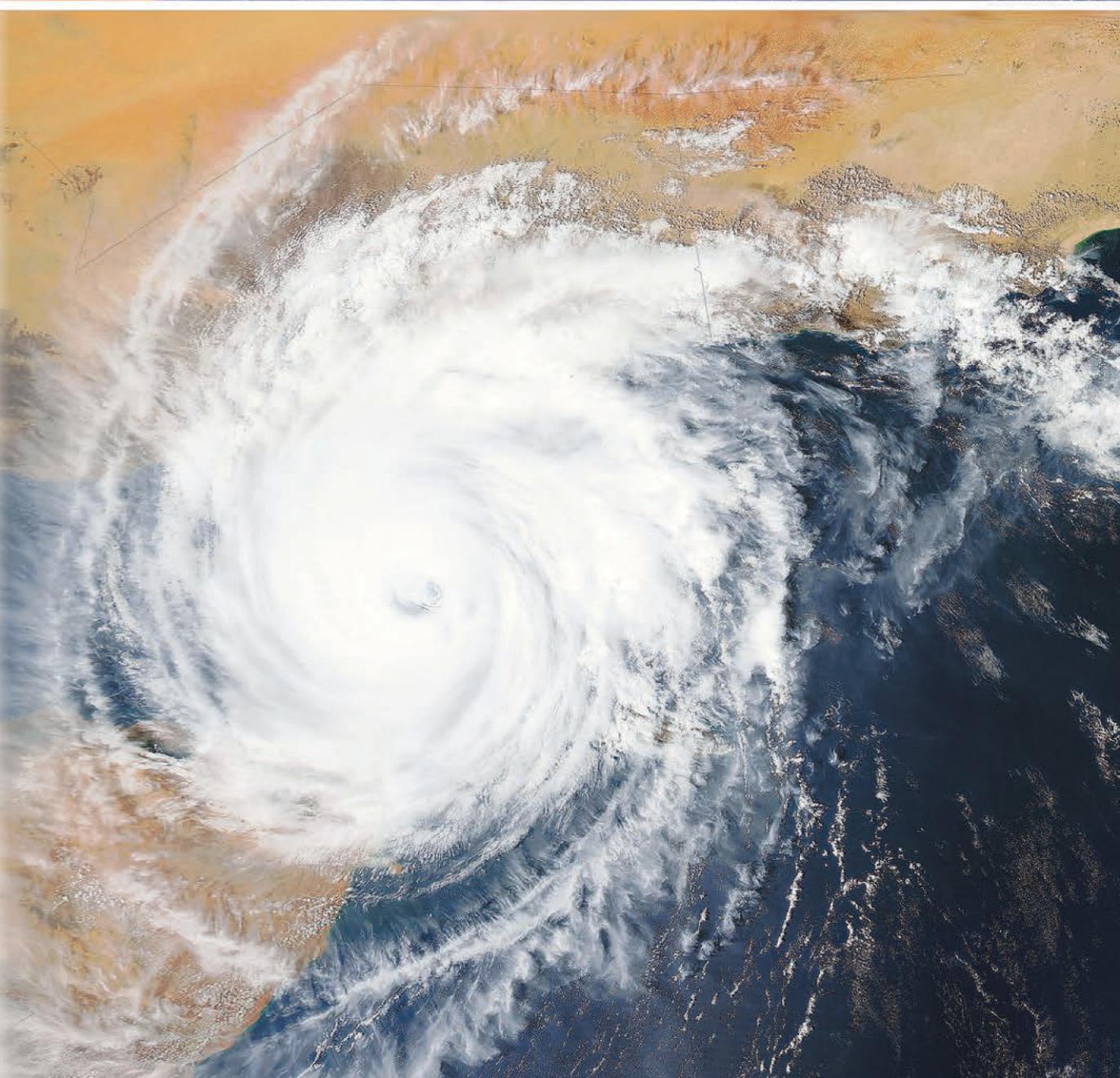




В. Ф. Логинов, С. А. Лысенко

СОВРЕМЕННЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ ГЛОБАЛЬНОГО И РЕГИОНАЛЬНОГО КЛИМАТА



УДК 551.583

Логинов, В. Ф. Современные изменения глобального и регионального климата / В. Ф. Логинов, С. А. Лысенко ; Нац. акад. наук Беларуси, Ин-т природопользования. – Минск : Беларуская навука, 2019. – 315 с. – ISBN 975-985-08-2510-0.

В монографии рассмотрены внешние и внутренние факторы глобальных и региональных изменений климата за период инструментальных наблюдений. На основании данных дистанционного зондирования Земли, реанализа и компьютерного моделирования предложены объяснения эпизодов замедления глобального потепления в середине прошлого и в начале текущего столетий. Оценено влияние Мирового океана на гидрологический режим атмосферы и дано объяснение ключевых особенностей современных изменений температуры воздуха в средних и высоких широтах Северного полушария.

Рассмотрены пространственно-временные изменения продолжительности арктических вторжений в различных секторах Северного полушария, и с использованием компонентно-гармонического метода разработан их фоновый прогноз на ближайшее десятилетие.

Дается обзор последних общемировых достижений в области исследования прямых и обратных связей между климатом и наземными экосистемами, а также современных методов прогнозирования урожайности сельскохозяйственных культур. Отдельно рассматривается связь изменений климата и биопродуктивности экосистем Беларуси. Описывается модель динамики углерода в наземных экосистемах и основанный на ней новый метод прогнозирования урожайности сельскохозяйственных культур, учитывающий метеорологические условия вегетационного периода.

Издание адресовано широкому кругу специалистов, занимающихся исследованиями изменений климата и их причинами. Книга будет полезна студентам геофизических и географических специальностей.

Табл. 29. Ил. 100. Библиогр.: 343 назв.

Рецензенты:

доктор географических наук, профессор,
декан факультета инженерных систем и экологии
Брестского государственного технического университета *А. А. Волчек*;
доктор географических наук, профессор,
заведующий кафедрой общего земледения и гидрометеорологии
Белорусского государственного университета *П. С. Лопух*

ISBN 978-985-08-2510-0

© Логинов В. Ф., Лысенко С. А., 2019
© Оформление. РУП «Издательский дом
«Беларуская навука», 2019

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	3
Глава 1. Внешние и внутренние климатообразующие факторы	7
1.1. Общая циркуляция атмосферы	7
1.1.1. Центры действия атмосферы и многолетние колебания общей циркуляции атмосферы и океана.	9
1.1.2. Сравнительный анализ циркуляции атмосферы и климата океанических и континентальных секторов Северного полушария	16
1.2. Мировой океан как модулятор климатических изменений.	18
1.2.1. Автоколебания в климатической системе	19
1.2.2. Океан как главный модулятор изменений климата	28
1.3. Многолетние колебания в климате Земли, связанные с внешними факторами	33
1.3.1. Проявления 22-летнего цикла солнечной активности в климате Земли	38
1.3.2. Возможные механизмы солнечно-атмосферных связей	47
Глава 2. Модельные оценки влияния внешних и внутренних факторов на климат Земного шара	53
2.1. Возможные причины замедления скорости роста температуры Земного шара с 1998 по 2014 г.	53
2.2. Описание используемых для исследования данных.	69
2.3. Модель переноса излучения в системе «атмосфера – подстилающая поверхность»	72
2.4. Исследование термодинамических процессов в атмосфере и океане	80
2.5. Моделирование радиационного баланса подстилающей поверхности	84
2.6. Измерения и расчеты составляющих радиационного баланса на верхней границе атмосферы	91
2.7. Связь Южной осцилляции с содержанием водяного пара в атмосфере и зимней температурой воздуха.	96
2.8. Влияние аэрозолей естественного и антропогенного происхождения на климат	103
Глава 3. Изменения климата Земного шара и их причины	118
3.1. Репрезентативность и полнота исходных данных, используемых при анализе пространственно-временных изменений климата	118
3.2. Оценки линейных трендов температуры Земного шара	125
3.3. Связи температуры воздуха в различных регионах Северного полушария с содержанием водяного пара, парниковых газов и аэрозолей в атмосфере	138
3.3.1. Пространственно-временные особенности изменений удельной влажности в различных секторах Северного полушария	138

