

ДИНАМИКА ТРОПО- СТРАТОСФЕРЫ И ИЗМЕНЕНИЯ СОВРЕМЕННОГО КЛИМАТА

Ю.П. Переведенцев, К.М. Шанталинский
Казанский федеральный университет

Введение

Проблема глобальных и региональных изменений окружающей среды и климата стала в настоящее время как никогда актуальной в связи с усиливающимся влиянием различных факторов, основными из которых являются: влияние солнечной активности; влияние процессов, происходящих в земной коре и ядре; и влияние антропогенных факторов (Абдусаматов, 2009, Сергин, 2008, Climate Change 2013). По современным представлениям климат отражает физическое, химическое и биологическое состояние компонентов земной климатической системы (атмосферы, океана, суши, криосферы, биоты) и поэтому для понимания его изменчивости необходима оценка динамики их параметров (Груза, 1992, Оценочный доклад..., 2008, Семенов, 2012). По существу понятие климатической системы становится сейчас адекватным понятию окружающей природной среды (Переведенцев, 2009). Причем эволюция этой сложной самоорганизующейся системы определяется, с одной стороны, взаимодействием ее природных сред, а с другой стороны непрерывным воздействием на нее человека (Кравцов, 1997). Поэтому те глобальные и региональные изменения, которые в последние годы происходят в окружающей среде, несомненно, должны найти отражение и в состоянии климата.

Особое внимание при этом следует уделить роли атмосферной циркуляции. Еще в 1930-х годах известный метеоролог Е. И. Тихомиров отразил этот аспект в своем определении понятия «климат» – «... климатом какого-нибудь района следует называть состояние атмосферы, являющееся результатом более или менее длительного (порядка десятилетий) взаимодействия между атмосферной циркуляцией данного района и его физико-географическими условиями, понимая последние в самом широком смысле» (Тихомиров, 1933).

Вопросам изучения глобальных и региональных климатических процессов посвящен также цикл работ, опубликованных авторами доклада. В частности, результаты статистического анализа современных изменений климата в тропосфере и стратосфере Земли и в отдельных регионах Северного полушария до 2009 г. представлены в работах (Переведенцев и др., 2007, Переведенцев и др., 2011, Переведенцев, Шанталинский, 2011).

В докладе рассматриваются пространственно-временные изменения температурно-ветрового режима в целом по Северному полушарию, в зоне умеренных широт (30-70°с.ш.) в период 1948 – 2013 гг., а также температурно-влажностного режима за последние десятилетия (1955–2009 гг.) на территории Приволжского Федерального округа, для которого характерно многообразие природных условий, сложившихся на пространстве Волжского бассейна и Предуралья. При этом особое внимание уделено долгопериодным изменениям температуры воздуха, атмосферных осадков и количества общей облачности, а также количественной оценке влияния ряда естественных факторов (солнечная активность, неравномерное вращение Земли, циркуляция атмосферы) на температуру воздуха и осадки региона.

Методы и материалы

В качестве исходных материалов для данного исследования использовались временные ряды аномалий приповерхностной температуры по всему Земному шару (1850-2013 гг.) университета Восточной Англии (данные CRU) (Brohan et al., 2006, Jones et al.,

1999, Rayner et al., 2006), а также данные NCEP/NCAR реанализа приповерхностной температуры воздуха и компонент скорости ветра в тропосфере (1948-2013 гг.) Северного полушария (СП) за последние 66 лет (1948-2013 гг.), распространяемые NOAA/OAR/ESRL PSD, Боулдер, Колорадо, США.

Были построены поля средних многолетних значений и характеристик временной изменчивости указанных метеорологических величин для СП. Далее основное внимание уделялось исследованию процессов в умеренной зоне СП (30-70°с.ш.).

Характер циркуляционного режима умеренных широт нижней половины тропосферы СП в северной и южной частях этой зоны существенно различен. Поэтому расчеты проводились как для всей широтной зоны (30-70°с.ш.), так и для ее северной (50-70°с.ш.) и южной (30-50°с.ш.) частей.

Поскольку режим циркуляции зимнего (XII-II) и летнего (VI-VIII) периода также существенно различен, то особенности циркуляционных условий и их влияние на приповерхностную температуру исследовались отдельно для этих двух сезонов.

Проведено осреднение исследуемых метеовеличин по различным регионам умеренной зоны, исследовалась долгопериодная динамика полученных в результате осреднения временных рядов. Выделение низкочастотной компоненты осуществлялось с помощью НЧ фильтра Поттера (Отнес, Эноксон, 1982) с точкой отсечения 10 лет и более.

По данным реанализа в узлах сетки и по регионам рассчитывались значения коэффициентов корреляции (КК) рядов температуры и компонент скорости ветра (множественный КК температуры и зональной и меридиональной составляющих ветра, парные и частные КК температуры и отдельных составляющих скорости ветра).

