом в несколько суток; 3) короткопериодные (в несколько суток) интенсивные потоки скрытого и явного тепла, среднемесячные аномалии которых являются интегральными характеристиками воздействия океана на атмосферу.

2.4 Явление Эль-Ниньо – Южное колебание и циркуляция атмосферы в атлантико-европейском регионе

Многочисленные исследования явления Эль-Ниньо — южное колебание (ЭНЮК) можно условно разделить на две группы. К первой относятся работы по изучению природы явления, моделированию и прогнозу возникновения, ко второй — исследования глобального отклика на ЭНЮК. Достижением первой группы работ является создание гидродинамических моделей, адекватно описывающих природу явления ЭНЮК и позволяющих прогнозировать его возникновение. Однако нужно отметить, что изучение серии Эль-Ниньо в 1991—1994 гг. показало, что их развитие в тот период отличалось от классической схемы, в связи с чем модели не смогли предсказать Эль-Ниньо в 1993 и 1994 гг. [122].

Особенности взаимодействия океана и атмосферы в экваториальной зоне Тихого океана в период ЭНЮК хорошо известны [43, 74]. Наибольший интерес представляют физические механизмы, приводящие к переходам от Эль-Ниньо к Ла-Нинья (теплая и холодная фазы ЭНЮК). В [161] показано, что одной из основных причин смены фаз является нарушение динамического баланса между полем ветра и глубиной залегания термоклина в экваториальной части Тихого океана. Аномалия глубины термоклина отстает по фазе от аномалии ветра и аномалии температуры поверхности океана и является причиной перестройки в системе океан – атмосфера.

Изучение глобального отклика на ЭНЮК позволило зарегистрировать вызванные им аномалии температуры воздуха и осадков [12, 149, 163, 198], изменения траекторий циклонов в северной части Тихого океана [93, 114], формирование аномалий температуры поверхности океана в тропической зоне [15, 109], изменение теплосодержания вод Баренцева моря [12] и т. д. Наиболее надежно сигнал ЭНЮК выявлен в тропиках. Его обнаружение в средних и высоких широтах затруднено в связи с сильным влиянием внетропической атмосферной циркуляции на гидрометеорологические поля. Вместе с тем в работах [24, 62] было показано, что влияние ЭНЮК на циркуляцию атмосферы прослеживается до 60° с.ш. в течение 10–20 месяцев. Эти результаты подтверждаются исследованиями влияния ЭНЮК на температуру воздуха и осадки в США и Канаде [163, 203] и на формирование ледовых условий в море Лабрадор [175].

В [22] рассматривалось влияние ЭНЮК на температуру воздуха и осадки на территории бывшего СССР. Наибольший отклик выявлен в феврале – марте вслед за пиком развития явления на Дальнем Востоке, в Восточной Сибири, Казахстане и Средней Азии, а также в некоторых районах европейской части России.

В качестве основных механизмов распространения в атмосфере сигнала ЭНЮК во внетропические широты рассматриваются волны Россби и возбуждаемые ими дальние связи [24, 83, 93, 163], под которыми понимаются низкочастотные колебания атмосферной циркуляции, коррелированные в определенных областях. Основным колебанием, возбуждаемым ЭНЮК, является PNA с центрами действия над северной частью Тихого океана и Северной Америкой. Колебание PNA оказывает значительное влияние на условия погоды в Северной Америке. Так, в [203] показано, что в период максимального развития Эль-Ниньо зимой возбуждается положительная фаза PNA, что приводит к интенсивному юго-западному переносу воздушных масс вдоль западного побережья Канады и вызывает положительные аномалии температуры воздуха в западной и центральной частях Канады. В период Ла-Нинья наблюдается отрицательная фаза PNA, обуславливающая северо-западный перенос и отрицательные аномалии температуры.

Исследование глобального отклика на ЭНЮК показало, что аномалии гидрометеорологических полей в год Эль-Ниньо не являются зеркальным отражением аномалий в год Ла-Нинья. Изучение этого явления в работе [131] выявило, что неодинаковые по абсолютной величине аномалии температуры поверхности воды в экваториальной части Тихого океана в период Эль-Ниньо и Ла-Нинья (в период Эль-Ниньо они больше) вызывают различную локализацию областей максимальных осадков в тропической зоне, что в свою очередь приводит к сдвигу фазы внетропических дальних связей. Обнаружен долготный сдвиг по фазе примерно 35° между центрами связей в годы Эль-Ниньо и Ла-Нинья. Подобный сдвиг траекторий волн Россби получен и на модели.

Известно, что дальние связи вносят большой вклад в низкочастотную изменчивость циркуляции атмосферы в атлантико-европейском регионе. Для их количественного описания предложены индексы, которые рассчитываются по данным о геопотенциале H_{700} [83]. В данном разделе использовались значения индексов следующих колебаний (обозначения приняты согласно [96]): NAO-североатлантическое колебание; EA-восточно-атлантическое колебание (BAK); EA-Jet – BAK-струйное течение; EA/WR – колебание Восточная Атлантика-Западная Россия; Scand – скандинавское колебание, Pol/Eur – колебание Полярная область-Европа. Кроме того, для характеристики циркуляции в нижних слоях

тропосферы использовался индекс NAO_0 , который рассчитывается по приземному давлению [41].

Для изучения гидрометеорологических полей использовались данные реанализа NCEP/NCAR [147] с января 1958 г. по май 1999 г.: среднемесячные поля H_{500} , давления на уровне моря (P_0), приземной температуры воздуха (T_0) и температуры поверхности океана (T_s). На основе этих полей строились композитные карты аномалий характеристик [27]. В [22] было получено, что для исследования отклика гидрометеорологических полей на явление ЭНЮК оптимальным является трехмесячное осреднение, которое и было принято в данном разделе.

Как показано в [149,198], аномалии в полях температуры и осадков, связанные с ЭНЮК, хорошо выражены в период наиболее интенсивных явлений Эль-Ниньо и Ла-Нинья, список которых приводится во многих исследованиях. Мы использовали результаты работы [93], где по величине аномалии T_s в районе Niño 3 в экваториальной части Тихого океана (5° с. ш. – 5° ю. ш., $90-150^\circ$ з. д.) в период с 1955 по 1992 г. были определены годы Эль-Ниньо (по январю): 1958, 1966, 1970, 1973, 1977, 1983, 1987, 1992 и годы Ла-Нинья: 1962, 1965, 1968, 1971, 1974, 1976, 1985, 1989. К этому ряду были добавлены явления Эль-Ниньо в 1998 г. и Ла-Нинья в 1996 г.

Так как в работе [24] было установлено, что влияние ЭНЮК на циркуляцию атмосферы в атлантико-европейском регионе существенно в течение 15 месяцев после его максимального развития, были рассчитаны среднесезонные значения индексов колебаний для 6 сезонов (начиная с зимы, совпадающей с пиком развития явления). Для этих же периодов были построены карты сезонных аномалий H_{500} , P_0 , T_0 и T_s , осредненных отдельно для лет Эль-Ниньо и лет Ла-Нинья (далее такие осредненные характеристики называются композитными), и их разностей (всего 72 карты) [51].

В табл. 2.3 приведены среднесезонные значения индексов колебаний для лет Эль-Ниньо и Ла-Нинья. Сезон "зима" совпадает с пиком развития явления, сезон "зима +1" означает зиму через год после пика явления; аналогично связаны сезоны "весна" и "весна + 1". Пропуски в таблице связаны с тем, что если для какого-то месяца в среднем за многолетний период колебание не проявлялось как одна из ведущих мод, то в исходных рядах [96] значение индекса отсутствует. Жирным шрифтом выделены средние значения индексов, разность которых значима на 5 %-ном уровне.

Разности между средними значениями индексов в годы Эль-Ниньо и Ла-Нинья были проверены на статистическую значимость с помощью t-критерия Стьюдента. Оказалось, что на 5 %-ном уровне значимы только различия в индексе EA для зимы года ЭНЮК и в индексах NAO и NAO_0 для следующей зимы.

Таблица 2.3

Средние значения индексов колебаний и их среднеквадратические отклонения
(в скобках) в годы Эль-Ниньо (числитель) и Ла-Нинья (знаменатель)

| Индекс | Зима | Весна | Лето | Осень | Зима + 1 | Весна + 1 |
|------------------|-------------------------------------------------|-------------------------------------------------|-------------------------------------------------|-------------------------------------------------|-------------------------------------------------|-------------------------------------------------|
| NAO | $\frac{-0,20 \cdot (1,05)}{-0,05 \cdot (0,98)}$ | $\frac{-0,08 \cdot (1,11)}{-0,10 \cdot (1,20)}$ | $\frac{-0,38 \cdot (1,23)}{-0,05 \cdot (1,04)}$ | $\frac{-0,21 \cdot (0,78)}{-0,28 \cdot (1,02)}$ | $\frac{0,31 \cdot (0,98)}{-0,36 \cdot (1,02)}$ | $\frac{-0,09 \cdot (0,88)}{-0,07 \cdot (1,16)}$ |
| NAO ₀ | $\frac{0,27 \cdot (1,15)}{0,16 \cdot (1,10)}$ | $\frac{0,10 \cdot (0,86)}{0,12 \cdot (0,99)}$ | $\frac{0,20 \cdot (1,31)}{-0,20 \cdot (1,02)}$ | $\frac{-0,13 \cdot (1,00)}{-0,38 \cdot (0,91)}$ | $\frac{0,37 \cdot (1,07)}{-0,27 \cdot (1,23)}$ | $\frac{0,27 \cdot (0,98)}{0,40 \cdot (1,11)}$ |
| EA | $\frac{0,54 \cdot (0,92)}{-0,36 \cdot (1,16)}$ | $\frac{0,40 \cdot (1,09)}{-0,23 \cdot (1,02)}$ | | $\frac{0,16 \cdot (0,93)}{-0,10 \cdot (0,85)}$ | $\frac{0,12 \cdot (0,92)}{0,14 \cdot (1,10)}$ | $\frac{-0,04 \cdot (1,20)}{0,49 \cdot (1,08)}$ |
| EA-Jet | | | $\frac{0,29 \cdot (1,07)}{0,21 \cdot (0,96)}$ | | | |
| EA/WR | $\frac{-0,08 \cdot (1,02)}{-0,03 \cdot (1,05)}$ | $\frac{-0,11 \cdot (0,95)}{0,13 \cdot (1,12)}$ | | $\frac{0,24 \cdot (1,09)}{-0,06 \cdot (1,14)}$ | $\frac{-0,21 \cdot (0,96)}{-0,20 \cdot (1,00)}$ | $\frac{0,18 \cdot (0,94)}{0,13 \cdot (1,14)}$ |
| Scand | $\frac{0,10 \cdot (0,87)}{-0,38 \cdot (1,23)}$ | $\frac{0,15 \cdot (0,98)}{-0,01 \cdot (0,98)}$ | | $\frac{0,00 \cdot (1,08)}{0,29 \cdot (1,08)}$ | $\frac{-0,10 \cdot (0,99)}{0,26 \cdot (0,88)}$ | $\frac{0,10 \cdot (0,93)}{-0,12 \cdot (1,25)}$ |
| Pol/Eur | $\frac{0,11 \cdot (0,98)}{0,03 \cdot (0,87)}$ | | | | $\frac{-0,16 \cdot (1,02)}{-0,22 \cdot (1,00)}$ | |

Для индексов NAO, NAO₀, EA, EA/WR и Scand были рассчитаны средние по 5–6 сезонам значения среднеквадратического отклонения (δ). Они оказались следующими:

| Индекс | NAO | NAO ₀ | EA | EA/WR | Scand |
|--------------------|------|------------------|------|-------|-------|
| δ Эль-Ниньо | 1,00 | 1,07 | 1,01 | 0,99 | 0,97 |
| δ Ла-Нинья | 1,07 | 1,07 | 1,04 | 1,09 | 1,08 |

Как видно, для всех индексов, кроме NAO₀, величина δ в год Ла-Нинья больше, чем в год Эль-Ниньо, что свидетельствует о большей изменчивости циркуляции атмосферы в атлантико-европейском регионе в год Ла-Нинья. Это совпадает с результатами работы [93], где получено, что формирование ложбин и блокирующих систем над северной частью Тихого океана зимой года Ла-Нинья происходит в 2 раза чаще, чем зимой года Эль-Ниньо, а также работы [177], где показано, что инерционность атмосферной циркуляции над Северной Америкой и прилегающими районами в год Эль-Ниньо выше, чем в год Ла-Нинья.

В [28, 31] было показано, что индексы колебаний хорошо отражают основные изменения полей H_{500} и T_0 . Это позволяет предположить, что композитные аномалии полей, прежде всего, в сезоны "зима" и "зима + 1" отражают основные различия между годами Эль-Ниньо и Ла-Нинья. Наиболее четко различия в гидрометеорологических полях между годами Эль-Ниньо и Ла-Нинья отражены в разности между композитными средними (или композитными аномалиями). Поэтому далее на рис. 2.9–2.11 приводятся не сами композитные аномалии в год Эль-Ниньо и Ла-Нинья, а их разности.

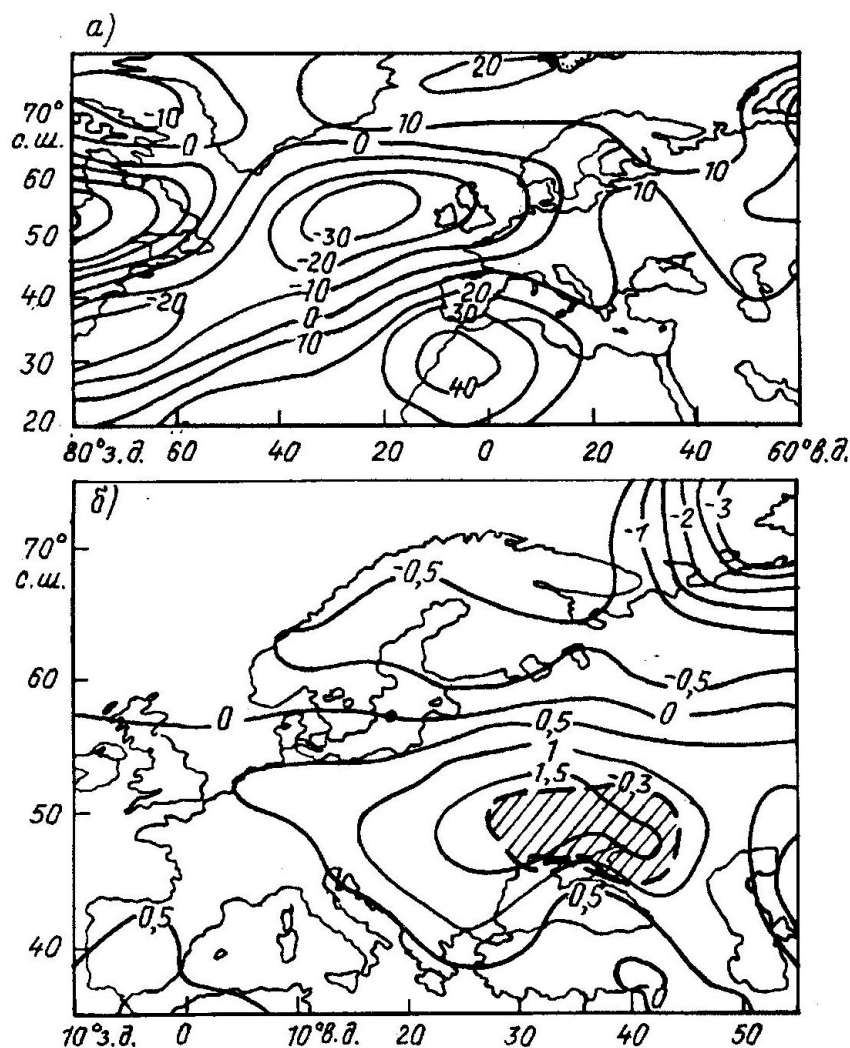


Рис. 2.9. Разность композитных характеристик в первую зиму года Эль-Ниньо и года Ла-Нинья: геопотенциал H_{500} (дам) (а); приземная температура воздуха в январе–марте ($^{\circ}\text{C}$) (б). Заштрихована область максимальной корреляции температуры и индекса южного колебания.

Как видно на рис. 2.9а, наибольшие различия в полях H_{500} в период фазы максимального развития ЭНЮК наблюдаются в узлах восточно-атлантического колебания, что находится в соответствии с данными таблицы. Аналогичная картина получена для поля P_0 (рисунок не приводится). Зимой в год Эль-Ниньо композитные аномалии отражают слабо

выраженную положительную фазу ВАК с ложбиной над центральной частью Северной Атлантики и гребнем над субтропическими широтами. В этой ситуации основной вынос тепла идет на Центральную и Южную Европу, в то время как Скандинавия и северная часть европейской территории России (ЕТР) находятся под влиянием арктических воздушных масс (наиболее холодная область — район Новой Земли).

Зимой года Ла-Нинья композитные аномалии H_{500} и P_0 отражают хорошо выраженную отрицательную фазу ВАК с гребнем над Северной Атлантикой к северу от 45° с.ш. и ложбиной над субтропическими широтами. Такая циркуляция приводит к формированию отрицательной аномалии T_0 в Восточной Европе. Эти различия в полях T_0 отражены на рис.2.9б (приводятся данные для января-марта, поскольку именно в этот период выявлено наибольшее влияние ЭНЮК на температуру воздуха и осадки на ЕТР [22]).

Для этого же времени года была рассчитана корреляция индекса южного колебания по данным [96] с полем T_0 для 1958–1998 гг. Как видно на рис. 2.9б, область с коэффициентом корреляции более 0,3 (5 %-ный уровень значимости) хорошо совпадает с областью максимальной разности значений T_0 на юге Украины.

Зимой через год после фазы максимального развития ЭНЮК разность композитных полей H_{500} отражает хорошо выраженное североатлантическое колебание (рис. 2.10а), что соответствует данным таблицы (поле P_0 имеет аналогичную структуру).

В год Эль-Ниньо в этот период композитные поля отражают слабо выраженную фазу САК, что соответствует усилению зональных форм циркуляции. На усиление западного переноса в умеренных широтах в конце года Эль-Ниньо указывается в работе [114]. При этом основной вынос тепла идет на Центральную и Северную Европу, а также на север ЕТР, где формируется положительная аномалия

Зимой в конце года Ла-Нинья композитным аномалиям H_{500} и P_0 соответствует выраженная отрицательная фаза САК, однако при этом южный узел колебания оказывается смещенным на северо-восток (рис. 2.10а). При усилении меридиональных форм циркуляции северо-восточная часть Европы находится под влиянием арктического воздуха, что приводит к формированию здесь отрицательной аномалии T_0 , с наиболее низкими температурами в районе Новой Земли (рис. 2.10б).

Для периода январь-март 1958-1998 гг. была рассчитана корреляция индекса САК с полем T_0 . Как видно на рис. 2.10б, область с максимальными значениями коэффициента корреляции ($> 0,6$) совпадает с областью наибольших значений разности T_0 на севере ЕТР.

Общим на рис. 2.9б и рис. 2.10б является область максимальных различий T_0 на северо-востоке ЕТР. Она формируется за счет крупных отрицательных аномалий T_0 в первую зиму

года Эль-Ниньо и вторую зиму года Ла-Нинья. Для объяснения этого явления, по-видимому, необходимо более детально рассмотреть циркуляцию атмосферы в Арктике в эти периоды. Расчет индекса Pol/Eur , который частично характеризует циркуляцию в этом районе, не выявил значимых различий между годами Эль-Ниньо и Ла-Нинья (см. табл. 2.3).

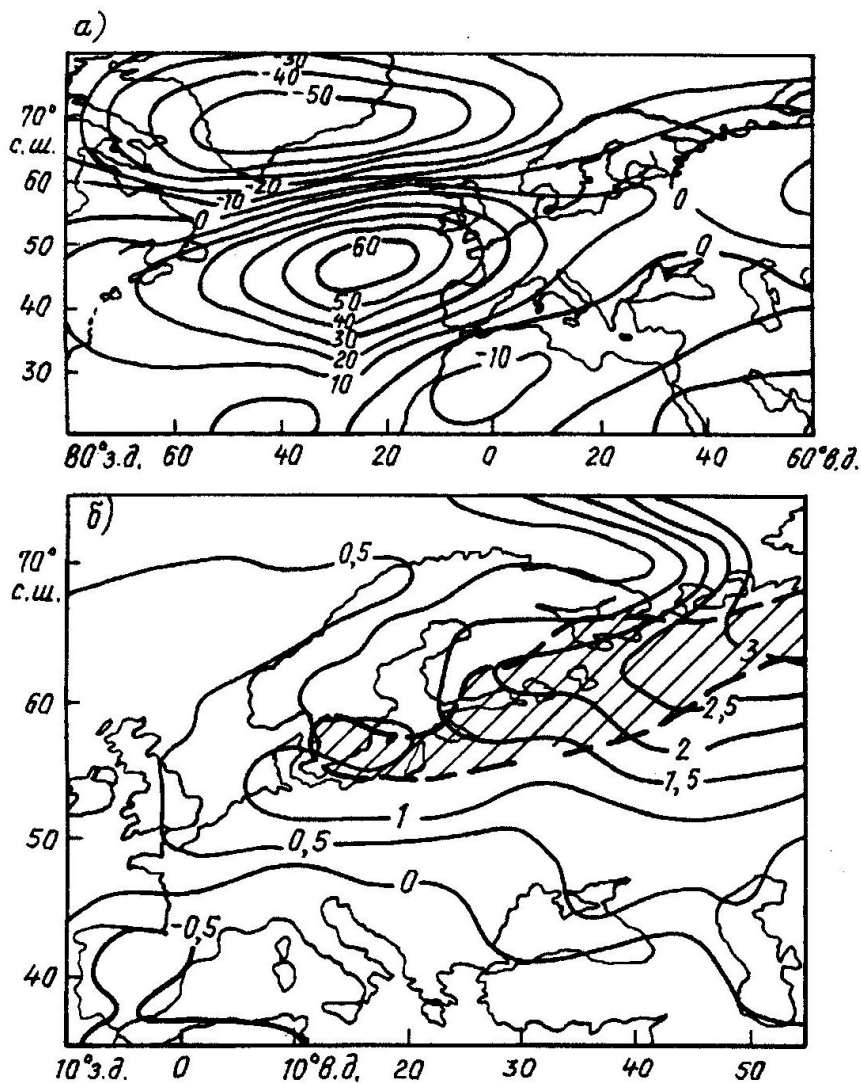


Рис. 2.10. Разность композитных характеристик во вторую зиму года Эль-Ниньо и года Ла-Нинья: геопотенциал H_{500} (дам) (а); приземная температура воздуха в январе-марте ($^{\circ}C$) (б). Заштрихована область максимальной корреляции температуры воздуха и индекса североатлантического колебания.

В рассматриваемом ряду лет с явлениями Эль-Ниньо и Ла-Нинья есть годы (1971, 1974 и 1977), когда, например, вторая зима года Эль-Ниньо является одновременно первой зимой года Ла-Нинья. Пересчет полей, изображенных на рис. 2.6 и рис. 2.7, с исключением указанных лет не внес принципиальных изменений. Более резко оказались выделенными узлы колебаний циркуляции атмосферы. Так, разность геопотенциала между узлами ВАК в первую зиму увеличилась с 70 (рис. 2.9а) до 80 дам, а между узлами САК во вторую зиму –

со 110 (рис. 2.10а) до 170 дам. Увеличились также различия в полях T_0 . В первую зиму значительно расширилась область с разностью 2°C на Украине (рис. 2.9б) и увеличилась до $3,5^\circ\text{C}$ разность T_0 на северо-востоке ЕТР. Во вторую зиму разность T_0 в этом районе увеличилась с 3 (рис. 2.10б) до $4,5^\circ\text{C}$. Эти результаты свидетельствуют о существенных различиях гидрометеорологических полей в зимний период в годы Эль-Ниньо и Ла-Нинья.

Анализ композитных аномалий H_{500} и P_0 показывает, что основной особенностью циркуляции атмосферы в Северной Атлантике в весенне-летний период после фазы максимального развития ЭНЮК является ослабление циркуляции в год Эль-Ниньо и усиление в год Ла-Нинья (см. также [24]). Это приводит к ослаблению (усилению) динамического воздействия атмосферы на верхний слой океана и способствует формированию положительных аномалий T_s в год Эль-Ниньо и отрицательных в год Ла-Нинья (рис. 2.11). Более подробно локальные механизмы формирования аномалий T_s рассмотрены в [46].

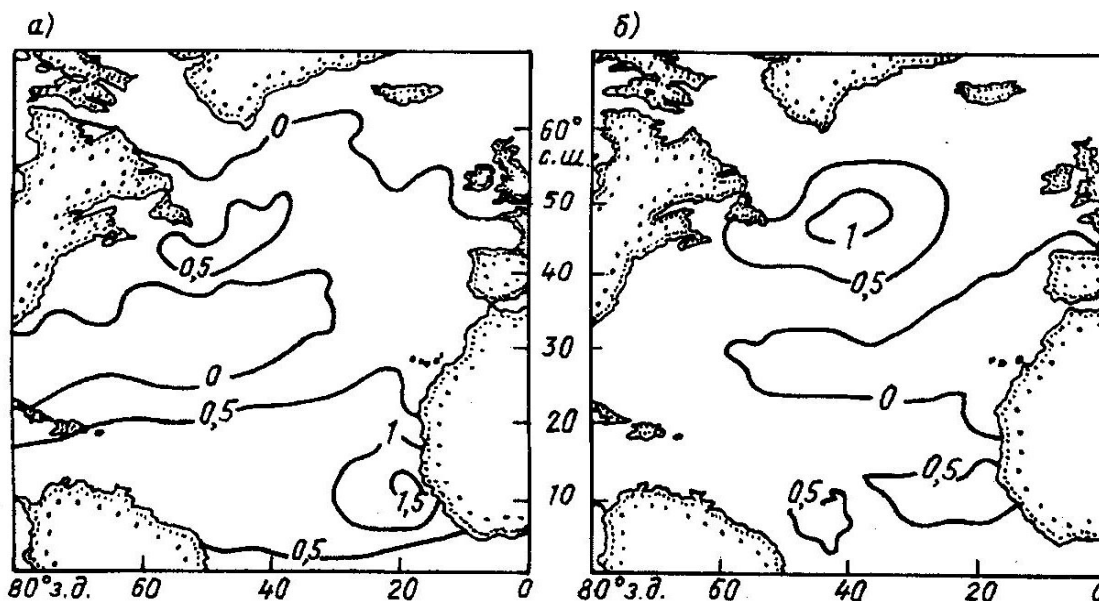


Рис. 2.11. Разность композитных полей температуры поверхности океана ($^\circ\text{C}$) в годы Эль-Ниньо и Ла-Нинья весной (а) и летом (б).

Особенно важную роль они играют в конце весны – начале лета, когда на большей части Северной Атлантики происходит перестройка термической структуры деятельного слоя океана от зимней (с глубоким квазиоднородным слоем) к летней (с мелким квазиоднородным слоем и сезонным термоклином). Весной года Эль-Ниньо (Ла-Нинья) происходит ослабление (усиление) северо-восточных пассатов [15, 109], что приводит к формированию в годы с разными фазами ЭНЮК аномалий T_s противоположного знака в

тропической зоне Северной Атлантики с максимальным различием T_s у побережья Африки (рис. 2.11а). В летний период наибольшие различия в полях T_s наблюдаются к востоку от Ньюфаундленда (рис. 2.11б). Интересно отметить, что и аномалии температуры воздуха над большей частью Северной Атлантики в летний период противоположны по знаку: в год Эль-Ниньо они положительные, в год Ла-Нинья – отрицательные. Формирование аномалий T_s противоположного знака в годы Эль-Ниньо и Ла-Нинья свидетельствует о принципиально разных характерах теплообмена океана и атмосферы, а значит, и о различном влиянии океана на атмосферную циркуляцию.

В разделе 2.2 была предложена возможная схема процессов в атмосфере и океане, при которой положительная аномалия T_s в западной части Северной Атлантики в осенний период (полученная также в данной работе для осени года Эль-Ниньо) способствует формированию положительной фазы САК зимой. Однако то обстоятельство, что композитные аномалии H_{500} и P_0 отражают в конце года Эль-Ниньо лишь слабо выраженную фазу САК, говорит о том, что существенную роль в формировании этой фазы могут играть и другие процессы. Отметим, что в [163], где на основании композитных аномалий H_{700} исследовалось влияние ЭНЮК на циркуляционные процессы в Северной Америке, также было получено, что в год Эль-Ниньо наиболее слабо дальние связи выражены в ноябре-декабре, в то время как в конце года Ла-Нинья распределение аномалий H_{700} в Северной Атлантике напоминает отрицательную фазу САК.

Для выявления особенностей атмосферной циркуляции в годы ЭНЮК сезонное осреднение не всегда бывает удачным. Например, в ноябре-декабре 1989 г. (год Ла-Нинья) наблюдалась хорошо выраженная отрицательная фаза САК, но в январе-феврале 1990 г. она сменилась на очень сильную положительную фазу, в результате чего средние за декабрь-февраль поля H_{500} и P_0 стали отражать положительную фазу САК. На различия в композитных полях H_{700} в ноябре-декабре и январе-феврале в других районах указывается в работе [163].

Основные выводы данного раздела сводятся к следующему.

Явление Эль-Ниньо – южное колебание оказывает наибольшее влияние на циркуляцию атмосферы в атлантико-европейском регионе зимой, совпадающей с фазой максимального развития явления, и следующей зимой. В первую зиму года Эль-Ниньо (Ла-Нинья) возбуждается положительная (отрицательная) фаза восточно-атлантического колебания, следующей зимой – положительная (отрицательная) фаза североатлантического колебания. На композитных картах геопотенциала и приземного давления более четко выражена отрицательная фаза обоих колебаний. Изменчивость индексов основных колебаний циркуляции атмосферы в атлантико-европейском регионе больше в год Ла-Нинья.

Наибольшие различия приземной температуры воздуха в регионе в годы Эль-Ниньо и Ла-Нинья в первую зиму наблюдаются в восточной части Баренцева моря и на юге Украины. Последняя область совпадает с областью наибольшей корреляции индекса южного колебания с температурой воздуха. Во вторую зиму наибольшие различия наблюдаются на севере ЕТР, что совпадает с областью наибольшей корреляции индекса североатлантического колебания и температуры воздуха.

В весенне-летний период года Эль-Ниньо (Ла-Нинья) происходит ослабление (усиление) атмосферной циркуляции в Северной Атлантике, что способствует формированию положительных (отрицательных) аномалий температуры поверхности океана. Наибольшие различия T_s весной в годы Эль-Ниньо и Ла-Нинья наблюдаются у побережья Африки ($5-15^\circ$ с.ш., $15-30^\circ$ з.д.), а летом - восточнее Ньюфаундленда ($45-55^\circ$ с.ш., $35-45^\circ$ з.д.).

Полученные результаты можно использовать при оценке возможной эволюции гидрометеорологических полей в атлантико-европейском регионе в период после фазы максимального развития явления Эль-Ниньо – южное колебание.

Глава 3.