3.3.2. Многолетние изменения температуры в связи с содержанием водяного пара, парниковых газов и аэрозолей в атмосфере	142
3.3.3. Изменения среднемесячных и среднегодовых температур в разных широтных зонах Северного полушария в периоды скачков и пауз и их возможные причины	152
Глава 4. Климат и наземные экосистемы	162
4.1. Современные технологии дистанционного зондирования растительных покровов Земли	163
4.2. Прямые и обратные атмосферно-биосферные связи	168
4.3. Климатообусловленные изменения биопродуктивности наземных экосистем Беларуси	194
4.3.1. Сеточный архив метеорологических данных Республики Беларусь	195
4.3.2. Оценки влияния межгодовой изменчивости и долгопериодных изменений климата на биопродуктивность наземных экосистем Беларуси	205
4.4. Прогнозирование урожайности сельскохозяйственных культур на основе спутникового мониторинга динамики углерода в наземных экосистемах	213
4.4.1. Методы прогнозирования урожайности сельскохозяйственных культур	213
4.4.2. Статистический анализ информативности пикселей аэрокосмического изображения	217
4.4.3. Моделирование динамики биомассы сельскохозяйственных культур	219
4.4.4. Спутниковый мониторинг процесса формирования урожая сельскохозяйственных культур	224
Глава 5. Пространственно-временные изменения и фоновый прогноз продолжительности арктических вторжений в Северном полушарии	227
5.1. Классификация циркуляционных механизмов Северного полушария	227
5.2. Многолетние изменения продолжительности арктических вторжений и их связь с характеристиками общей циркуляции атмосферы	234
5.2.1. Оценка тесноты связи повторяемости арктических вторжений в различных секторах Северного полушария	234
5.2.2. Анализ линейных трендов продолжительности арктических вторжений для различных секторов Северного полушария	240
5.2.3. Связь продолжительности арктических вторжений с характеристиками общей циркуляции атмосферы	243
5.3. Циклическая структура изменчивости продолжительности арктических вторжений и предпосылки их предсказания	248
5.3.1. Квазипятидесятилетнее колебание в изменении продолжительности арктических вторжений	248
5.3.2. Спектральный анализ продолжительности арктических вторжений в разных секторах Северного полушария	256
5.4. Компонентно-гармонический метод прогностических оценок изменений климата	267
Заключение	281
Список использованной литературы	291
Приложение 1	307
Приложение 2	310
Current changes in global and regional climate: abstract	313

ВНЕШНИЕ И ВНУТРЕННИЕ КЛИМАТООБРАЗУЮЩИЕ ФАКТОРЫ

Условно климатообразующие факторы можно разбить на две группы: внешние и внутренние. Под внешними факторами по отношению к климатической системе понимают: изменение солнечного электромагнитного и корпускулярного излучений; вариации сезонного и широтного распределения входящей радиации вследствие изменения геометрии орбиты Земли; изменение магнитного и гравитационного полей Земли; изменение газового и аэрозольного состава атмосферы под влиянием естественных и антропогенных факторов; изменение скорости вращения Земли; и др.

Основным источником энергии атмосферных процессов является солнечное излучение. Именно лучистая энергия Солнца превращается в атмосфере и на подстилающей поверхности (суша, океан, криосфера, биосфера) в теплоту и энергию движения.

Главными внутренними климатообразующими процессами являются теплооборот, влагооборот и атмосферная циркуляция, которые разворачиваются в определенной географической обстановке: широта, высота над уровнем моря, распределение суши и моря, орография, морские течения, растительность, снежный и ледовый покров.

1.1. Общая циркуляция атмосферы

Термобарическое поле атмосферы создает определенный режим циркуляции атмосферы, но, возникнув, циркуляция атмосферы воздействует на ее породившую причину. Под общей циркуляцией атмосферы понимается совокупность основных воздушных течений в тропосфере, стратосфере и мезосфере, благодаря которым осуществляется обмен больших масс воздуха в горизонтальном и вертикальном направлениях во всех трех названных сферах. К основным крупномасштабным атмосферным движениям относятся воздушные течения, обусловленные разностью температур между различными широтами, включая струйные течения и циркуляцию воздуха в системе циклонов и антициклонов. К ним можно отнести также пассаты и муссоны.

Циркуляция атмосферы определяется лучистой энергией Солнца, вращением Земли вокруг оси, неоднородностью подстилающей поверхности, трением воздуха о земную поверхность и другими факторами.

Основным видом циркуляции на вращающейся Земле является зональный перенос, обусловленный разностью температур между низкими и высокими широтами. В тропосфере и нижней стратосфере во все сезоны года преобладает западная циркуляция, так как температура и давление воздуха на высотах выше в экваториальной зоне – тропиках и ниже в полярных областях. Летом западный поток ограничен высотами 16–20 км, а выше устанавливается восточный перенос, вызванный более значительным прогреванием воздуха в полярной стратосфере.

Междуширотным обменом воздушных масс поддерживается существующее распределение температуры, которое значительно отличается от создаваемого лучистым теплообменом. Циркуляция атмосферы между материками и океанами, вызванная неодинаковым нагреванием и охлаждением материков и океанов, является более слабой, чем циркуляция, обусловленная контрастами температуры «экватор–полюс».

Существующий на Земле западный перенос и свойственная внетропическим широтам циклоническая и антициклоническая деятельность в значительной мере «погашают» более слабую циркуляцию, создаваемую тепловыми различиями материков и океанов. Поэтому сезонная смена ветров отчетливо выражена в самом нижнем слое атмосферы только в тех частях Земного шара, где непериодические процессы цикло- и антициклогенеза мало интенсивны и не оказывают существенного влияния на воздухообмен между материками и океанами, как это бывает в низких широтах. Однако такой главный географический фактор, как расположение материков и океанов Северного полушария, обуславливает возмущение западного переноса, вследствие чего в нем появляется меридиональная составляющая, которая усиливается циклонической деятельностью.

Известно, что зимой в Восточной Азии число дней с антициклонами превышает число дней с циклонами. Муссонные области здесь отчетливо выражены на западных берегах Тихого океана: Чукотский полуостров, Дальний Восток, Япония, Корея, Китай. В результате антициклон в восточной части Азии вырисовывается и на средней климатической карте. Северное направление ветра, связанное с восточными перифериями антициклонов, преобладает над всеми другими направлениями ветров, формируя зимний восточноазиатский муссон, способствующий созданию элементарных циркуляционных механизмов, посредством которых осуществляется антарктическое вторжение на акваторию Тихого океана.

Как известно, зимой над материками находится избыток атмосферного воздуха и размещается антициклон. Усиление этого антициклона над Восточной Сибирью приводит к увеличению продолжительности арктических вторжений на акваторию западной части Тихого океана. В тех областях Земли, где циклоны и антициклоны быстро сменяют друг друга, режим ветра не похож

на муссонный. Собственно, такие циркуляционные условия складываются над большей частью Европы.

Выделение в барическом поле Земли циклонов и антициклонов приводит к тому, что воздух в тропосфере расчленяется на воздушные массы, разделенные фронтами. Их многолетнее положение в разные сезоны называют климатологическими фронтами. Оно указывает, в каких областях Земли преобладают в течение всего года воздушные массы того или иного типа и в каких областях массы одного типа сменяются массами другого типа от зимы к лету и от лета к зиме. С арктическим фронтом тесно связаны арктические вторжения, которые и являются предметом нашего исследования.