В качестве исходных материалов для расчетов по территории ПФО использовались данные ВНИИГМИ-МЦД (1955-2009 гг.), представляющие собой средние месячные значения температуры приземного воздуха, сумм атмосферных осадков и общей облачности более чем на 200 метеостанциях, относительно равномерно расположенных по территории округа и сопредельным территориям.

Методом объективной интерполяции указанные данные были разнесены в узлы квадратной сетки с шагом 20 км и проведено пространственное и временное осреднение исследуемых величин по территории всего округа, отдельных его регионов, сезонам года. По исходным и пространственно-осредненным временным рядам были рассчитаны характеристики описательной статистики, выполнен трендовый и корреляционный анализ.

Для выявления долгопериодных изменений полученные временные ряды были также подвергнуты цифровой фильтрации с использованием низкочастотного фильтра Поттера с полосой пропускания 10 и более лет.

Результаты и дискуссия

1. Тенденции изменения приповерхностной температуры Северного полушария

Сначала рассмотрим временной ход аномалий осредненных по полушариям температур за весь период инструментальных наблюдений, с учетом завершившихся в 2013 г. по данным CRU. Кроме того, по данным реанализа проведем пространственно-временной анализ температуры за последние 60 лет от уровня Земли до 30 км и, после применения низкочастотной фильтрации, изучим ее долгопериодную динамику.

Наблюдаются различия (рис. 1.1а и б) в изменениях аномалий температуры Северного (СП) и Южного (ЮП) полушарий. Так, средняя аномалия средней годовой приповерхностной температуры, усредненной по всему СП, достигла своего максимума на отрезке времени 1850 – 2013 гг. в 2005 г. (0,719°С), а затем понизилась к 2008 г. до 0,558°С и вновь возросла к 2010 г. до 0,713°С. В ЮП максимальная аномалия зафиксирована в 1998 г. (0,460°С) в период наиболее интенсивного явления Эль-Ниньо и далее началось ее

плавное снижение, согласно сглаживающей кривой до $0,217^{\circ}\text{C}$ в 2008 г., а в последующем отмечено ее увеличение.

Аномалия среднезимней температуры (декабрь – февраль) в СП ведет себя аналогично среднегодовой, ее максимум в СП отмечен в 2006/07 г. ($0,880^{\circ}\text{C}$), в ЮП (июнь-август) она соответственно равна $0,696^{\circ}\text{C}$ и зафиксирована в 1998 г. Далее происходит уже отмеченное понижение температуры Южного полушария.

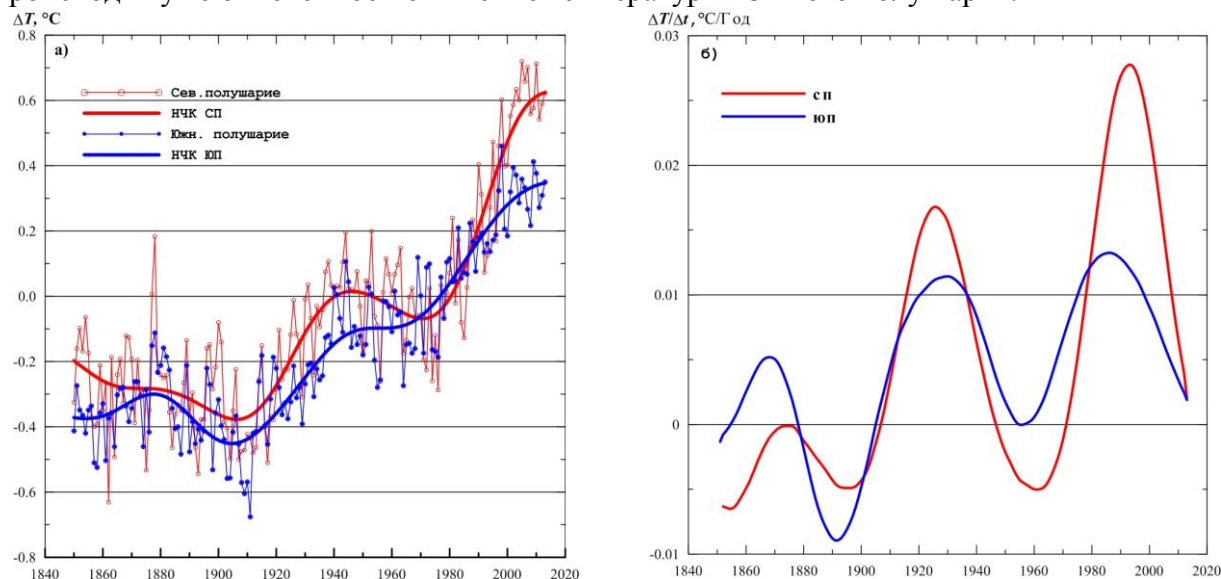


Рис. 1.1. (а) Многолетний ход средней годовой приземной температуры воздуха ($^{\circ}\text{C}$) Северного (вверху) и Южного (внизу) полушарий и ее долгопериодной компоненты (30 лет и более). (б) Многолетний ход интенсивности изменения ($^{\circ}\text{C}/\text{год}$) долгопериодной компоненты (30 лет и более) температуры Северного и Южного полушарий.