Влияние САК на погоду и климат в атлантико-европейском регионе

3.1. Взаимодействие североатлантического и восточно-атлантического колебаний

Низкочастотная изменчивость циркуляции атмосферы в атлантико-европейском регионе (АЕР) характеризуется связанными колебаниями в некоторых областях. Для количественного описания этих колебаний используются индексы, которые рассчитываются, в частности, по данным о геопотенциале H_{700} [83]. Для АЕР наибольший интерес представляют индексы: NAO – североатлантическое колебание; EA – восточно-атлантическое колебание; EA/WR – колебание Восточная Атлантика -Западная Россия; SCA – скандинавское колебание; POL – колебание Полярная область – Евразия.

Считается, что наибольшее влияние на погоду и климат Европы оказывает североатлантическое колебание [8, 30, 53, 65]. Одним из важных аспектов данной проблемы является связь североатлантического колебания с траекторией циклонов в Северной Атлантике [164, 165, 192].

Вместе с тем, в некоторых исследованиях указывается, что для описания изменчивости характеристик циркуляции в АЕР одного индекса NAO недостаточно. В [196] было получено, что изменчивость траекторий циклонов (шторм-трека) в Северной Атлантике в значительной степени обусловлена аномалиями давления в северо-восточной части Северной Атлантики, в то время как индекс NAO связан с широтным изменением положения шторм-трека в ее центральной части.

Аналогичный результат был получен в [165], где указывается, что индекс NAO не описывает изменчивость количества и траекторий циклонов в юго-восточной части шторм-трека. В этой же работе отмечается важная роль индексов EA, EA/WR, SCA и POL в описании изменчивости характеристик циклонов в АЕР.

В работе [116], где изучалась физическая природа изменчивости шторм-трека, делается вывод, что если индекс NAO отражает широтные изменения траектории циклонов, то индекс EA – изменения в интенсивности и количестве циклонов. В [174] указывается на существенное влияние океана на атмосферу в восточной части Северной Атлантики.

Таким образом, вышеприведенные результаты свидетельствуют о необходимости более детального рассмотрения изменчивости циркуляции атмосферы в восточной части Северной

Взаимодействие североатлантического и восточно-атлантического колебаний Атлантики. Поэтому в данном разделе основное внимание будет уделено индексу восточно-атлантического колебания EA. Для обозначения североатлантического и восточно-атлантического колебаний будем использовать сокращения САК (индекс NAO) и ВАК (индекс EA) соответственно.

В качестве исходных материалов будем использовать индексы циркуляции атмосферы за 1950–2007 гг. [83] (<http://www.cdc.noaa.gov/ClimateIndices/>), а также данные реанализа NCEP/NCAR [147] за 1948–2007 гг. поля приземного давления, температуры воздуха, температуры поверхности океана и потоков скрытого тепла.

***Особенности циркуляции атмосферы и полей температуры воздуха в АЕР
в связи с восточно-атлантическим колебанием***

Для изучения характеристик восточно-атлантического колебания и его сравнения с характеристиками североатлантического колебания использовались январские значения индексов EA и NAO за 1950–2007 гг. Из этого ряда были выбраны по пять максимальных значений (по абсолютной величине) индексов и их различных сочетаний (табл. 3.1); при этом значение индекса по абсолютной величине условно не должно было быть меньше 0,3, а годы с максимальными значениями отдельно для NAO и EA (четыре верхних строки таблицы) не должны были повторяться в сочетаниях индексов (четыре нижних строки). Отметим, что при этих условиях для сочетания $NAO < 0$; $EA < 0$ удалось отобрать только три года. На основании данных таблицы для всех случаев были построены композитные поля аномалий приземного давления (P_0) и аномалий приземной температуры воздуха (T_0) в АЕР [57].

Таблица 3.1

Годы с наибольшими по абсолютной величине значениями индексов NAO и EA в январе за период 1950–2007 гг.

| Индексы | Годы | Средние значения индексов | |
|-------------|------------------------------|---------------------------|-------|
| | | NAO | EA |
| NAO>0 | 1974, 1983, 1984, 1993, 2005 | 1,54 | |
| NAO<0 | 1955, 1963, 1966, 1970, 1985 | –1,76 | |
| EA>0 | 1970, 1971, 2001, 2002, 2007 | | 1,92 |
| EA<0 | 1950, 1953, 1963, 1968, 1976 | | –1,75 |
| NAO>0; EA>0 | 1988, 1989, 1990, 1991, 1994 | 1,03 | 1,07 |
| NAO<0; EA<0 | 1958, 1969, 1980 | –0,71 | –0,64 |
| NAO>0; EA<0 | 1952, 1954, 1981, 2000, 2006 | 0,71 | –1,18 |
| NAO<0; EA>0 | 1960, 1964, 1982, 1987, 1997 | –0,95 | 0,47 |

Для положительной фазы ВАК ($EA > 0$) (рис. 3.1а) характерна обширная область отрицательной аномалии P_0 , охватывающая Северную Атлантику к северу от 30° с.ш. с максимумом к востоку от Ньюфаундленда. Основное отличие от положительной фазы САК ($NAO > 0$) состоит в том, для $NAO > 0$ характерна дипольная структура аномалии давления с очагом (центром) отрицательной аномалии в Исландском минимуме и очагом положительной аномалии в Азорском максимуме, что вызывает усиление зонального переноса. Для обоих случаев характерна положительная среднемесячная аномалия T_0 в Европе (не приводится) с наибольшими значениями более 3°C в европейской части России (ЕЧР); однако при $EA > 0$ эта область сдвинута к востоку по сравнению с $NAO > 0$.

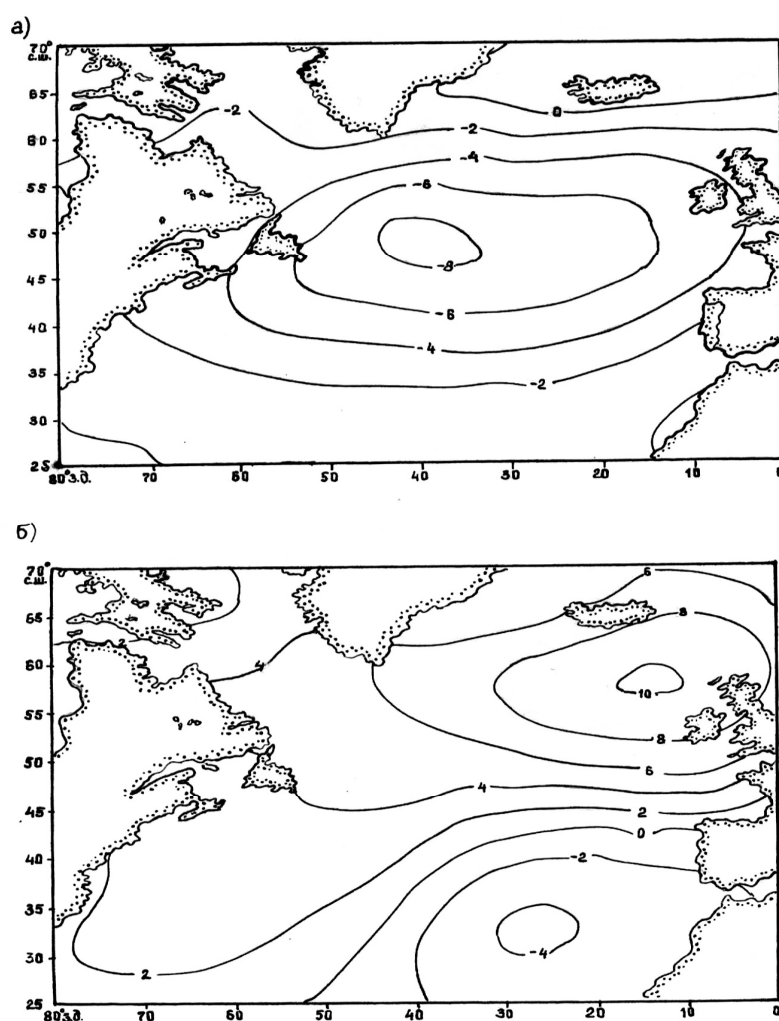


Рис. 3.1. Композитная аномалия приземного давления (гПа) в январе: положительная фаза ВАК (а); отрицательная фаза ВАК (б).

Для отрицательной фазы ВАК ($EA < 0$) (рис. 3.1б) характерна дипольная структура аномалии P_0 с центром положительной аномалии между Исландией и Великобританией и центром отрицательной аномалии в восточной части Тропической Атлантики. Основное

Взаимодействие североатлантического и восточно-атлантического колебаний отличается от отрицательной фазы САК ($NAO < 0$) с подобной дипольной структурой состоит в том, что северный центр сдвинут к юго-востоку, южный центр – к югу, и оба центра по величине менее интенсивны, чем при $NAO < 0$. В обоих случаях происходит усиление меридиональной циркуляции, что приводит к формированию отрицательной аномалии T_0 в Европе с более высокими значениями (до $-5\text{ }^\circ\text{C}$) в центре ЕЧР при $EA < 0$.

Выявленные особенности могут отличаться от полученных ранее (см., например, [83]) вследствие различия методик их определения, использования в данной работе только январских характеристик и включения последних лет в используемые данные.

Наибольший интерес представляет выявление особенностей циркуляции и температурного режима в АЕР в тех случаях, когда оба индекса достаточно велики и совпадают (или не совпадают) по знаку.

Для случая $NAO > 0$, $EA > 0$ распределение аномалий P_0 похоже на распределение при $NAO > 0$ с ярко выраженным усилением зонального переноса. В том и другом случае характерна положительная аномалия T_0 в Европе, однако при $NAO > 0$, $EA > 0$ в западной части ЕЧР аномалия T_0 превышает $4\text{ }^\circ\text{C}$, что на градус больше, чем при $NAO > 0$. Таким образом, положительная фаза ВАК в сочетании с положительной фазой САК может приводить к более «мягкой» зиме в январе на западе ЕЧР. При этом, как будет показано ниже, длительное устойчивое развитие положительной фазы ВАК на фоне слабо выраженного САК с чередованием фаз может приводить к более существенным изменениям в циркуляции и в температурном режиме АЕР.

Для случая $NAO < 0$, $EA < 0$ распределение аномалий P_0 принципиально не отличается от отрицательной фазы САК ($NAO < 0$). Для них характерно усиление меридиональной циркуляции в АЕР с формированием отрицательной аномалии T_0 в Европе, однако при $NAO < 0$, $EA < 0$ область низких температур в ЕЧР смещена к востоку и значения аномалии (до $-2\text{ }^\circ\text{C}$) меньше, чем при $NAO < 0$ (до $-4\text{ }^\circ\text{C}$).

При $NAO > 0$, $EA < 0$ вместо дипольного распределения аномалий P_0 , характерного для $NAO > 0$, появляется одна область повышенного давления с максимумом в восточной части Северной Атлантики. Это существенно сказывается на температурном режиме АЕР: область с положительной аномалией T_0 в Европе значительно сокращается и сохраняется только на севере ЕЧР, и появляется область с отрицательной аномалией T_0 в юго-западной части Европы.

Для случая $NAO < 0$, $EA > 0$ дипольная структура аномалии P_0 в Северной Атлантике сохраняется, как и при $NAO < 0$, однако северный центр аномалии сдвигается к востоку и располагается между Исландией и Великобританией. При этом изменяется ориентация границы между положительной и отрицательной аномалиями давления: если при $NAO < 0$

она почти зональна и располагается вдоль 55° с.ш., то при $NAO < 0$, $EA > 0$ она пересекает Северную Атлантику с северо-запада (60° с.ш., 60° з.д.) на юго-восток (45° с.ш., 10° з.д.). Вероятно, это сказывается на интенсивности меридиональной циркуляции, и, хотя в Европе сохраняется отрицательная аномалия T_0 , но если в случае $NAO < 0$ она достигает -4° С, то при $NAO < 0$, $EA > 0$ она не превышает -2° С.

Таким образом, наибольшие изменения в циркуляционном и температурном режимах в АЕР возникают в случае сочетания положительной фазы САК и отрицательной фазы ВАК. Это приводит к ослаблению зональной циркуляции, характерной для $NAO > 0$, и сокращению области положительной аномалии T_0 в Европе. Сочетание положительных фаз САК и ВАК может приводить к повышению январских температур на западе ЕЧР.

Сочетание отрицательной фазы САК с отрицательной фазой ВАК не вызывает принципиальных изменений в распределении аномалий давления в Северной Атлантике, а при сочетании с положительной фазой ВАК изменяется положение границы между аномалиями давления. В обоих случаях происходит ослабление отрицательной аномалии T_0 в Европе.

Следует отметить, что, как видно из таблицы, средние значения индексов NAO и EA в случаях сочетаний меньше, чем когда они рассматриваются отдельно. Поэтому можно предположить, что результаты выполненного выше сравнения композитных аномалий давления и температуры воздуха характеризуют тенденции в изменении гидрометеорологических полей при тех или иных сочетаниях индексов.

Также было выполнено сравнение полей для случая, когда не ставилось условие, что годы с максимальными значениями отдельно для NAO и EA не должны повторяться в сочетаниях индексов (при этом набор лет для сочетаний индексов изменился наполовину). Это не внесло принципиальных изменений в полученные результаты, что свидетельствует об их устойчивости.

Многолетняя изменчивость индекса EA

Анализ многолетней изменчивости среднемесячных индексов NAO и EA (рис. 3.2) показывает, что до 1996 г. периоды, когда значения индексов были различны по знаку и существенно отличались по абсолютной величине, немногочисленны. Можно выделить период конца 1968 – начала 1969 гг. ($NAO < 0$, $EA > 0$) и два периода с $NAO > 0$, $EA < 0$: 1971–1972 гг. и 1975–1976 гг. Существенные различия в ходе индексов произошли, начиная с 1996 г., когда индекс EA стал устойчиво больше индекса NAO . Наибольшие различия отмечены во второй половине 2006 – начале 2007 гг.

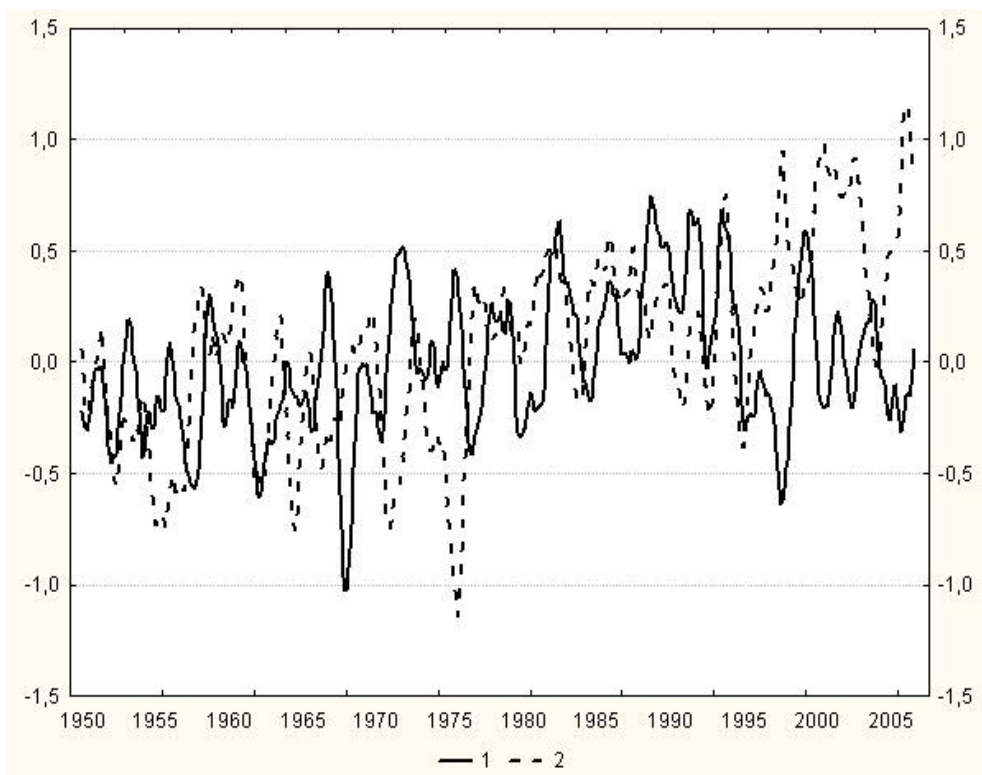


Рис. 3.2. Среднемесячные значения индексов NAO (1) и EA (2) (годовое скользящее сглаживание).

Интересно сравнить композитные аномалии P_0 и T_0 в АЕР за 11-летний период 1996–2007 гг. с аномалиями за предшествующий период аналогичной продолжительности (1984–1995 гг.). Из рис. 3.3 видно, что если для 1984–1995 гг. (рис. 3.3а) характерна типичная ситуация зонального переноса при положительной фазе САК с наиболее интенсивным циклогенезом к юго-востоку от Гренландии, то в 1996–2007 гг. (рис. 3.3б) распределение аномалии P_0 существенно отлично. Это выражается прежде всего в появлении области положительной аномалии давления между Гренландией и Исландией и областей с аномально низким давлением в юго-западной и северо-восточной частях Северной Атлантики.

Анализ сезонных композитных аномалий давления показал, что для зимних месяцев характерна область повышенного давления, простирающаяся от Гренландии до Западной Европы, и область с пониженным давлением над Скандинавией и ЕЧР. Распределение аномалий давления в весенние, летние и осенние месяцы подобно распределению на рис. 3.3б.

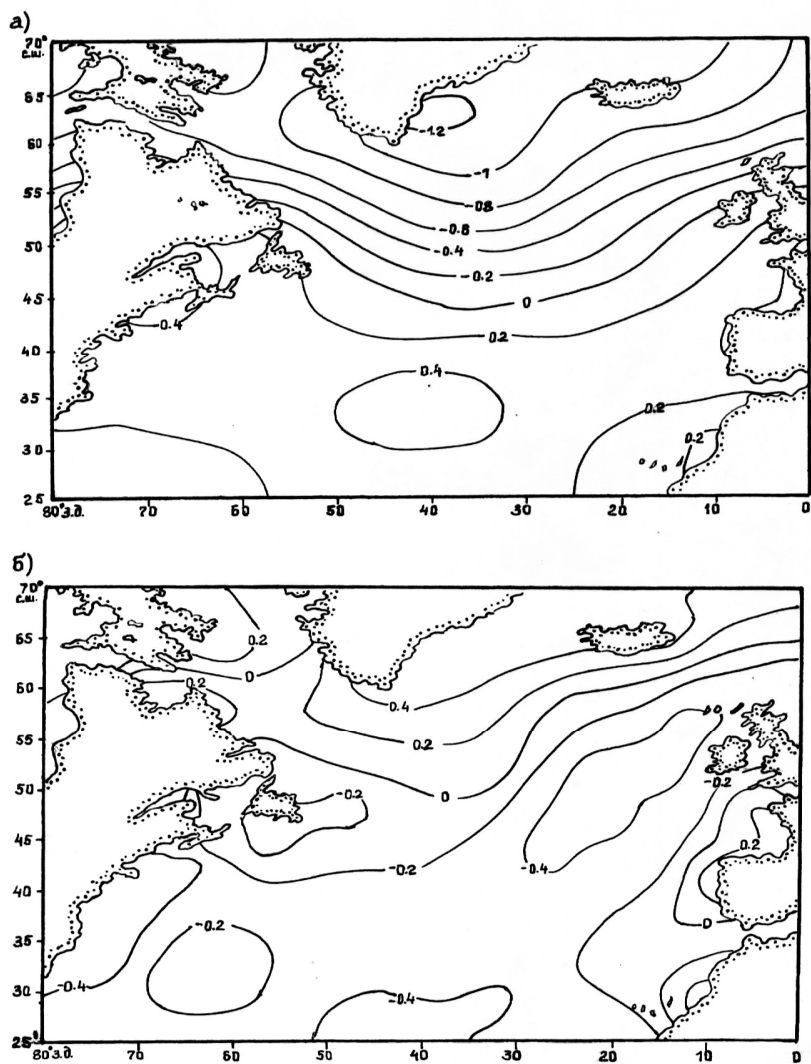


Рис. 3.3 Среднегодовая композитная аномалия приземного давления (гПа): 1984-1995 гг. (а); 1996-2007 гг. (б).

Данные особенности свидетельствуют об изменении характеристик циклогенеза и траекторий циклонов в Северной Атлантике в 1996–2007 гг. по сравнению с 1984–1995 гг., что нашло отражение в преобладании положительной фазы ВАК. Это сказалось на температуре воздуха в Европе: в 1996–2007 гг. произошло ее повышение по сравнению с 1984–1995 гг., в основном в области Скандинавии и Кольского полуострова.

О возможных причинах аномально теплой зимы в Европе в 2006–2007 гг.

Как видно из рис. 3.2, наиболее длительные различия в ходе индексов EA и NAO возникли в 2006–2007 гг. Этот период включает в себя зиму 2006-07 гг., которая оказалась аномально теплой сразу в нескольких странах Европы [160]. В частности в Москве была зафиксирована необычно большая продолжительность периода (декабрь–январь), когда

Взаимодействие североатлантического и восточно-атлантического колебаний среднесуточная температура воздуха превышала климатическую норму [27]. Одна из причин этого явления заключалась в большой повторяемости глубоких циклонов, которые смещались из Северной Атлантики на Европу по траекториям, которые были сдвинуты к северу по сравнению с обычными условиями [27].

Анализ изменчивости индексов EA и NAO в 2006–2007 гг. показывает, что с апреля 2006 г. по март 2007 г. индекс EA имел только положительные значения, в то время как в индексе NAO чередовались положительные и отрицательные значения. Композитная аномалия P_0 в период с апреля 2006 г. по март 2007 г. напоминает рис. 3.3б и свидетельствует о сдвиге траектории циклонов к северу.

Анализ изменений других индексов циркуляции показал, что индекс SOI, характеризующий явление Эль-Ниньо – Южное колебание (ЭНЮК), в интересующий нас период был отрицательным, что свидетельствует о развитии Эль-Ниньо (положительной или «теплой» фазы ЭНЮК). В разделе 2.4 было показано, что Эль-Ниньо может возбуждать положительную фазу восточно-атлантического колебания, а Ла-Нинья (отрицательная или «холодная» фаза ЭНЮК) – отрицательную фазу. Таким образом, устойчивая положительная фаза ВАК в 2006 г. может быть связана с развитием Эль-Ниньо в этот период.

Представляет интерес оценить роль океана в формировании длительных аномалий циркуляции атмосферы и температуры воздуха, подобных описанным выше. Для этого был рассмотрен температурный режим вод Северной Атлантики в осенне-зимний период 2005/06 и 2006/07 гг. Зима 2005/06 гг. в Европе, в отличие от зимы 2006/07 гг., была холоднее обычного. Однако принципиальных отличий в температуре вод Северной Атлантики в эти периоды выявить не удалось, преобладали положительные аномалии температуры поверхности океана. Следует отметить, что в субполярных широтах Северной Атлантики повышенные значения температуры воды наблюдались уже с 2002 г. [160].

Поскольку основное влияние океана на атмосферу осуществляется через потоки тепла на поверхности океана, то по данным реанализа NCEP/NCAR было выполнено сравнение потоков скрытого тепла в Северной Атлантике в указанные периоды. Оказалось, что если в ноябре-декабре 2005 г. в области к востоку от Ньюфаундленда (Ньюфаундлендская энергоактивная зона) потоки скрытого тепла были слабее обычного, то в ноябре-декабре 2006 г. они превышали среднемноголетние значения. В обзоре [160] отмечено увеличение потоков тепла из океана в атмосферу в Северной Атлантике в 2007 г. по сравнению с 2006 г.

Так как во многих работах показано, что аномальные значения турбулентных потоков тепла из океана в атмосферу могут способствовать аномальному развитию атмосферной циркуляции [53, 113, 224], то одной из возможных причин изменения траекторий циклонов в

Северной Атлантике в осенне-зимний период может быть аномально большое поступление тепла из океана в атмосферу.

В заключение можно отметить, что наибольшие изменения в циркуляционном и температурном режиме АЕР в январе возникают в случае, если на фоне положительной фазы САК развивается отрицательная фаза ВАК, что приводит к ослаблению зональной циркуляции и понижению температуры воздуха в Европе.

Наиболее длительное различие в индексах EA и NAO за 1950–2007 гг. наблюдалось в 1996–2007 гг., когда индекс EA существенно превосходил индекс NAO. Причина данного явления заключается в изменении характеристик циклогенеза и траекторий циклонов в Северной Атлантике, в частности, в сдвиге к северу траектории циклонов, смещающихся из Северной Атлантики на Европу, что привело к повышению температуры в Скандинавии и на Кольском полуострове в 1996–2007 гг. по сравнению с 1984–1995 гг.

Одной из причин аномально теплой зимы в Европе 2006/07 гг. также явился сдвиг к северу траектории циклонов в апреле 2006 г. – марте 2007 г., что нашло свое отражение, прежде всего, в усилении положительной фазы ВАК, которое, в свою очередь, могло быть связано с развитием в этот период явления Эль-Ниньо. Отмечено, что аномально теплой зиме в Европе предшествовало усиление потоков тепла из океана в атмосферу в западной части Северной Атлантики в ноябре-декабре 2006 г.

3.2. Взрывные циклоны в северо-восточной части Атлантического океана

В последние годы участились случаи выхода глубоких циклонов из Северной Атлантики на Европу, что приводит к большому ущербу. В качестве примера можно привести циклоны «Anatol», «Kurt», «Lothar» и «Martin» в декабре 1999 г., которые вызвали гибель 130 человек и нанесли ущерб странам западной и центральной Европы в размере около 18 млн евро [165, 212].

Анализ эволюции этих и подобных им циклонов показал [101, 165, 212, 216], что некоторые из них сформировались в северо-восточной части Атлантического океана (СВА) в области Исландского минимума, а их развитие проходило по типу взрывного циклогенеза со скоростью заглубления более 1 гПа в час. Отмечено, что эти циклоны могут группироваться в серии (кластеры), причем формирование кластеров характерно в основном для СВА; в западной части Северной Атлантики циклоны формируются и движутся более регулярно.

Условия образования взрывных циклонов в СВА другие, чем в западной части океана, где бароклинность атмосферы и горизонтальные градиенты температуры поверхности

Взрывные циклоны в северо-восточной части Атлантического океана больше, чем в восточной части. Взрывные циклоны в СВА имеют более быструю эволюцию и более короткий жизненный цикл по сравнению с западными циклонами, поэтому их труднее идентифицировать. Одной из причин, благоприятствующих формированию взрывного циклона в СВА, может быть наличие «родительского» развитого циклона, расположенного к северу или к северо-востоку от начального центра низкого давления. В этом случае циркуляция «родительского» циклона переносит на юг высокую потенциальную завихренность на верхних уровнях и одновременно увеличивает локальную бароклинность на нижних уровнях [101, 216].

Расчеты по климатическим моделям показывают, что в будущем количество таких циклонов может увеличиться [86, 151, 188]. Они представляют опасность для мореплавания, а в случае выхода на сушу приводят к значительному ущербу, поэтому необходимо их дальнейшее изучение. В данном разделе исследуются условия формирования взрывных циклонов в СВА.

В качестве исходных данных будем использовать среднемесячные индексы циркуляции атмосферы за 1948–2009 гг: индекс североатлантического колебания (САК) и индекс восточно-атлантического колебания (ВАК) (<http://www.cdc.noaa.gov/ClimateIndices/>), суточный индекс САК_c (http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/precip/CWlink/daily_ao_index/history/history.shtml), а также данные реанализа NCEP/NCAR [147] за 1948–2009 гг.: поля приземного давления, ветра, температуры воздуха, температуры поверхности океана, потоков явного и скрытого тепла.

Условия формирования взрывных циклонов в СВА

Формирование и эволюция циклонов в Северной Атлантике связаны с характером крупномасштабной циркуляции атмосферы в регионе. Одной из основных черт циркуляции является североатлантическое колебание, для количественного описания которого используются суточный и среднемесячный индексы. Вместе с тем, в работах [165, 196] показано, что одного индекса САК для описания циркуляции атмосферы в атлантико-европейском регионе недостаточно, необходимо использование и других показателей, в частности, индекса ВАК.

В разделе 3.1 на основе сравнения межгодовой изменчивости индексов САК и ВАК было получено, что в период с 1996 по 2007 г. индекс ВАК имел в основном положительные значения и превосходил индекс САК. Известно, что центры действия ВАК сдвинуты на юго-восток по отношению к центрам САК, и, таким образом, преобладание положительной фазы

ВАК может приводить к интенсификации циклонической деятельности в восточной части Северной Атлантики и смещению траекторий циклонов. Сильный сдвиг на восток центров действия атмосферы в Северной Атлантике в начале 1997 г. отмечен также в работе [32].

Усиление циклонической деятельности в СВА может сопровождаться увеличением количества взрывных циклонов, поэтому необходимо более детально исследовать условия их формирования. Изучению природы взрывных циклонов посвящена обширная литература (см., например, [53, 103, 127, 199]). Так, в результате анализа большого количества наблюдений в работах [127, 199] было получено, что формированию взрывного циклона в западной части Северной Атлантики, как правило, предшествует вынос холодного воздуха с североамериканского континента на Гольфстрим. Именно интенсивные потоки скрытого и явного тепла, возникающие во время выноса, способствуют превращению обычного циклона во взрывной [103], а также могут влиять на циркуляцию атмосферы над всей Северной Атлантикой [56]. Климатология циклонов, сформировавшихся над океаном, и особенности распределения потоков тепла в них описаны в [71, 225].

В работе [19] на основе теории показано, что при формировании полярных ураганов (мезоциклонов) потоки явного тепла играют более важную роль, чем потоки скрытого тепла. По некоторым оценкам пороговые значения потоков явного тепла, необходимые для образования полярных ураганов, достигаются в случае, если температура воздуха ниже температуры воды не менее, чем на 20 °С. Подобные условия создаются при выносах холодного воздуха с континента на океан в холодную часть года. Некоторые характеристики полярных ураганов и взрывных циклонов, сформировавшихся в СВА, оказались близки друг другу [216].

В работе [216] было выполнено сравнение 18 взрывных циклонов, сформировавшихся в период с 1985 по 1995 г. в западной части Северной Атлантики, с 19 циклонами, сформировавшимися в этот же период в СВА. Для каждого циклона были определены координаты центра и давление в нем (P_0). Некоторые выводы сравнения западных и восточных циклонов приведены выше.

Дополним информацию об условиях формирования циклонов в СВА. К указанным выше 19 циклонам были добавлены два циклона в декабре 1999 г.: «Anatol» (3.12.1999 г.) и «Lothar» (24.12.1999 г.). Предварительный анализ показал, что формированию всех этих циклонов предшествовал вынос холодного воздуха с суши на океан. Для каждого из 21 циклонов были определены значения индексов САК, САК_с и ВАК, а по данным реанализа NCEP/NCAR - среднесуточные величины характеристик в зоне выноса: температура воздуха (T_a), максимальная аномалия температуры воздуха (ΔT_a), температура поверхности океана (T_s), максимальные значения потоков явного (SH) и скрытого (LH) тепла (табл. 3.2) [59].