Арктический климатологический фронт зимой в Западном полушарии расположен в целом южнее, чем в Восточном. Так, над Сибирью арктический фронт находится выше 70° с. ш., тогда как над Америкой – на 10° южнее. Летом арктический фронт над Западной Канадой располагается несколько ниже по широте, чем над Восточной Канадой. Над Атлантическим океаном арктический фронт расположен вблизи полярного круга, а над Европейским регионом и Западной Сибирью уходит в более высокие широты. В Тихом океане арктический фронт летом находится немного выше полярного круга. В районе 90° в. д. и 90° з. д. арктический фронт круто уходит к полюсу. Положение арктических климатологических фронтов на средних картах барического поля показывает, в каких областях Северного полушария преобладают в течение года арктические массы и в каких широтных зонах происходит обмен воздушных масс арктического и полярного воздуха, который разделяет арктические воздушные массы и воздушные массы умеренных широт. Характер обмена теплом и влагой в Тихоокеанском и Атлантическом секторах будет несколько различаться из-за разного положения арктического и полярного климатологических фронтов. Широтное распределение температуры океана в Атлантическом и Тихом океане также различается: в Северной Атлантике благодаря теплоте течения Гольфстрим температура воды зимой в Северной Атлантике на одной и той же широте выше почти на 5°C по сравнению с температурой воды в Тихом океане. Летом различия температуры воды в северной части Атлантического океана менее заметны. Подобные различия температур характерны и для атмосферного воздуха: положительные аномалии температуры воздуха в Северной Атлантике на $5\text{--}10^{\circ}\text{C}$ выше, чем в северной части Тихого океана.

1.1.1. Центры действия атмосферы и многолетние колебания общей циркуляции атмосферы и океана

В систему общей циркуляции атмосферы в Северном полушарии входят четыре круглогодичных (стационарных) центра действия атмосферы: Исландский и Алеутский минимумы, Азорский и Северо-Тихоокеанский

(Гонолульский) минимумы, а также два сезонных (зимних) максимума: Сибирский и Северо-Американский.

Если генерализовать особенности распределения давления в Северном полушарии в контрастные сезоны (зима, лето), то их можно свести к следующему. В связи с малой повторяемостью циклонов и снижением их интенсивности Исландская депрессия на карте среднего давления воздуха на уровне моря летом проявляется слабо, а Алеутская почти пропадает совсем, поскольку практически весь Азиатский регион занимает депрессия, которая образуется за счет сильного прогрева материка в субтропических районах.

Летом большей интенсивностью обладают Азорский и Тихоокеанский (Гонолульский) антициклоны, которые постоянно регенерируют при вхождении в их области ядер высокого давления, перемещающихся к юго-западу в тылу циклонических серий. Повторяемость подвижных антициклонов в июле в Атлантическом секторе существенно выше, чем в Тихоокеанском. Особенно много подвижных антициклонов перемещается на восточную часть Европы вдоль 50–60 меридианов, захватывая Уральский регион.

Морфометрические характеристики центров действия (давление в центре, широта и долгота) приводятся в многочисленных работах [2, 132, 134]. Здесь мы коснемся только узкого круга вопросов, имеющих отношение к оценкам тесноты связи указанных центров действия атмосферы с типами циркуляционных механизмов Северного полушария по Б. Л. Дзерdzeевскому, многолетними колебаниями индексов атмосферной циркуляции в Атлантическом и Тихом океанах (Северо-Атлантическое колебание (САК) и Многолетнее Тихоокеанское колебание (МТК)). Здесь же фрагментарно будет рассмотрена связь морфометрических характеристик центров действия атмосферы с температурой и осадками в разных районах Земного шара.

В Атлантическом секторе важнейшей колебательной системой является Северо-Атлантическое колебание. Существуют разные методы расчета индекса САК. Одним из самых простых методов оценки индекса Северо-Атлантического колебания является разность аномалий приземного давления в центрах Исландского минимума и Азорского максимума. Специальный индекс САК рассчитывается как разность нормированных значений давления, измеренного на станциях, характеризующих условия Азорского максимума и Исландского минимума.

В положительной фазе Северо-Атлантического колебания наблюдается более высокое, чем обычно, давление к югу от 55° с. ш. (усиление Азорского максимума) и одновременно более низкое давление над Северной Атлантикой (углубление Исландского минимума). Отрицательная фаза САК характеризуется изменениями давления в центрах действия атмосферы противоположного знака. При этом происходит уменьшение барического градиента в результате ослабления как Азорского, так и Исландского центров действия атмосферы.

Индекс Северо-Атлантического колебания имеет тесную связь ($r = 0,55$) с колебаниями температуры внетропических широт Северного полушария [235]. Низкие температуры в основном сопровождаются отрицательными аномалиями САК. Другие индексы имеют менее тесную связь с температурой внетропических широт Северного полушария.

Климат Северной Атлантики и прилегающих к ней Северо-Американского континента и Европы в значительной степени определяются характером атмосферной циркуляции в указанных регионах.

Для Северо-Атлантического колебания характерны циклы около 60, 7–8 и двух лет. Указанные циклы в изменении САК более ярко проявляются зимой. Полной ясности относительно характера изменения морфометрических характеристик Исландского минимума и Азорского максимума пока нет. Предположение о южном смещении Исландского минимума и северном смещении Азорского максимума не подтверждается [128]. Авторы указанной работы склоняются к миграции единой циркуляционной системы «Исландский минимум и Азорский максимум» либо в северном, либо в южном направлении относительно своего среднего положения, что в какой-то мере подтверждается сравнительно устойчивой отрицательной корреляцией температуры вблизи восточных и западных берегов Северной Атлантики [25, 26].

Известно, что при увеличении значений индекса Северо-Атлантического колебания температура воздуха увеличивается на юго-западе Северной Атлантики, Северо-Европейском бассейне и в целом в северной полярной области. В то же время на северо-западе Атлантики температура понижается.

Количество зимних осадков на Восточном побережье Атлантики и Северо-Европейского региона растет с ростом индекса Северо-Атлантического колебания (за исключением пунктов Понта-Делгада, Касабланка и Лиссабон), а на западном побережье – падает, за исключением северо-восточных штатов США [130].

Эти результаты в основном корреспондируют с результатами информации, подробно представленной в статьях [25, 26].

Между условиями формирования пары центров действия в Атлантическом и Тихом океанах имеется не только сходство, но и различия. Так, изменения разностей давления между центром Алеутского минимума и Гонолульского максимума во времени могут совпадать с изменениями разности давления между Исландским минимумом и Азорским максимумом, но меридиональные градиенты давления вследствие меньшей разности давления между центрами и больших расстояний между центрами Алеутского минимума и Гонолульского максимума в Тихом океане оказываются меньшими, чем в Атлантике.

Это позволяет говорить о менее интенсивном западном переносе воздушных масс в Тихом океане по сравнению с Атлантическим. Динамика циркуляции Тихоокеанского региона оказывается более слабой, чем Атлантического,

вследствие наличия мощной гряды Кордильер на западе Северной Америки и высоких хребтов на восточном побережье Азии. Однако в Тихоокеанском секторе благодаря протяженности Азиатского региона и самого крупного океана на Земном шаре (Тихий океан содержит почти половину всей морской воды) формируется муссонный климат, чего нет на Северо-Атлантическом побережье. В отдельных работах указывается на запаздывание процессов в Тихом океане относительно Атлантического. Оно трактуется через проявление влияния Северо-Атлантического колебания на ледовитость Арктики и, как следствие, на термодинамические характеристики северной части Тихого океана. Однако имеется множество работ, где показана связь крупного природного феномена – «Эль-Ниньо – Южное колебание» – на климат других секторов Северного полушария, включая Атлантический и Европейский.

Известно, что 60-е годы прошлого столетия характеризовались низкой интенсивностью циркуляции атмосферы в средних широтах Северного полушария, но в Тихоокеанском секторе указанное ослабление циркуляции было меньшим, чем в Северной Атлантике. Эти годы совпали с увеличением продолжительности арктических вторжений, а последующее падение их повторяемости в 1980-е годы корреспондировало с усилением циркуляции в этом регионе. В 1980-е годы также наблюдался максимум Северо-Тихоокеанского колебания. Максимум температуры в Тихоокеанском секторе пришелся на 30–40-е годы прошлого столетия, когда был зафиксирован один из минимумов в продолжительности арктических вторжений. Второй минимум пришелся на 80-е – первую половину 90-х годов прошлого столетия; в это же время происходило интенсивное увеличение температуры в Тихоокеанском секторе и слабое падение ледовитости в Беринговом и Японском морях. В Охотском море падение ледовитости было статистически значимым, и оно началось еще в 60-е годы прошлого столетия [30, 129].