Аномалии осредненной по полушариям температуры за летний период ведут себя следующим образом. В СП (июнь - август) максимум в $0,750^{\circ}\text{C}$ отмечен в 2010 г. (в 1998г. $0,708$, а в 2008 г. $0,530^{\circ}$); в ЮП (декабрь – февраль) максимум отмечен в 1997/98 г. $0,521^{\circ}$, (в 2009/10 г. $0,457^{\circ}\text{C}$), то есть Северное полушарие, где больше суши, летом прогревается более значительно, чем океаническое Южное, где большую охлаждающую роль играет ледниковая Антарктида.

Рассмотрим особенности изменения аномалий приповерхностной температуры воздуха за период с 1850 по 2013 гг. (данные CRU) и более детально с 1948 по 2013 гг. (данные NCEP/NCAR реанализа). Анализ рядов, сглаженных НЧ фильтром Поттера, показывает, что за последние более чем 150 лет инструментальных наблюдений при общем весьма существенном, но достаточно неравномерном росте средней годовой температуры Северного полушария, имели место и периоды ее понижения (рис. 1.2а, б).

Первое похолодание за указанный период наблюдалось с 1877 по 1911 гг. и составило $0,23^{\circ}\text{C}$ за 34 года; второе – с 1940 по 1972 гг. и составило $0,17^{\circ}\text{C}$ за 32 года. После похолоданий следовали более интенсивные потепления. Первое имело место с 1911 по 1940 гг. в результате среднегодовая температура северного полушария возросла на $0,51^{\circ}\text{C}$ за 29 лет; второе – с 1972 по 2010 гг. и, судя по ходу кривой скорости потепления, еще не завершилось, хотя она упала почти до нуля. Тем не менее, потепление продолжается уже 38 лет, а величина повышения температуры за этот период составила $0,71^{\circ}\text{C}$.

Обращает на себя внимание факт уменьшения со временем скорости понижения температуры с $-0,07$ до $-0,05^{\circ}\text{C}/10$ лет и некоторое увеличение скорости роста с $0,18$ до $0,19^{\circ}\text{C}/10$ лет. Отчетливо проявляется в ходе аномалий средней годовой приповерхностной температуры Северного полушария 60–70 летнее колебание (рис. 1б), а

также более слабое 20-ти летнее наиболее активно проявляющее себя в периоды похолоданий (рис. 1.2б). Заметим, что данный эмпирический факт выявлен для периода 1850-2013 гг. Таким образом, при сохранении ансамбля выявленных колебаний температуры в ближайшем будущем можно ожидать некоторого снижения темпов потепления, которое уже наметилось, и даже возможно слабого похолодания на фоне уже достигнутых высоких значений.