Таблица 3.2

**Характеристики условий формирования взрывных циклонов
в северо-восточной части Атлантического океана**

| Дата | P_0 гПа | САК | САК _с | ВАК | T_a °C | ΔT_a °C | T_s °C | SH Вт/м ² | LH Вт/м ² |
|-------------|--------------|-------|------------------|-------|-------------|--------------------|-------------|-------------------------|-------------------------|
| 13.01.1986 | 963 | 1,11 | 0,88 | -0,08 | -10...-20 | -3...-4 | 1...3 | 250-300 | 400-450 |
| 24.03.1986 | 985 | 1,71 | 1,92 | 0,57 | 2...5 | -5...-6 | 8...10 | 200-250 | 400-450 |
| 15.12.1986 | 922 | 0,99 | 1,08 | 1,24 | -5...2 | -5...-6 | 2...5 | 350-400 | 450-500 |
| 9.02.1988 | 952 | 0,76 | 1,33 | -0,64 | 2...5 | -5...-6 | 7...10 | 350-400 | 550-600 |
| 8.02.1989 | 971 | 2,00 | 0,83 | 0,36 | -5...0 | -4...-5 | 5...8 | 150-200 | 300-350 |
| 14.02.1989 | 977 | 2,00 | 1,41 | 0,36 | -10...-15 | -9...-10 | 2...5 | 600-800 | 300-350 |
| 18.01.1990 | 967 | 1,04 | 0,65 | 0,75 | -3...-10 | -7...-8 | 2...5 | 200-300 | 250-300 |
| 3.02.1991 | 950 | 1,04 | 1,32 | 0,30 | -15...-20 | -14...-15 | 1...3 | 700-900 | 350-400 |
| 30.10.1991. | 960 | -0,19 | -0,49 | -1,18 | 7...10 | -2...-3 | 10...15 | 100-150 | 300-350 |
| 23.02.1992 | 973 | 1,07 | 1,29 | -0,03 | -10...-20 | -12...-13 | 2...4 | 400-600 | 300-350 |
| 25.02.1992 | 961 | 1,07 | 1,33 | -0,03 | -15...-20 | -16...-17 | 1...3 | 600-800 | 300-350 |
| 10.01.1993 | 914 | 1,60 | 1,76 | 1,13 | -20...-30 | -19...-20 | 1...3 | 1000-1200 | 450-500 |
| 3.10.1993 | 967 | -0,71 | -0,34 | -0,67 | 5...8 | -4...-5 | 10...13 | 120-150 | 350-400 |
| 15.11.1993 | 952 | 2,56 | 1,40 | -0,40 | -1...-10 | -4...-5 | 3...6 | 400-500 | 250-300 |
| 21.03.1994 | 957 | 1,26 | 0,29 | 0,91 | -2...-10 | -4...-5 | 1...3 | 300-400 | 250-300 |
| 30.03.1994 | 952 | 1,26 | 1,82 | 0,91 | 3...6 | -5...-6 | 8...10 | 250-300 | 400-450 |
| 6.12.1994 | 957 | 2,02 | 1,85 | 1,12 | -2...2 | -5...-6 | 5...7 | 200-300 | 400-450 |
| 17.12.1994 | 964 | 2,02 | 1,25 | 1,12 | -1...-10 | -4...-5 | 5...7 | 300-400 | 350-400 |
| 30.09.1995 | 966 | 0,31 | 0,36 | -0,10 | 4...7 | -3...-4 | 5...8 | 120-150 | 350-400 |
| 3.12.1999 | 957 | 1,61 | 1,68 | 0,75 | -2...-10 | -6...-7 | 5...7 | 300-400 | 300-350 |
| 24.12.1999 | 961 | 1,61 | 0,71 | 0,75 | -2...0 | -5...-6 | 5...10 | 300-400 | 450-500 |

Из таблицы видно, что почти все циклоны сформировались при положительной фазе североатлантического колебания как по значениям месячного индекса САК, так и по суточному индексу САК_с. Исключение составляют циклоны в октябре 1991 г. и октябре 1993 г., где эти индексы были отрицательны. Подобная закономерность относится и к восточно-атлантическому колебанию, т.е. преобладают положительные значения индекса ВАК. Отрицательные значения индекса ВАК или незначительны по абсолютной величине или относятся к осенним месяцам (за исключением циклона 9.02.1988 г.). Сочетание положительных фаз САК и ВАК приводит к усилению зональной циркуляции [57] и интенсификации циклонической деятельности в Северной Атлантике.

Положение и интенсивность выносов холодного воздуха с суши на океан хорошо определяются по среднесуточной аномалии температуры воздуха. Необходимо отметить, что примерно половине рассматриваемых циклонов предшествовал вынос из Гренландии, а другой половине – с североамериканского континента. Это означает, что условия,

благоприятные для формирования взрывных циклонов, могут сохраняться на значительном удалении от суши.

Среднесуточная аномалия температуры воздуха в зоне выноса над океаном (у побережья) может достигать $-20\text{ }^{\circ}\text{C}$, а среднесуточная температуры воздуха $-30\text{ }^{\circ}\text{C}$ (табл. 3.2). При этом разность температур воды и воздуха может достигать до $30\text{--}35\text{ }^{\circ}\text{C}$. Такие большие различия в температурах приводят к потокам явного тепла более 1000 Вт/м^2 . По некоторым оценкам суммарный поток скрытого и явного тепла в зоне выноса может достигать $1000\text{--}1500\text{ Вт/м}^2$ [124, 222], а во взрывном циклоне – более 3000 Вт/м^2 [178]. Из таблицы видно, что потоки явного тепла не намного меньше потоков скрытого тепла, а в некоторых случаях даже превосходят их. Это подтверждает важную роль потоков явного тепла в формировании взрывных циклонов в СВА.

Для выявления особенностей формирования взрывных циклонов в СВА были отобраны по шесть случаев в период с декабря по март 1985–2000 гг. для выносов холодного воздуха с континента (13.01.1986 г., 15.12.1986 г., 3.02.1991 г., 10.01.1993 г., 30.03.1994 г., 24.12.1999 г.) и из Гренландии (24.03.1986 г., 14.02.1989 г., 23.02.1992 г., 6.12.1994 г., 17.12.1994 г., 3.12.1999 г.) и на основе реанализа NCEP/NCAR построены композитные поля различных характеристик.

Для выноса с континента характерна обширная область отрицательной среднесуточной аномалии температуры воздуха, простирающаяся от побережья континента ($50\text{--}70^{\circ}$ с.ш.) до Исландии и Великобритании (рис. 3.4а). Максимальные значения (более -6°C) наблюдаются в море Лабрадор; есть также локальная область с аномалией более $-5\text{ }^{\circ}\text{C}$ на большом расстоянии от суши ($50\text{--}55^{\circ}$ с.ш.; $30\text{--}45^{\circ}$ з.д.). При выносе из Гренландии отрицательная аномалия охватывает значительную часть Северной Атлантики к северу от 45° с.ш., однако наибольшие значения (более $-4\text{ }^{\circ}\text{C}$) сосредоточены вдоль побережья Гренландии (рис. 3.4б).

В композитном поле приземного давления при выносе с континента центр циклонической области располагается к юго-западу от Исландии с давлением в центре менее 970 гПа (рис. 3.5а), при выносе из Гренландии центр находится к юго-востоку от Исландии с давлением в центре менее 985 гПа (рис. 3.5б). Давление в центрах циклонов на $20\text{--}30\text{ гПа}$ ниже нормы, что соответствует данным [101], где отмечено, что циклоны, сформировавшиеся в СВА, имеют в области образования аномально низкое давление. В композитных полях ветра наибольшие отличия характерны для зональной компоненты, которая в центральной части Северной Атлантики в случае выноса с континента превышает 16 м/с , а при выносе из Гренландии – 12 м/с , что в обоих случаях выше нормы.

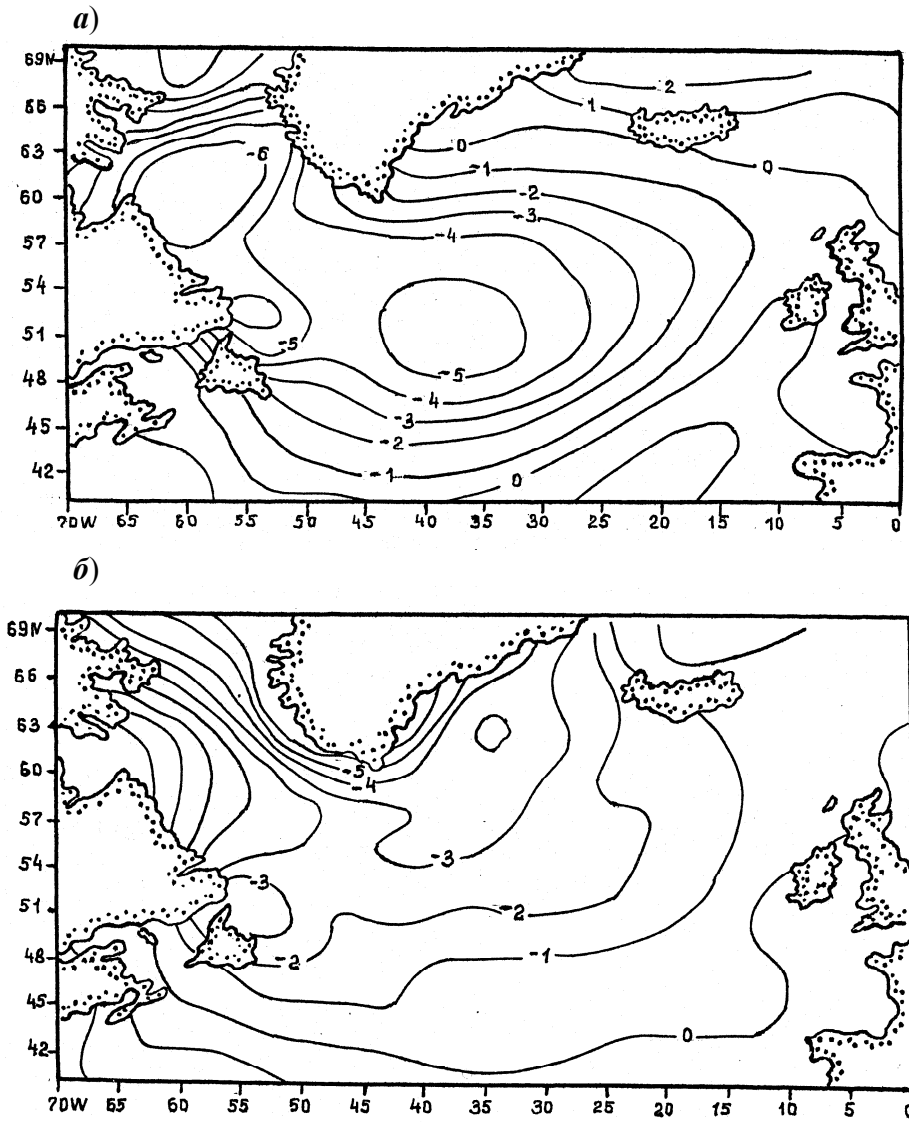


Рис. 3.4. Композитная аномалия среднесуточной температуры воздуха (°C) при выносе: с североамериканского континента (а); из Гренландии (б).

Таким образом, взрывные циклоны, формирующиеся при выносах холодного воздуха с североамериканского континента, более глубокие, имеют более высокие скорости ветра и располагаются западнее, чем циклоны, формирующиеся при выносах из Гренландии.

Как видно из табл. 3.2, большинство взрывных циклонов в СВА сформировались при значении индекса $САК_c > 1$. Для выявления особенностей циркуляции атмосферы при формировании взрывных циклонов были построены композитные поля суточных аномалий геопотенциала поверхности H_{500} (поскольку индекс $САК_c$ рассчитывается по данным H_{500}). Композиты строились для 5-дневных периодов, в середине которых был день с формированием взрывного циклона. Для всех композитных полей характерна обширная область отрицательной аномалии H_{500} со значениями до -300 гПа в Северной Атлантике к северу от 50° с.ш. Наиболее часто очаг аномалии располагался в центральной части

Северной Атлантики, однако, например, в период формирования циклона «Anatol» (3.12.1999 г.) он был сдвинут на Скандинавию.

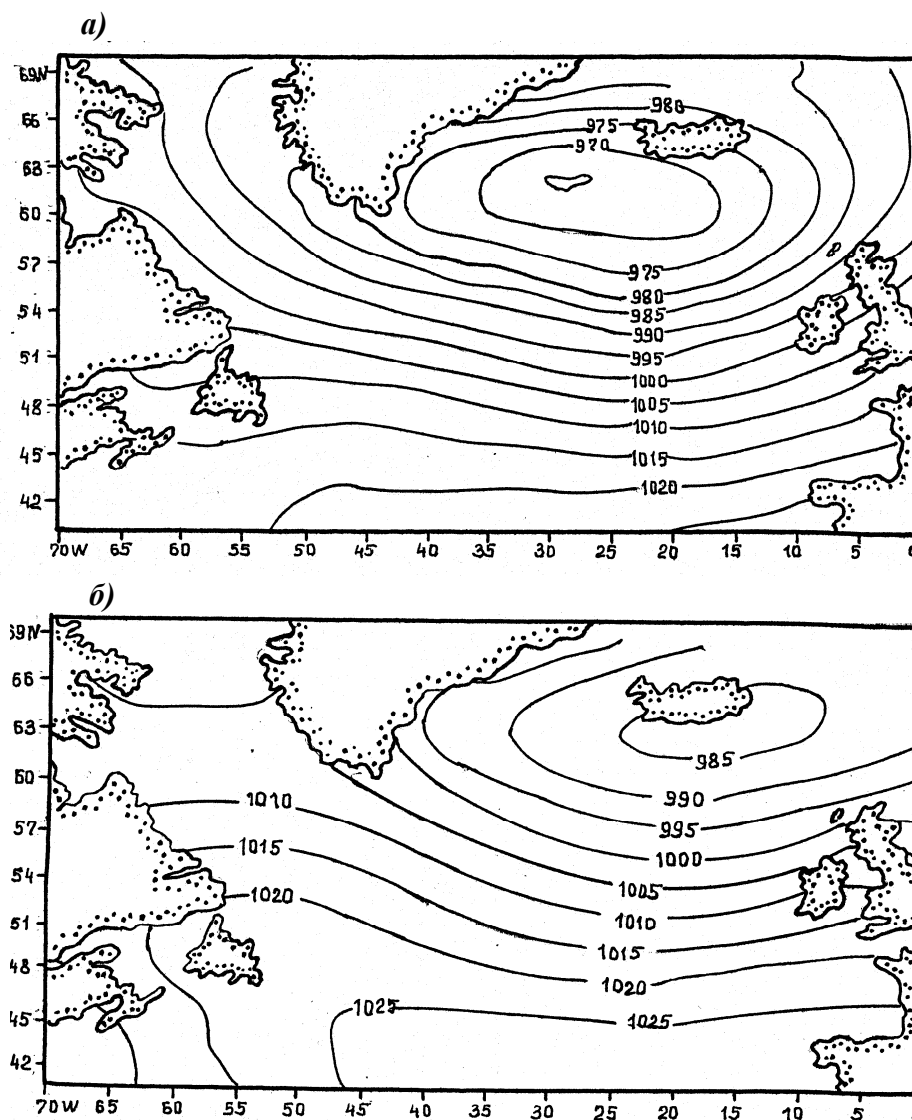


Рис. 3.5. Композитное среднесуточное давление на уровне моря (гПа) при выносе: с североамериканского континента (а); из Гренландии (б).

Для определения межгодовой изменчивости условий, способствующих формированию взрывных циклонов в СВА, было подсчитано количество дней с $САК_c > 1$ с декабря по март в период с 1950 по 2009 г. (60 сезонов). Среднее за сезон количество дней с $САК_c > 1$ составило 14,6. Оказалось, что наиболее часто максимальные значения $САК_c$ наблюдались в первой половине 1990-х годов (рис. 3.6). Как и следовало ожидать, кривая на рис.3.6 оказалась подобной кривой среднего за декабрь-март индекса САК с 5-летним скользящим сглаживанием (не приводится), т.е. значения $САК_c > 1$ наиболее часто наблюдаются в периоды с наибольшим значением индекса САК.

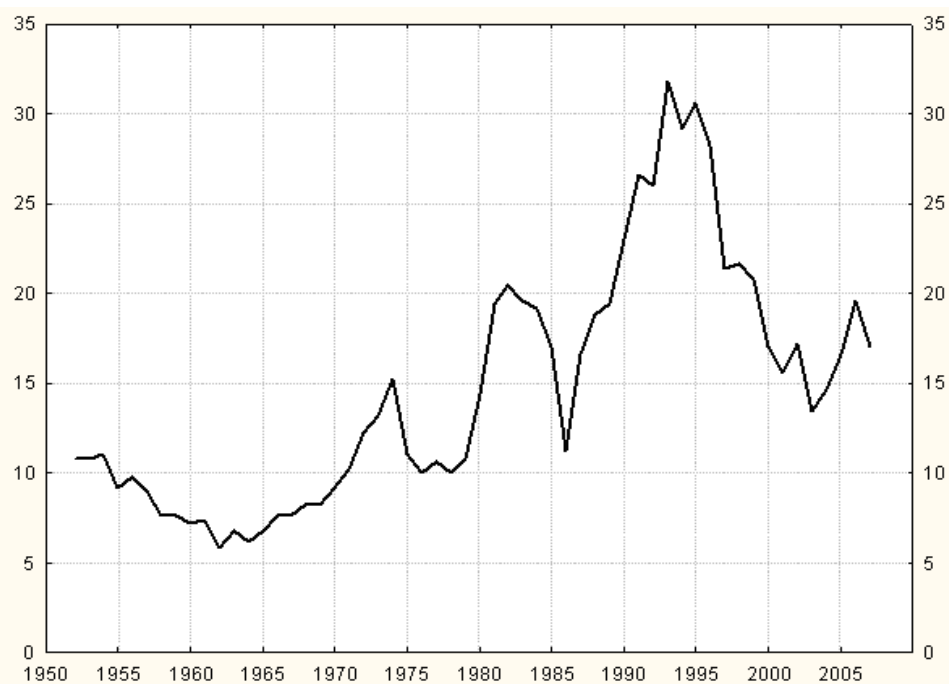


Рис. 3.6. Количество дней с $SAK_c > 1$ в период с декабря по март (5-летнее скользящее сглаживание).

Вместе с тем необходимо отметить, что после 1996 г., когда индекс ВАК стал в среднем превосходить индекс САК, в шести из 13 зимних сезонов количество дней с $SAK_c > 1$ превысило среднее значение: 1996/97 г.(32 дня), 1999/2000 г.(49 дней), 2003/04 г.(16 дней), 2004/05 г.(30 дней), 2006/07 г.(23 дня), 2007/08 г.(19 дней). Это свидетельствует о довольно высокой повторяемости в последние годы условий, благоприятных для формирования взрывных циклонов в СВА.

Таким образом, выявлено, что формированию взрывных циклонов в северо-восточной части Атлантического океана в 1986-1999 гг. предшествовали выносы холодного сухого воздуха с североамериканского континента или из Гренландии на океан. Циклоны, формирующиеся при выносах с континента, более глубокие, имеют более высокие скорости ветра и располагаются западнее, чем циклоны, формирующиеся при выносах из Гренландии.

Разность температур воды и воздуха в зонах выноса может достигать 30–35 °С, а суммарные потоки явного и скрытого тепла превосходить 1000 Вт/м². Формированию разрушительных циклонов «Anatol» и «Lothar» в декабре 1999 г. сопутствовали повышенные значения потоков явного и скрытого тепла.

Большинство взрывных циклонов в СВА формируются при значении индекса $SAK_c > 1$, для которого характерна обширная область среднесуточной отрицательной аномалии H_{500} в Северной Атлантике к северу от 50° с.ш. со значениями до -300 гПа.

Наиболее часто значения $SAK_c > 1$ в зимний сезон с 1950 по 2009 г. наблюдались в первой половине 1990-х годов, что совпадает с периодом наибольших значений

среднемесячного индекса САК. После 1996 г., когда индекс ВАК стал в среднем превосходить индекс САК, в шести из 13 зимних сезонов количество дней с $САК_c > 1$ превысило среднее значение, что свидетельствует о довольно высокой повторяемости в последние годы условий, благоприятных для формирования взрывных циклонов в СВА

3.3 Особенности циркуляции атмосферы в Северной Атлантике в последние десятилетия

Рост индекса североатлантического колебания

Одной из главных особенностей циркуляции атмосферы в АЕР во второй половине XX века является значительный рост индекса САК с середины 1960-х до начала 1990-х годов (рис. 3.7). Отметим, что на данном рисунке использовались данные для всех месяцев года, в то время как в большинстве работ учитываются в основном зимние значения индекса САК (в этом случае рост САК более значителен). КЭОФ ТПО – характеристика разложения поля ТПО по эмпирическим ортогональным функциям (раздел 2.3).

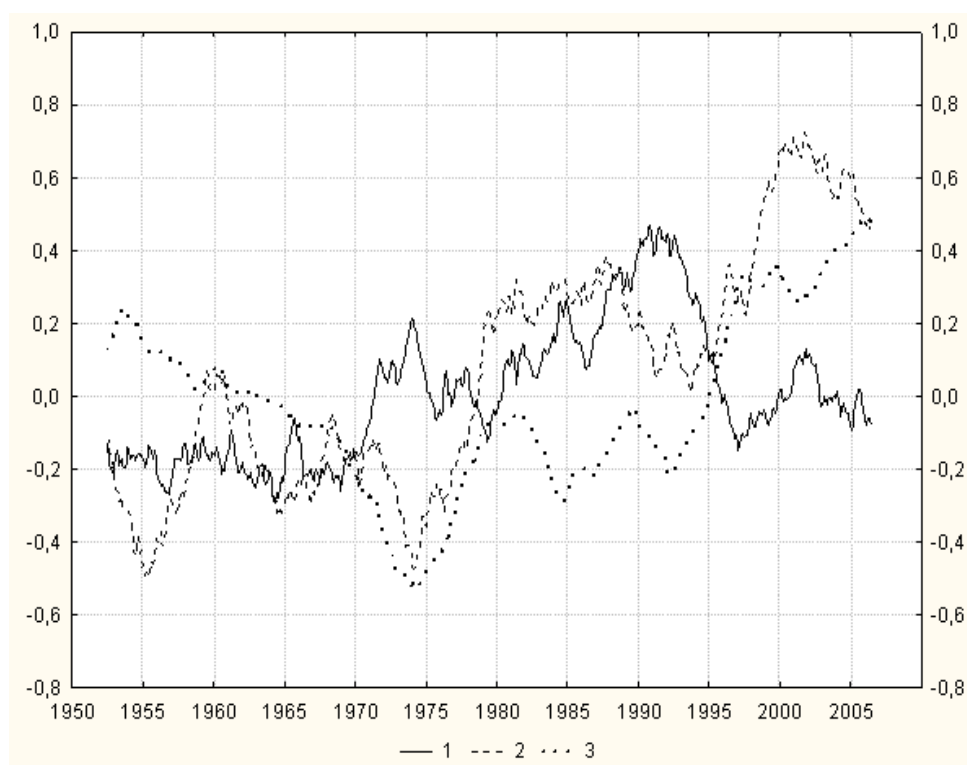


Рис. 3.7. Изменчивость индексов NAO (1), ВАК (2) и КЭОФ ТПО (3) (5-летнее скользящее сглаживание) [58].

Особенности циркуляции атмосферы в Северной Атлантике в последние десятилетия

Увеличение индекса САК явилось отражением существенных изменений в режиме циркуляции атмосферы. Прежде всего произошел сдвиг к северу шторм-трека в Северной Атлантике. По данным [218] величина сдвига в зимние месяцы составила 180 км. Это привело к увеличению циклонической активности и усилению штормов в высоких широтах Северной Атлантики [120, 126, 168] и увеличению высот волн в северо-восточной части Атлантического океана [125, 217]. Наряду с усилением циклонической активности отмечено ослабление интенсивности блокирующих ситуаций в атмосфере региона [84].

Сдвиг шторм-трека к северу также привел к изменению погодных условий в Европе. В период с 1960-х по 1990-е годы отмечены повышение температуры воздуха и увеличение количества осадков в зимний период в северной Европе и противоположные изменения в южной Европе [172, 200].

Сдвиг на восток центров действия атмосферы

Североатлантическое колебание оказывает влияние на различные гидрометеорологические поля в атлантико-европейском регионе, что нашло отражение в корреляционных связях между индексом САК и параметрами этих полей. Однако в период роста САК во второй половине XX века обнаружилось, что некоторые связи ослабли или, наоборот, усилились.

Так, если в период 1958–1977 гг. корреляция между САК и переносом льда через пролив Фрама была очень слабой (коэффициент корреляции $r = 0,1$), то в период 1978–1997 гг. она значительно увеличилась ($r = 0,7$) [130]. Авторы объясняют это аномалией в меридиональной компоненте поля ветра в районе пролива Фрама, формирование которой связано со сдвигом на восток центров САК в 1978–1997 гг. по сравнению с 1958–1977 гг. В дальнейшем в работе [145] было получено, что в результате этого сдвига в зимний период увеличилась вероятность выхода глубоких циклонов на Европу, произошло повышение температуры воздуха в восточной Европе, уменьшились турбулентные потоки тепла и увеличилась площадь ледового покрова в море Лабрадор.

В этом контексте можно упомянуть результаты работы [189], где на основе обработки данных за период 1873–2001 гг. было получено, что корреляционные связи между индексом САК и полями приземного давления, температуры воды и воздуха в Северной Атлантике неустойчивы не только во времени, но и в пространстве.

Формирование крупномасштабных колебаний типа САК процессами синоптического масштаба тесно связано с понятием режимов циркуляции, под которыми понимаются квазиустойчивые (от нескольких суток до нескольких недель) состояния атмосферы,

возникающие в результате нелинейного взаимодействия процессов планетарного и синоптического масштабов [44, 179].

Проблеме выделения режимов циркуляции атмосферы в северном полушарии посвящены, например, работы [91, 142, 171], в которых, в частности, для региона Северной Атлантики выделено от двух до шести режимов, среди которых основными являются режимы циркуляции при положительном и отрицательном значении индекса САК. Причем при САК > 0 Азорский максимум и Исландский минимум смещены на 30° к востоку по сравнению с САК < 0 [91].

Анализ частоты возникновения режимов показал, что в 1958–1977 гг. режимы с САК < 0 возникали более часто, чем режимы с САК > 0, а в 1978–1997 гг. – наоборот [141]. Таким образом, сдвиг на восток центров САК в 1978–1997 гг. можно трактовать как увеличение в этот период количества режимов с САК > 0, что привело к смещению по долготе центров действия атмосферы.

Как отмечалось в разделе 3.1, существенные различия в ходе индексов САК и ВАК произошли начиная с 1996 г., когда индекс ВАК стал устойчиво больше индекса САК. Как видно из графика, этому предшествовал устойчивый рост температуры поверхности океана с начала 1990-х годов. Можно также отметить согласованные изменения индекса ВАК и ТПО в 1970-х годах.

Известно, что центры действия ВАК сдвинуты на юго-восток по отношению к центрам САК, и, таким образом, преобладание положительной фазы ВАК может приводить к интенсификации циклонической деятельности в восточной части Северной Атлантики и смещению траекторий циклонов. Сильный сдвиг на восток центров действия атмосферы в Северной Атлантике в начале 1997 г. отмечен также в работе [32].

В разделе 3.2 было показано, что наиболее часто максимальные значения суточного индекса САК_с, характеризующие усиление зональной циркуляции, наблюдались в первой половине 1990-х годов (рис. 3.8). На этом рисунке также приведена кривая количества дней с индексом САК_с < -1, для которого характерно усиление меридиональных типов циркуляции. Сравнение кривых на рис. 3.8 дает наглядное представление о роли синоптических процессов в формировании преобладания меридиональной циркуляции в регионе Северной Атлантики в 1950–1960-е годы и зональной циркуляции в 1990-е годы.

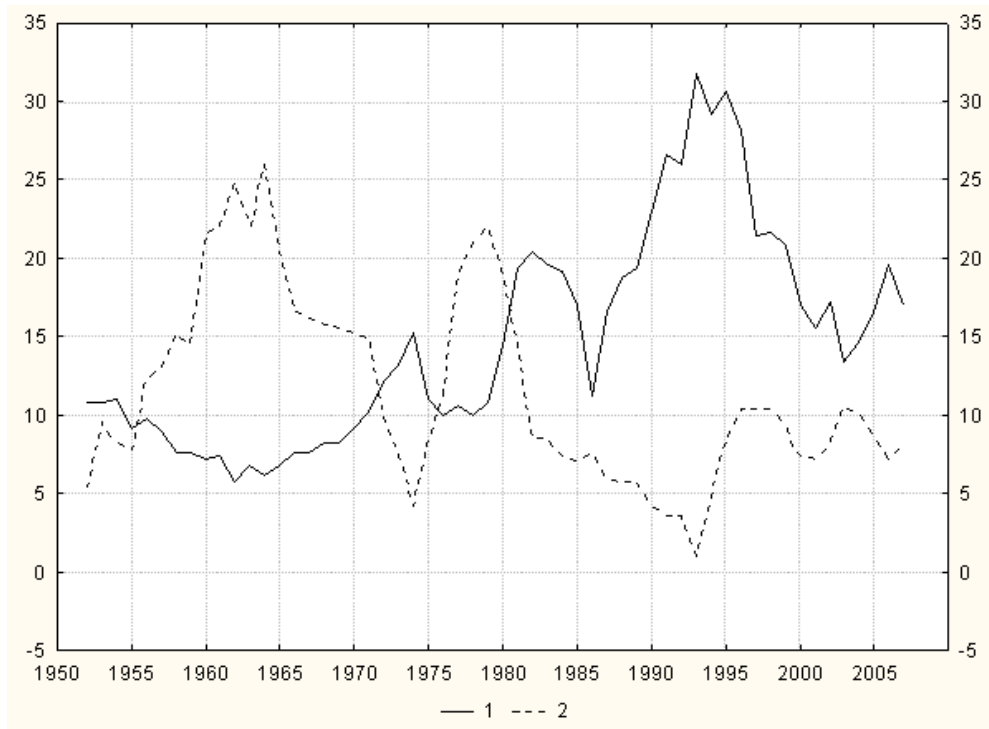


Рис. 3.8. Количество дней в декабре-марте с $SAK_c > 1$ (1) и $SAK_c < -1$ (2).

В качестве основных особенностей циркуляции атмосферы в регионе Северной Атлантики в последние десятилетия можно выделить следующие.

1. Значительный рост индекса североатлантического колебания с середины 1960-х до начала 1990-х годов, с чем связаны сдвиг к северу шторм-трека в Северной Атлантике, увеличение циклонической активности и усиление штормов в высоких широтах, увеличение высот волн в северо-восточной части Атлантического океана, повышение температуры воздуха и увеличение количества осадков в зимний период в северной Европе и противоположные изменения в южной Европе.

2. Сдвиг на восток центров действия атмосферы в Северной Атлантике в 1978–1997 гг. по сравнению с 1958–1977 гг., в результате которого в зимний период увеличилась вероятность выхода глубоких циклонов на Европу и повысилась температура воздуха в восточной Европе.

3. Увеличение индекса восточно-атлантического колебания после 1996 г. и его превосходство над индексом североатлантического колебания, чему предшествовал устойчивый рост температуры поверхности океана в Северной Атлантике с начала 1990-х годов. Высокие значения индекса восточно-атлантического колебания и связанные с этим изменения в траектории циклонов, вероятно, явились одной из причин аномально теплой зимы в Европе 2006–2007 гг.