Алеутский минимум в 1980-е годы занимал крайнее северное положение, и оно совпадало с понижением давления в его центре и отрицательными аномалиями продолжительности арктических вторжений. Изменение давления в центре Алеутского минимума имеет положительную связь с изменениями температуры воды в области субтропического фронта. К району этого фронта, как будет показано ниже, тесно примыкают энергоактивные зоны на западе и востоке Тихого океана [151].

Для изменений давления в Алеутском минимуме характерна такая цикличность: 2,2; 4,8; 4,6; 8,9 года. Приблизительно 50-летняя цикличность отмечается в Многолетнем Тихоокеанском колебании. Эта циклическая структура в Тихоокеанском секторе несколько отличается от циклической структуры, характерной для Исландского минимума и Северо-Атлантического колебания, как на низких, так и на высоких частотах. Как уже отмечалось выше, для САК более характерно колебание около 60 лет. Этот вопрос будет подробнее рассмотрен ниже.

В работе [112] указывалось, что многолетняя (трендовая) мода в Тихом океане – Тихоокеанская декадная осцилляция (ТДО) более глобальная, чем другие океанические моды. Вероятно, она обусловлена медленными вариациями термохалинной циркуляции в Мировом океане. Эта мода ярко проявляется в формировании североатлантических глубинных мод. В зарубежной литературе она получила название Атлантической мультидекадной осцилляции (АМО). Данная мода представляет собой среднегодовую аномалию температуры поверхности океана (ТПО) в Северной Атлантике, осредненную между экватором и 60° с. ш. В качестве другой характеристики АМО можно использовать сглаженный низкочастотным фильтром индекс САК, который характеризуется градиентом давления Азорские острова – Исландия. Анализ долговременных рядов, полученных с использованием косвенных данных с 1675 г., показал наличие 54–68-летнего колебания в изменении индекса САК [285]. Многочисленные работы показывают, что типичные временные масштабы двух многолетних мод в изменчивости океанических и атмосферных параметров укладываются в два интервала: 10–30 и 50–100 лет. Высокочастотная полоса частот включает 2–9-летние составляющие. Трендовая компонента и 55–70-летние колебания в системе «океан–атмосфера» выделены на высоком статистически значимом уровне.

Атмосферное давление имеет тенденцию расти (падать) над зонами с положительными (отрицательными) низкочастотными аномалиями АМО, что свидетельствует о наличии обратной связи в системе «океан–атмосфера». В период развития Эль-Ниньо приземное давление уменьшается над Южной и Центральной Европой и прилегающими районами Северной Европы, Исландии и Гренландии. В результате зональная циркуляция ослабевает, что приводит к формированию холодных зим в Северной Европе. В 60 % случаев развития Южного колебания в Европе выпадает больше осадков.

В области повышения антициклоничности температура поверхности океана возрастает в результате уменьшения скорости вовлечения вод и дополнительного притока тепла к поверхности океана. В областях с циклонической завихренностью в атмосфере развиваются противоположные процессы, и температура поверхности океана падает. В литературе также отмечается факт о квазисинхронности интенсификации Азорского максимума и Исландского минимума на низких частотах. Это приводит к росту градиента температуры и усилению зональной циркуляции [128, 130].

Здесь также уместно отметить, что роль океана в формировании межгодовой изменчивости типа Эль-Ниньо – Южное колебание (ЭНЮК) является ключевой. Что касается САК, то в масштабе времени до нескольких лет океаническая изменчивость меньше важна, чем для ЭНЮК. В ряде работ приводятся свидетельства важной роли океанических аномалий в генерации межгодовой изменчивости во внетропических широтах [21, 35, 97, 138, 146].

Анализ взаимодействия термических условий верхнего слоя океана Северной Атлантики с атмосферными характеристиками показал, что аномалии температуры, генерируемые в верхнем слое океана, воздействуют на интенсивность САК и поддерживают его межгодовую изменчивость. Поддерживают САК и термические характеристики Евразии в зимний сезон и последующие изменения весенне-летнего муссона в Восточной Азии. Исходя из этих фактов, в работе [112] делается вывод, что ЭНЮК–САК – это сложная интерактивная система, регулирующая климат в Евразийском районе и, вероятно, на территории Северного полушария.

Особый интерес к циркуляции атмосферы в Атлантическом и Тихоокеанском секторах диктуется следующими соображениями. В первую очередь это расположение в этих секторах двух круглогодичных центров действия атмосферы – Исландского и Алеутского минимумов давления. Кроме того, проведенный нами ранее анализ [151] повторяемости (%) максимальных градиентов приземного давления в Северном полушарии показал, что на пространстве Северного полушария существуют долготные интервалы, где градиенты давления в большую часть года превышают 6 гПа и более. Устойчивая во времени повторяемость больших градиентов давления (энергоактивная зона) наблюдается в двух районах Тихого океана: 40–35° с. ш. и 170–200° в. д.; 40–45° с. ш. и 225–245° в. д. (отсчет долготы от Гринвичского меридиана), и в одном районе Атлантического океана: 45–50° с. ш. и 340° в. д. – 0°.

Указанные три энергоактивные зоны связываются с мощными океаническими течениями и муссонной циркуляцией в Тихоокеанском секторе. Они формируются у восточных и западных побережий океанов. Кроме этих трех квазистационарных энергоактивных зон существуют четыре зоны, где районы максимальных градиентов давления мигрируют в течение года. Они расположены вблизи следующих меридианов: 70°, 150°, 230° и 305° в. д.

В Тихом океане имеются две зоны сходимости траекторий циклонов: одна расположена на западе, а другая – на востоке акватории [30]. В западную зону сходимости траектории циклонов вносят свой вклад тропические циклоны (тайфуны). Западная зона сходимости территориально совпадает с энергоактивной зоной океана, и поэтому эту зону называют энергоактивной зоной атмосферы и океана (ЭЗАО). Эти две зоны сходимости траекторий циклонов тесно связаны с зонами интенсивного ветрового волнения и зыби.

Положение квазистационарных энергоактивных зон в какой-то мере связано с положением струйных течений в верхней и средней тропосфере. Совокупность информации над этими районами дает возможность судить о характере атмосферной циркуляции над Северным полушарием. Если для характеристик энергоактивных зон первого типа достаточно иметь информацию об интенсивности западного переноса, то для характеристики энергоактивных зон второго рода необходимо учитывать широту, на которой располагаются максимальные градиенты давления.

Эти разработки по поиску энергоактивных зон в океане согласуются с результатами активно развивавшегося в конце XIX – начале XX в. в климатологии метода «мировой погоды» (teleconnection в английской литературе), когда от изучения местной погоды и регионального климата исследователи перешли к изучению атмосферы в глобальном масштабе. Уже тогда были обнаружены районы синхронной и асинхронной связи гидрометеорологических характеристик в разных районах Земного шара. Особый интерес для интерпретации полученных нами результатов представляет обнаруженная в работах [25, 26] Атлантическая и Тихоокеанская колебательные системы. Первая из них связана с высотным циклоном над Канадой и антициклоном над Скандинавией, а вторая пара барических образований отражает Тихоокеанское колебание, обусловленное частым появлением высотного циклона над западом Тихого океана и антициклона над Аляской. Для этого колебания характерна асинхронная связь температуры в средней части Тихого океана, включая Чукотку, и температуры в центральной и западной части Северной Америки.

Коэффициенты корреляции (R) температуры Западной Европы и северо-западной части Африки с районами, расположенными западнее Гренландии и вдоль восточного берега Северной Америки, статистически значимые ($\sigma_R > 3\sigma$) для подавляющего числа месяцев холодного полугодия. В теплое время года теснота корреляции несколько уменьшается в Атлантическом секторе, но остается статистически значимой ($\sigma_R > 2\sigma$), и только на отдельных широтах (70° , 40° и 30°) теснота связей (R) превысила 3σ . В районе Тихого океана коэффициенты корреляции невелики и достигают своего максимального значения в районе субтропиков. Тем не менее статистическая значимость коэффициентов корреляции температуры указанных территорий превышает 2σ .