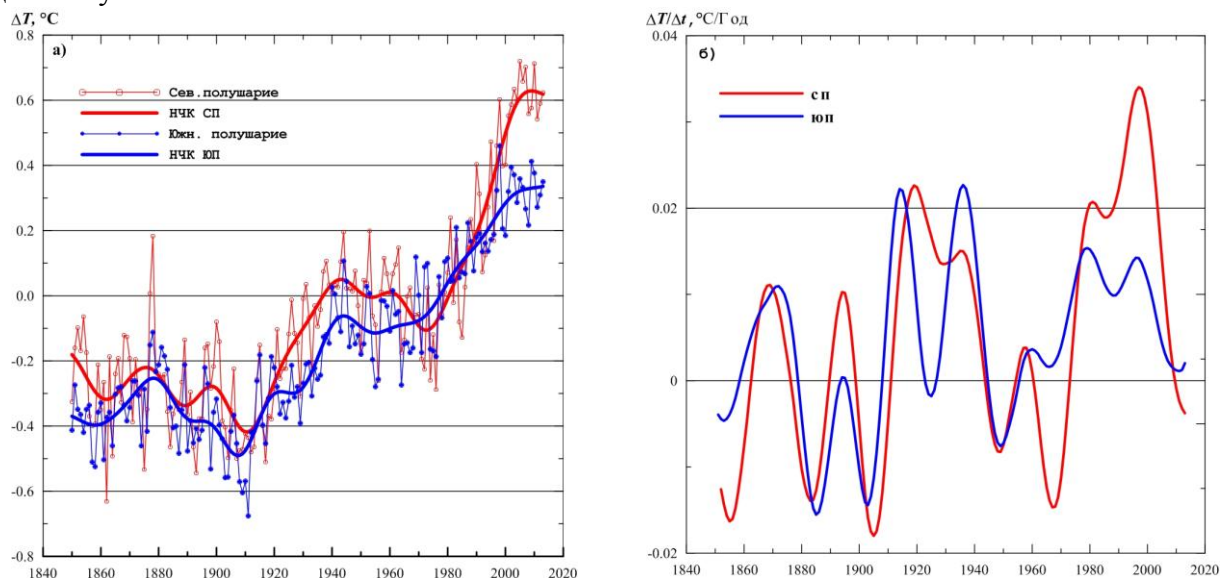


Рис. 1.2. (а) Многолетний ход средней годовой приземной температуры воздуха (°C) Северного (вверху) и Южного (внизу) полушария (°C), сглаженный НЧ фильтром Поттера (полоса пропускания 10 лет и более). (б) Многолетний ход интенсивности изменения (°C/год) средней годовой приземной температуры воздуха Северного и Южного полушария, сглаженной НЧ фильтром Поттера (полоса пропускания 10 лет и более).

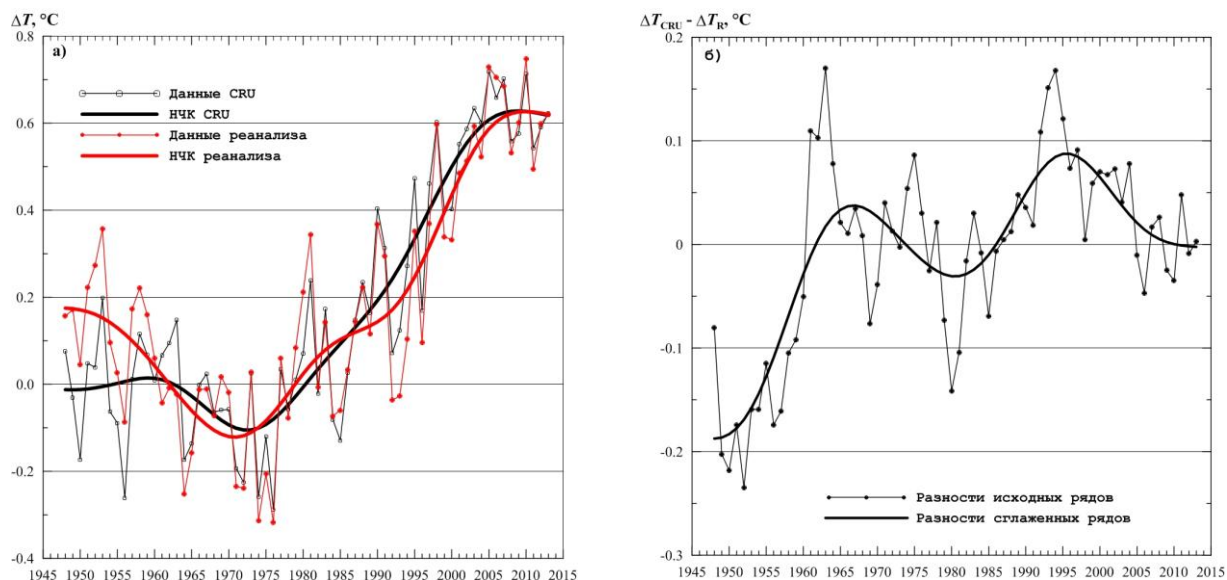


Рис. 1.3. Многолетний ход аномалий средней годовой приземной температуры Северного полушария (а) и разностей аномалий (°C) по данным реанализа и университета Восточной Англии. Сглаженная линия – низкочастотная (10 и более лет) компонента аномалий среднегодовой температуры Северного полушария.

На факт замедления современного потепления было обращено внимание в работах (Груза, Ранькова, 2009, Переведенцев, Шанталинский, 2008), где на основании оценок линейных трендов пространственно осредненной температуры для земного шара Северного и Южного полушарий и территории России показано, что в Южном полушарии определенно отмечается замедление темпов потепления – в большей мере над океанами (с 2003 г.) и несколько слабее над континентами (с 2005 г.). В Северном полушарии согласно (Груза, Ранькова, 2009) наиболее интенсивное ослабление потепления отмечено над океанами (с 2005 г.), в то время как над сушей скорость потепления достигла своего максимума лишь в 2007 г.