4. Формирование в северо-восточной части Атлантического океана в зимний период взрывных циклонов, которые в случае выхода на Европу наносят большой материальный ущерб. Возникновению таких циклонов предшествуют выносы холодного сухого воздуха с североамериканского континента или из Гренландии на океан при высоких значениях суточного индекса североатлантического колебания.

Глава 4.

Влияние САК на океан

4.1 Связи между САК и ТПО

Изучению влияния атмосферной циркуляции на формирование аномалий температуры поверхности океана в Северной Атлантике посвящена обширная литература [16, 17, 76, 148, 181, 208]. В качестве характеристики циркуляции наиболее часто используется аномалия приземного давления. Однако пространственно-временные связи между аномалиями давления и АТПО исследованы недостаточно. В частности, не совсем ясно, в каких районах и с какими временными сдвигами изменения давления способствуют формированию наиболее крупных АТПО. Мало изучены связи между одним из самых заметных явлений в атмосферной циркуляции этого района – североатлантическим колебанием – и температурой поверхности океана. В данном разделе эти связи анализируются с помощью одноточечных корреляций.

В работе [181] на основе обработки ежедневных анализов ТПО за период с 1962 по 1983 г. были выявлены зоны формирования экстремальных АТПО в Северной Атлантике. Эти зоны, как и следовало ожидать, в основном совпадают с областями наибольшей изменчивости температуры воды. В соответствии с выводами [181] нами были выбраны три района для исследования связи АТПО с аномалиями атмосферного давления (рис. 4.1а). Районы 1 и 2 были разделены, так как разложение АТПО по эмпирическим ортогональным функциям [16, 208] указывает на формирование в них аномалий разного знака. Например, средние значения АТПО за периоды с 1981 по 1990 г. в этих районах имели противоположные знаки [95].

Исходными данными послужили среднемесячные аномалии приземного давления на сетке $5^\circ \times 10^\circ$ и среднемесячные АТПО на сетке $5^\circ \times 5^\circ$ за период с 1957 по 1986 г. из банка данных Гидрометцентра России. Одноточечные корреляции рассчитывались с помощью программ из пакета [14] для трех "точек", каждая из которых представляла среднее значение АТПО по соответствующему району (см. рис. 4.1а). Аномалии температуры воды в этих "точках" коррелировались с предшествующими аномалиями давления в каждом узле сетки по области $10-60^\circ$ с. ш., $10-80^\circ$ з. д. со сдвигами от 0 до -11 месяцев [48].

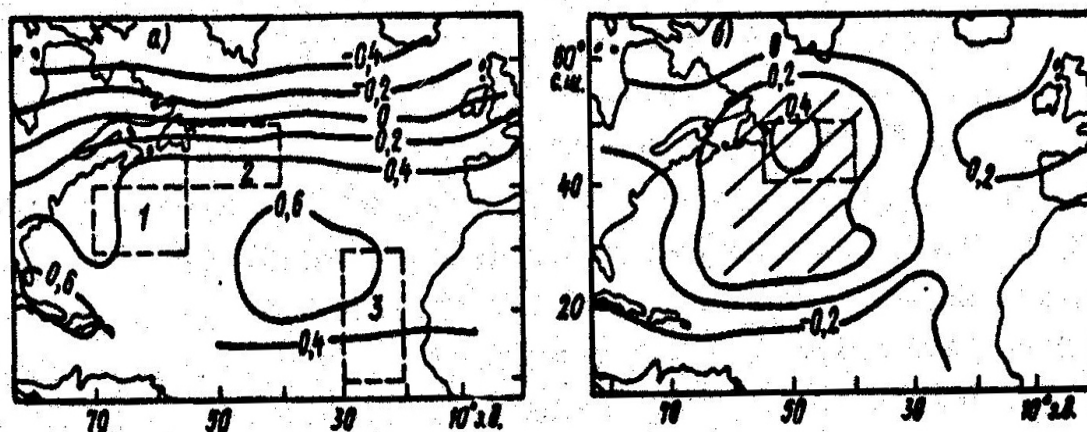


Рис. 4.1. Распределение коэффициентов корреляции между АТПО в районе 1 в феврале и аномалией давления в январе (а) и между АТПО в районе 2 в июле и аномалией давления в мае (б).

Одним из показателей связи является количество узлов со значимыми коэффициентами корреляции ($|r| > 0,3$ при однопроцентном уровне значимости) для разных временных сдвигов. Характерно, что если для районов 1 и 2 общее количество таких узлов примерно одинаково, то для района 3 их на 50% больше. Это можно трактовать так, что атмосферные процессы оказывают на формирование АТПО в районе 3 большее влияние, чем в районах 1 и 2, и тогда вклад инерционных процессов в развитие АТПО в районе 3, вероятно, меньше, чем в районах 1 и 2. Это согласуется с выводами [63], где установлено, что наименьшая оправдываемость месячного прогноза АТПО по одномерной авторегрессионной модели - в юго-восточной части Северной Атлантики (район 3), а наибольшая - в зоне Гольфстрима (район 1).

Наибольшее количество значимых коэффициентов корреляции между АТПО в районе 1 и аномалиями давления отмечается при сдвиге -1 месяц. Наиболее заметно влияние атмосферной циркуляции в холодный сезон (ноябрь-март) на АТПО в зимние и весенние месяцы ($|r| = -0,5 \dots -0,7$). Однако есть связь и с большим сдвигом, например, между аномалией давления в марте и АТПО в октябре-ноябре ($|r| = -0,4 \dots -0,5$). Анализ пространственных связей показывает, что максимальные коэффициенты корреляции ($|r| = 0,6 \dots 0,7$) между АТПО в районе 1 и аномалиями давления отмечаются в зонах азорского максимума и исландского минимума (рис. 4.1). В целом в районе 1 наиболее сильно зависит от атмосферных условий температура воды в январе-марте и мало зависит в июне-сентябре.

На формирование АТПО в районе 2 зимняя циркуляция также оказывает сильное влияние, причем синхронные связи довольно значительны (в районе 1 синхронная связь наблюдается только в январе). Отличительной особенностью района 2 является влияние

атмосферных условий в мае на формирование летних АТПО. Максимальные коэффициенты корреляции АТПО в июле-августе с аномалией давления в мае ($r = 0,4 \dots 0,5$) отмечаются непосредственно на акватории района (рис. 4.1б). Эта же особенность характерна для связи АТПО в январе с аномалией давления в ноябре, что подтверждает важность локального взаимодействия океана и атмосферы в весенние и осенние месяцы для формирования АТПО в этом районе [46]. В целом в районе 2 наиболее тесно связана с атмосферными условиями температура воды в ноябре-марте и в июне-июле, в наименее – в апреле-мае.

На формирование АТПО в районе 3 атмосферные условия оказывают сильное влияние большую часть года. Наиболее существенно влияние зимней циркуляции. Так, аномалия давления в январе коррелирована с АТПО в период с января по июнь, аналогичный "след" имеет аномалия давления в октябре. Наиболее тесно связаны с атмосферными условиями АТПО в марте-мае, наименее – в июле и сентябре. Для этого района, так же как и для районов 1 и 2, суммарное число узлов со значимыми коэффициентами корреляции максимально при сдвиге -1 месяц.

Выделим области Северной Атлантики, изменения давления в которых наиболее тесно связаны с изменениями температуры воды в рассматриваемых районах. К ним, прежде всего, относятся субполярная область низкого давления и субтропическая область высокого давления (рис. 4.1а). Аналогичный вид имеют поля корреляций в некоторые месяцы и для других районов. Из рис. 4.1а видно, что граница между положительными и отрицательными коэффициентами корреляции проходит между 50 и 55° с.ш. Это совпадает с положением нулевой изолинии в поле первых эмпирических ортогональных функций приземного давления [121]. Как известно, отрицательная корреляция между аномалиями давления к северу и к югу от этой изолинии отражает массообмен между двумя зонами Северной Атлантики, т. е. североатлантическое колебание.

Таким образом, полученные связи отражают влияние САК на формирование АТПО, т. е. подтверждают гипотезу Бьеркнеса [88]. Согласно Бьеркнесу, периоды с высокими и низкими значениями индекса САК вызывают соответствующие изменения в поле приводного ветра и приводят к формированию АТПО противоположного знака в субполярных и субтропических районах Северной Атлантики. В работе [148] гипотеза Бьеркнеса была подтверждена на основе канонического корреляционного анализа полей атмосферного давления и температуры воды, однако в ней не рассмотрены сезонные особенности влияния САК на температуру поверхности океана.

Рассмотрим процессы в атмосфере и океане в годы с экстремальными значениями индекса САК, который представляет разность нормированных аномалий давления между азорским максимумом и исландским минимумом [195]. В январе 1974 г. величина индекса была экстремально высокой (САК=1,6). Известно, что при высоком значении индекса исландский

минимум и азорский максимум хорошо развиты и смещены к северу, градиенты давления между ними увеличены [121]. Это приводит к усилению выноса холодного сухого воздуха с североамериканского континента, увеличению потоков тепла из океана в атмосферу, более интенсивному перемешиванию в верхних слоях океана и в результате – к сильному охлаждению океана. Зимой 1974 г. в зоне 40–60° с.ш., включающей район 2, сформировалась крупная отрицательная АТПО, просуществовавшая 9 месяцев.

Усиление азорского максимума вызывает также увеличение градиентов давления у северо-западного побережья Африки (район 3), усиление пассата и интенсификацию апвеллинга, что способствует аномальному охлаждению океана [202]. В этом районе с начала 1974 г. до конца 1975 г. наблюдалась отрицательная АТПО. В то же время в субтропических широтах, особенно в западной части океана (район 1), происходит ослабление ветра [197], что замедляет охлаждение океана в холодную часть года. В этом районе в начале 1974 г. возникла положительная АТПО, просуществовавшая несколько месяцев.

Противоположная ситуация наблюдалась зимой 1969 г., когда величина индекса САК была экстремально низкой и достигала $-1,6$. При низком значении индекса САК исландский минимум и азорский максимум выражены слабо и смещены к югу. Связанные с этим процессы в атмосфере и океане привели к формированию температурных аномалий, противоположных по знаку наблюдавшимся в 1974 г.: в районах 2 и 3 в 1969 г. преобладала положительная АТПО, в районе 1 – отрицательная.

Таким образом, имеется определенная связь между экстремальными значениями индекса САК и формированием крупномасштабных АТПО. При экстремально высоких значениях индекса в районах 2 и 3 формируется отрицательная АТПО, в районе 1 – положительная. При экстремально низких значениях индекса аномалии имеют противоположный знак.

Так как влияние САК на формирование крупномасштабных АТПО наиболее ярко отражено в поле корреляции, представленном на рис. 4.1а, то были выбраны поля, аналогичные ему, из всех рассчитанных корреляций (для всех районов, месяцев и сдвигов). На рис. 4.2 показано число таких случаев для каждого района, месяца (когда наблюдалась АТПО) и сдвига. На рисунке видно, что наиболее часто подобные корреляционные связи отмечаются между зимними аномалиями давления и зимними и весенними АТПО.

Для района 1 влияние САК наиболее отчетливо выражено в поле корреляций между АТПО в феврале и аномалией давления в январе (рис 4.1а). В этом поле максимальный коэффициент корреляции с давлением в субполярных широтах ($r = -0,56$) зафиксирован в точке 60° с.ш., 40° з.д., в субтропических широтах ($r = 0,68$) – в точке 30° с.ш., 40° з.д. Наибольшее влияние САК на АТПО в районе 2 выявлено в поле синхронной корреляции в

марте; максимальные коэффициенты: $r = 0,55$ в точке 60° с ш., 80° з. д., $r = -0,51$ в точке 30° с. ш., 50° з. д.

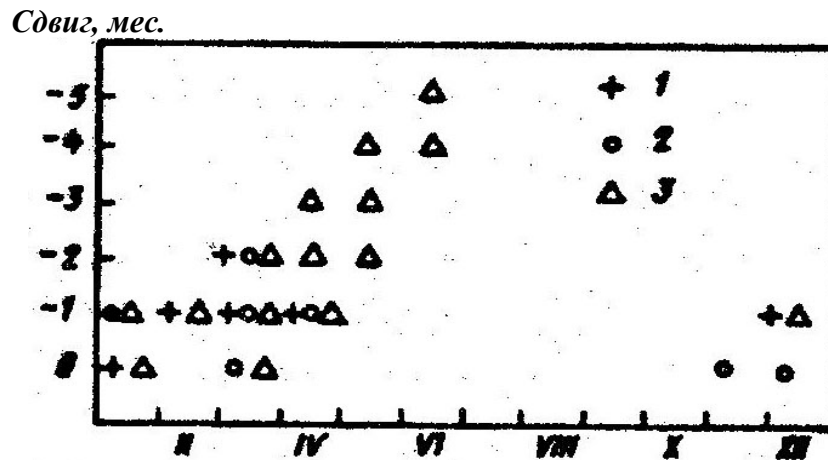


Рис. 4.2. Число полей корреляции, отражающих влияние САК на формирование АТПО (1–3 – номера районов).

На формирование АТПО в районе 3 механизм САК оказывает большее влияние, чем в районах 1 и 2. Изменения давления в субполярных и субтропических широтах в холодный сезон влияют на температуру воды в районе 3 с января по июнь. Характерно, что наибольшие коэффициенты корреляции между аномалией давления в субполярной области в январе и АТПО в последующие месяцы ($r = 0,60 \dots 0,62$) отмечаются в точке 60° с.ш., 60° з.д., т. е. к западу от среднемноголетнего положения исландского минимума. Для корреляции с давлением в субтропической области в некоторые месяцы характерно наличие двух максимумов, аналогично изображенным на рис. 4.1а. Максимальный коэффициент корреляции ($r = -0,75$) зафиксирован между аномалией давления в точке 25° с.ш., 50° з.д. в феврале и АТПО в районе 3 в марте. Наличие связи между давлением в субтропических широтах и АТПО в районе 3 подтверждается выводами работы [76], где установлена связь между давлением в центре азорского максимума и температурой воды в зоне пассатов для среднегодовых величин.

Таким образом, влияние САК на формирование крупномасштабных аномалий температуры воды в Северной Атлантике выражается в наличии двух больших областей значимых коэффициентов корреляции с противоположным знаком при связи АТПО с предшествующими аномалиями давления. Положительная корреляция характерна для связи АТПО в районах 2 и 3 с аномалией давления в субполярных широтах, отрицательная корреляция - с давлением в субтропических широтах: для АТПО в районе 1 коэффициенты имеют противоположный знак.

Анализ одноточечных корреляций показал, что помимо исландского минимума и азорского максимума есть еще несколько областей, изменения давления в которых влияют на формирование АТПО в рассматриваемых районах. Одна из них – северо-восточное побережье США. Важность этой области определяется тем, что в прилегающих районах океана в холодную часть года происходит наибольшая в Северной Атлантике отдача тепла в атмосферу, зависящая от направления локального ветра [6]. В работе [208] получено, что аномальное развитие этого процесса приводит к формированию АТПО в прибрежных районах. Наши расчеты показывают, что изменения давления в этой области в декабре связаны с АТПО в районе 1 в период с января по июнь. Интересно, что изменения давления здесь в октябре – декабре влияют также на температуру воды в районе 3 в период с января по июль..

Еще одна область включает полуостров Лабрадор и море Лабрадор. Изменения давления здесь коррелированы как с АТПО в близлежащем районе 2, так и с АТПО в районе 3. На формирование АТПО в районе 3 влияют также изменения давления зимой в районе Куба – Флорида и летом – в области африканской депрессии. Отметим область Северной Атлантики, прилегающую к Гибралтарскому проливу, где изменения давления в октябре влияют на АТПО в районе 3 в период с февраля по июнь.

Таким образом, анализ одноточечных корреляций показывает, что на формирование АТПО в районах 1–3 влияют изменения давления в разных областях и с различным сдвигом. АТПО в районе 1 наиболее тесно связаны с давлением в области 25–35° с. ш., 20–50° з.д. и в области к юго-востоку от Гренландии. Для района 2 это акватория самого района, полуостров Лабрадор и море Лабрадор. Для района 3 это область 25–35° с.ш., 20–50° з.д., район между Гренландией и Лабрадором, район Куба – Флорида, северо-восточное побережье США (максимум корреляции в точке 45° с.ш., 70° з.д.), Западная Африка (15° с.ш., 10° з.д.). Наибольшее количество влияющих областей и большие временные сдвиги характерны для формирования АТПО в юго-восточной части Северной Атлантики (район 3). С меньшим количеством влияющих областей и с небольшими временными сдвигами связано формирование аномалий в умеренных и субполярных широтах (район 2).

Полученные связи позволяют судить также и о сезонных особенностях формирования АТПО в Северной Атлантике. В холодную часть года образование аномалий связано в основном с механизмом североатлантического колебания. В западных районах дополнительным источником АТПО является аномальный теплообмен океана с атмосферой, связанный с локальным ветром. Сформировавшиеся в холодную часть года АТПО могут просуществовать несколько сезонов. Формирование АТПО в теплую часть года вызывается главным образом аномальным развитием процессов вертикального турбулентного

перемешивания, вовлечения, дрейфовой адвекции тепла. Наиболее отчетливо этот механизм выражен в умеренных широтах в малоадвективных районах [46].

В заключение необходимо отметить, что формирование АТПО во все сезоны происходит на фоне долгопериодных колебаний термического режима океана, связанных, вероятно, с изменением интенсивности океанской циркуляции и проникающих до значительных глубин [5, 9, 37, 47]. Учет таких колебаний важен в дальнейших исследованиях температурных аномалий в океане

4.2. Сезонные особенности формирования аномалий температуры поверхности океана в Северной Атлантике

В конце 1970-х годов широкое развитие получила гипотеза Франкиньюля и Хассельмана [115] о том, что основной вклад в формирование крупномасштабных аномалий температуры поверхности океана в средних широтах вносят атмосферные процессы синоптического масштаба. Исследования этих механизмов (см., например, [63]) показали, что, действительно, короткопериодные атмосферные воздействия могут порождать долгоживущие аномалии ТПО, охватывающие значительные акватории.

Известно, что потоки тепла на поверхности океана, формирующиеся на масштабах в несколько суток, оказывают значительное влияние на изменчивость термической структуры деятельного слоя океана с более длительными периодами (месяц и более), особенно в холодную часть года [23]. В работе [146] на основе изучения влияния различных процессов на формирование зимних аномалий ТПО в Северной Атлантике получено, что наибольший вклад вносит локальный теплообмен на поверхности океана. В данном разделе исследуется связь между аномальными потоками тепла на поверхности океана и последующими аномалиями термического режима океана для конкретных случаев.

Для анализа изменчивости температуры поверхности океана в качестве исходных данных были выбраны коэффициенты при первой ортогональной функции (КЭОФ) разложения поля ТПО в Северной Атлантике в области $10\text{--}70^\circ$ с.ш., $0\text{--}80^\circ$ з.д. за период 1948–2001 гг. [106].

Построены сглаженные с периодом 5 лет изменения КЭОФ для февраля и августа (рис. 4.3). В данных для обоих рассматриваемых месяцев отчетливо прослеживается известное по ранним публикациям похолодание вод Северной Атлантики в 1970-х –1980-х годах, которое часто связывают с «Большой соленостной аномалией» [107]. Однако, если в изменениях февральских значений (рис. 4.3а) резкое понижение ТПО началось в конце 1960-х годов, то из графика для августовских условий (рис. 4.3б) следует, что постепенное

понижение ТПО в Северной Атлантике началось еще в начале 1950-х годов. Наиболее низкие температуры зимой и летом наблюдались в середине 1970-х годов.

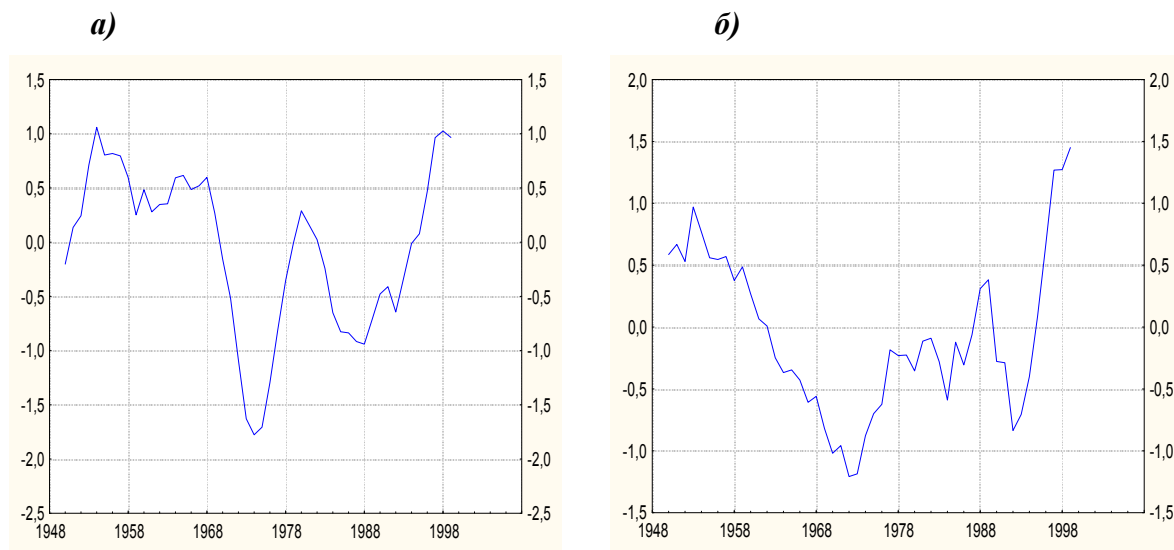


Рис. 4.3. Сглаженный с периодом 5 лет ход КЭОФ ТПО в Северной Атлантике в феврале (а) и в августе (б) [55].

Интересно отметить, что подобные результаты были получены ранее в работе [47] по данным океанских станций погоды. В частности, оказалось, что в районе станции А (62° с.ш., 33° з.д.) к юго-востоку от Гренландии начало понижения ТПО в летние месяцы опережало понижение в зимние месяцы примерно на 10 лет. В работе высказано предположение, что одной из причин этого явления могло быть похолодание атмосферы в слое 1000–500 гПа к северу от 25° с.ш. в начале 1960-х годов, которое вызвало усиление ветра, интенсификацию вертикального турбулентного перемешивания в верхних слоях океана и их охлаждение. Этот процесс проявился первоначально в летние месяцы, когда толщина верхнего перемешанного слоя невелика и происходит вовлечение холодной воды из резко выраженного сезонного термоклина в верхние слои океана. Зимой, когда толщина верхнего перемешанного слоя велика, а сезонный термоклин выражен слабо или совсем отсутствует, этот процесс менее интенсивен.

В 1990-х годах наблюдалось потепление поверхностных вод Северной Атлантики. Сроки его начала, однако, несколько различались в зависимости от сезона. Для зимних (февральских) условий устойчивое повышение ТПО началось в конце 1980-х годов (рис. 4.3а), а для летних (августовских) – лишь в первой половине 1990-х годов (рис. 4.3б).

Получены автокорреляционные функции КЭОФ для каждого месяца года, которые характеризуют межгодовую изменчивость ТПО в отдельные месяцы. Наиболее «инерционными» периодами оказались октябрь–ноябрь и февраль–март, что указывает на

важную роль осенне-зимних процессов в формировании межгодовой изменчивости ТПО в Северной Атлантике. В работах [97, 105] инерционность зимних аномалий ТПО связывается с сезонными вариациями толщины перемешанного слоя.

Из анализа корреляционной матрицы КЭОФ следует также, что корреляция зимних аномалий ТПО с аномалиями в последующие месяцы резко уменьшается в июне, что свидетельствует о важной роли атмосферных процессов в мае–июне в формировании летних аномалий. Из рассмотрения гистограмм межгодовой изменчивости КЭОФ для февраля и августа следует, что в феврале резко выделяется один диапазон с наибольшей изменчивостью КЭОФ, а в августе распределение изменчивости в различных диапазонах более равномерно.

Изложенные в этом разделе результаты свидетельствуют о том, что формирование термического режима вод Северной Атлантики в летний и зимний периоды обладает вполне определенной сезонной спецификой, требующей особого рассмотрения для каждого из сезонов.

Корреляция характеристик североатлантического колебания и ТПО

В качестве показателя циркуляции атмосферы использовались индексы североатлантического колебания. Рассматривались две формы индекса: индекс САК₀, рассчитываемый по приземному давлению [144] и индекс САК, рассчитываемый по данным о геопотенциале Н₇₀₀ [83].

Выполнен корреляционный анализ связи среднемесячных значений САК₀ и САК со среднемесячными значениями КЭОФ. Корреляции рассчитывались для каждого месяца года со сдвигом от 0 до 12 месяцев, при этом индексы САК₀ и САК опережали по времени КЭОФ. По количеству значимых коэффициентов корреляции ($r > 0,3$) связи между САК и КЭОФ оказались более тесными (15 значимых коэффициентов), чем связи САК₀ и КЭОФ (пять коэффициентов). Поэтому дальнейший анализ проводился для зависимостей между САК и КЭОФ.

Значимые коэффициенты корреляции между САК и КЭОФ получились для сдвигов от 0 до 10 месяцев (пять коэффициентов из 15 – для нулевого сдвига). Наибольшее влияние на развитие аномалий ТПО оказывают атмосферные процессы в мае–июне и в ноябре–декабре. Это служит дополнительным подтверждением результатов, представленных в предыдущем подразделе, а также результатов работы [46], в которой на основе анализа эмпирических

данных получены оценки влияния весенних и осенних атмосферных процессов на формирование летних и зимних аномалий ТПО.

Композитный анализ условий формирования АТПО в разных фазах североатлантического колебания

Для проведения композитного анализа использовались данные реанализа метеорологических полей NCEP/NCAR [147] за период 1948–2002 гг. Критерием, по которому формировались композитные выборки, служили экстремальные значения индекса САК. В соответствии с изменениями этого индекса за указанный период отобраны следующие годы (см. табл. 4.1).

Таблица 4.1
Годы с наибольшими положительными и отрицательными значениями индекса САК в июне и ноябре

| Июнь | | Ноябрь | |
|------------------------|------------------------|------------------------|------------------------|
| Положительная фаза САК | Отрицательная фаза САК | Положительная фаза САК | Отрицательная фаза САК |
| 1966 | 1951 | 1953 | 1955 |
| 1970 | 1958 | 1978 | 1965 |
| 1972 | 1971 | 1982 | 1983 |
| 1983 | 1987 | 1986 | 1985 |
| 1994 | 1998 | 1993 | 1995 |

Для указанных в таблице групп лет для Северной Атлантики построены композитные карты аномалий следующих характеристик: 1) геопотенциал поверхности 700 гПа; 2) давление на уровне моря; 3) температура воздуха в приводном слое; 4) вектор скорости ветра в приводном слое; 5) температура поверхности океана.

Для этих же групп построены также распределения среднемесячных аномалий: 1) суммарного потока коротковолновой радиации (июнь); 2) потока скрытого тепла (июнь, ноябрь); 3) потока явного тепла (июнь). Влияние этих характеристик на формирование АТПО рассматривалось отдельно для июня и ноября.

Формирование летних АТПО. Анализ вышеуказанных характеристик показал, что условия в атмосфере над Северной Атлантикой в июне в период положительной и отрицательной фаз САК противоположны. В период положительной фазы в зоне между 50° и 60° с.ш. наблюдаются аномально сильные западные ветры и отрицательные аномалии

температуры воздуха, что создает благоприятные условия для аномального охлаждения океана. Эти условия отражаются в распределении потоков скрытого и явного тепла. Так, положительная аномалия потока скрытого тепла (усиление отдачи тепла из океана в атмосферу) в июне 1972 г. в этой зоне достигала 40 Вт/м^2 .

В то же время, на композитных картах в зоне между 30° и 40° с.ш. прослеживаются аномально сильные восточные ветры и положительные аномалии температуры воздуха, что способствует уменьшению потоков скрытого и явного тепла (отрицательная аномалия потока скрытого тепла в июне 1972 г. в области Гольфстрима составила $-40 \dots -50 \text{ Вт/м}^2$). В период отрицательной фазы САК вышеуказанные особенности имеют противоположный характер, однако различия в суммарных потоках коротковолновой радиации оказываются менее выраженными.

Различия в атмосферном воздействии в июне в положительной и отрицательной фазах САК имеют своим следствием соответствующие вариации термического состояния вод Северной Атлантики. Анализ композитных карт показывает, что при положительной фазе САК к северу от 50° с.ш. в июне формируется отрицательная аномалия ТПО, которая сохраняется до августа и в сентябре исчезает. При отрицательной фазе в этой области наблюдается положительная аномалия ТПО, которая сохраняется до конца года. Однако следует отметить, что в данном случае эта аномалия наблюдалась и в предшествующих июню месяцах, поэтому можно говорить лишь о формировании в июне атмосферных условий, способствующих ее сохранению.

Формирование зимних АТПО. Атмосферные условия в ноябре в периоды положительной и отрицательной фаз САК имеют те же особенности, что и в июне, только выражены гораздо сильнее. Поскольку изменчивость суммарного потока тепла на поверхности океана в холодную часть года в значительной степени определяется изменчивостью потока скрытого тепла [23], то эта характеристика рассматривалась наиболее подробно (табл. 4.2).

В табл. 4.2 для лет с наибольшими положительными и отрицательными величинами индекса САК в ноябре приведены максимальные значения среднемесячных аномалий потока скрытого тепла для двух областей Северной Атлантики, где аномалии наиболее значительны и, как правило, имеют противоположные знаки. При положительной фазе САК (ноябрь 1993 г.) положительные аномалии в потоке скрытого тепла в зонах охлаждения океана (Северо-Атлантическое течение) достигают $80\text{--}95 \text{ Вт/м}^2$ (рис. 4.4а), в то же время в области Гольфстрима интенсивность потоков ниже нормы. При отрицательной фазе САК (ноябрь

1995 г.) распределение аномалий противоположно: ослабление потоков к северу от 45° с.ш. и усиление в районе Гольфстрима (рис. 4.4б).

Таблица 4.2

Максимальные среднемесячные аномалии потока скрытого тепла в Северной Атлантике в ноябре при положительной и отрицательной фазе САК (Вт/м²)

| Положительная фаза САК | | | Отрицательная фаза САК | | |
|------------------------|------------|------------------------------|------------------------|------------|------------------------------|
| Годы | Гольфстрим | Область к северу от 45° с.ш. | Годы | Гольфстрим | Область к северу от 45° с.ш. |
| 1953 | -95 | 45 | 1955 | 45 | -70 |
| 1978 | -70 | 65 | 1965 | -40; 20 | -30 |
| 1982 | -50 | 45 | 1983 | 90 | -55 |
| 1986 | -90 | 60 | 1985 | -80; 20 | 10 |
| 1993 | -70 | 95 | 1995 | 90 | -65 |

Вместе с тем, из табл. 4.2 видно, что при отрицательной фазе САК в области Гольфстрима могут возникать зоны с разными знаками аномалий потока скрытого тепла (ноябрь 1965 и 1985 гг.), а в области к северу от 45° с.ш. в ноябре 1985 г., в отличие от других лет, была слабая положительная аномалия потока скрытого тепла.