Рассмотрим пространственно-временные изменения трендов температуры в крупномасштабных регионах Северного полушария. Оценки Б. Г. Шерстюкова [145] показывают, что тренды среднегодовой температуры в Азии за 1974–2005 гг. в средних широтах достигали $0,6^\circ/10$ лет. Зимой максимальные тренды температуры воздуха наблюдались в широтной зоне $45\text{--}60^\circ$ с. ш. и занимали долготную зону от $50\text{--}120^\circ$ в. д. Второй максимум величины трендов отмечался на Северо-Американском континенте и включал широтную зону от $40\text{--}70^\circ$ с. ш. Летом зона значительных величин положительных трендов температуры в указанном долготном поясе сузилась и уже занимала только Восточную Сибирь, за исключением территории Чукотки. Большая область значимых положительных трендов температуры наблюдалась в Европе (до меридиана Волги) и Северной Африке (до широты 5° с. ш.).

Весной и осенью зоны высоких положительных трендов температуры занимали самую восточную часть Азии, Западную Европу, западную часть Африки и восточную часть Канады. Если исходить из описанного выше распределения положительных трендов температуры в различные сезоны года, то по крайней мере в холодное время года Алеутский минимум может усили-

ваться при таком распределении температуры. Усиление последнего должно обеспечить увеличение продолжительности арктических вторжений на акваторию Тихого океана, что и наблюдается в действительности. В теплое время года Гонолульский максимум атмосферного давления поднимается к северу, соединяясь с Арктическим максимумом атмосферного давления – возникает блокировка зонального переноса воздушных масс. По восточной периферии гребня происходит интенсификация арктических вторжений на западную часть акватории Тихого океана.

1.1.2. Сравнительный анализ циркуляции атмосферы и климата океанических и континентальных секторов Северного полушария

Принимая во внимание огромную роль океанов в формировании и модуляции климата Земного шара, рассмотрим циркуляционные и климатические особенности двух океанических секторов – Атлантического и Тихоокеанского.

Выделяются следующие типы дальних связей в Северо-Американском – Тихоокеанском секторах [325]:

1. Западно-Тихоокеанский (WP), существующий во все месяцы года;
2. Восточно-Тихоокеанский (EP), существующий во все месяцы года, кроме августа и сентября;
3. Северо-Тихоокеанский (NP), существующий с мая по июль;
4. Тихоокеанский Северо-Американский (PNA), существующий во все месяцы года, кроме июня и июля;
5. Тропический Северного полушария (TNH), существующий с ноября по январь;
6. Японский Тихоокеанский (PJ), существующий с мая по август.

PNA в период Эль-Ниньо представлен положительной аномалией давления над субтропиками Тихого океана, отрицательной – в районе Алеутского минимума, положительной аномалией давления – над Канадой и отрицательной – над Мексикой. В годы Ла-Нинья PNA меняет свой знак на противоположный.

Во внетропических широтах Тихоокеанского сектора характер циркуляции атмосферы, особенно в холодное время года, определяется фактором PNA, тесно связанным с изменением морфометрических характеристик Алеутского минимума (широта, долгота центра действия и его интенсивность – давление в центре). Последний определяет интенсивность переноса теплого и влажного воздуха вдоль западного побережья Северной Америки, а также сухого и холодного воздуха в центральной части Тихоокеанского сектора. Площадь Алеутского минимума имеет хорошо выраженную тенденцию роста, начиная с 10-х годов прошлого столетия. На фоне восходящего тренда площади Алеутского минимума большую мощность имеют короткопериодные изменения (2–10 лет), а также 30–50-летние колебания со сравнительно небольшими амплитудами.

На западе Тихого океана летом развивается антициклогенез над Охотским морем, а зимой – над Японией и Сахалином, что смещает циклоническую деятельность к востоку от побережья [30]. Этому способствуют потоки континентального умеренного воздуха, стекающие с материков Азии и Северной Америки (зимний муссон). Летом Атлантический и Тихоокеанский секторы термически однородны. Температура убывает с севера на юг от 8 °С до 15 °С. Температура поверхности океанов на 0,3–0,5 °С холоднее, чем суши, особенно на западе из-за влияния холодных Лабрадорского и Оясио течений.

Зимой здесь увеличивается повторяемость циклонических образований, преобладают юго-западные и западные ветры. Западные районы океанов находятся под воздействием северо-западных потоков континентального воздуха, стекающего по восточной периферии материковых антициклонов, развивающихся над Азией и Северной Америкой, что приводит к ослаблению циклонической деятельности вблизи побережий. На западе океанов температура воздуха отрицательная, а на западе Тихого океана температура становится ниже –10 °С. Это приводит к образованию плавучих льдов в западной части океанов. На востоке океанов льды не опускаются южнее северной границы умеренного пояса. Зимой во всем умеренном поясе воздух холоднее воды, особенно на западе океанов. В западной части океанов не развивается конвекция, поскольку сюда поступает устойчиво стратифицированный холодный континентальный воздух. Повторяемость преобладающих на западе океанов фронтальных осадков в Тихом океане составляет 5 %, а в Атлантическом – 10 %.

На западные побережья материков умеренных широт поступает океанический воздух в проходящих циклонах и антициклонах. Зима здесь теплая из-за отепляющего влияния океанов, которое усиливается в результате воздействия теплых течений, омывающих западные берега континентов. Лето здесь редко бывает жарким.

Для восточных побережий материков в Тихоокеанском секторе характерен муссонный климат. Лето здесь теплое при активно развивающейся циклонической деятельности и, как следствие, значительной облачности. Зимой в этом секторе преобладает антициклоническая циркуляция. По восточной периферии континентальных антициклонов далеко на юг распространяется холодный воздух. Зима здесь холодная и сухая. Для восточного побережья Северной Америки, где континентальный антициклон зимой неустойчив и часто прерывается проходящими циклонами, характерны черты морского климата.

Для северной части Атлантического и Тихоокеанского секторов характерен континентальный и океанический арктический климат. Континентальный арктический климат свойствен для Гренландии. Температура летом здесь от –15 до –10 °С, а зимой – от –50 до –45 °С. Иногда температура понижается до –65 °С. Здесь в течение всего года преобладает антициклонический режим, но постоянно действующего антициклона в течение года не наблюдается. Для

океанического климата зимой радиационный баланс отрицательный, и потеря тепла на излучение компенсируется притоком тепла от подледных океанических вод и атмосферы. В последние десятилетия при потеплении климата высоких широт большой приток тепла поступает от открытой ото льда поверхности океана. Собственно поэтому таких сильных морозов, как в Гренландии, здесь не бывает. В середине лета месячная величина солнечной радиации в Арктике не меньше, чем в умеренных широтах, из-за большой продолжительности дня. Тепло расходуется на таяние снега и льда, и поэтому температура в самые теплые месяцы года (июль и август) близка к нулю. Средняя температура января изменяется от $-36\text{ }^{\circ}\text{C}$ до $-20\text{ }^{\circ}\text{C}$ [130].

1.2. Мировой океан как модулятор климатических изменений

Площадь Мирового океана составляет 361,1 млн км², или 70,8 % площади поверхности Земли. Площадь самого большого океана – Тихого – занимает 49,5 % от площади Мирового океана. Вторым по площади является Атлантический океан (91,7 млн км²). Масса воды Мирового океана составляет около 10^{18} т, тогда как масса атмосферы в тысячу раз меньше, а общая теплоемкость Мирового океана примерно в тысячу раз превышает теплоемкость атмосферы. Эти величины свидетельствуют об огромной роли Мирового океана в климатической системе. Доминирующая роль океанов в формировании климатических изменений больших временных масштабов объясняется тепловой и механической инерцией океана («памятью» океана), являющейся результатом его высокой теплоемкости и наличием поверхностных и глубинных течений с большими постоянными времени по сравнению с атмосферой. Длительность океанических поверхностных течений мелкомасштабных (диаметром 300–500 км) вихрей составляет около 100 дней; отдельные завихрения воды могут существовать 6–12 месяцев. Длительность атмосферных процессов подобных пространственных масштабов – 5–10 дней [130]. Океану принадлежит важная роль в межширотном переносе тепла, но его главная роль состоит в аккумуляции тепла и регуляции обмена в климатической системе. Он регулирует сезонные колебания температуры, уменьшая их амплитуду и сдвигая фазу. Обмен энергией между океаном и атмосферой определяет погоду и климат в глобальном масштабе. Изменения общего баланса энергии океана и атмосферы рано или поздно отразятся в изменении климата. Холодный океан в экваториальной области приводит к уменьшению облачности и, как следствие, увеличению притока солнечной радиации к подстилающей поверхности (эпоха Ла-Нинья). Распространение теплых вод в экваториальной части Тихого океана (эпоха Эль-Ниньо) в результате изменения скорости пассатов провоцирует охлаждение вод, а увеличение влажности воздуха при испарении – развитие тропических циклонов и усиление конвекции над аномально теплыми водами океана [282].