Перейдем к рассмотрению характеристик изменения температуры воздуха в различных регионах Северного полушария по данным реанализа в период 1948 – 2013 гг. Сравнение хода аномалий температуры по данным CRU и реанализа показывает их существенные различия в начале исследуемого периода (рис. 1.3 а, б). Так, с 1948 по 1960 гг. данные реанализа превышают величину аномалии среднегодовой температуры по сравнению с данными CRU. В конце исследуемого периода данные реанализа также расходятся с данными CRU, но в меньшей степени. На наш взгляд, это расхождение в начальный период можно объяснить недостаточностью исходных данных использованных в реанализе, а в конце периода их существенным возрастанием. В связи с этим данные реанализа несколько завышают (на $0,1^{\circ}\text{C}$) величину потепления в конце исследуемого периода и в большей степени (приблизительно на $0,3^{\circ}\text{C}$) величину похолодания в его начале.

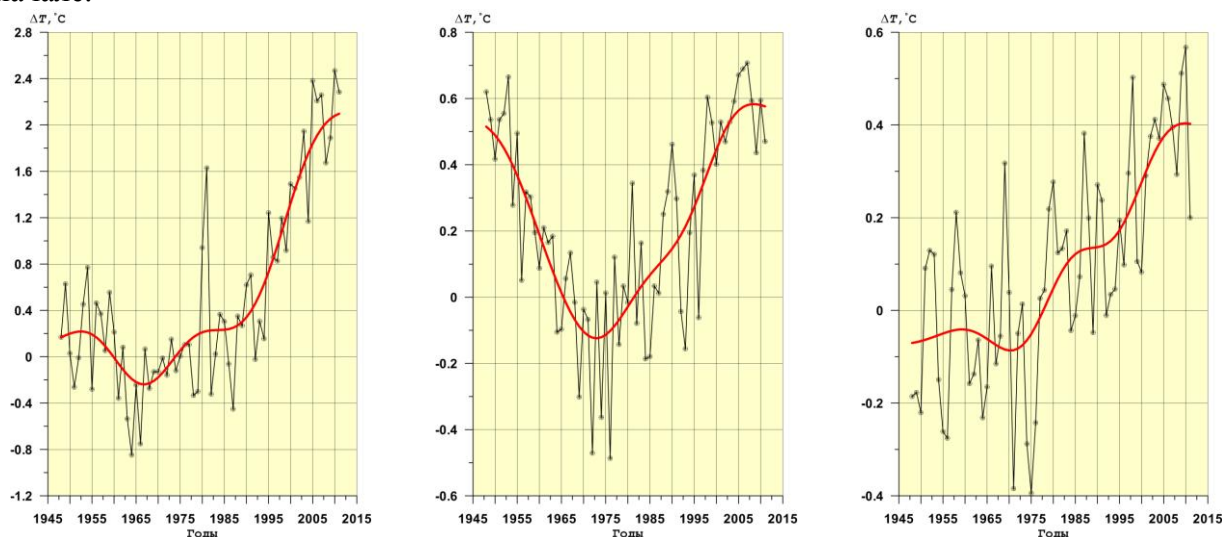


Рис.1.4. Многолетний ход аномалий (1961-1990 гг.) средних годовых температур в полярной(слева), умеренной (в центре) и тропической (справа) зонах Северного полушария.

Наиболее резко процессы изменения температуры выражены в приполярной зоне полушария, где похолодание составившее $-0,54^{\circ}\text{C}$ за 13 лет сменилось потеплением, которое продолжается уже 44 года и к настоящему времени составило $2,38^{\circ}\text{C}$. В умеренной зоне интенсивности последнего потепления климата и предшествующего ему похолодания весьма близки и составляют $+0,22$ и $-0,27^{\circ}\text{C}/10$ лет соответственно. В результате за последние 37 лет температура повысилась на $0,75^{\circ}\text{C}$, что почти в три раза меньше чем в приполярной зоне. Более того, в последние годы рост средней годовой температуры в умеренной зоне СП практически прекратился. Наименьшие изменения средней годовой приземной температуры воздуха наблюдаются в тропической зоне, где за последние 39 лет температура повысилась на $0,54^{\circ}\text{C}$.

Обращает на себя внимание также резкое ослабление роста приземной температуры воздуха в период с 1983 по 1994 гг., которое прослеживается практически во всех регионах полушария. Оно вызвано, в частности, уменьшением прозрачности атмосферы в связи с поступлением в атмосферу большого количества продуктов извержений вулканов Эль-Чичон и Пинатубо. В результате уменьшение роста температуры отмечается во всей тропосфере, а в стратосфере вследствие поглощения солнечной радиации продуктами извержения имеет место значительный рост температуры.

Над термически более инерционной подстилающей поверхностью – океаном изменения температуры выражены слабее, чем над сушей, где наибольшие изменения имеют место в умеренной зоне Евразии. Здесь похолодание за 24 года составило $1,02^{\circ}\text{C}$, а потепление за 38 лет – $1,01^{\circ}\text{C}$. Наименьшие изменения температурного режима над сушей наблюдаются в тропической зоне Америки, которая представляет собой узкую полосу суши между океанами. В результате чего долгопериодные колебания приземной температуры здесь невелики. Похолодание за короткий период 11 лет составило $0,13^{\circ}\text{C}$, а современное потепление длящегося 41 год – $0,46^{\circ}\text{C}$. Над океанической поверхностью наиболее активные температурные изменения происходят в северной части Индийского океана, где потепление продолжается 54 года и составило $0,82^{\circ}\text{C}$.