В период положительной фазы в области Северной Атлантики к северу от 50° с.ш. формируется отрицательная аномалия ТПО, а в зоне Гольфстрима – положительная. Такое распределение аномалий сохраняется до января (рис. 4.5а), затем аномалии начинают ослабевать, и в мае-июне начинается формирование летних АТПО. В период отрицательной фазы САК распределение зимних АТПО противоположно (рис. 4. 5б).

Для каждого ноября из табл. 4.2 были получены средние пятидневные распределения потока скрытого тепла в Северной Атлантике при разных фазах САК (всего 60 карт). Поскольку наиболее значительные потоки тепла на поверхности океана в Северной Атлантике сконцентрированы в области Гольфстрима, то для этой области были выбраны максимальные значения средних пятидневных величин потока скрытого тепла и получены их статистические характеристики и гистограммы распределения.

Средние значения максимальных пятидневных потоков оказались больше при отрицательной фазе САК (395 Вт/м²), чем при положительной (372 Вт/м²), что согласуется с изложенными выше результатами для среднемесячных величин. Однако среднеквадратическое отклонение оказалось выше при положительной фазе (62,5 и 66,5 Вт/м²) соответственно.

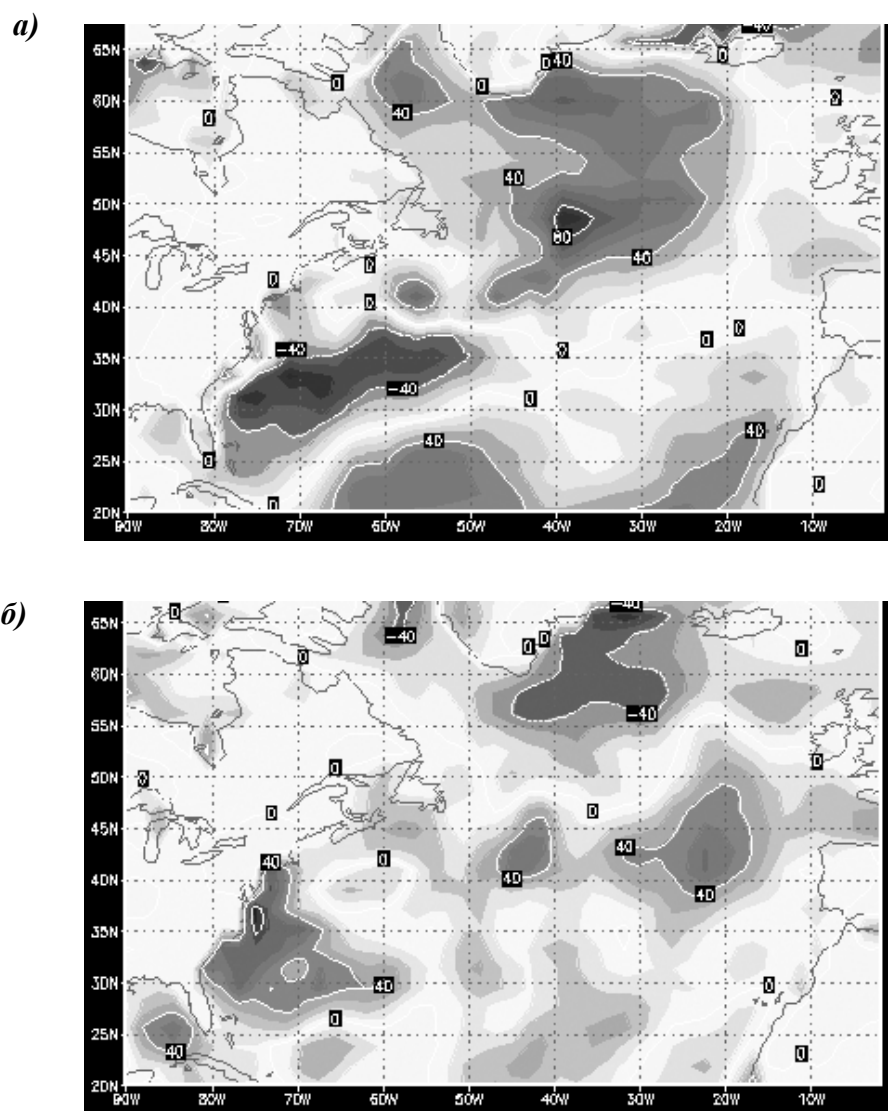


Рис. 4.4. Аномалии потоков скрытого тепла ($\text{Вт}/\text{м}^2$) при положительной фазе САК в ноябре 1993 г.(а) и при отрицательной фазе САК в ноябре 1995 г.(б) по данным реанализа NCEP/NCAR

По данным гистограмм при положительной фазе САК наиболее часто отмечаются максимальные пятидневные величины потока скрытого тепла в диапазоне $350\text{-}400 \text{ Вт}/\text{м}^2$ (10 случаев из 30) и $400\text{-}450 \text{ Вт}/\text{м}^2$ (8 случаев), а при отрицательной фазе – также в диапазоне $350\text{-}400 \text{ Вт}/\text{м}^2$ (10 случаев из 30) и в диапазоне $450\text{-}500 \text{ Вт}/\text{м}^2$ (7 случаев). Увеличение повторяемости значительных потоков (до $500 \text{ Вт}/\text{м}^2$) в отрицательной фазе САК можно объяснить тем, что при усилении меридиональной циркуляции увеличивается частота выносов холодного воздуха с континента на океан, что приводит к интенсификации теплообмена океана и атмосферы в зоне Гольфстрима [23, 53].

Подытоживая вышеизложенное, можно заключить, что аномальные потоки тепла в период весенней (май-июнь) и осенней (ноябрь) перестроек термической структуры

деятельного слоя океана играют важную роль в последующей эволюции этой структуры. Аномалии ТПО, сформировавшиеся в эти периоды, могут сохраняться в течение нескольких месяцев. Так как суммарные потоки тепла и влаги из океана в атмосферу за достаточно длительные (порядка месяца и более) интервалы времени во многом определяются синоптическими атмосферными процессами с характерными временными масштабами в несколько суток [23, 53, 80, 207], то короткопериодные атмосферные воздействия оказываются важным фактором формирования сезонной и межгодовой изменчивости термической структуры деятельного слоя.

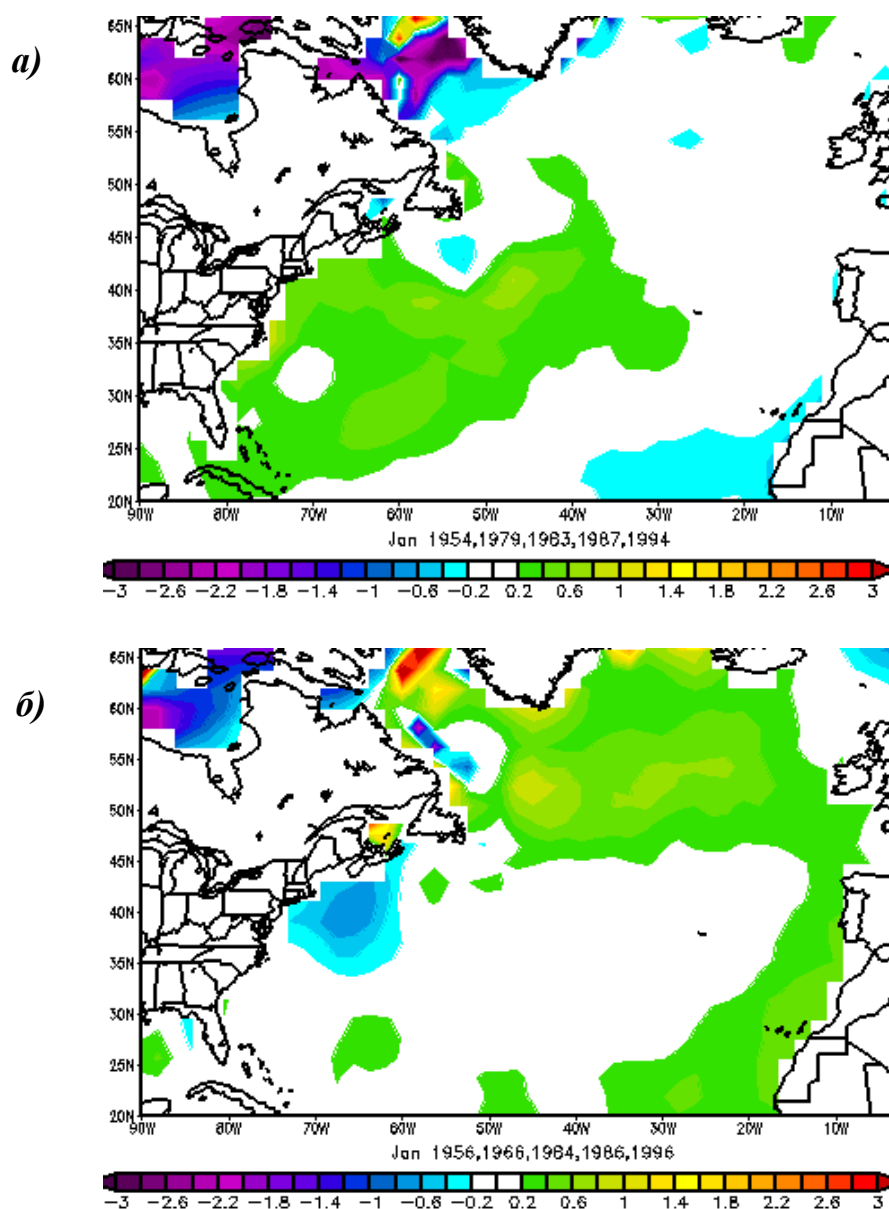


Рис. 4.5. Композитные аномалии ТПО (°C) в январе: в случае положительной фазы САК в предшествующем ноябре (а); в случае отрицательной фазы САК в предшествующем ноябре (б).

4.3. Влияние САК на глубинные слои океана и ледовый покров

Крупномасштабные изменения атмосферной циркуляции, связанные с САК, оказывают влияние на различные характеристики океана. Реакцию океана на атмосферное воздействие можно условно разделить на два типа: а) локальную и относительно быструю; б) нелокальную и замедленную. К первому типу можно отнести изменения ТПО, дрейфовых течений, характеристик ледового покрова, ко второму – изменения крупномасштабной циркуляции вод. Так, если несколько зим подряд будет преобладать какая-либо фаза САК, то положение и интенсивность пограничных течений могут измениться в течение трех лет, в то время как для изменения меридиональной циркуляции может потребоваться до 10 лет [214].

Одной из характеристик термохалинной структуры вод Северной Атлантики, реагирующей на изменения САК, является глубина зимней конвекции. Известно, что зимнее конвективное перемешивание в море Лабрадор, Гренландском и Норвежском морях существенно влияет на глубинные воды и термохалинную циркуляцию Северной Атлантики. Интенсивность зимней конвекции зависит от состояния САК. Например, в конце 1960-х годов, когда преобладала отрицательная фаза САК, конвекция в море Лабрадор была наименее интенсивной, а в начале 1990-х годов при усилении положительной фазы САК конвекция достигала глубин более 2300 м [214].

Одним из интересных явлений в термохалинной структуре вод была Большая Соленостная Аномалия, возникшая в приполярных районах Северной Атлантики в конце 1960-х годов при отрицательной фазе САК в результате аномально сильного выноса распресненных вод из Арктики.

В работе [73] был сформулирован механизм воздействия САК на температуру и соленость промежуточных и глубинных вод в высоких широтах Северной Атлантики, в котором, в частности, предполагается, что в случае преобладания в течение нескольких зим подряд отрицательной фазы САК происходит ослабление западного переноса в атмосфере над субарктической Атлантикой, уменьшение теплоотдачи с поверхности океана, что приводит к ослаблению зимней конвекции в море Лабрадор и, как следствие, к увеличению температуры и солености в промежуточных и глубинных водах. В периоды усиления положительной фазы САК изменения противоположны.

В работе [99] был предложен индекс восточного переноса, характеризующий состояние циркуляции вод Северной Атлантики между субполярным и субтропическим круговоротами (океанский аналог атмосферного индекса САК). Оказалось, что межгодовая изменчивость

этого индекса подобна изменчивости САК, но с задержкой по времени. В период положительной фазы САК перенос вод в бароклинном слое океана в этом районе увеличивается на 5–10 Св (свердрупов, 1 Св= $10^6 \text{ м}^3/\text{с}$) [99]. Колебания в связи с различными фазами САК испытывают и другие характеристики циркуляции вод Северной Атлантики, такие как положение Гольфстрима, расход вод Флоридского течения и др. [214].

Важную роль в климатической системе атлантико-европейского региона играет перенос тепла на север в верхних слоях океана в Северной Атлантике. Оценки показывают, что если зимой в течение нескольких недель будет преобладать положительная фаза САК, то это приведет к увеличению переноса тепла в области к югу от 45° с.ш. и к уменьшению переноса к северу от 50° с.ш. [214]. В [123] на основе модели океанской циркуляции получено, что в годы с усилением западного переноса в атмосфере (1970–1974 гг.) происходит уменьшение расхода и переноса тепла в Гольфстриме и их увеличение в годы с ослаблением западного переноса (1955–1959 гг.).

Изменения в атмосферной циркуляции, связанные с САК, оказывают сильное влияние на характеристики ледового покрова. Например, увеличение напряжения ветра в положительной фазе САК приводит к сдвигу кромки ледового покрова в море Лабрадор к югу от среднесноголетнего положения, в Гренландском море – к северу, а в Баренцевом море – к северо-востоку [214]. Атмосфера воздействует на ледовый покров либо динамически (через ветровой дрейф льда), либо термодинамически (через потоки тепла на границе лед-атмосфера). Связь между индексом САК и ледовитостью моря Лабрадор, Гренландского и Баренцева морей показана на рис. 4.6.

4.4 Опасное ветровое волнение в Северной Атлантике при разных режимах атмосферной циркуляции

Диагноз и прогноз ветрового волнения в морях и океанах имеет большое значение для обеспечения безопасности и эффективности различных видов деятельности (морской транспорт, промысловое рыболовство, добыча минеральных ресурсов на шельфе и др.) [1]. Наиболее актуальной является задача прогноза возникновения опасного ветрового волнения, представляющего серьезную угрозу для морской деятельности. Согласно типового перечня опасных природных явлений, приведенном в [64], к опасным относятся волны, высота которых в прибрежных районах составляет не менее 4 м, в открытом море – не менее 6 м, в открытом океане – не менее 8 м.

По данным реанализа волнения в Мировом океане за 1957–2000 гг. [205] наиболее высокие волны формируются в Северной Атлантике, и здесь же наблюдается наибольшая

изменчивость высот волн. За этот период получены статистически значимые линейные тренды увеличения высоты волн в Северной Атлантике с приращением до 0,4 м за 10 лет [205, 217]. Одной из причин данного явления может быть увеличение количества сильных штормов, которое в свою очередь связано с высокими значениями индекса САК [126, 154, 219].

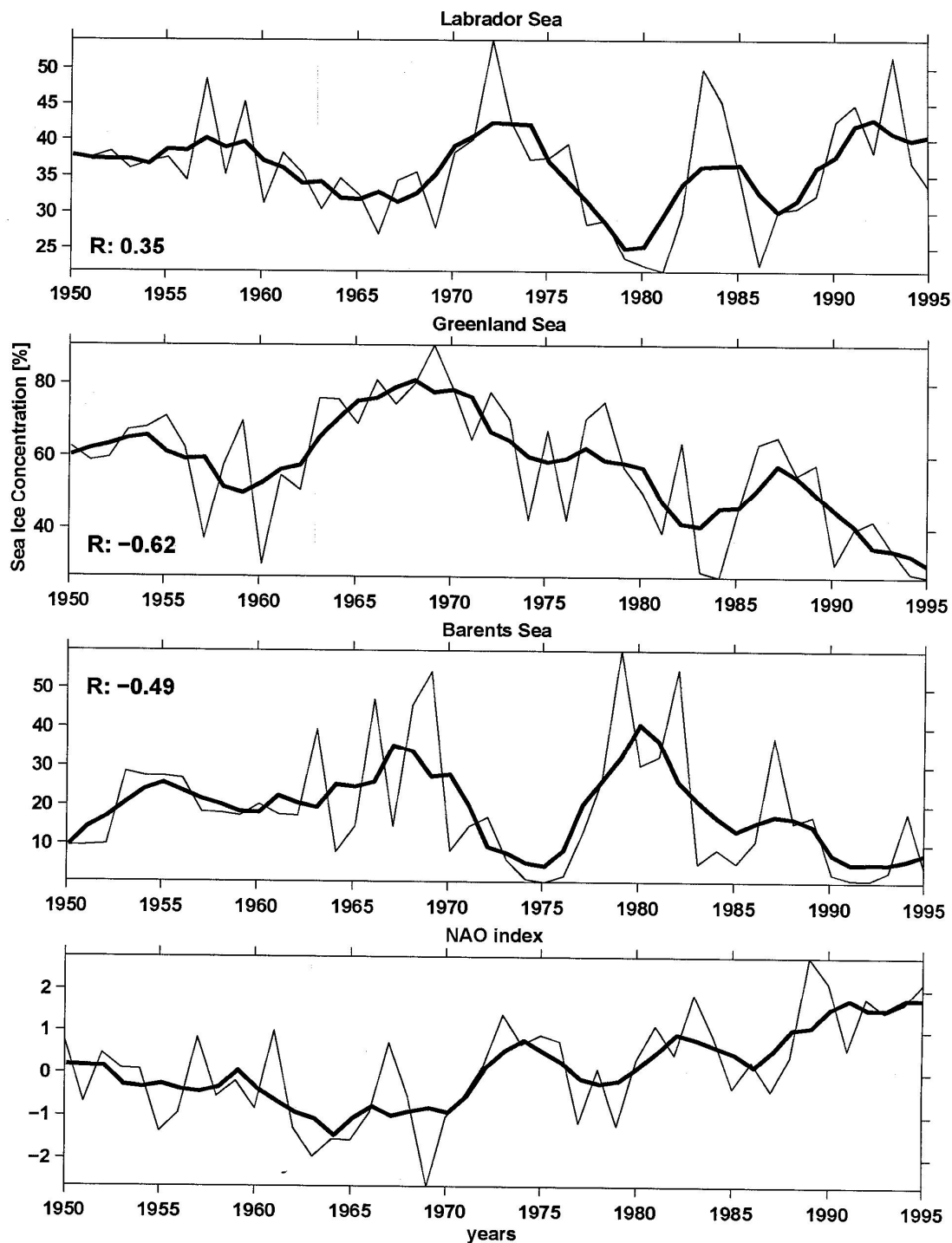


Рис. 4.6. Средняя за январь-март ледовитость моря Лабрадор, Гренландского и Баренцева морей (%), индекс САК (R – коэффициент корреляции между ними). Жирная кривая – 5-летнее скользящее сглаживание [214].

Природа формирования и эволюции ветрового волнения изучалась, в частности, в рамках натурных экспериментов, таких как FASTEX (Fronts and Atlantic Storm-Track Experiment) в Северной Атлантике в январе-феврале 1997 г., в котором были задействованы четыре судна, пять самолетов и использовались данные измерений 18 буев [82, 143, 186]. Основной целью FASTEX было изучение циклонов в центральной и восточной частях Северной Атлантики, а также исследование особенностей распределения в различных секторах циклонов таких характеристик, как скорость и направление ветра, параметры ветрового волнения и волн зыби, потоки явного и скрытого тепла и др. (см. также [71]).

Однако, эксперименты, подобные FASTEX, немногочисленны. В данном разделе рассматриваются особенности формирования опасного ветрового волнения в Северной Атлантике на основе оперативной гидрометеорологической информации.

Для анализа полей ветра и волнения в Северной Атлантике за холодные периоды (октябрь-март) 2007–2008, 2008–2009 и 2009–2010 гг. использовались следующие материалы:

- карты анализа высот волн на акватории Северной Атлантики, составляемые в Отделе морских гидрологических прогнозов Гидрометцентра России (всего 1641 карта);
- данные измерений высот волн с заякоренных буёв в Северной Атлантике;
- карты приземного барического анализа Европейского центра среднесрочных прогнозов погоды;
- карты высотной топографии АТ 500.

К анализу привлекались также значения среднемесячного индекса САК (<http://www.cdc.noaa.gov/ClimateIndices/>), суточного индекса САК_c (http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/precip/CWlink/daily_ao_index/history/history.shtml), данные реанализа NCEP/NCAR (поля приземного давления и ветра) и данные по скорости ветра из массива ICOADS-2 [221].

Для анализа условий формирования опасного ветрового волнения в Северной Атлантике в холодные периоды 2007–2008, 2008–2009 и 2009–2010 гг. были отобраны циклоны, которые вызвали волнение высотой 8м и более (далее – штормовые циклоны), и для каждого циклона определены следующие характеристики [35, 36]:

- траектории перемещения циклонов с положением их центров в срок 00 ч каждых суток;
- минимальное давление в центре циклона;
- максимальная скорость ветра;
- максимальная высота волны (наибольшее значение высоты волны в области циклона);

- сектора циклонов, в которых отмечалось опасное волнение.

Кроме того, были определены циклоны, которые развивались по типу взрывного циклогенеза, то есть со скоростью заглубления более 1 гПа в час, и циклоны, которые при выходе на материковую часть Европы имели давление в центре ниже 980 гПа. Также были выделены циклоны, траектории которых отличались от наиболее типичных.

По каждой карте волнения было определено количество данных с высотой волн 8 м и более. В табл. 4.3 приведены сводные данные по вышеперечисленным характеристикам (h – высота волн), а также средние за октябрь–март значения индекса САК. Из таблицы видно, что циклоническая активность в холодный сезон 2007–2008 гг. была выше, чем в сезоны 2008–2009 и 2009–2010 гг. Это можно объяснить, в частности, более высокими значениями индекса САК, что соответствует выводам [126, 154, 219].

Таблица 4.3

Характеристики штормовых циклонов, ветра, волнения и индекса САК в холодные периоды 2007–2008, 2008–2009 и 2009–2010 гг.

| Сезон | Кол-во циклонов | Кол-во данных с $h > 8$ м | Мин. давление в циклоне (гПа) | Макс. скорость ветра (м/с) | Макс. высота волны (м) | Кол-во взрыв. циклонов | Кол-во циклонов < 980 гПа на Европе | САК октябрь–март |
|------------------------|-----------------|---------------------------|-------------------------------|----------------------------|------------------------|------------------------|-------------------------------------|------------------|
| октябрь–март 2007–2008 | 43 | 120 | 932 | 43 | 17 | 7 | 7 | 0,51 |
| октябрь–март 2008–2009 | 36 | 99 | 938 | 43 | 13 | 4 | 1 | –0,02 |
| октябрь–март 2009–2010 | 39 | 121 | 941 | 47 | 14 | 18 | 2 | –1,16 |

Композитные аномалии приземного давления по данным реанализа NCEP/NCAR для зимних сезонов (декабрь–февраль) с противоположными по знаку значениями САК свидетельствуют, что если в сезон 2007/08 гг. ($САК > 0$) в Северной Атлантике преобладали зональные процессы с активным циклогенезом в области Исландского минимума, то в сезон 2009/10 гг. ($САК < 0$) более интенсивной была меридиональная циркуляция. Это сказалось на характеристиках поля ветра, о которых можно судить по композитным аномалиям компонент скорости и вектора ветра по данным реанализа NCEP/NCAR. Если в сезон 2007/08 гг. над акваторией Северной Атлантики к северу от 45° с.ш. средняя зональная

компонента скорости ветра была на 2–5 м/с больше климатических значений и преобладали ветры западных направлений, то в сезон 2009–2010 гг. зональная компонента была на 2–7 м/с меньше нормы и среднее направление ветра было неустойчивым.

Особенностью циркуляции атмосферы зимой 2009/10 гг. явилось формирование во второй декаде декабря над Гренландией и Исландией устойчивой области высокого давления. В некоторые моменты времени этот антициклон развивался по вертикали настолько сильно, что оказывал влияние на циркуляцию атмосферы над Северной Атлантикой во всей тропосфере. Отрицательная фаза САК зимой 2009/10 гг. оказалась наиболее сильной за весь период расчета индексов циркуляции атмосферы с 1950 г. Средняя за декабрь 2009 – февраль 2010 гг. величина САК составила –1,7 (зимой 1962/63 гг. – 1,5; зимой 1968/69 гг. – 1,3). Это в свою очередь отразилось на траекториях штормовых циклонов, ни один из которых после возникновения антициклона не вышел на материковую часть Европы.

Если в холодный период 2007/08 гг. траектории циклонов были ориентированы с юго-запада на северо-восток (Ньюфаундленд – Исландия - Норвежское море) и максимальное штормовое волнение наблюдалось в восточной части Северной Атлантики (рис. 4.7а), то в холодный период 2009/10 гг. траектории циклонов в основном были ориентированы в меридиональном направлении, а в некоторых случаях с юго-востока на северо-запад, и зоны штормового волнения в основном формировались в центральной и западной частях океана (рис. 4.7б).

Эти особенности подтверждаются также композитными полями скорости ветра, полученными на основе данных массива ICOADS-2 [221]. Если в сезон 2007/08 гг. область максимальных скоростей ветра пересекала Северную Атлантику от Ньюфаундленда на северо-восток вдоль основных траекторий циклонов, то сезон 2009/10 гг. она была расположена в западной части океана к югу от Гольфстрима, а в районе Ньюфаундленда поворачивала на север к Гренландии. Отметим, что среднемесячные скорости ветра в этих зонах в рассматриваемые сезоны были примерно одинаковы и составляли 12–14 м/с.

Для сезона 2008/09 гг., в отличие от сезонов 2007/08 и 2009/10 гг., не было характерно преобладание зонального или меридионального типа циркуляции. Наиболее интересной особенностью была ориентация траекторий циклонов в восточной части океана с северо-запада на юго-восток, по типу «ныряющих» циклонов; при этом опасное волнение проникало в Бискайский залив и более южные районы океана. Так, в январе 2009 г. в Бискайском заливе наблюдались волны высотой до 12 м.

Для более детального изучения режима волнения на основе измерений с заякоренных буёв были получены гистограммы высот волн для периодов с декабря по февраль. Если в

период 2007/08 гг. (усиление зональной циркуляции атмосферы) преобладающие значения высот волн на буре № 44138 в западной части океана (рис. 4.8а) находились в диапазоне 2–4 м (среднее значение 3,4 м), то в восточной части на буре № 62095 (рис. 4.8б) преобладали волны с высотами в диапазоне 5–6 м (среднее значение 5,3 м).

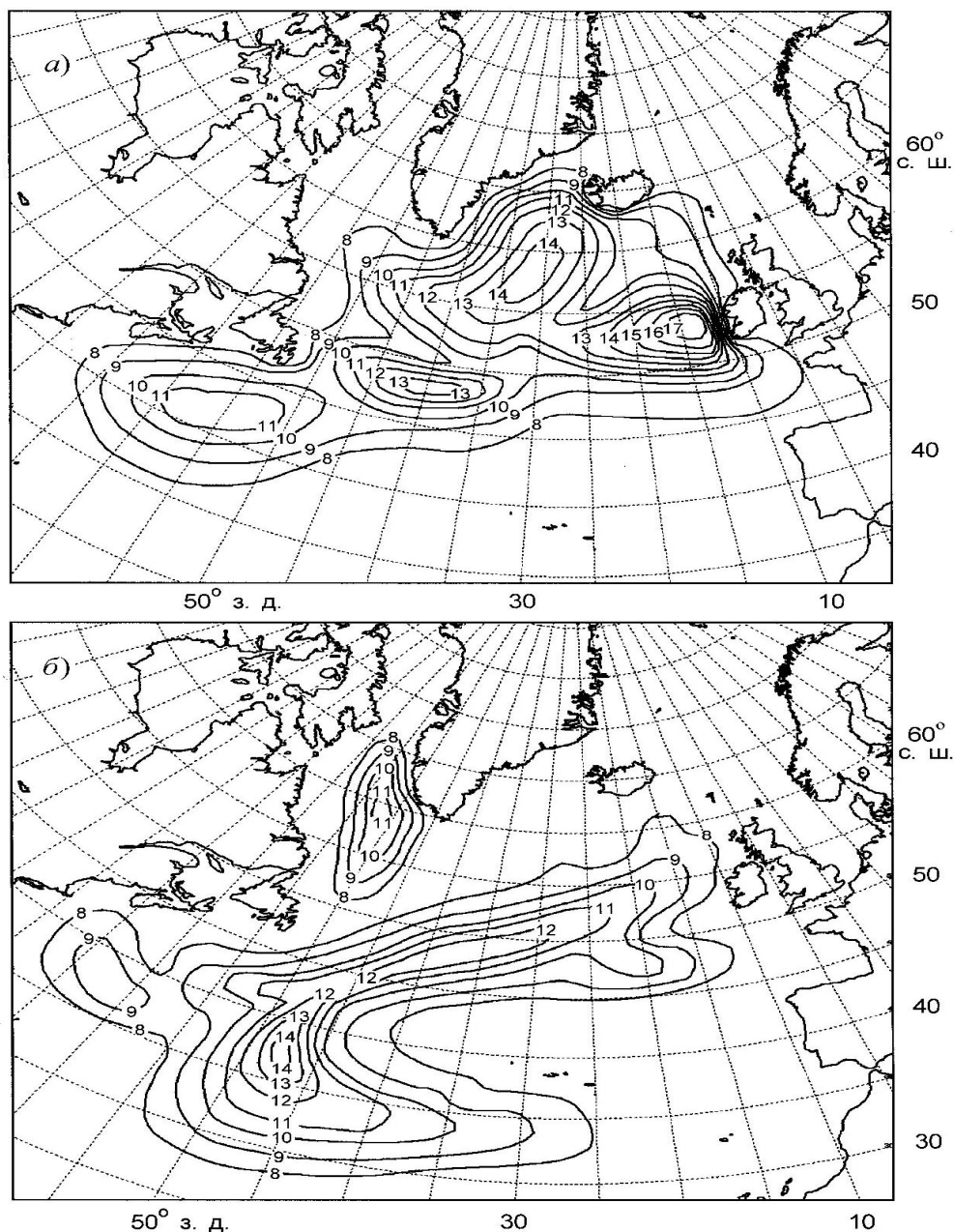


Рис. 4.7. Высота опасного волнения (м) в декабре 2007 г. (а) и в декабре 2009 г. (б).

Иная ситуация наблюдалась в зимний сезон 2009/10 гг. при усилении меридиональной циркуляции. В западной части океана (рис. 4.8.в) среднее значение высоты волн на буре № 44138 (4,0 м) оказалось даже выше, чем в восточной на буре № 62095 (3,8 м) (рис. 4.8.г). То

есть максимальное развитие волнения происходит на востоке океана при усилении зонального типа циркуляции атмосферы.

Необходимо отметить, что формирование экстремального волнения не обязательно связано с максимальными ветрами. В качестве примера можно привести синоптическую ситуацию в феврале 2000 г., когда сильные и устойчивые в течение двух суток западные потоки над всей Северной Атлантикой (при средней скорости ветра около 20 м/с) обусловили большую величину разгона, что привело к формированию волн высотой до 18,5 м к северо-западу от Ирландии [132]. Аналогичные погодные условия в Норвежском море в ноябре 2001 г. способствовали формированию волн высотой до 15,5 м [223]. В рассматриваемом нами периоде подобные условия в Северной Атлантике наблюдались зимой 2007/08 гг.