За последние 50 лет океан поглотил около 90 % энергии, поступившей в климатическую систему. Оставшаяся часть была израсходована на таяние морского и материкового льда и нагревание подстилающей поверхности. Различие (разбаланс) приходящей и уходящей энергии на верхней границе слишком мал, чтобы быть измеренным спутниковыми приборами: они показывают достаточную стабильность радиационного баланса на верхней границе атмосферы. В 2008 г. во время события мощного Эль-Ниньо наблюдалось дополнительное поглощение энергии на верхней границе атмосферы. Начиная с 2004 г. около 3000 буев, зондировавших температуру в слое океана от 0 до 2000 м, показали замедление увеличения содержания океанического тепла. Авторы [326] задаются вопросом, куда ушла энергия? Некоторое количество тепла ушло на таяние морского арктического льда, таяние льда Гренландии и Антарктиды, но оно не может объяснить изменение энергии на верхней границе атмосферы. Авторы показывают, что запасы тепла в океане растут с 1992 по 2003 г. согласованно с затратами тепла на таяние криосферы. Общее потепление планеты составляет $0,6 \pm 0,2$ Вт/м². После 2000 г. характер изменения радиационного баланса на верхней границе атмосферы все более не похож на наблюдаемый характер общего потепления климата в XXI в., когда температура до 2014 г. увеличивалась с меньшей скоростью. Однозначного ответа на вопрос, куда ушла энергия, авторами не было представлено. В работе [182] указывалось, что замедление роста температуры в XXI в. связано со значительным поступлением тепла в глубины главным образом Атлантического и Южного океанов. Эти процессы сопровождались соленосной аномалией воды в субполярной Атлантике.

1.2.1. Автоколебания в климатической системе

Считается, что в климатической системе, которая включает в себя океан, атмосферу, криосферу, биосферу, могут развиваться автоколебания различной длительности: от нескольких месяцев до нескольких сотен тысяч лет.

Непрерывное поступление солнечной энергии в экваториальные районы и переохлаждение полярных районов могут быть причиной автоколебаний в климатической системе. В сильно инерционных системах – океан и криосфера – период автоколебаний будет существенно более длительным (более 50 лет), чем в атмосфере (около 2 лет и меньше).

Автоколебания в климатической системе возникают в результате обмена энергией между инерционными ее накопителями (морские льды и теплый океан в низких широтах). Средняя граница распространения льдов в Северном полушарии к югу составляет 62° с. ш. Изменения сезонных границ распространения льда – 12–15°. В Атлантическом секторе Арктики граница распространения льда изменяется в таких же пределах. В результате покрытия льдом полярный район недополучает в течение года около 25 ккал/см², что

приблизительно равно $\frac{1}{3}$ годового переноса тепла на север через 70-ю широту. Ледовитость Арктики связана с морскими течениями: адвекция тепла Нордкапским течением (ветвь Гольфстрима), которое переносит теплую воду в Баренцево море (в среднем 46 ккал в год), тесно связана с ледовитостью Западной Арктики.

Средняя скорость основных океанических течений в океане составляет 2–10 см/с; она на два порядка меньше скорости переноса воздушных масс (10 м/с). В изменении интенсивности течений системы Гольфстрим существуют циклические изменения разной продолжительности [86, 112, 138, 146]. В силу малой «памяти» (инерционности) атмосфера не может накапливать энергию, большой «памятью» обладает океан. Наибольшие вариации температуры воды наблюдаются в регионе к югу от Ньюфаундленда в районе гидрологического фронта. Холодные воды Лабрадорского течения не проникают в Северной Атлантике южнее 50° с. ш. на поверхности океана. На глубине 500–800 м холодные воды могут проникать до 40° с. ш. Вблизи этой широты субарктические воды перемешиваются с вышележащими теплыми водами и поворачиваются к северу, увлекаемые Североатлантическим течением. Именно в районе 40–50° с. ш. вблизи Исландии и наблюдается энергоактивная зона, обнаруженная при выполнении программы «Разрезы». Здесь в районе взаимодействия холодного Лабрадорского и теплого течения Гольфстрим зафиксированы наибольшие изменения термического режима. И хотя площадь Ньюфаундлендской и Норвежской зон максимальной теплоотдачи составляет только 25 % по отношению к площади Северной Атлантики, их вклад в суммарный поток тепла от поверхности океана к атмосфере севернее 40° с. ш. достигает 47 % [202]. Ось Гольфстрима отклоняется в районе Ньюфаундленда к юго-востоку (к берегам Европы), тем самым уменьшается перенос теплой воды в Арктические районы. В свою очередь на интенсивность Лабрадорского течения оказывает влияние ледовитость Арктики.

Таким образом может создаваться цепь автоколебательной системы: ледовитость Арктики → усиление интенсивности Лабрадорского течения → уменьшение интенсивности теплого течения Гольфстрим → увеличение ледовитости Арктики. Эта идея была предложена еще в 40-х годах прошлого столетия академиком В. В. Шулейкиным. Он дал такое объяснение этому автоколебанию. Через некоторое время после повышения теплосодержания вод Атлантического течения количество льда в Арктическом бассейне будет уменьшаться. Пока площадь льда не уменьшилась до некоторой «критической величины», он не будет оказывать существенного влияния на режим холодного Лабрадорского течения. Когда «критическая величина» будет достигнута, ледовый режим в Полярном бассейне через Лабрадорское течение будет оказывать влияние на теплосодержание и интенсивность теплого Атлантического течения. Тающий лед обеспечивает появление дополнительного количества холодной воды, выносимой к Ньюфаундленду. Это приводит

к распреснению воды и созданию так называемой «малой соленосной аномалии» [104, 315] и, как следствие, к ослаблению течения системы Гольфстрим (Североатлантического течения) и похолоданию климата в Европе. Последнее должно быть лучше выражено зимой. После понижения интенсивности течения Гольфстрим до некоторой критической величины начнет увеличиваться количество льда в Полярном бассейне. Образовавшийся лед в полярных районах дрейфует в низкие широты, тем самым понижая теплосодержание воды течения системы Гольфстрим.

Процесс охлаждения полярных широт не может продолжаться до бесконечности; увеличивающийся градиент температуры «экватор – высокие широты» приводит к усилению западных воздушных потоков, продвижению путей циклонов в северном направлении, что обуславливает потепление Арктики, как это было в 30–40-е годы прошлого столетия и в последние два десятилетия, то есть через 60–80 лет.

Развивая идею В. В. Шулейкина, Н. И. Яковлева провела эмпирические исследования автоколебательных процессов глобального масштаба в гидросфере и атмосфере Земли [146, 152, 153]. Постоянным источником, питающим автоколебательную систему, является слабо изменяющееся экваториальное течение и его продолжение – Флоридское течение. Интервал времени 21–24 года характеризует время пространственного переноса тепла течениями в Арктику. Перенос теплых вод от 30° с. ш. до границы Баренцева моря, составляющий около 6000 км, при средней скорости течения 1 см/с, занимает около 22 лет. Через четыре квази-22-летних периода (84–92 года) снова повторяется такое же сочетание потоков тепла, переносимого Гольфстримом (Североатлантическим течением), и ледовитости Западной Арктики, которое было в исходный год. Эта упрощенная схема позволяет, по крайней мере, качественно объяснить возможность появления квази-80-летнего автоколебания в климатической системе.

Далее нами будет показано, что в изменении температуры высоких широт (60–90° с. ш.) существует колебание длительностью около 80–90 лет. Автоколебания в системе «океан – морской лед – атмосфера» могут иметь и меньшую продолжительность. Рассмотрим этот вопрос более подробно.