В зимний сезон (декабрь – февраль) величина потепления существенно больше, чем в летний (июнь – август) за исключением тропической зоны, где, впрочем, период потепления летом начался намного раньше. Интенсивность же потепления больше в зимний сезон во всех регионах.

Однако в последние годы отмечается некоторое ослабление роста и даже понижение средних зимних температур, выраженное ярче всего в регионах суши умеренных широт. Максимальное понижение отмечается в умеренных широтах Евразии, где оно составило $0,62^{\circ}\text{C}$ за последние 12 лет. Таким образом, интенсивность наблюдающегося в настоящее время понижения температуры в этом регионе по данным реанализа сравнима с интенсивностью предшествующего потепления ($0,51$ и $0,56^{\circ}\text{C}/10$ лет соответственно).

Таким образом, наиболее длительные периоды потепления за последние 60 лет наблюдаются в приполярной и тропической зонах, но в приполярной зоне потепление намного сильнее. В этих широтных зонах потепление существенно превосходит предшествующее похолодание. В умеренных широтах, где наблюдается интенсивный макротурбулентный межширотный обмен различия между величинами последнего потепления и предшествующего ему похолодания минимальны.

Были построены вертикальные разрезы многолетнего хода межгодовых разностей низкочастотной компоненты (скорости, $^{\circ}\text{C}/\text{год}$) изменения температуры по данным реанализа в период 1948 – 2013 гг. Сумма этих разностей за некоторый интервал времени дает качественное и количественное представление о ходе процесса изменения температуры на том или ином уровне тропо- стратосферы.

Анализ вертикальных разрезов многолетнего хода скорости изменения низкочастотной компоненты (с периодом более 10 лет) средней годовой температуры (рис. 1.5) показывает, что в период 1972-2010 гг. в основной толще тропосферы наблюдалось потепление, причем наибольший прирост температуры за этот период наблюдается на уровне изобарической поверхности 850 гПа (более 1°C). Далее с высотой, в среднем, значение величины современного потепления убывает. Так, если в среднем для полушария у поверхности земли она составила $0,79^{\circ}\text{C}$ за 39 лет, то на уровне изобарической поверхности 500 гПа (средняя высота около 5,5 км) температура за этот же период времени повысилась на $0,69^{\circ}\text{C}$.

В стратосфере, наоборот, имело место похолодание (80-90-ые годы XX в.). Однако с начала XXI столетия в стратосфере началось потепление. Так как процессы в тропосфере и стратосфере идут в противофазе (рис. 1.5), то можно предположить, что в

ближайшие годы в тропосфере, возможно, наступит похолодание. Процесс замедления потепления в тропосфере просматривается и в масштабах всего Земного шара.