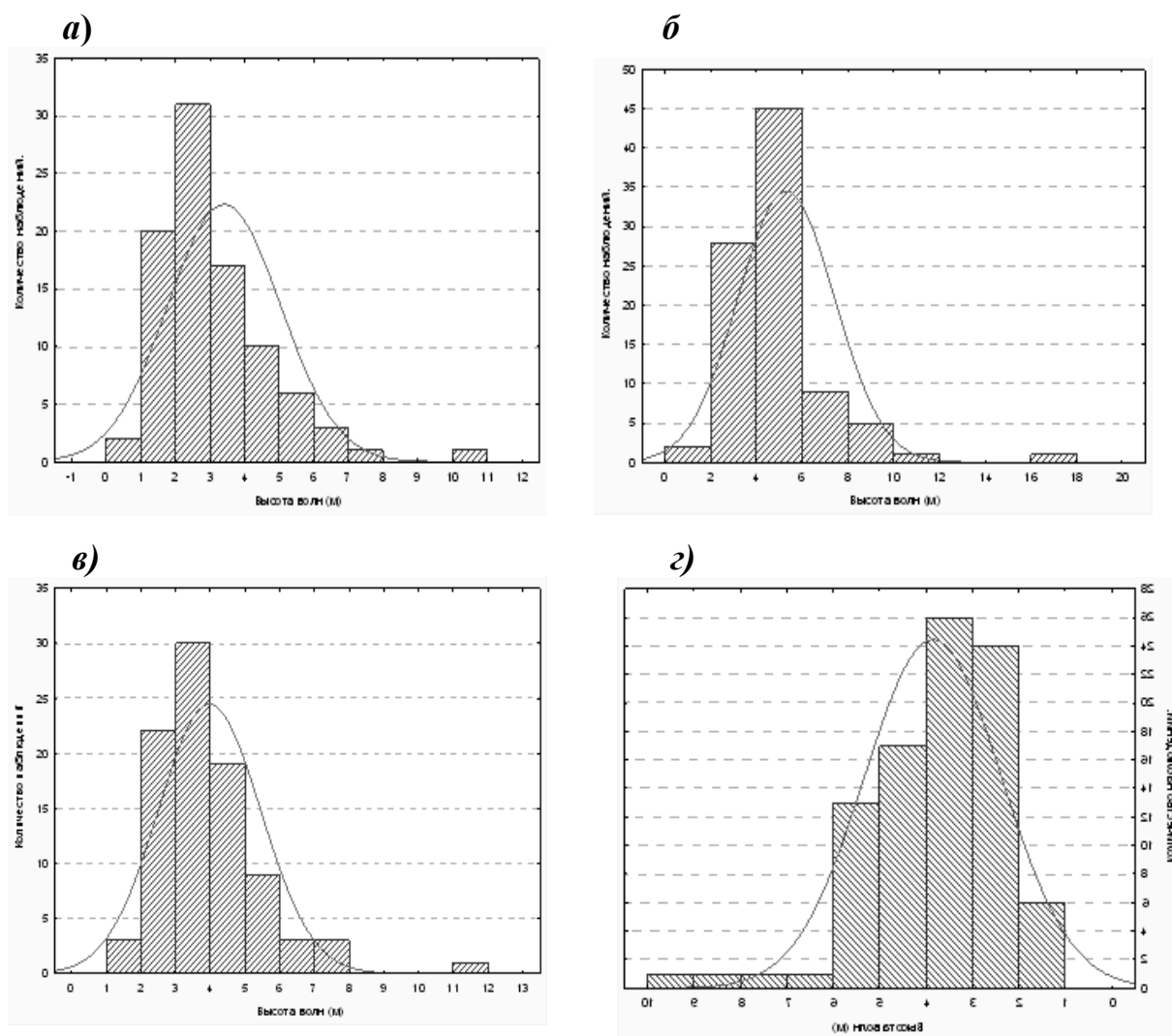


Рис. 4.8. Гистограммы высот волн в зимний сезон 2007/08 гг. для буя № 44138 (а) и буя № 62095 (б); в зимний сезон 2009/10 гг. для буя № 44138 (в) и буя № 62095 (г);

Наибольшая за холодные сезоны 2007/08, 2008/09 и 2009/10 гг. высота волн (17 м) наблюдалась 9.12.2007 г. в восточной части Северной Атлантики. Согласно данным атласа [3], в области Северной Атлантики между 40 и 60° с.ш. волны высотой 13–17 м встречаются один раз в пять лет. В период с 7 по 8.12.2007 г. произошло заглубление циклона, сформировавшегося в западной части океана, на 22 гПа с усилением ветра в его тыловой части до 33 м/с. Следует отметить, что волны с высотой более 8 м были зарегистрированы 8–9.12.2007 г. одновременно на 4-х буюх. Максимальная скорость перемещения циклона составила 75 км/ч. В течение двух суток он пересек акваторию Северной Атлантики и в последующие сутки заполнился над Северным морем.

Особый интерес представляют взрывные циклоны (метеорологические бомбы), поскольку формирование волнения в зонах их влияния происходит наиболее быстро. В качестве примера можно привести циклон, сформировавшийся 20.01.2000 г. у побережья Северной Америки к югу от мыса Гаттерас. Давление в его центре понизилось за сутки на 42 гПа и достигло к вечеру 21.01.2000 г. величины 946 гПа, при этом ветер усилился до 42 м/с и с помощью буев были зафиксированы волны высотой до 12 м [156].

В сезон 2007–2008 гг. взрывные циклоны составили 16 % от общего количества циклонов в Северной Атлантике, вызвавших опасное волнение, в сезон 2008/09 гг. – 11 %, а в сезон 2009/10 гг. – 46 %. По данным [126], взрывные циклоны в Северной Атлантике могут составлять до 19 % от общего количества циклонов. Как отмечалось ранее, сезон 2009/10 гг. характеризовался интенсивной меридиональной циркуляцией атмосферы. Возможно, это явилось одной из причин большого количества взрывных циклонов.

Из циклонов с нестандартной траекторией можно также отметить два циклона в декабре 2008 г. и в январе 2009 г., которые смещались с северо-запада на юго-восток в районе Великобритании. Оба циклона развились при регенерации старых заполняющихся циклонов в их южных частях. Смещение циклонов с северо-запада на юго-восток было связано с тем, что в это время над Европой находилась резко выраженная высотная ложбина, и над Великобританией на всех уровнях изобарических поверхностей преобладал северо-западный перенос.

Особенностью этих циклонов явилась также стремительность их эволюции; все стадии развития циклоны прошли в среднем в течение двух суток. Оба циклона вызвали штормы с максимальной скоростью ветра выше 30 м/с и волнением с высотой более 8 м, которое в обоих случаях развилось в тылу этих циклонов. Наибольшее количество глубоких циклонов, вышедших на Западную Европу в рассматриваемый период времени, наблюдалось в сезон 2007/08 гг. (табл. 4.3).

Необходимо дальнейшее изучение подобных циклонов, поскольку они развиваются очень стремительно, представляют серьезную угрозу для мореплавания и могут причинять ущерб странам Западной Европы. В качестве примера можно привести циклоны «Anatol», «Kurt», «Lothar» и «Martin» в декабре 1999 г., которые вызвали гибель 130 человек и нанесли ущерб странам западной и центральной Европы в размере около 18 млн евро (см. раздел 3.2). При выходе на Европу давление в центре этих циклонов падало до 960 гПа, а скорость ветра доходила до 50 м/с.

Для изучения особенностей формирования опасного волнения в различных секторах циклонов в каждом рассматриваемом циклоне были выделены 3 области: передняя часть, теплый сектор и тыловая часть. В каждой из этих областей было подсчитано количество наблюдений волн с высотой 8 м и более. Оказалось, что в холодный сезон 2007/08 гг. опасное волнение наблюдалось в тыловой части циклонов в 73 % случаев, в передней части – в 14 %, в теплом секторе – в 13 %; в сезон 2008/09 гг. – в 69, 13 и 18 %, в сезон 2009/10 гг. – в 60, 28 и 12 % случаев соответственно.

Более частое (28 %) возникновение опасного волнения в передней части циклона в сезон 2009/10 гг., по-видимому, связано с большим количеством циклонов, развивавшихся в этот период по типу взрывного циклогенеза, так как штормовые скорости ветра в таких циклонах наблюдаются зачастую во всех секторах.

Полученные предварительные оценки свидетельствуют, что наиболее часто опасное волнение формируется в тыловой части циклонов и соотношение между количеством опасных волн в различных секторах меняется от сезона к сезону незначительно и слабо зависит от режима циркуляции атмосферы. Эти особенности соответствуют результатам эксперимента FASTEX, где по данным наблюдений в 10 штормах получено, что наибольшее волнение возникает перед холодным фронтом и в тыловой части циклона [186].

При изучении природы опасного волнения важным является вопрос о соотношении ветровых волн и волн зыби, поскольку, если ветровое волнение зависит, в основном, от характеристик локального ветра, то волны зыби могут быть сформированы под действием ветровых условий, достаточно удаленных от данного района. Климатические характеристики волнения, в частности, тренды ветровых волн и волн зыби могут существенно различаться [125].

Для рассматриваемых периодов было подсчитано количество наблюдений ветровых волн и волн зыби с высотой 8 м и более. Оказалось, что в сезон 2007–2008 гг. ветровые волны составляли 73 % от всех случаев опасного волнения, волны зыби – 27 %, в сезон 2008/09 гг. – 70 и 30 %, в сезон 2009/10 гг. – 76 и 24 % соответственно.

Таким образом, особенности формирования опасного ветрового волнения различны для разных фаз североатлантического колебания.

Положительная фаза САК:

- преобладание зональной циркуляции атмосферы приводит к отклонению траекторий штормовых циклонов к северу;

- циклоны приходят в восточную часть океана в стадии максимального развития и чаще выходят на Европу с давлением в центре ниже 980 гПа;

- глубина циклонов и горизонтальные размеры достигают максимума на севере и востоке океана; циклоны, развивающиеся по типу взрывного циклогенеза наблюдаются реже, чем при меридиональной циркуляции;

- данный тип циркуляции является наиболее благоприятным для формирования опасного волнения на больших акваториях; вследствие больших разгонов возможно формирование ветровых волн с наибольшими высотами на востоке океана.

Отрицательная фаза САК:

- преобладание меридиональной циркуляции атмосферы приводит к отклонению траекторий штормовых циклонов к югу;

- максимального развития циклоны достигают, в основном, в западной части океана;

- циклоны приходят в восточную часть океана в стадии заполнения и редко выходят на Европу с давлением в центре ниже 980 гПа;

- данный тип циркуляции является наиболее благоприятным для формирования опасного волнения в западной части океана; при этом учащаются случаи возникновения опасного волнения в передних частях циклонов.

Наиболее часто, в 60–70 % случаев, опасное волнение формируется в тыловой части циклона. Соотношение ветровых волн и волн зыби составляет примерно 70 и 30 % и слабо зависит от типа атмосферной циркуляции.

4.5. Колебания циркуляции атмосферы и уровень Каспийского моря

В настоящее время большинство исследователей считает, что значительные изменения уровня Каспийского моря (УКМ) в XX веке обусловлены климатическими факторами. Изучение этих факторов проводится, в том числе, с помощью моделей общей циркуляции атмосферы [38, 81, 87]. Собрано много данных, объясняющих, в частности, резкий подъем УКМ после 1977 г., которому предшествовал длительный период понижения уровня.

К этим данным можно отнести: 1) увеличение в три раза количества зимних циклонов, вышедших на бассейн Волги из Северной Атлантики в период 1976–1985 гг. по сравнению с периодом 1966–1975 гг. [7]; 2) увеличение после 1976 г. среднегодовых сумм осадков в бассейне Волги [75]; 3) увеличение на 25–30 % стока Волги в период 1978–1991 гг. по сравнению с периодом 1970–1977 гг. [26, 60, 67] и т.д. Эти явления представляют собой следствия изменения атмосферной циркуляции в атлантико-европейском регионе (АЕР) в середине 1970-х годов, которое, по мнению некоторых исследователей, произошло в результате увеличения угловой скорости вращения Земли в 1972 г. [25, 75].

В работах [2, 50, 52] была исследована изменчивость основных параметров атмосферы и океана в АЕР за последние десятилетия. В частности, за период 1957–1996 гг. были получены и проанализированы климатические тренды температуры поверхности океана в трех районах Северной Атлантики (Гольфстрим, Северо-Атлантическое течение, Ньюфаундлендская энергоактивная зона), меридионального градиента ТПО в Северной Атлантике, давления на уровне моря в Исландском минимуме и Азорском максимуме, индекса североатлантического колебания, геопотенциала поверхности 500 гПа в узлах западно-атлантического и восточно-атлантического колебаний.

Наиболее общей чертой изменчивости рассмотренных характеристик, в частности ТПО, давления и геопотенциала, является рост их меридиональных градиентов с середины 1970-х годов, что привело к усилению западного переноса в атмосфере. Так, значение меридионального градиента ТПО в Северной Атлантике резко увеличилось в первой половине 70-х годов и в дальнейшем менялось незначительно вплоть до 1992 г. Можно предположить, что сохранение высоких значений меридионального градиента ТПО после 1975 г. явилось одной из основных причин длительного преобладания зональных форм циркуляции атмосферы в регионе. Это обусловило увеличение количества циклонов, приходящих из Северной Атлантики на бассейн Волги, увеличение осадков, стока Волги, что и привело к подъему уровня Каспийского моря.

Известно, что изменение фазы САК в зимний период приводит к существенной перестройке атмосферной циркуляции в АЕР [134]. В период отрицательной фазы САК ось траекторий зимних циклонов сдвинута к югу и максимальный перенос тепла и влаги направлен на южную и центральную Европу. В период положительной фазы ось сдвинута к северу и максимальный перенос тепла и влаги направлен на северную Европу и Скандинавию. Композитные аномалии геопотенциала поверхности 500 гПа, приземного давления и температуры воздуха в Европе существенно различны в разных фазах САК [2, 50].

Вместе с тем, изменчивость индекса САК за последние десятилетия отличается от изменчивости УКМ. Это позволяет предположить, что на изменения УКМ оказывают влияние и другие колебания глобальной циркуляции атмосферы. В частности, в работе [81] установлена связь между явлением Эль-Ниньо – Южное колебание (ЭНЮК) и изменениями УКМ. Рассмотрим влияние низкочастотной изменчивости циркуляции атмосферы на УКМ более подробно.

Известно, что крупномасштабные колебания атмосферной циркуляции, коррелированные в определенных областях (дальние связи), вносят большой вклад в низкочастотную изменчивость атмосферы в АЕР. Для их количественного описания предложены индексы, которые рассчитываются по данным геопотенциала изобарической поверхности 700 или 500 гПа [83]. Среднемесячные значения индексов, начиная с 1950 г., регулярно публикуются в Бюллетене по диагнозу климата [96]. В данном разделе использовались значения индексов, рассчитанных по данным геопотенциала H_{700} за период 1950-2000 гг. (обозначения приняты согласно [96]): NAO – североатлантическое колебание ; EA – восточно-атлантическое колебание (BAK); EA-Jet – BAK-струйное течение; EA/WR – колебание Восточная Атлантика-Западная Россия; SCA – скандинавское колебание; POL – колебание Полярная область – Евразия; PNA – колебание Тихий океан – Северная Америка; SOI – южное колебание.

Кроме того, для характеристики циркуляции в нижних слоях тропосферы использовался индекс NAO_0 , который рассчитывается по приземному давлению [134]. Узлы колебания NAO_0 расположены восточнее узлов NAO.

Для выявления связей между основными колебаниями циркуляции атмосферы была рассчитана корреляционная матрица среднегодовых значений индексов (таблица 4.4) [54]. Предварительно из всех рядов был исключен линейный тренд. (Все расчеты в этом разделе выполнены с помощью пакета STATISTICA [11]).

Как видно из табл. 4.4, наиболее тесно связаны колебания, узлы которых расположены сравнительно близко друг от друга: NAO и NAO_0 (коэффициент корреляции $r = 0,88$), EA и EA-Jet ($r = 0,44$). Индексы NAO и NAO_0 также связаны с индексом POL, характеризующим, в частности, циркуляцию атмосферы в Арктике. Подробно влияние североатлантического колебания на процессы в Арктике рассмотрены в работе [3]. Связь между индексами PNA и SCA ($r = 0.43$) требует дальнейшего изучения.

Индекс южного колебания SOI наиболее коррелирован с индексом EA ($r = -0,28$), что совпадает с результатами раздела 2.4, где получено, что зимой года Эль-Ниньо (Ла-Нинья) возбуждается положительная (отрицательная) фаза восточно-атлантического колебания.

Корреляционная матрица индексов колебаний циркуляции атмосферы

| | NAO | NAO0 | EA | EA-Jet | EA/WR | POL | SCA | PNA | SOI |
|--------|-----|------------|------|------------|-------|------------|------|------------|------|
| NAO | 1 | .88 | -.10 | .16 | .11 | .31 | -.02 | -.14 | .01 |
| NAO0 | | 1 | .04 | .15 | .07 | .38 | .08 | -.18 | -.06 |
| EA | | | 1 | .44 | .01 | -.10 | -.07 | -.14 | -.28 |
| EA-Jet | | | | 1 | .02 | -.03 | -.23 | -.20 | -.18 |
| EA/WR | | | | | 1 | -.17 | -.07 | .06 | -.09 |
| POL | | | | | | 1 | .02 | 0 | -.12 |
| SCA | | | | | | | 1 | .43 | -.15 |
| PNA | | | | | | | | 1 | -.18 |
| SOI | | | | | | | | | 1 |

Примечание. Выделены коэффициенты корреляции, значимые на 5 %-ном уровне.

Исходными данными для анализа изменчивости уровня Каспийского моря послужили среднегодовые значения УКМ по пункту Махачкала за период 1950–2000 гг. В расчетах использовался ряд из межгодовых приращений уровня (Δ УКМ). Для оценки зависимостей между индексами колебаний и Δ УКМ были рассчитаны взаимные корреляционные функции $r(\tau)$, где τ – сдвиг в годах. Предварительно из всех рядов были исключены линейные тренды. При анализе примем, что $\tau=0$ соответствует влиянию циркуляции атмосферы в n -м году на приращение уровня между годами n и $n+1$.

В табл. 4.5 приведены взаимные корреляционные функции для сдвигов 0–4 года, поскольку в этом диапазоне отмечаются наибольшие коэффициенты корреляции. Одним из основных результатов табл. 4.5 является существенное влияние Южного колебания на изменчивость УКМ в диапазоне до 5 лет. Это совпадает с результатами работы [81], где показано хорошее соответствие между ходом УКМ и интегральной аномалией зимнего индекса SOI за период 1880–1997 гг.

Вторым результатом является влияние на УКМ при сдвиге $\tau = -1$ колебаний EA/WR, EA-Jet и EA, т.е. тех колебаний, основные узлы которых расположены в восточной части Северной Атлантики. Интересно, что наибольшее влияние на УКМ оказывает колебание EA/WR ($r=0.32$), один из узлов которого расположен над Каспийским морем.

Эти результаты дают некоторую информацию для ответа на вопрос о том, каким образом южное колебание (или более широко ЭНЮК) влияет на УКМ. В работе [211] обобщены возможные механизмы распространения сигнала ЭНЮК во внетропические

широты Северного полушария. Согласно одной из моделей, сигнал из экваториальной части Тихого океана распространяется в восточную часть субтропиков Северной Атлантики, т.е. в область, где расположены южные узлы колебаний EA и EA-Jet. Таким образом, возможно, что под влиянием ЭНЮК активизируются колебания EA, EA-Jet и EA/WR, которые существенно влияют на циркуляцию атмосферы в европейском регионе, особенно в области западная Европа – Средиземное море – Каспийское море.

Таблица 4.5

Взаимные корреляционные функции между приращениями уровня Каспийского моря и предшествующими значениями индексов циркуляции

| Сдвиг τ , год | NAO | NAO ₀ | EA | EA-Jet | EA/WR | POL | SCA | PNA | SOI |
|-----------------------|------|------------------|------|--------|-------------|------|------|------|-------------|
| -4 | .04 | .10 | .21 | .16 | .06 | -.25 | .06 | .10 | -.29 |
| -3 | -.08 | .02 | .11 | .05 | .09 | -.05 | .21 | .04 | -.25 |
| -2 | .18 | .15 | .05 | -.07 | .10 | .01 | -.10 | -.03 | -.11 |
| -1 | .04 | -.01 | .24 | .27 | -.32 | -.08 | -.07 | .12 | -.27 |
| 0 | .07 | .04 | -.05 | .08 | .17 | -.03 | -.18 | .01 | -.42 |

Примечание. Выделены коэффициенты корреляции, значимые на 5 %-ном уровне

Несмотря на то, что корреляция между колебанием EA-Jet и Δ УКМ при $\tau = -1$ оказалась незначимой, многолетний ход индекса EA-Jet оказался самым близким к ходу УКМ среди всех рассматриваемых индексов (рис. 4.9).

Этот результат представляется неожиданным, поскольку колебание EA-Jet – единственное из колебаний, которое выражено только в теплую часть года, а во многих исследованиях (см., например, [7]), низкочастотная изменчивость УКМ связывается с количеством циклонов, вышедших на бассейн Волги в холодную часть года. Рассмотрим связь между колебанием EA-Jet и УКМ более подробно.

Колебание EA-Jet – третье из основных колебаний циркуляции над Северной Атлантикой (два других – NAO (NAO₀) и EA). Оно выражено в период с апреля по август. Северный центр колебания расположен над северо-восточной частью Северной Атлантики и Скандинавией, южный центр – над северной Африкой и Средиземным морем. Из рис. 4.9 видно, что понижение УКМ совпало с уменьшением значений индекса EA-Jet, а рост УКМ – с увеличением, поэтому представляет интерес выявление особенностей циркуляции атмосферы при положительных и отрицательных значениях индекса.

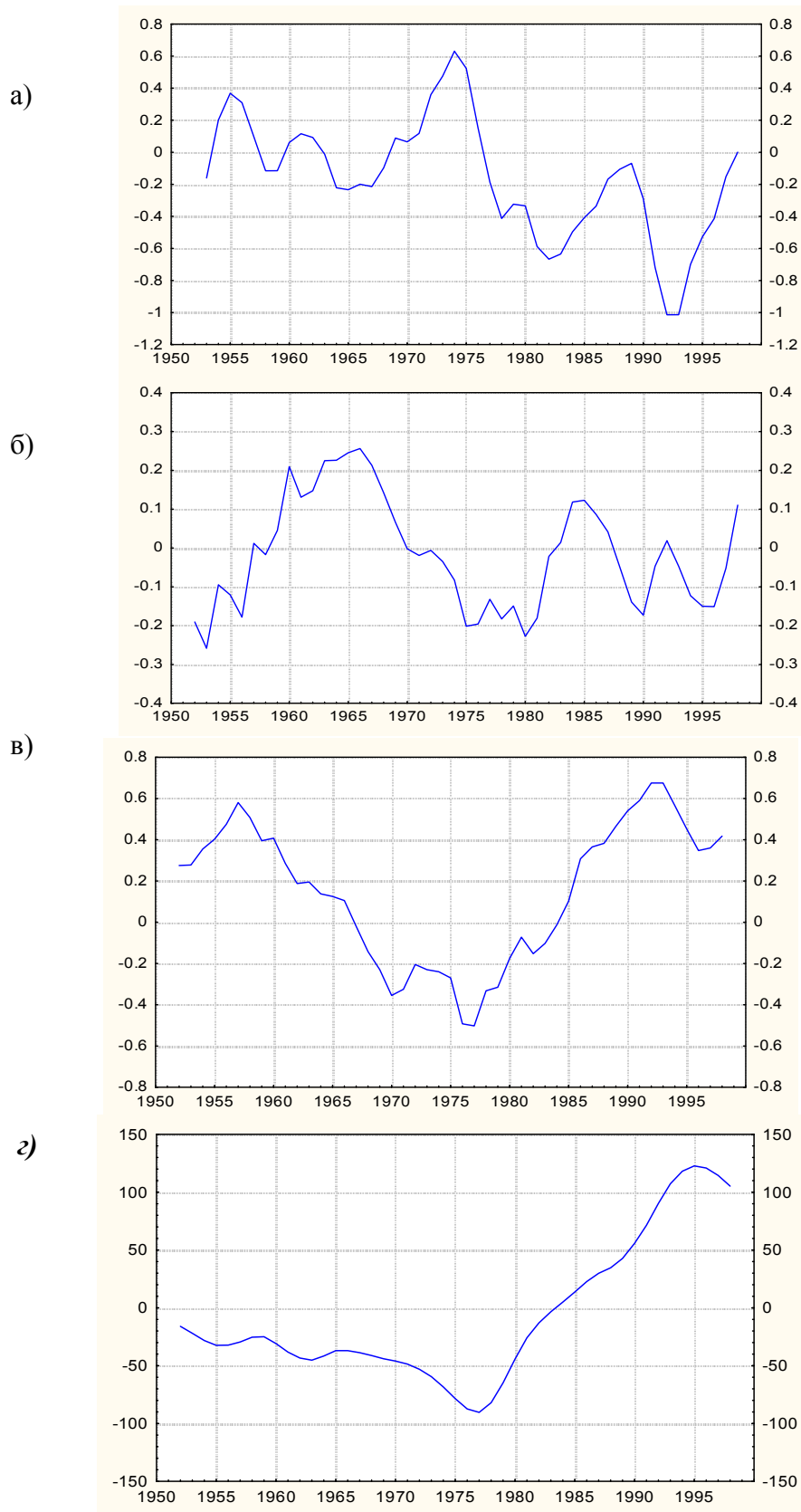


Рис. 4.9. Среднегодовые значения индексов колебаний: SOI (а); EA/WR (б); EA-Jet (в); уровня Каспийского моря (отклонения в см от отметки $-28,00$ м) (г). Все ряды сглажены 4-летним скользящим средним.

С этой целью были определены годы с наибольшими по абсолютной величине отрицательными значениями индекса (1971, 1972, 1975, 1978) и с наибольшими положительными значениями (1956, 1991, 1994, 1998). Для этих лет были построены композитные аномалии (средние аномалии за указанные годы) геопотенциала H_{500} , приземного давления, скорости приземного ветра, приземной температуры воздуха и температуры поверхности океана в Северной Атлантике (рис. 4.10). Композитные аномалии строились на основе данных реанализа NCEP/NCAR.

При отрицательных значениях индекса (рис.4.10а) в области южная Европа – Каспийское море располагается ложбина, а в северной Европе – гребень (аналогичная картина и в поле приземного давления). При положительных значениях индекса распределение обратное (рис.4.10б). Это означает, что при отрицательных значениях индекса в апреле-августе на район Каспийского моря выходит больше циклонов, чем при положительных значениях.

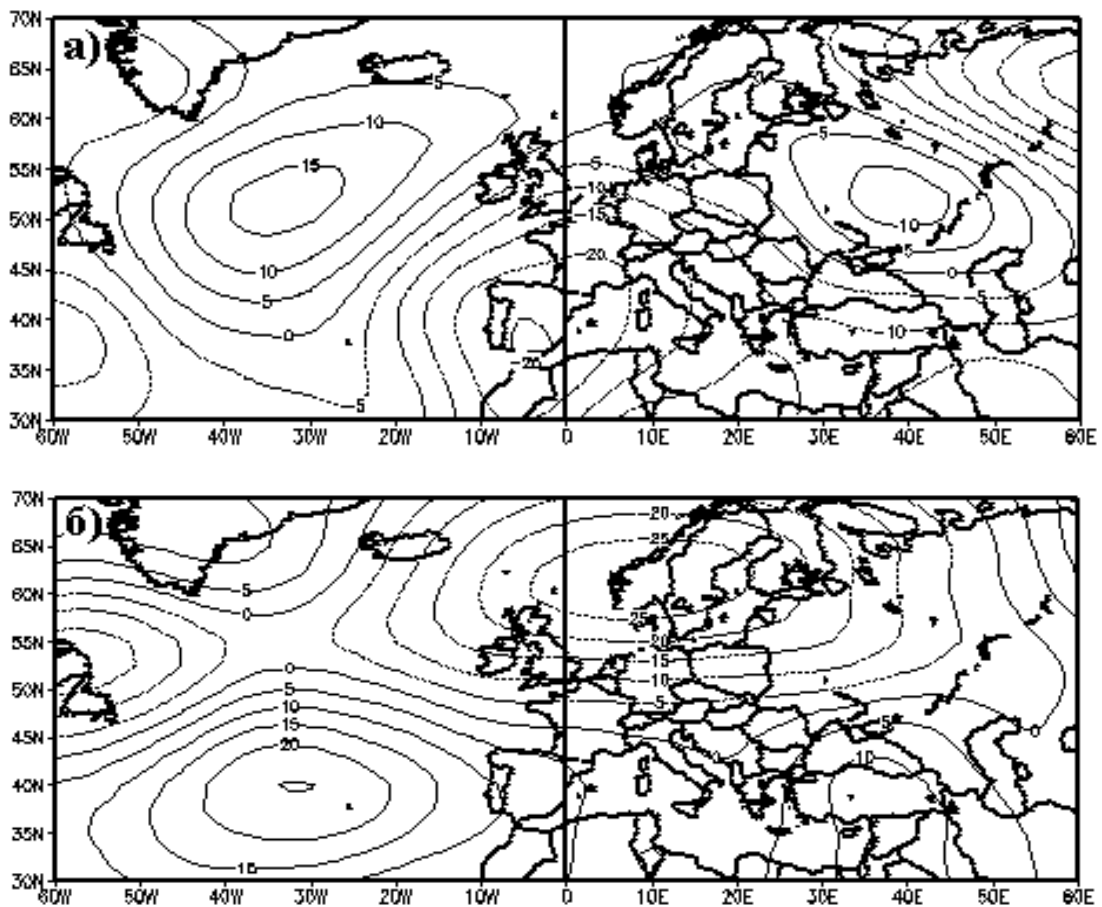


Рис. 4.10. Композитные аномалии H_{500} в апреле-августе (дам): при наибольших отрицательных значениях индекса EA-Jet (1971, 1972, 1975, 1978 гг.) (а); при наибольших положительных значениях индекса EA-Jet (1956, 1991, 1994, 1998 гг.) (б).

Этот вывод подтверждается композитными аномалиями скорости ветра и температуры воздуха. При отрицательных значениях индекса скорость ветра над Каспийским морем выше нормы, а температура воздуха – ниже, при положительных значениях индекса ветер слабее обычного, а температура воздуха – выше.

Распределение аномалий ТПО в Северной Атлантике в апреле-августе при положительных и отрицательных значениях индекса EA-Jet также различно. При отрицательных значениях индекса ТПО в Гольфстриме и в восточной части Северной Атлантики ниже нормы, при положительных – выше. Таким образом, влияние атмосферных процессов на бассейн Каспийского моря при положительных и отрицательных значениях индекса EA-Jet существенно различно.

Композитные аномалии вышеназванных элементов были построены также для 15-летних периодов до и после резкого изменения хода УКМ в 1977 г. (понижение УКМ в 1963–1977 гг. и рост УКМ в 1978–1992 гг.). Эти периоды были выбраны в связи с тем, что после 1992 г. интенсивный подъем уровня прекратился. Распределение аномалий на стадии понижения уровня (1963–1977 гг.) оказалось аналогичным распределению при отрицательных значениях индекса EA-Jet, а распределение аномалий на стадии подъема УКМ (1978–1992 гг.) подобно распределению аномалий при положительных значениях индекса.