Более 40 лет назад Э. Лоренц [253] установил, что режим перехода к близкой к интранзитивной нелинейной климатической системе может играть важную роль в изменении климата, и предположил, что климатические изменения могут иметь резкий характер. Подобные скачки наблюдались в изменении температуры зимой в Арктике. Так, резкий скачок произошел около 1920 г. и во второй половине 1940-х годов.

На факт наличия двух эпох в температуре Северного полушария (1881–1920 и 1921–1960) нами было обращено внимание в конце 1960-х годов. В период с 1917 по 1921 г. температура воздуха в Северном полушарии возросла на величину около 0,6 °С и оставалась выше в эпоху с 1921 по 1944 г. по сравне-

нию с предыдущей эпохой (1860–1920) на 0,4 °С. Подобное различие наблюдалось и для глобальной температуры в указанные эпохи.

Причины существования таких квазиоднородных эпох в изменении гидрометеорологических характеристик могут быть связаны с однородными эпохами в развитии общей циркуляции атмосферы, обусловленными определенным сочетанием воздействия внешних и внутренних сил. Переход от одной эпохи к другой может, например, быть связан с резким усилением вулканической деятельности. Но не только внешние факторы изменений климата могут быть тому причиной. Ряд работ выполнен в этом направлении японскими исследователями [242]. Разработанная ими модель показала, что некоторые климатические изменения могут проходить без изменения внешних сил. С использованием пространственно-временной спектральной модели общей циркуляции атмосферы под воздействием сезонного нагревания продемонстрировано множество стабильных решений уравнений.

В последние годы в работах указанных выше авторов приводится много примеров резких изменений приземной температуры, осадков в разных районах мира. Такие резкие изменения связываются с «климатическим скачком» общей циркуляции атмосферы. Показано, что резкое изменение фазового угла ультрадлинных волн с волновым числом, равным 1, связано с «климатическим скачком» общей циркуляции атмосферы. Делается вывод, что климатические скачки почти интранзитивны, то есть являются проявлением нелинейности климатической системы. Таким образом, недетерминистические подходы Э. Лоренца были подтверждены работами японских ученых. Вместе с тем имеется много работ, показывающих детерминированность изменений климата.

В 1980-е годы активно развивалась выдвинутая ранее академиком Г. И. Марчуком концепция энергетически активных зон в Мировом океане (ЭАЗО) как областей наиболее активного теплообмена и других процессов между океаном и атмосферой, оказывающих решающее влияние на климат. Всего в Мировом океане различают десять ЭАЗО. Одной из самых активных зон является Северная Атлантика. Занимая 11 % площади Мирового океана, она обеспечивает 21 % общего потока доступного тепла, 15,5 % потока скрытого тепла и 17 % всех теплопотерь.

Одним из регуляторов взаимодействия океана и атмосферы является облачность. Она уменьшает поток коротковолновой радиации, поступающей на поверхность океана, но в то же время увеличивает дивергенцию потока длинноволновой радиации, тем самым влияя на радиационный баланс океана и испарение, которое определяет облачность. Изменение облачности приводит к аномалиям температуры и давления на севере и юге Северной Атлантики. Зимой уменьшение облачности вызывает увеличение коротковолновой радиации. В этом случае в Северной Атлантике она не компенсирует увеличение эффективной радиации, вследствие чего снижается радиационный баланс.

Облачность является не только внешним регулятором климатической системы, но и зависит от состояния этой системы, так как она определяется влажностью и интенсивностью восходящих потоков в атмосфере и зависит от поля давления и температуры. Такая зависимость может создать режим автоколебаний в функционирующей системе.

Таким образом, общие характеристики процесса колебаний, связанные с облачностью, можно представить следующим образом. Процесс колебаний вызывается потоком коротковолновой радиации. Его высокая дивергенция летом приводит к нагреванию верхнего слоя океана. Океан нагревает атмосферу, в которой развивается конвекция, приводящая к росту облачности. Растущая облачность препятствует проникновению радиации к океану, он охлаждается и охлаждает атмосферу. Конвекция прекращается, облачность уменьшается, что вновь приводит к нагреванию океана, и цикл повторяется снова [21, 98]. Такие зависимости, как показывают климатические исследования, возникают в крупных районах, например в Северной Атлантике. Однако известно, что повышение температуры не только ведет к появлению конвективных потоков, но также влияет на повышение давления, рост антициклогенеза, оседание и уменьшение облачности и повышение температуры. Следовательно, знак обратной связи между облачностью и температурой может отличаться для разных широтных зон.

В работе Ш. А. Мусаеляна [98] показано, что облачность в качестве регулятора приводит, возможно, к существованию автоколебаний в системе «атмосфера–океан» с периодом 8 месяцев. Анализ корреляционных зависимостей между аномалиями облачности в северной части Атлантического океана, осредненными по времени и пространству, и характеристики аномалий температуры поверхности в Европе показали, что аномалии облачности приводят к изменениям температуры.

Предполагается, что флуктуации циркуляции могут вызываться изменениями общего теплообмена между океаном и атмосферой. Крупная положительная аномалия теплообмена на севере Атлантического океана возникает при западной циркуляции, когда холодный воздух поступает в теплые районы Атлантики с американского континента. В последнем случае в западном потоке развивается бароклинная неустойчивость, и длинные волны приводят к росту меридионального энергообмена. Такой характер обмена воздуха препятствует поступлению холодного воздуха с континента; одновременно прекращается аномально мощный поток тепла от океана в атмосферу. Через 8–9 месяцев после аномального теплообмена западная циркуляция снова возрастает, и начинается новый цикл флуктуаций. В рассмотренном случае атмосфера играет главную роль.

Океан в теплую половину года поглощает лучистую энергию Солнца, трансформирует ее в тепловую и «запоминает» прошлое, аккумулируя тепло в своих глубинах. В холодный период это тепло передается атмосфере. При

этом облачность является главным регулятором температуры океана с обратной связью. Показано, что между осредненными по трехмесячным интервалам времени аномалиями летней облачности над океаном и отклонениями от нормы зимней температуры над континентом существует достаточно тесная отрицательная асинхронная связь [98]. Если рассматривать облачность в качестве регулятора притока тепла, то в системе «атмосфера–океан» может возникнуть автоколебание с периодом около 8 месяцев [97].

А. И. Дуванин показал, что меридиональное увеличение атмосферной циркуляции и одновременное ослабление пассатов ведет к тому, что время, в течение которого вода находится в зоне теплых пассатов, сокращается, и Гольфстрим переносит более холодную воду к северу. В результате разность температуры воды на восточном (течение прижимается к восточному берегу океана) и западном побережьях океана уменьшается, вследствие чего уменьшается меридиональность атмосферной циркуляции. В результате продолжительность времени нахождения воды в зоне пассатных ветров увеличивается – начинается новый цикл продолжительностью 3–5 лет. Этот цикл близок по длительности к циклу Эль-Ниньо. Повторная оценка продолжительности процессов чередования аномалий положительных и отрицательных температур воды показала, что цикл занимает около 9,6 месяца [45, 138]. Суперпозиция годового и 9,6-месячного циклов может обеспечить за счет нелинейных взаимодействий пульсации 0,022 цикла в месяц, что соответствует периоду 3,7 года [45].

В работе У. Брокера [177] представлена система циркуляции вод Мирового океана, которая может оказывать большое влияние на климат Земли. В ней отмечается, что Северная Европа является «ключевым» районом в климатической системе. И действительно, изменения климата в Европе в последнее столетие в основных чертах совпадают с изменением климата Северного полушария и Земного шара в целом. Этот район нагревается теплом поверхностных вод Северной Атлантики. Тепло, получаемое Северной Атлантикой от Солнца, переносится на север океанической циркуляцией (система Гольфстрим). Вблизи Исландии теплая вода охлаждается и течет на глубине, как большая река, переносящая в 20 раз больше воды, чем все реки мира, на юг вокруг Африки. Затем через южную часть Индийского океана, огибая Австралию, она поворачивает на север Тихого океана. В северной части Тихого океана это течение всплывает на поверхность и поворачивает к югу. В последнем случае перемещение вод к экватору осуществляется в поверхностном слое.