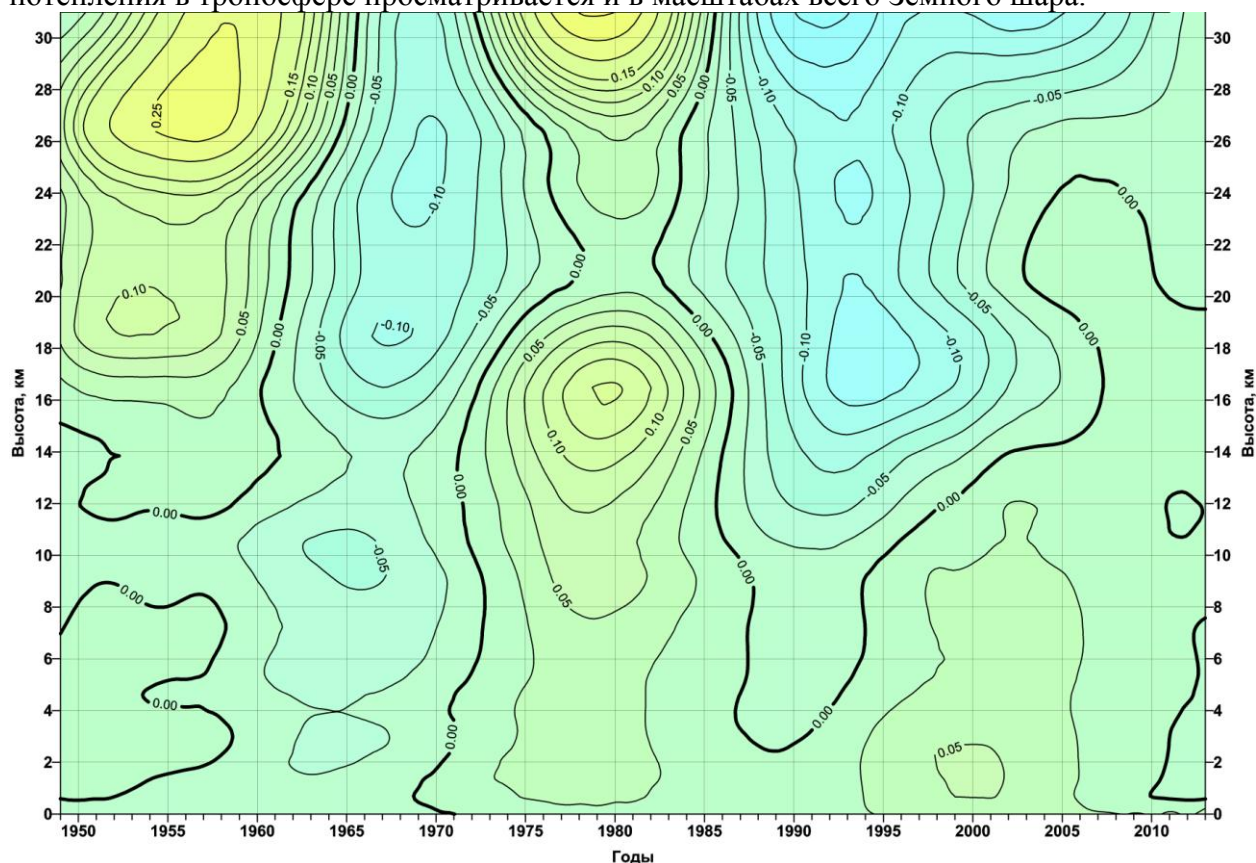


Рис. 1.5. Временной вертикальный разрез осредненных по территории Северного полушария изменений долгопериодной (10 и более лет) компоненты температуры воздуха ($^{\circ}\text{C}/\text{год}$) по данным реанализа.

Дополнительный анализ результатов исследования в отдельных широтных зонах и регионах полушария позволил установить, что наибольшие различия между величиной потепления у поверхности и в средней тропосфере наблюдаются в приполярной зоне 2,33 и $0,87^{\circ}\text{C}$ соответственно, а наименьшие в умеренной и тропической (разности составили 0,05 и $0,06^{\circ}\text{C}$). Тип подстилающей поверхности также не сильно влияет на разности между величиной повышения температуры у Земли и в средней тропосфере, над сушей они около 0,2, над океанической поверхностью $0,1^{\circ}\text{C}$. Обнаруженное уменьшение роста температуры в средней тропосфере по сравнению с приземным связано, в частности, с тем, что под влиянием вулканических выбросов с середины 80-х до середины 90-х годов в тропосфере наблюдалось слабое понижение температуры, а не ослабление ее роста как у поверхности Земли.

2. Основные черты ветрового режима нижней половины тропосферы и зависимости температуры от циркуляции в умеренных широтах Северного полушария

Рассмотрим более подробно по данным реанализа в период 1948 – 2013 гг. процессы в зоне умеренных широт ($30\text{--}70^{\circ}$ с.ш.), где наиболее ярко проявляется бароклинная неустойчивость и вихревая активность.

Анализ распределения средней многолетней зональной компоненты скорости ветра на АТ850 в Северном полушарии (СП) зимой и летом по данным реанализа в период 1948 – 2013 гг. показывает, что зимой в широтной зоне $30\text{--}40^{\circ}$ с.ш. устанавливаются интенсивные западные потоки со скоростями 8 – 12 м/с на Атлантике и Тихим океаном

(очаги) и ослабленным западным переносом в умеренных и полярных широтах (~4 м/с) за исключением южной Сибири (~8 м/с).

Летом картина усложняется: в широтной зоне 0–20° с.ш. над Индийским океаном интенсивные западные потоки (> 14 м/с), достаточно интенсивные восточные потоки (до -10, -12 м/с) выделяются над акваторией Тихого океана. Зона пассатов расширилась, сместилась на север. Зона западных движений в умеренных широтах ослабла. Очаги западных ветров со скоростями 6 – 8 м/с по-прежнему сохраняются над Атлантикой и Тихим океаном (рис. 2.1).

Меридиональные движения на уровне АТ₈₅₀ зимой слабее, чем летом. Вдоль широтного круга наблюдается чередование очагов с южными и северными скоростями. Летом очаги сильнее в зоне 30–40° с.ш. Западнее северной Америки наблюдается северный перенос (-6 м/с), над Атлантикой – южный (+2 м/с). Сильный южный перенос (10 м/с) также имеет место над северо-востоком Африки. Слабые потоки отмечаются в умеренной зоне и высоких широтах, что свидетельствует об ослаблении здесь межширотного обмена (рис. 2.2).