Большинство исследователей считает, что изменения УКМ связаны с изменениями составляющих водного баланса Каспийского моря, и, в основном, с колебаниями речного стока и видимого испарения (разностью испарения и осадков) [21]. Изучение процессов испарения с поверхности Каспийского моря показало, что максимальное испарение происходит в июле-сентябре [34, 61], причем оно существенно зависит от скорости ветра. Режим ветра над Каспийским морем летом определяется характером атмосферных процессов над южной Европой [29], т.е. так или иначе зависит от колебания EA-Jet.

Для периода максимального испарения (июль-сентябрь) были построены композитные аномалии скорости ветра, температуры воздуха и индекса засушливости Палмера [102] за 1963–1977 и 1978–1992 гг. (рис. 4.11). Индекс Палмера рассчитывается по среднемесячным данным о температуре и осадках и характеризует сухие и влажные периоды.

В 1963–1977 гг. на большей части акватории Каспийского моря скорость ветра была выше обычной (рис. 4.11а), а в 1978–1992 гг. – ниже (рис. 4.11б). В первый период композитная аномалия температуры воздуха оказалась отрицательной, во второй – положительной. Среднее значение индекса Палмера для большей части Каспийского моря в

1963–1977 гг. оказалось отрицательным (преобладание засушливых периодов), а в 1978–1992 гг. – положительным (преобладание влажных периодов).

Таким образом, в 1963–1977 гг. в регионе Каспийского моря в июле-сентябре преобладали атмосферные процессы, благоприятствующие интенсивному испарению (сильный ветер, пониженная влажность), а в 1978–1992 гг. процессы в атмосфере препятствовали развитию испарения, что отразилось в соответствующих изменениях уровня моря.

Подобные выводы были получены ранее и в других работах. Так, в [20] показано, что скорость ветра на 18 береговых и островных станциях в Каспийском море после 1977 года была ниже, чем в предшествующий период. В этой же работе на основе измерений в испарителях получены данные об уменьшении испарения в период с 1960 по 1988 г. со средней скоростью 64 мм/10 лет. Вывод о том, что основной причиной повышения УКМ после 1977 года является увеличение осадков на водосборе Волги и над Каспийским морем, увеличение стока рек и уменьшение испарения содержится в [60].

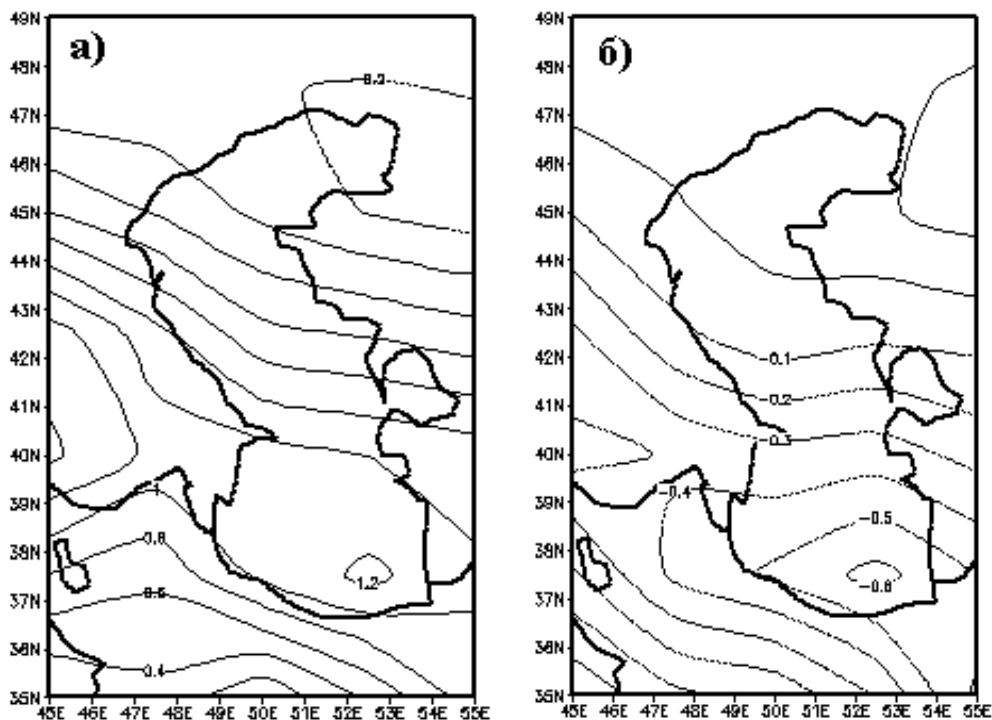


Рис. 4.11. Композитные аномалии скорости ветра в июле-сентябре (м/с): 1963–1977 гг. (а); 1978–1992 гг. (б).

Различия в климатическом режиме бассейна Каспийского моря на стадиях подъема и спада уровня были обобщены в работе [75]. Показано, что до 1976 г. в бассейне моря преобладали отрицательные среднегодовые аномалии осадков, температуры воздуха и

облачности, а после 1976 г. – положительные, что сказалось на процессах испарения. Эти особенности связываются в [75] с изменением повторяемости форм атмосферной циркуляции по классификации Вангенгейма. Интересно, что наибольшие тренды в повторяемости форм отмечены летом. Возможно, это является одной из причин подобия многолетнего хода УКМ и индекса колебания EA-Jet, наиболее выраженного в теплую часть года.

Сведения о существенной роли теплого периода года в изменчивости УКМ есть и в других работах. Так, в [39] получено, что в 1976–1989 гг. осадки на водосборе Волги в холодную часть года были в норме, а в теплую часть – выше нормы. В результате корреляция межгодовых приращений УКМ с годовыми осадками оказалась выше, чем с осадками за холодную часть года. В этой же работе при исследовании связи приращений УКМ с температурными условиями выявлена статистически значимая связь с температурой воздуха только за теплый период предшествующего года. В работе [40] установлена связь между числом дней с антициклонами в теплую часть года в 7-м районе Вительса (юг европейской территории России) и приращениями УКМ.

Эти результаты свидетельствуют о важной роли процессов в теплую часть года, особенно испарения и осадков, в формировании межгодовой изменчивости УКМ. Поскольку индекс EA-Jet характеризует условия атмосферной циркуляции (а значит, косвенно, и видимое испарение) в апреле-августе, то это может быть одной из причин подобия многолетнего хода индекса и УКМ.

Полученные в данном разделе результаты свидетельствуют о значительном влиянии глобальной циркуляции атмосферы на уровень Каспийского моря во второй половине XX века. Подтверждена важная роль явления Эль-Ниньо – Южное колебание в межгодовой изменчивости УКМ. Из колебаний циркуляции атмосферы в атлантико-европейском регионе наибольшее влияние на УКМ оказывают колебания EA/WR, EA-Jet и EA, основные узлы которых расположены в восточной части Северной Атлантики, а один из узлов колебания EA/WR – над Каспийским морем.

Многолетний ход индекса колебания EA-Jet, выраженного в теплую часть года, наиболее близко из всех рассмотренных индексов соответствует многолетнему ходу УКМ. Особенности гидрометеорологических полей, связанные с изменениями индекса EA-Jet, а также результаты других работ, указывают на важную роль процессов теплого периода года в формировании межгодовой изменчивости УКМ.

Заклучение

Несмотря на то, что изучению САК посвящено большое количество публикаций, природа этого явления до конца не выяснена. По-видимому, это можно объяснить тем, что, во-первых, САК формируется в результате взаимодействия атмосферных процессов различных пространственно-временных масштабов, и, во-вторых, под влиянием различных внешних факторов (океан, стратосферный полярный вихрь, снежный и ледовый покров и др.).

Долгое время при изучении САК использовались данные с месячным или сезонным осреднением, что не позволяло рассматривать процессы с меньшими временными масштабами. Ситуация изменилась после появления работы Feldstein (2000) [111], где было показано, что формирование колебаний атмосферной циркуляции типа САК может происходить на временных масштабах менее 10 суток и для изучения этих явлений необходимо использовать суточные данные. В данной работе основное внимание было уделено изучению влияния синоптических процессов на формирование и эволюцию САК.

В качестве примера синоптических процессов рассматривались, в частности, выносы холодного воздуха с североамериканского континента на Гольфстрим в зимний период. Оказалось, что отрицательная фаза САК в декабре-январе может формироваться за счет образования блокирующей ситуации в атмосфере по следующей схеме: а) вынос холодного воздуха с североамериканского континента; б) образование взрывного циклона; в) формирование блокирующего режима циркуляции атмосферы; г) формирование отрицательной фазы САК. Эта схема «в чистом виде» наблюдается редко, и условия ее реализации нуждаются в дальнейшем уточнении.

Другим примером синоптических процессов является обрушение планетарных волн в атмосфере. В некоторых работах было показано, что обрушение волн по циклоническому или антициклоническому типу может приводить к формированию той или иной фазы САК. Эти результаты обобщены в виде последовательности событий, предшествующих установлению той или иной фазы САК.

Потоки тепла из океана в атмосферу также формируются на синоптических масштабах. Показано, что аномалии в потоках скрытого и явного тепла в Северной Атлантике в осенне-зимний период могут способствовать формированию той или иной фазы САК в январе, а аномалии потоков в феврале – установлению фазы САК весной.

Среди исследователей нет однозначного мнения о влиянии температуры поверхности океана в Северной Атлантике на циркуляцию атмосферы. В данной работе получено, что формированию положительной фазы САК в январе предшествует усиление азорского

Заключение

максимума в июне-июле, что способствует теплонакоплению в верхних слоях океана и формированию положительной аномалии ТПО в области Гольфстрима в сентябре.

На циркуляцию атмосферы в атлантико-европейском регионе (АЕР) может влиять ТПО в Тропической Атлантике, а также в экваториальной зоне Тихого океана, где формируется явление Эль-Ниньо - Южное колебание (ЭНЮК). В данной работе получено, что это явление оказывает наибольшее влияние на циркуляцию атмосферы в АЕР зимой, совпадающей с фазой максимального развития ЭНЮК, и следующей зимой. В первую зиму года Эль-Ниньо (Ла-Нинья) возбуждается положительная (отрицательная) фаза восточно-атлантического колебания, следующей зимой — положительная (отрицательная) фаза североатлантического колебания. Изменчивость индексов основных колебаний циркуляции атмосферы в АЕР больше в год Ла-Нинья.

Общепринято, что для описания циркуляции атмосферы в АЕР одного индекса САК недостаточно, необходимо привлекать и другие индексы, в частности, индекс восточно-атлантического колебания (ВАК). В данной работе получено, что наибольшие изменения в циркуляционном и температурном режиме АЕР в январе возникают в случае, если на фоне положительной фазы САК развивается отрицательная фаза ВАК, что приводит к ослаблению зональной циркуляции и понижению температуры воздуха в Европе.

Наиболее длительное различие в индексах САК и ВАК за 1950–2007 гг. наблюдалось в 1996–2007 гг., когда индекс ВАК существенно превосходил индекс САК. Причина данного явления заключается в изменении характеристик циклогенеза и траекторий циклонов в Северной Атлантике, в частности, в сдвиге к северу траектории циклонов, смещающихся из Северной Атлантики на Европу, что привело к повышению температуры в Скандинавии и на Кольском полуострове в 1996–2007 гг. по сравнению с 1984–1995 гг. Одной из причин аномально теплой зимы в Европе 2006/07 гг. также явился сдвиг к северу траектории циклонов в апреле 2006 г. – марте 2007 г., что нашло свое отражение, прежде всего, в усилении положительной фазы ВАК, которое, в свою очередь, могло быть связано с развитием в этот период явления Эль-Ниньо.

Влияние САК на океан проявляется, прежде всего, в формировании аномалий ТПО противоположного знака в субполярных и субтропических районах Северной Атлантики. Колебания, связанные с САК, испытывают также глубина зимней конвекции в море Лабрадор, перенос вод на север между субполярным и субтропическим круговоротами, положение Гольфстрима, расход вод Флоридского течения и др.

Характеристики ветрового волнения также зависят от фазы САК. При положительной фазе САК циклоны приходят в северо-восточную часть океана в стадии максимального развития и вследствие больших величин разгона здесь формируются зоны опасного

волнения с максимальными значениями высоты волн. При отрицательной фазе САК циклоны достигают максимального развития, в основном, в западной и центральной частях океана, где и формируются зоны опасного волнения.

Ввиду существенного влияния САК на погоду и климат в атлантико-европейском регионе очевидна необходимость дальнейшего изучения природы САК и выявления источников его предсказуемости.

Литература

1. Абузьяров З.К., Думанская И.О., Нестеров Е.С. Оперативное океанографическое обслуживание. – М., Обнинск: «ИГ-СОЦИН», 2009. – 287 с.
2. Абузьяров З.К., Нестеров Е.С. Развитие методов и технологий морского метеорологического обслуживания // В кн.: 70 лет Гидрометцентру России. – СПб: Гидрометеиздат, 1999. – С. 216–231.
3. Алексеев Г.В., Александров Е.И., Священников П.Н., Харланенкова Н.Е. О взаимосвязи колебаний климата в Арктике и в средних и низких широтах // Метеорология и гидрология. – 2000. – № 6. – С. 5–17.
4. Анисимов М.В., Бышев В.И., Залесный В.Б., Мошонкин С.Н. Междекадная изменчивость термической структуры вод Северной Атлантики и ее климатическая значимость // Доклады Академии наук. – 2012. – Т. 443, № 3. – С. 372–376.
5. Антонов Д.И., Гройсман П.Я. Изменение температуры воды ниже деятельного слоя в северной части Атлантического океана // Метеорология и гидрология. – 1988. – № 3. – С. 57–63.
6. Атлас волнения северной части Атлантического океана. – Обнинск: «Артифекс», 2009. – 77 с.
7. Бабкин В.И. Сток Волги в периоды ослабления и усиления циклонической активности // Метеорология и гидрология. – 1995. – № 1. – С. 94–100.
8. Бардин М.Ю., Полонский А.Б. Североатлантическое колебание и синоптическая изменчивость в Европейско-Атлантическом регионе в зимний период // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. – 2005. – Т. 41, № 2. – С. 3–13.
9. Бирман Б.А., Балашова Б.В. О природе аномалий температуры поверхности океана // Метеорология и гидрология. – 1989. – № 2. – С. 85–91.
10. Бирман Б.А., Позднякова Т.Г. Климатический мониторинг виртуального теплообмена океанов и атмосферы Земли // Метеорология и гидрология. – 1992. – № 4. – С. 102–104.
11. Боровиков В.П., Боровиков И.П. STATISTICA. Статистический анализ и обработка данных в среде WINDOWS. – М.: «Филинь», 1998. – 608 с.
12. Бышев В.И. Синоптическая и крупномасштабная изменчивость океана и атмосферы. – М.: Наука. – 2003. – 343 с.

13. Бышев В.И., Нейман В.Г., Романов Ю.А., Серых И.В. О фазовой изменчивости некоторых характеристик современного климата в регионе Северной Атлантики // Доклады Академии наук. – 2011. – Т. 438, № 6. – С. 1–6.
14. Вероятностно-статистический анализ метеорологических полей и процессов (ВЕСТА). Пакет программ. Гидрометцентр СССР, ВНИИГМИ-МЦД, ОФАП. Инв. № ИО 50020832, Э.Я. Ранькова, Н. М. Ефремова и др. – Обнинск, 1983.
15. Воскресенская Е.Н., Зеленько А.А., Полонский А.Б. Эль-Ниньо 1991–1992 годов и его проявление в Тропической Атлантике // Морской гидрофизический журнал. – 1992. – № 6. – С. 62–70.
16. Глаголева М.Г. О роли циркуляции атмосферы в формировании аномалий температуры воды в Северной Атлантике // Труды Гидрометцентра СССР. – 1985. – Вып. 270. – С. 3–8.
17. Глаголева М.Г., Скриптунова Л.И. Прогноз температуры воды в океане. – Л.: Гидрометеиздат, 1979. – 168 с.
18. Глазунов А.В., Дианский Н.А., Дымников В.П. Локализованный и глобальный отклики атмосферной циркуляции на аномалию температуры поверхности океана в средних широтах // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. – 2001. – Т. 37, № 5. – С. 581–600.
19. Голицын Г.С. Ураганы, полярные и тропические, их энергия и размеры, количественный критерий возникновения // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. – 2008. – Т. 44, № 5. – С. 579–590.
20. Голицын Г.С., Дзюба А.В., Осипов А.Г., Панин Г.Н. Региональные изменения климата и их проявления в современном подъеме уровня Каспийского моря // ДАН СССР. – 1990. – Т. 313, № 5. – С. 1224–1227.
21. Голицын Г.С., Панин Г.Н. О водном балансе и современных изменениях уровня Каспия // Метеорология и гидрология. – 1989. – № 1. – С. 57–64.
22. Груза Г.В., Ранькова Э.Я., Клещенко Л.К., Аристова Л.Н. О связи климатических аномалий на территории России с явлением Эль-Ниньо – Южное колебание // Метеорология и гидрология. – 1999. – № 5. – С. 32–51.
23. Гулев С.К., Колинко А.В., Лаппо С.С. Синоптическое взаимодействие океана и атмосферы в средних широтах. – СПб: Гидрометеиздат, 1994. – 320 с.
24. Гущина Д.Ю., Петросянц М.А. О связи температуры поверхности экваториальной части Тихого океана с циркуляцией скорости ветра в центрах действия атмосферы // Метеорология и гидрология. – 1998. – № 12. – С. 5–22.
25. Дзюба А.В., Панин Г.Н. О современной тенденции изменения климата и ее

Заключение

- влиянии на локальные изменения водных ресурсов // Водные ресурсы. – 1995. – Т. 22, № 1. – С. 14–22.
26. Зайцева И.С. Многолетние колебания стока Волги и глобальные изменения климата // Известия РАН. Серия географич. – 1996. – № 5. – С. 45–54.
27. Исаев А.А. О климатических рекордах в Москве зимой и в холодный сезон 2006/07 гг. // Метеорология и гидрология. – 2007. – № 9. – С. 41–47.
28. Казначеева В.Д. Дальние связи низкочастотной составляющей геопотенциала H500 и средней месячной приземной температуры воздуха в зимний сезон // Метеорология и гидрология. – 1997. – № 9. – С. 5–13.
29. Кошинский С.Д. Режимные характеристики сильных ветров на морях Советского Союза. Часть I. Каспийское море. – Л.: Гидрометеиздат, 1975. – 412 с.
30. Крыжов В.Н. Связь средних месячной, сезонной и годовой температур воздуха на севере России с индексами зональной циркуляции зимой // Метеорология и гидрология. – 2003. – № 2. – С. 15–28.
31. Куликова И.А., Реснянский Ю.Д. О низкочастотной изменчивости и типах атмосферной циркуляции // Метеорология и гидрология. – 1995. – № 10. – С. 5–12.
32. Курбаткин Г.П. Об оценке полувековой эволюции механизмов, контролирующих в годовом цикле теплообмен между высокими и средними широтами // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. – 2008. – Т. 44, № 4. – С. 419–434.
33. Курбаткин Г.П., Смирнов В.Д. Межгодовые вариации температуры тропосферы, связанные с декадными изменениями североатлантического колебания // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. – 2010. – Т. 46, № 4. – С. 435–447.
34. Лобанов В.В. Испарение с поверхности Каспийского моря // Метеорология и гидрология. – 1987. – № 10. – С. 62–68.
35. Лукин А.А., Нестеров Е.С. Траектории циклонов и опасное ветровое волнение в Северной Атлантике // Труды ГОИН. – 2011. – Вып. 213. – С. 224–233.
36. Лукин А.А., Нестеров Е.С. Опасное ветровое волнение в Северной Атлантике при разных режимах атмосферной циркуляции // Метеорология и гидрология. – 2011. – № 12. – С. 36–44.
37. Марков А.А., Брайко О.И., Красовский Ю.П. О вертикальной структуре температурных аномалий Северной Атлантики // Морской гидрофизический журнал. – 1990. – № 3.
38. Мелешко В.П., Голицын Г.С., Володин Е.М., Галин В.Я. и др. Расчет составляющих водного баланса на водосборе Каспийского моря с помощью ансамбля моделей общей циркуляции атмосферы // Физика атмосферы и океана. – 1998. – Т. 34. –

- № 4.– С.591–599.
39. Мещерская А.В., Александрова Н.А., Голод М.П. Температурно-влажностный режим на водосборах Волги и Урала и оценка его влияния на изменения уровня Каспийского моря // Водные ресурсы. –1994. – Т. 21, № 4. – С.463–470.
 40. Мещерская А.В., Белянкина И.Г., Голод М.П., Мирвис В.М. Усовершенствованный метод долгосрочного прогноза уровня Каспийского моря по метеорологическим данным // Труды ГГО. – 1999. – Вып. 547. – С. 66–78.
 41. Мониторинг общей циркуляции атмосферы. Северное полушарие. Бюллетень 1988 г. – Обнинск: ВНИИГМИ-МЦД, 1989. – 80 с.
 42. Мохов И.И., Елисеев А.В. и др. Североатлантическое колебание: диагноз и моделирование десятилетней изменчивости и ее долгопериодной эволюции // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. – 2000. – Т. 36, № 5. – С. 605–616.
 43. Мохов И.И., Смирнов Д.А. Исследование взаимного влияния процессов Эль-Ниньо – Южное колебание и Северо-Атлантического и Арктического колебаний // Известия РАН. Физика атмосферы и океана.– 2006.– Т. 42, № 5.– С. 650–667.
 44. Муравьев А.В., Куликова И.А., Круглова Е.Н. Распределение экстремальных характеристик атмосферной циркуляции по данным реанализа и гидродинамического моделирования // Метеорология и гидрология. – 2009. – № 7. – С.33–47.
 45. Нестеров Е.С. О влиянии штормов на формирование температурных аномалий в океане в осенний период // Метеорология и гидрология. – 1984.– № 5. – С. 111–114.
 46. Нестеров Е.С. О влиянии динамического воздействия атмосферы на формирование температурных аномалий в океане // Метеорология и гидрология. – 1991. – № 11. – С. 68–75.
 47. Нестеров Е.С. О возможных причинах длительного понижения температуры воды в Норвежском море // Труды Гидрометцентра СССР. – 1991. – Вып. 314. – С. 31–40.
 48. Нестеров Е.С. О влиянии североатлантического колебания на температуру поверхности океана // Метеорология и гидрология. – 1992. – № 5. – С. 62–68.
 49. Нестеров Е.С. Особенности состояния океана и атмосферы в разных фазах североатлантического колебания // Метеорология и гидрология. –1998. – № 8. – С. 74–82.
 50. Нестеров Е.С. Влияние североатлантического колебания на сезонную температуру воздуха в Европе. – Тезисы докладов Всероссийской научной конференции «Климат, мониторинг окружающей среды, гидрометеорологическое прогнозирование и обслуживание». – Казань: 2000. – С.46–47.

Заключение

51. Нестеров Е.С. Изменчивость характеристик атмосферы и океана в атлантико-европейском регионе в годы событий Эль-Ниньо и Ла-Нинья // Метеорология и гидрология. – 2000. – № 8. – С. 74–83.
52. Нестеров Е.С. Климатические тренды характеристик атмосферы и океана в атлантико-европейском регионе // Труды Гидрометцентра России. – 2000. – Вып. 332. – С. 74–77.
53. Нестеров Е.С. О фазах североатлантического колебания // Метеорология и гидрология. 2003. – № 1. – С. 64–74.
54. Нестеров Е.С. Низкочастотная изменчивость циркуляции атмосферы и уровень Каспийского моря во второй половине XX века // Метеорология и гидрология. – 2001. – № 11. – С. 27–36.
55. Нестеров Е.С. Сезонные особенности формирования аномалий температуры поверхности океана в Северной Атлантике // Метеорология и гидрология. – 2005. – № 9. – С. 55–62.
56. Нестеров Е.С. О влиянии температуры воды и потоков тепла на поверхности океана в Северной Атлантике на циркуляцию атмосферы // Метеорология и гидрология. – 2009. – № 1. – С. 39–46.
57. Нестеров Е.С. О восточно-атлантическом колебании циркуляции атмосферы // Метеорология и гидрология. – 2009. – № 12. – С. 32–40.
58. Нестеров Е.С. Особенности циркуляции атмосферы в Северной Атлантике в последние десятилетия // Современные проблемы динамики океана и атмосферы. Сборник статей, посвященный 100-летию со дня рождения проф. П.С. Линейкина. – Москва: Триада, лтд, 2010. – С.269–280.
59. Нестеров Е.С. О формировании взрывных циклонов в северо-восточной части Атлантического океана // Метеорология и гидрология. – 2010. – № 10. – С. 45–53
60. Никонова Р.Е., Бортник В.Н. Характеристика межгодовой и сезонной изменчивости составляющих водного баланса и уровня Каспийского моря за период его современного повышения // Водные ресурсы. – 1994. – Т. 21, № 4. – С.410–414.
61. Панин Г.Н. Испарение и теплообмен Каспийского моря. – М: Наука, 1987. – 88 с.
62. Петросянц М.А., Гущина Д.Ю. Крупномасштабное взаимодействие глобальной циркуляции атмосферы с температурой поверхности экваториальной части Тихого океана // Метеорология и гидрология. – 1998. – № 5. – С. 5–24.
63. Питербарг Л.И. Динамика и прогноз крупномасштабных аномалий температуры поверхности океана (статистический подход). – Л.: Гидрометеиздат, 1989. – 200 с.

64. Положение о порядке действий учреждений и организаций при угрозе возникновения и возникновении опасных природных явлений. Руководящий документ РД 52.88.699-2008. – Федеральная служба по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды (РОСГИДРОМЕТ). – Москва, 2008. – 33 с.
65. Полонский А.Б., Башарин Д.В. О влиянии Североатлантического и Южного колебаний на изменчивость температуры воздуха в Европейско-Средиземноморском регионе // Известия РАН. Физика атмосферы и океана.– 2002.– Т. 38, № 1.– С. 135–145.
66. 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.
67. Полонский В.Ф., Горелиц О.В. Сток воды и его распределение в дельте Волги // Метеорология и гидрология.– 1997.– № 4.– С.84–95.
68. Попова В.В., Шмакин А.Б. Влияние североатлантического колебания на многолетний гидротермический режим Северной Евразии. I. Статистический анализ данных наблюдений // Метеорология и гидрология.– 2003.– № 5.– С. 62–74.
69. Попова В.В., Шмакин А.Б. Региональная структура колебаний температуры приземного воздуха в Северной Евразии во второй половине XX – начале XXI веков // Известия РАН. Физика атмосферы и океана.– 2010.–Т. 46.– № 2.– С. 161–175.
70. Романова Н.А., Романов Ю.А. Повторяемость циклонов и антициклонов над Северной Атлантикой в 1980-1989 гг. // Метеорология и гидрология. – 1995. – № 7.- – С. 56–67.
71. Рудева И.А., Гавриков А.В., Гулев С.К., Шаповалов С.М. Диагностика и моделирование жизненного цикла атмосферных внетропических циклонов северного полушария // Изменение окружающей среды и климата: природные и связанные с ними техногенные катастрофы. Том 7: Динамика и математическое моделирование геофизических и гидрометеорологических процессов. – М.: ИФЗ РАН, 2008. – С. 188–229.
72. Рыбак Е.А., Рыбак О.О. О спектральной структуре североатлантического колебания // Метеорология и гидрология. – 2005. – № 3. – С. 69–77.
73. Сарафанов А.А. Механизм воздействия САК на температуру и соленость промежуточных и глубинных вод субполярной Северной Атлантики // Метеорология и гидрология. – 2009. – № 3. – С. 65–73.
74. Сидоренков Н.С. Характеристики явления южное колебание – Эль-Ниньо // Труды Гидрометцентра СССР. – 1991. – Вып. 316. – С. 31–44.
75. Сидоренков Н.С., Швейкина В.И. Исследование климатического режима

- бассейна Волги и Каспийского моря за последнее столетие // Водные ресурсы. –1996. – Т. 23, № 4. – С. 401–406.
76. Сизов А.А., Воскресенская Е.Н., Новоселова А.А. О связанности динамических процессов в приземной атмосфере и аномалий поверхностной температуры в Тропической Атлантике // Морской гидрофизический журнал.– 1991.– № 2..
77. Смирнов Н.П., Воробьев В.Н., Качанов С.Ю. Северо-атлантическое колебание и климат. – СПб: РГГМУ, 1998. – 121 с.
78. Шакина Н.П., Иванова А.Р. Блокирующие антициклоны: современное состояние исследований и прогнозирования // Метеорология и гидрология. – 2010. – № 11. – С. 5–18.
79. Abatzoglou J.T., Magnusdottir G. Opposing effects of reflective and nonreflective planetary wave breaking on the NAO // J. Atm. Sci. – 2006. – Vol. 63, No. 12. – P. 3448–3457.
80. Alexander M.A., Scott J.D. Surface flux variability over the North Pacific and North Atlantic oceans // J. Climate. – 1997. – Vol. 10, No. 11. – P. 2963–2978.
81. Arpe K., Bengtsson L., Golitsyn G.S., Mokhov I.I. et al. Connection between Caspian sea level variability and ENSO // Geophys. Res. Lett. – 2000. – Vol. 27, No. 17. – P.2693–2696.
82. Baehr C., Pouponneau B., Ayrault F. et al. Dynamical characterization of the FASTEX cyclogenesis cases // Quart. J. Roy. Met. Soc. – 1999. – Vol. 125, No. 561. – P. 3469–3494.
83. Barnston A.G., Livezey R.E. Classification, seasonality and persistence of low-frequency atmospheric circulation patterns // Mon. Weath. Rev. – 1987. – Vol. 115, No. 6. – P. 1083–1126.
84. Barriopedro D., García-Herrera R., Lupo A.R., Hernández E. A climatology of Northern Hemisphere blocking // J. Climate. – 2006.– Vol. 19, No. 6. – P. 1042–1063.
85. Benedict J.J., Lee S., Feldstein S.B. Synoptic view of the North Atlantic Oscillation // J. Atm. Sci. – 2004. – Vol. 61, No. 2. – P. 121–144.
86. Bengtsson L., Hodges K.I., Roeckner E. Storm tracks and climate change // J. Climate.–2006. – Vol. 19, No. 15. – P. 3518–3543.
87. Bengtsson L., Wang Hui-Jun. Climate system modeling // Proc. Conf. World Clim. Res. Progr.: achievements, benefits and challenges, Geneva, 26–28 Aug. 1997. – WMO/TD – No. 904. – P. 104–118.
88. Bjerknes J. Atlantic air-sea Interaction // Adv. Geophys.–1964. – Vol. 10.– 100 p.