Таким образом, в современную эпоху океанические теплые воды Атлантики доставляют тепло в высокие широты, тогда как холодные поверхностные воды Тихого океана движутся на юг, оттесняя теплые воды к экватору. Автор полагает, что такая циркуляция в океане определяется различием солености морской воды. Из-за циркуляционных особенностей поверхностные воды в Северной Атлантике в среднем теплее, чем в Тихом океане. Это

приводит к более интенсивному испарению с акваторий Северной Атлантики, нежели с северной части Тихого океана и, как следствие, к более интенсивному переносу водяного пара в Северной Атлантике. В связи с процессами более интенсивного испарения в Северной Атлантике вода Северной Атлантики становится более соленой по сравнению с водой северной части Тихого океана. Развивающаяся система плотностных течений глубинных соленых вод от Атлантики к Тихому океану и соответствующая система менее соленых вод в поверхностном слое обеспечивают компенсацию соли в Мировом океане. Такая циркуляция является автоколебательной, поскольку избыточное испарение вызывает глубинные плотностные течения к югу, а глубинные течения в свою очередь вызывают избыточное испарение.

Изложенная выше система циркуляции океана может оказать серьезное воздействие на климат. Так, палеоклиматические данные свидетельствуют об отсутствии Северо-Атлантического течения в Атлантике на протяжении ледникового периода, что могло привести к похолоданию в Северной Атлантике и прилегающих районах на величину 6–8 °С. Многочисленные скачки температуры в ледниковый период могли быть связаны именно с этим обстоятельством. Подобное скачкообразное изменение температуры может происходить и в современную эпоху в связи с ростом концентрации парниковых газов в атмосфере. Рост температуры воздуха может обеспечить изменение термохалинной циркуляции океана, которая в свою очередь приведет к изменению климата.

В системе «атмосфера–океан–ледники» также имеют место колебания, но с более длительными периодами [125]. С процессом автоколебаний в этой системе связана площадь континентального оледенения, которая попеременно то уменьшается, то увеличивается. Период таких колебаний составляет 20–80 тыс. лет. Инерционные изменения температуры океана и площади ледников в этой системе служат основой колебаний, а гидрологический цикл в атмосфере является «регулятором с обратной связью». В эпоху потепления, когда температура океана высокая, выпадает много осадков, особенно зимой. Это приводит к накоплению континентального льда, после чего температура на планете понижается. Глобальное похолодание уменьшает осадки, и питание ледников прекращается. Затем они начинают таять. Однако зависимость площади ледников от осадков и температуры не всегда согласуется с представляемой моделью. Результаты исследования О. А. Дроздова подтверждают это [37].

В. Ф. Захаров [39] предложил гипотезу о том, что химический состав воды в Полярном бассейне, определяющий тепловую стратификацию его воды, является показателем степени приращения и уменьшения объема континентального льда. Осадки, выпадающие на континенте, стекают в Северный Ледовитый океан, опресняя его воду. Образующиеся пленки пресной воды мешают теплообмену между поверхностью океана и его глубинными слоями. Образуется морской лед, который постепенно распространяется на юг. В ре-

зультате аккумуляции снега на континентах и образования покровного льда происходит резкое понижение температуры. В связи с этим сток пресной воды в Северный Ледовитый океан уменьшается, и соленость его повышается за счет притока вод из Атлантики. Слой перемешивания увеличивается, площадь льда уменьшается, что повышает нагревание Полярного региона и приводит к таянию льда.

Таким образом, возможны межгодовые колебания в системе «атмосфера–океан» благодаря существованию циклических колебаний в океане. Система колебаний может находиться под действием внешних периодических или квазипериодических источников, таких, как годовой ход радиации и, возможно, длительные изменения солнечной активности и инсоляции вследствие изменения параметров земной орбиты, многолетние лунно-солнечные приливы. Наиболее известный из них – многолетний деклинационный лунный прилив. Его средняя продолжительность составляет 18,6 года [86]. Источниками колебаний могут выступать и изменения скорости вращения Земли [94] и др.

В климатической системе доминируют нелинейные процессы и отсутствуют простые линейные взаимосвязи между содержанием парниковых газов и климатическими параметрами. Для климатической системы характерны циклические колебания большой мощности и разной продолжительности. Наиболее яркой циклической составляющей в изменении глобальных характеристик климата за последние 150 лет является 60–70-летнее колебание [19, 42, 63, 110]. В работе О. М. Покровского циклические изменения продолжительностью 60–70 лет обнаружены для Тихоокеанского колебания (Pacific Decadal Oscillation – PDO) в Тихом и Атлантического колебания (Atlantic Multidecadal Oscillation – AMO) в Атлантическом океанах. Автор пишет, что все сценарии, разработанные на основе моделей, отражают только глубокую веру их авторов, что единственной движущей силой изменения климата является увеличение концентрации углекислого газа в атмосфере [110].

Циклические изменения температуры в высоких широтах Северного полушария происходят на фоне мощного положительного тренда, превышающего по величине средние глобальные тренды температуры. Известно, что в изменении климата высоких широт (60–90° с. ш.) парниковая природа потепления климата должна быть выражена наиболее ярко, что обусловлено вкладом альбедной обратной связи и воздействием сильной гравитационной устойчивости, вызванной выхолаживанием возле земной поверхности, которая подавляет конвекцию и перенос длинноволнового излучения, приводя к обусловленному ростом углекислого газа нагреванию в тонком приповерхностном слое. Это также может обеспечивать более яркое проявление парникового эффекта в изменении климата в холодное время года и суток.

Однако интенсивный рост температуры в высоких широтах Северного полушария в период с 1910–1915 гг. до 1940–1945 гг., известный как потепление Арктики, сменился падением температуры до середины 70-х годов про-

шлого столетия, что нельзя объяснить в рамках парниковой теории современных изменений климата, и последующим самым интенсивным ростом температуры за период инструментальных наблюдений.

Проведенное нами исследование свидетельствует о том, что отклонения температуры от линейного тренда в Арктике и Антарктике находятся в противофазе только для определенных периодов времени. Величины коэффициентов линейной корреляции отклонений от линейных трендов температуры в Северном (64–90° с. ш.) и Южном (64–90° ю. ш.) полушариях Земли приведены в табл. 1.1.

Таблица 1.1. Коэффициенты корреляции отклонений от тренда температуры высоких широт Северного и Южного полушарий за различные периоды времени

Период времени, годы	Коэффициенты корреляции (r)
1903–1944	–0,04
1944–1968	–0,34*
1968–1998	0,38*
1998–2013	0,52*

* Показаны статистически значимые коэффициенты корреляции ($P_{\text{случ.}} < 5\%$).

Из табл. 1.1 следует, что статистически значимые коэффициенты отрицательной линейной корреляции характерны для периода с 1944 по 1968 г. ($P_{\text{случ.}} < 5\%$). Для более длительных периодов времени отрицательные коэффициенты линейной корреляции статистически незначимы, а в последние годы отмечается статистически значимая положительная корреляция ($P_{\text{случ.}} < 5\%$) отклонений температуры от линейного тренда в Северном и Южном полушариях Земли. Это может свидетельствовать о том, что в последние три-четыре десятилетия влияние парниковых газов было столь существенным, что оно затушевало ранее установленные закономерности в характере связей высоких широт Северного и Южного полушарий, которые в большей степени определялись естественными причинами изменений климата.

В работе [327] противофазное колебание температуры высоких широт связывалось с известным Северо-Атлантическим колебанием. Последнее, по мнению авторов, формирует противоположные процессы развития ледовитости в Северном Ледовитом и Южном океанах Земли. Совершенно иной вывод можно сделать, если положить в основу результаты, полученные в работах [31, 55].

Б. Л. Дзердзеевский [31] выявил сопряженность циркуляции атмосферы внетропических широт Северного и Южного полушарий. При зональном переносе воздушных масс без блокирующих процессов в Северном полушарии аналогичный характер циркуляции отмечается и в Южном полушарии. При развитии меридиональной циркуляции с блокирующими процессами их количество одинаково в Северном и Южном полушариях, а оси арктиче-