89. Blade I. The influence of midlatitude ocean – atmosphere coupling on the low-frequency variability of GCM. Part I: No tropical SST forcing // *J. Climate.*–1997. – Vol. 10, No. 8.– P. 2087–2106.
90. Cassou C., Terray L. Oceanic forcing of the wintertime low-frequency atmospheric variability in the North Atlantic European sector: a study with the ARPEGE model // *J. Climate.*–2001. – Vol. 14, No. 22.– P. 4266–4291.
91. Cassou C., Terray L., Hurrell J.W., Deser C. North Atlantic winter climate regimes: spatial asymmetry, stationarity with time, and oceanic forcing // *J. Climate.* – 2004. – Vol. 17, No. 5. – P. 1055–1068.
92. Cayan D.R. Latent and sensible surface flux anomalies over the northern oceans: driving the sea surface temperature // *J. Phys. Oceanogr.* – 1992. – Vol. 22, No. 8. – P. 859–881.
93. Chen W.Y., van den Dool H.M. Asymmetric impact of tropical SST anomalies on atmospheric internal variability over the North Pacific // *J. Atmos. Sci.* – 1997. – Vol. 54, No. 6. – P. 725–740.
94. Ciasto L.M., Thompson D.W.J. North Atlantic atmosphere–ocean interaction on intraseasonal time scales // *J. Climate.* – 2004. – Vol. 17, No. 8. – P. 1617–1621.
95. Climate assessment. A decadal review 1981-1990 / Ed.: M.S. Halpert, C.F. Ropelewski. – U.S. Department of Commerce, 1991. – 109 p.
96. Climate Diagnostics Bulletin. Climate Prediction Center. – US Department of Commerce. – 1999.–80 p.
97. Coetlogon G., Frankignoul C. The persistence of winter sea surface temperature in the North Atlantic // *J. Climate.* – 2003.– Vol. 16, No. 9. – P. 1364–1377.
98. Colucci S.J. Explosive cyclogenesis and large-scale circulation changes: implications for atmospheric blocking // *J. Atm. Sci.* – 1985. – Vol. 42, No. 24. – P. 2701–2717.
99. Curry R.G., McCartney M.S. Ocean gyre circulation changes associated with the North Atlantic oscillation // *J. Phys.Oceanogr.* – 2001. – Vol. 31, No. 12. – P. 3374–3400.
100. Czaja A., Frankignoul C. Observed impact of Atlantic SST anomalies on the North Atlantic oscillation // *J. Climate.* – 2002. – Vol. 15, No. 6. – P. 606–623.
101. Dacre H.F., Gray S.L. The spatial distribution and evolution characteristics of North Atlantic cyclones // *Mon. Weath. Rev.* – 2009. – Vol. 137, No.15 – P. 99–115.
102. Dai A., Trenberth K.E., Karl T. Global variations in droughts and wet spells: 1900-1995 // *Geophys. Res. Lett.* – 1998. – Vol. 25. – P. 3367–3370.
103. Davis C.A., Emanuel K.A. Observational evidence for the influence of surface heat fluxes on rapid maritime cyclogenesis // *Mon. Weath. Rev.* – 1988. – Vol. 116, No. 12. – P. 2649–2659.

104. Davis C.A., Emanuel K.A. Potential vorticity diagnostics of cyclogenesis // *Mon. Weath. Rev.* – 1991. – Vol. 119, No. 8. – P. 1929–1953.
105. Deser C., Alexander M.A., Timlin M.S. Understanding the persistence of sea surface temperature anomalies in midlatitudes // *J. Climate.* – 2003. – Vol. 16, No. 1. – P. 57–72.
106. Deser C., Timlin M. Atmosphere-ocean interaction on weekly timescales in the North Atlantic and Pacific // *J. Climate.* – 1997. – Vol. 10, No. 3. – P. 393–408.
107. Dickson R.R., Meincke J., Malmberg S.A., Lee A.J. The “Great Salinity Anomaly” in the northern North Atlantic, 1968-1982 // *Progr. Oceanogr.* – 1988. – Vol. 20, No.2. – P. 103–151.
108. Dong B.-W., Sutton R.T. et al. Predictable winter climate in the North Atlantic sector during the 1997-1999 ENSO cycle // *Geophys. Res. Let.* – 2000. – Vol. 27, No. 7. – P. 985–988.
109. Enfield D.B., Mayer D.A. Tropical Atlantic sea surface temperature variability and its relation to El Nino-Southern Oscillation // *J. Geophys. Res.* – 1997. – Vol. 102, No. C1. – P. 929–946.
110. Evans M.S. et al. A satellite-derived classification scheme for rapid maritime cyclogenesis // *Mon. Weath. Rev.* – 1994. – Vol. 122, No. 7. – P. 1381–1416.
111. Feldstein S.B. The timescale, power spectra, and climate noise properties of teleconnection patterns // *J. Climate.* – 2000. – Vol. 13, No. 24. – P. 4430–4440.
112. Feldstein S.B. The dynamics of NAO teleconnection pattern growth and decay // *Quart. J. Roy. Met. Soc.* – 2003. – Vol. 129. – P. 901–924.
113. Ferreira D., Frankignoul C. The transient atmospheric response to midlatitude SST anomalies // *J. Climate.* – 2005. – Vol. 18, No. 7. – P. 1049–1067.
114. Fraedrich K., Muller K., Kuglin R. Northern Hemisphere circulation regimes during the extremes of the El Nino/ Southern Oscillation // *Tellus.* – 1992. – Vol. 44a, No. 1. – P. 33–40.
115. Frankignoul C., Hasselmann K. Stochastic climate models, part II. Application to sea-surface temperature anomalies and thermocline variability // *Tellus.* – 1977. – Vol. 29, No. 4. – P. 289–305.
116. Franzke C., Feldstein S.B. The continuum and dynamics of Northern hemisphere teleconnection patterns // *J. Atm. Sci.* – 2005. – Vol. 62, No. 9. – P. 3250–3267.
117. Franzke C., Lee S., Feldstein S.B. Is the North Atlantic Oscillation a breaking wave? // *J. Atm. Sci.* – 2004. – Vol. 61, No. 2 – P. 145–160.

118. Friederichs P., Hense A. Statistical inference in canonical correlation analyses exemplified by the influence of North Atlantic SST on European climate // *J. Climate.* – 2003. – Vol. 16, No. 3. – P. 522–534.
119. Gabriel A., Peters D. A diagnostic study of different types of Rossby wave breaking events in the northern extratropics // *J. Met. Soc. Japan.* – 2008. – Vol. 86, No. 5. – P. 613–631.
120. Geng Q., Sugi M. Variability of the North Atlantic cyclone activity in winter analyzed from NCEP-NCAR reanalysis data // *J. Climate.* – 2001. – Vol. 14, No. 18. – P. 3863–3873.
121. Glowienka-Hense R. The North Atlantic oscillation in the Atlantic-European SLP // *Tellus.* – 1990. – Vol. 42A, No. 5.
122. Goddard L., Graham N.E. El Nino in the 1990s // *J. Geophys. Res.* – 1997. – Vol. 102, No. C5. – P. 10423–10436.
123. Greatbatch R.J, Xu J. On the transport of volume and heat through sections across the North Atlantic: climatology and the pentads 1955–1959, 1970–1974 // *J. Geophys. Res.* – 1993. – Vol. 98, No. C6. – P. 10125–10143.
124. Grossman R.L., Betts A.K. Air-sea interaction during an extreme cold air outbreak from the eastern coast of the United States // *Mon. Weath. Rev.* – 1990. – Vol. 118, No 2. – P. 324–342.
125. Gulev S.K., Grigorieva V. Variability of the winter wind waves and swell in the North Atlantic and North Pacific as revealed by the voluntary observing ship data // *J. Climate.* – 2006. – Vol. 19, No. 21. – P. 5667–5685.
126. Gulev S.K., Zolina O., Grigoriev S. Extratropical cyclone variability in the Northern Hemisphere winter from the NCEP/NCAR reanalysis data // *Climate Dyn.* – 2001. – Vol. 17. – P. 795–809.
127. Gyakum J.R. et al. CASP II and the canadian cyclones during the 1989-92 cold seasons // *Atm.-Ocean.* – 1996. – Vol. 34, No. 1. – P. 1–16.
128. Hanawa K., San-nomiya, Tanimoto Y. Static relationship between anomalies of SSTs and air-sea heat fluxes in the North Pacific // *J. Met. Soc. Japan.* – 1995. – Vol. 73, No. 3. – P. 757–763.
129. Higuchi K. et al. Interannual variability of the January tropospheric meridional eddy sensible heat transport in the northern latitudes // *J. Met. Soc. Japan.* – 1991. – Vol. 69, No. 4. – P. 459–472.
130. Hilmer M., Jung T. Evidence for a recent change in the link between the North Atlantic oscillation and Arctic sea ice export // *Geophys. Res. Lett.* – 2000. – Vol. 27. – P. 989–992.

131. Hoerling M.P., Kumar A., Zhong M. El Nino, La Nina, and nonlinearity of their teleconnections // *J. Climate.* – 1997. – Vol. 10, No. 8. – P. 1769–1786.
132. Hoskins B.J., Sardeshmukh P.D. A diagnostic study of the dynamics of the northern hemisphere winter of 1985-86 // *Quart. J. Roy. Met. Soc.* – 1987. – Vol. 113, No. 477– P. 759–778.
133. Hurrell J.W. Decadal trends in the North Atlantic oscillation: regional temperature and precipitation // *Science.* – 1995. – Vol. 269, No. 5224. – P. 676–679.
134. Hurrell J.W., Kushnir Y., Ottersen G., Visbeck M. An overview of the North Atlantic Oscillation: The North Atlantic Oscillation: Climatic Significance and Environmental Impact, *Geophys. Monogr.* – 2003. – Vol. 134. – P. 1–35.
135. Hurrell J.W., Visbeck M., Busalacchi A. et al. Atlantic climate variability and predictability: a CLIVAR perspective // *J. Climate.* – 2006. – Vol. 19, No. 24. – P. 5100–5121.
136. Intercomparison and validation of ocean-atmosphere energy flux fields. Final report of the Joint WCRP/SCOR working group on air-sea fluxes (SCOR working group 110) // *WCRP-112.* – WMO/TD. – No. 1036. – 2000. – 303 p.
137. Isemer H.J., Hasse L. The Bunker Climate Atlas of the North Atlantic Ocean. Vol. 2: Air-Sea Interactions. – Berlin: Springer Verlag, 1987– 252 p.
138. Ji L.R., Tibaldi S. Numerical simulations of a case of blocking: the effects of orography and land-sea contrast // *Mon. Weath. Rev.* – 1983. – Vol. 111, No. 10. – P. 2068–2086.
139. Jia X., Derome J., Lin H. Comparison of the life cycles of the NAO using different definitions // *J. Climate.* – 2008. – Vol. 20, No. 24. – P. 5992–6011.
140. Johansson A. et al. On the level and origin of seasonal forecast skill in Northern Europe // *J. Atm. Sci.* – 1998. – Vol. 55, No. 1. – P. 103–127.
141. Johnson N.C., Feldstein S.B., Tremblay D. The continuum of Northern Hemisphere teleconnection patterns and a description of the NAO shift with the use of self-organizing maps // *J. Climate.* – 2008. – Vol. 21, No. 23. – P. 6354–6371.
142. Joly A., Jorgensen D., Shapiro M.A. et al. The fronts and Atlantic storm-track experiment (FASTEX): scientific objectives and experimental design // *Bull. Amer. Met. Soc.* – 1997. – Vol. 78, No. 9. – P. 1917–1940.
143. Jones P.D., Jónsson T., Wheeler D. Extension to the North Atlantic Oscillation using early instrumental pressure observations from Gibraltar and South-West Iceland // *Int. J. Climatol.* – 1997. – Vol. 17. – P. 1433–1450.
144. Jung T., Hilmer M., Ruprecht E. et al. Characteristics of the recent eastward shift of interannual NAO variability // *J. Climate.* – 2006. – Vol. 19, No. 21. – P. 5667–5685.

145. Junge M.M., Haine T.W.N. Mechanisms of North Atlantic wintertime sea surface temperature anomalies // *J. Climate*. – 2001. – Vol. 14, No. 24. – P. 4560–4572.
146. Holliday N.P., Yelland M.J, Pascal R. et al. Were extreme waves in the Rockall Trough the largest ever recorded? // *Geophys. Res. Lett.* – 2006. – Vol. 33. – L05613. – doi:10.1029/2005GL025238.
147. Kalnay E. et al. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project // *Bull. Amer. Met. Soc.* – 1996. – Vol. 77, No. 3. – P. 437–472.
148. Kharin V von Storch H. Testing the Bjerknes' hypothesis of air/sea Interaction in the North Atlantic // *Proceedings of the XV annual climate diagnostics workshop*. Asheville, N.C., Oct. 29–Nov. 2. 1990. – U.S. Department of Commerce. – 1991.
149. Kiladis G. N., Diaz H. Z. Global climatic anomalies associated with extremes in the Southern Oscillation // *J. Climate*. – 1989. – Vol. 2, No. 9. – P. 1069–1090.
150. Kimoto M., Ghil M. Multiple flow regimes in the northern hemisphere winter. Part I: methodology and hemispheric regimes // *J. Atm. Sci.* – 1993. – Vol. 50, No. 16. – P. 2625–2643.
151. Knippertz P., Ulbrich U., Speth P. Changing cyclones and surface wind speeds over the North Atlantic and Europe in a transient GHG experiment // *Climate research*. – 2000. – Vol. 15. – P. 109–122.
152. Konrad C.E., Colucci S.J. Synoptic climatology of 500 mb circulation changes during explosive cyclogenesis // *Mon. Weath. Rev.* – 1988. – Vol. 116, No. 7. – P. 1431–1443.
153. Konrad C.E., Colucci S.J. An examination of extreme cold air outbreaks over eastern North America // *Mon. Weath. Rev.* – 1989. – Vol. 117– No. 12. – P. 2687–2700.
154. Kushnir Y., Cardone V.J. Greenwood J. G. et al. The recent increase in North Atlantic wave heights // *J. Climate*. – 1997. – Vol. 10, No. 8. – P. 2107–2113.
155. Kunz T., Fraedrich K., Lunkeit F. Synoptic scale wave breaking and its potential to drive NAO-like circulation dipoles: a simplified GCM approach // *Q. J. R. Met. Soc.* – 2009. – Vol. 135 – P. 1–19.
156. Lalbeharry R., Bigio R., Thomas B.R. et al. Numerical simulation of extreme waves during the storm of 20-22 January 2000 using winds generated by the CMC weather prediction model // *Atm.–Ocean*. – 2009. – Vol. 47, No. 1. – P. 99–122.
157. Lamb P.J., Peppier R.A. North Atlantic oscillation: Concept and an application // *Bull. Amer. Met Soc.* – 1987. – Vol. 68. – No. 10.
158. Lau N.-C. Variability of the observed midlatitude storm tracks in relation to low-frequency changes in the circulation patterns // *J. Atm. Sci.* – 1988. – Vol. 45, No. 19. – P.2718–2743.

159. Lazier J.R.N. Measurements from instruments moored in the Labrador Current. 1978-1986 // *Time Series of Ocean Measurements.* – 1988. – Vol. 4. – P. 7–10.
160. Levinson D.H., Lawrimore J.H. (eds). State of the climate in 2007 // Special supplement to the *Bulletin of the American Meteorological Society.* – 2008. – Vol. 89, No. 7. – 179 p.
161. Li T. Phase transition of the El Nino-Southern Oscillation: A stationary SST mode // *J. Atmos. Sci.* – 1997. – Vol. 54, No. 24. – P. 2872–2887.
162. Liu Z., Wu L. Atmospheric response to North Pacific SST: The role of ocean–atmosphere coupling // *J. Climate.* – 2004. – Vol. 17, No. 9. – P. 1859–1882.
163. Livezey R.E. et al. Teleconnective response of the Pacific-North American region atmosphere to large central equatorial Pacific SST anomalies // *J. Climate.* – 1997. – Vol. 10, No. 2. – P. 1787–1820.
164. Loptien U., Ruprecht E. Effects of synoptic systems on the variability of the North Atlantic Oscillation // *Mon. Weath. Rev.* – 2005. – Vol. 133, No.10. – P.2894–2904.
165. Mailier P.J., Stephenson D.B., Ferro C.A.T., Hodges K.I. Serial clustering of extratropical cyclones // *Mon. Weath. Rev.* – 2006. – Vol. 134, No. 8. – P. 2224–2240.
166. Martius O., Schwierz C., Davies H.C. Breaking waves at the tropopause in the wintertime Northern Hemisphere: climatological analyses of the orientation and the theoretical LC1/2 classification // *J. Atm. Sci.* – 2007. – Vol. 64, No. 7. – P. 2576–2592.
167. McIntyre M.E., Palmer T.N. Breaking planetary waves in the stratosphere // *Nature.* – 1983. – Vol. 305. – P. 593–600.
168. McCabe, G.J., Clark M.P., Serreze M.C. Trends in Northern Hemisphere surface cyclone frequency and intensity // *J. Climate.* – 2001. – Vol. 14, No. 12. – P. 2763–2768.
169. Mestas-Nunes A.M., Bentamy A., Katsaros K.B. Seasonal and El Nino variability in weekly satellite evaporation over the global ocean during 1996–98 // *Journal of Climate.* – 2006. – Vol. 19, No. – P. 2025–2035.
170. Michel C., Rivière G. The link between Rossby wave breakings and weather regime transitions // *J. Atm. Sci.* – 2011. – Vol. 68, No. 8. – P. 1730–1748.
171. Michelangeli P.-A., Vautard R., Legras B. Weather regimes: recurrence and quasi stationarity // *J. Atm. Sci.* – 1995. – Vol. 52, No.8. – P. 1237–1256.
172. Moberg et al. Indices for daily temperature and precipitation extremes in Europe analyzed for the period 1901–2000 // *J. Geophys. Res.* – 2006. – Vol. 111. – D22106.– doi:10.1029/2006JD007103.

173. Moore G.W.K. On the variability of surface heat fluxes at high latitudes // Proceedings of the ACSYS Conference on the Dynamics of the Arctic Climate System. – WMO/TD, No. 760. – 1996. – P. 204–208.
174. Mosedale T.J., Stephenson D.B., Collins M. Atlantic atmosphere–ocean interaction: a stochastic climate model–based diagnosis // J. Climate. – 2005. – Vol. 18. – No. 7. – P. 1086–1095.
175. Mysak L.A. et al. The anomalous sea-ice extent in Hudson Bay, Baffin Bay and the Labrador sea during three simultaneous NAO and ENSO episodes // *Atm.-Ocean.* – 1996.– Vol. 34, No. 2. – P. 313–343.
176. Nakamura H., Wallace J.M. Observed changes in baroclinic wave activity during the life cycles of low-frequency circulation anomalies // *J. Atm. Sci.* – 1990. – Vol. 47, No. 9. – P. 1100–1116.
177. Namias J. Persistence of flow patterns over North America and adjacent ocean sectors // *Mon. Wea. Rev.* – 1986. – Vol. 114, No. 7. – P. 1368–1383.
178. Neiman P.J., Shapiro M.A. The life cycle of an extratropical marine cyclone. Part I: frontal-cyclone evolution and thermodynamic air-sea interaction // *Mon. Weath. Rev.* – 1993. – Vol. 121, No. 8. – P. 2153–2176.
179. Palmer T.N. Extended-range atmospheric prediction and the Lorenz model // *Bull. Amer. Met. Soc.* – 1993.– Vol. 74, No. 1. – P. 49–65.
180. Palmer T.N., Sun Zhaobo. A modelling and observational study of the relationship between sea surface temperature in the northwest Atlantic and the atmospheric general circulation // *Quart. J. Roy. Met. Soc.* – 1985. – Vol. 111, No. 470. – P. 947–975.
181. Pedersen K., Ese T., Kanestrom I. Persistent anomalies of sea-surface temperatures in the North Atlantic // *Zeitschrift fur Meteor.*– 1990.– Vol. 40.- No. 4.
182. Pelly J.L., Hoskins B.J. A new perspective on blocking // *J. Atm. Sci.* – 2003. – Vol. 64. – P. 3–28.
183. Peng S. et al. The differences between early and midwinter atmospheric responses to sea surface temperature anomalies in the Northwest Atlantic // *J. Climate.* – 1995. – Vol. 8, No. 2. – P. 137–157.
184. Peng S., Fyfe J. The coupled patterns between sea level pressure and sea surface temperature in the midlatitude North Atlantic // *J. Climate.* – 1996. – Vol. 9, No.8. – P. 1824–1839.
185. Peng S., Robinson W.A., Li S. Mechanisms for the NAO responses to the North Atlantic SST tripole // *J. Climate.* – 2003. – Vol. 16, No. 12. – P. 1987–2004.

186. Persson P.O.G., Hare J.E., Fairall C.W. et al. Air-sea interaction processes in warm and cold sectors of extratropical cyclonic storms observed during FASTEX // *Quart. J. Roy. Met. Soc.* – 2005. – Vol. 131, No. 607A. – P. 877–912.
187. Pinto J.G, Reyers M., Ulbrich U. The variable link between PNA and NAO in observations and in multi-century CGCM simulations // *Clim. Dyn.* – 2011.–Vol. 36, No. 1–2. – P. 337–354.
188. Pinto J.G., Zacharias S., Fink A.H. et al. Factors contributing to the development of extreme North Atlantic cyclones and their relationship with the NAO // *Climate Dynamics.* – 2009.–Vol. 32, No. 5. – P. 711–737.
189. Polyakova E.I., Journel A.G., Polyakov I.V. Bhatt U.S. Changing relationship between the North Atlantic Oscillation and key North Atlantic climate parameters // *Geophys. Res. Lett.* – 2006. – Vol. 33. – L03711. – doi:10.1029/2005GL024573.
190. Quiroz R.S. The climate of the 1983-84 winter – a season of strong blocking and severe cold in North America // *Mon. Weath. Rev.* – 1984. – Vol. 112, No. 9. – P. 1894–1912.
191. Ratcliffe R.A.S., Murray R. New lag association between North Atlantic sea temperature and European pressure applied to long-range weather forecasting // *Quart. J. Roy. Met. Soc.* – 1970. – Vol. 96. – P. 226–246.
192. Riviere G., Orlanski I. Characteristics of the Atlantic storm-track eddy activity and its relation with the North Atlantic Oscillation // *J. Atm. Sci.* – 2007. – Vol. 64, No. 2. – P. 241–266.
193. Robertson A.W., Mechoso C.R., Kim Y.-J. The influence of Atlantic sea surface temperature anomalies on the North Atlantic Oscillation // *J. Climate.* – 2000. – Vol. 13, No. 1. – P. 122–138.
194. Rodwell M.J., Rowell D.P., Folland C.K. Simulating the winter North Atlantic Oscillation and European Climate, 1947–1997 // *Research activities in atmospheric and oceanic modelling.* – Rep. No. 28. – 1999. – WMO/TD 942. – P. 633–634.
195. Rogers J.C. The association between the North Atlantic oscillation and the Southern Oscillation in the Northern Hemisphere // *Mon. Wea. Rev.* – 1984. – Vol. 112. – No. 10.
196. Rogers J.C. North Atlantic storm track variability and its association to the North Atlantic Oscillation and climate variability of Northern Europe // *J. Climate.* – 1997. – Vol. 10, No. 7. – P. 1635–1647.
197. Rogers J.C., von Loon H. The seasaw in winter temperatures between Greenland and Northern Europe. Part II. Same oceanic and atmospheric effects in middle and high latitudes // *Mon. Wea. Rev.* – 1979. – Vol. 107, No. 5.

198. Ropelewski C.F., Halpert M.S. Precipitation patterns associated with the high index phase of the Southern Oscillation // *J. Climate*. – 1989. – Vol. 2, No. 3. – P. 268–284.
199. Sanders F., Davis C.A. Patterns of thickness anomaly for explosive cyclogenesis over the west-central North Atlantic ocean // *Mon. Weath. Rev.* – 1988. – Vol. 116, No. 12. – P. 2725–2730.
200. Scaife A.A., Folland C.K. et al. European climate extremes and the North Atlantic Oscillation // *J. Climate*. – 2008. – Vol. 21, No. 1. – P. 72–83.
201. Serreze M.C. et al. Icelandic low cyclone activity: climatological features, linkages with the NAO, and relationships with recent changes in the northern hemisphere circulation // *J. Climate*. – 1997. – Vol. 10, No. 3. – P. 453–464.
202. Servain J., Picant J., Busalacchi A.J. Interannual and seasonal variability of the tropical Atlantic ocean depicted by sixteen years of sea-surface temperature and wind stress // *Coupled ocean-atmosphere models*. – Amsterdam e.a. – 1985.
203. Shabbar A., Khandekar M. The impact of El Nino-Southern Oscillation on the temperature field over Canada // *Atmosphere-Ocean*. – 1996. – Vol. 34, No. 2. – P. 401–416.
204. Song J., Li C. et al. The linkage between the Pacific-North American teleconnection pattern and the North Atlantic Oscillation // *Adv. Atm. Sci.*–2009. – Vol. 26, No. 2. – P. 229–239.
205. Sterl A., Caires S. Climatology, variability and extrema of ocean waves: the Web-based KNMI/ERA-40 wave atlas // *Int. J. Climatol.* – 2005. – Vol. 25, No. 7. – P. 963–977.
206. Strong C., Magnusdottir G. Tropospheric Rossby wave breaking and the NAO/NAM // *J. Atm. Sci.*– 2008.–Vol.65.- No.9.–P.2861–2876.
207. Tanimoto Y., Xie S.-P. Inter-hemispheric decadal variations in SST, surface wind, heat flux and cloud cover over the Atlantic ocean // *J. Met. Soc. Japan.*–2002. – Vol. 80, No. 5. – P. 1199–1219.
208. Thompson K.R., Loucks R.H., Trites R.W. Sea-surface temperature variability in the shelf-slope region of Northwest Atlantic // *Atmosphere-Ocean*. – 1988. – Vol. 26, No. 2.
209. Thorncroft C.D., Hoskins B.J., McIntyre M.E. Two paradigms of baroclinic wave life-cycle behavior // *Quart. J. Roy. Met. Soc.*– 1993.–Vol.119.- No.1.– P.17–55.
210. Toth Z. Preferred and unpreferred circulation types in the Northern hemisphere winter-time phase space // *J. Atm. Sci.*– 1993.–vol.50.- No.17.–P.2868–2888.
211. Trenberth K.E., Branstator G.W., Karoly D., Kumar A. et al. Progress during TOGA in understanding and modeling global teleconnections associated with tropical sea surface temperatures // *Jour. Geophys. Res.*– 1998.– vol.103.- No. C7–P.14291–14324.

212. Ulbrich U., Fink A.H., Klawe M., Pinto J.G. Three extreme storms over Europe in December 1999 // *Weather*. - 2001. - vol.56. - P.70-80.
213. Vautard R. Multiple weather regimes over the North Atlantic: analysis of precursors and successors // *Mon. Weath. Rev.* – 1990. – Vol. 118, No. 10. – P. 2056–2081.
214. Visbeck M., Chassignet E. et al. The ocean's response to North Atlantic Oscillation variability: The North Atlantic Oscillation: Climatic Significance and Environmental Impact. – *Geophys. Monogr.* – 2003. – Vol. 134. – P. 113–145.
215. Wallace J.M., Gutzler D.S. Teleconnections in the geopotential height fields during the north hemisphere winter // *Mon. Weath. Rev.* – 1981. – Vol. 109, No. 4. – P. 784–812.
216. Wang C.-C., Rogers J.C. A composite study of explosive cyclogenesis in different sectors of the North Atlantic. Part I: Cyclone structure and evolution // *Mon. Weath. Rev.* – 2001. – Vol. 129, No. 6. – P. 1481–1499.
217. Wang X.L., Swail V.R. Trends of Atlantic wave extremes as simulated in a 40-yr wave hindcast using kinematically reanalyzed wind fields // *J. Climate*. – 2002. – Vol. 15, No. 9. – P. 1020–1035.
218. Wang X.L., Swail V.R., Zwiers F.W. Climatology and changes of extra-tropical storm tracks and cyclone activity: Comparison of ERA-40 with NCEP/NCAR Reanalysis for 1958–2001 // *J. Climate*. – 2006.– Vol. 19, No. 13. – P. 3145–3166.
219. WASA Group. Changing waves and storms in the North Atlantic? // *Bull. Amer. Met. Soc.* – 1998. – Vol. 79, No. 5. – P. 741–760.
220. Woollings T., Hoskins B. et al. A new Rossby wave-breaking interpretation of the North Atlantic Oscillation // *J. Atm. Sci.* – 2008. – Vol. 65, No. 2. – P. 609–626.
221. Worley S.J., Woodruff S.D., Reynolds R.W. et al. ICOADS Release 2.1 data and products // *Int. J. Climatol.* – 2005. – Vol. 25. – P. 823–842.
222. Xue H., Bane J., Goodman L. Modification of the Gulf Stream through strong air-sea interaction in winter: observations and numerical simulations // *J. Phys. Oceanogr.* – 1995. – Vol. 25, No. 4. – P. 533–557.
223. Yelland M.J., Holliday N.P., Skjelvan I. et al. Continuous observations from the weather ship Polarfront at station M // *The OceanObs'09 Conference*, 21–25 Sept.2009, Venice, Italy, <http://www.oceanobs09.net/index.php>
224. Zhang D.-L., Radeva E., Gyakum J. A family of frontal cyclones over the Western Atlantic ocean. Part II: parameter studies // *Mon. Weath. Rev.* – 1999. – Vol. 127. – No. 8. – P. 1745–1760.

225. Zolina O., Gulev S.K. Synoptic variability of ocean–atmosphere turbulent fluxes associated with atmospheric cyclones // J. Climate. – 2007. – Vol. 16, No. 16. – P. 2717–2734.

ОГЛАВЛЕНИЕ

| | |
|----------------------------------------------------------------------------------------------------------|------------|
| Введение..... | 4 |
| Глава 1. Формирование САК..... | 6 |
| 1.1. Определение и примеры проявления..... | 6 |
| 1.2. Роль синоптических процессов..... | 11 |
| 1.3. Влияние обрушения планетарных волн в атмосфере на САК..... | 14 |
| Глава 2. Роль океана в формировании САК..... | 22 |
| 2.1. Влияние температуры поверхности океана и потоков тепла на формирование зимнего САК..... | 22 |
| 2.2. Изменчивость индекса САК в зимний период и возможные механизмы..... | 27 |
| 2.3. Формирование САК в весенне-летний период..... | 34 |
| 2.4. Явление Эль-Ниньо – Южное колебание и циркуляция атмосферы в атлантико-европейском регионе..... | 41 |
| Глава 3. Влияние САК на погоду и климат в атлантико-европейском регионе | 51 |
| 3.1. Взаимодействие североатлантического и восточно-атлантического колебаний..... | 51 |
| 3.2. Взрывные циклоны в северо-восточной части Атлантического океана..... | 59 |
| 3.3. Особенности циркуляции атмосферы в Северной Атлантике в последние десятилетия..... | 67 |
| Глава 4. Влияние САК на океан..... | 72 |
| 4.1. Связи между САК и температурой поверхности океана..... | 72 |
| 4.2. Сезонные особенности формирования аномалий температуры поверхности океана в Северной Атлантике..... | 78 |
| 4.3. Влияние САК на глубинные слои океана и ледовый покров..... | 86 |
| 4.4. Опасное ветровое волнение в Северной Атлантике при разных режимах атмосферной циркуляции..... | 87 |
| 4.5. Колебания циркуляции атмосферы и уровень Каспийского моря..... | 96 |
| Заключение..... | 106 |
| Литература..... | 109 |