Анализ распределения осредненных значений компонент скорости ветра по широтным зонам 30 – 50 и 50 – 70° с.ш. вдоль широтного круга позволяет выделить наиболее активные области. Меридиональный перенос характеризуется чередованием вдоль широтного круга ветров южного и северного направлений. Зимой это представлено более упорядоченно в виде волн, летом преобладают северные потоки и строгой закономерности нет (рис. 2.3).

При переходе на уровень АТ₅₀₀ зональные потоки заметно усиливаются по сравнению с уровнем АТ₈₅₀. Область западного переноса расширилась, скорости ветра в зоне 30 – 40° с.ш. над акваториями океанов достигли 35 м/с (Тихий океан), над Атлантикой – 25 м/с. Летом потоки заметно слабее.

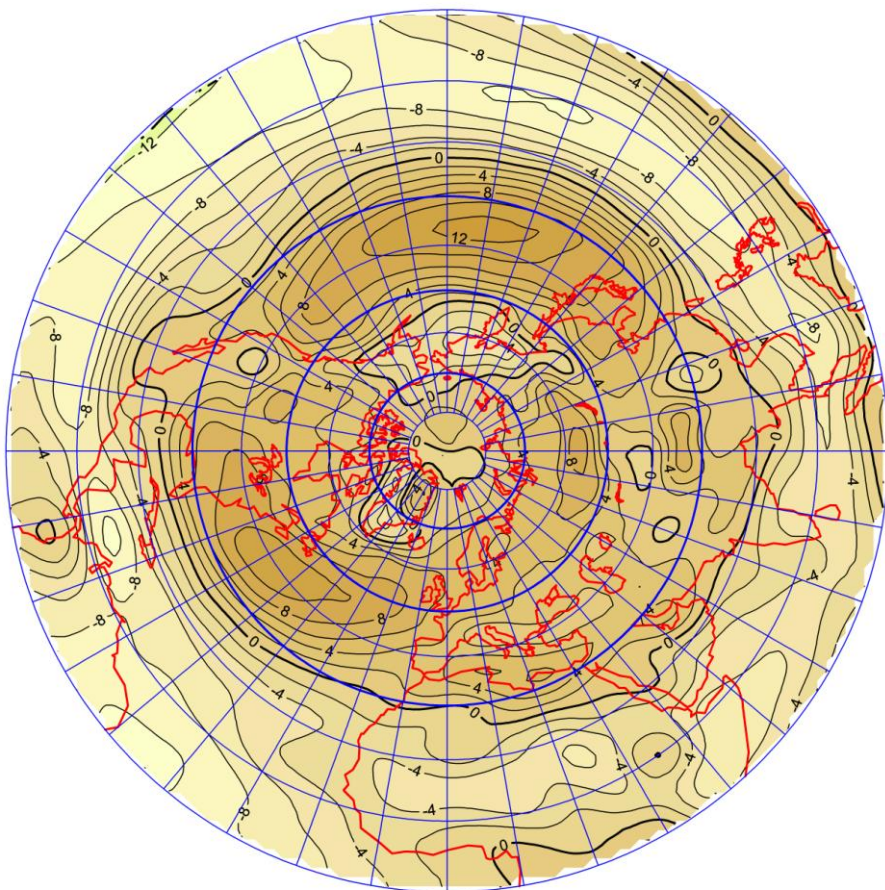
Меридиональные движения изменяют знак. Над Атлантикой (на широте 50° с.ш.) формируется очаг южных ветров с максимумом 8 м/с, а на территории Восточной Сибири и Дальнего Востока господствуют северные потоки со скоростями до -8 м/с. Над акваторией Тихого океана преобладает южный перенос (6 м/с), над Северной Америкой – северные ветры до 8 м/с. Летом очаги ослаблены.

При движении вдоль широтного круга осредненные в зонах 50 – 70 и 30 – 50° с.ш. зональные потоки демонстрируют следующие черты: в южной зоне сильный западный перенос с наибольшими значениями в области 150° в.д., 80° з.д. и 180° з.д. в зимний период. Летом картина менее устойчива.

То же происходит с меридиональными движениями (однако картина в зонах более согласована). Для зимы характерно чередование меридиональных движений вдоль широтного круга. Сильные северные ветры располагаются там, где начинаются сильные западные. Зимой наблюдается противофазный ход интенсивности западных потоков вдоль широтного круга в северной и южной зонах. Там, где имеет место максимум в южной зоне, в северной располагается минимум. Зимой картина более упорядочена, чем летом. Потоки имеют более крупномасштабный характер. Летом, особенно меридиональные потоки, более часто меняют знак вдоль широтного круга, а скорости их слабее.

Летом распределение западного ветра в южной зоне имеет волновой характер. В северной зоне потоки слабее, но в определенной степени наблюдается противофазность в ходе скорости потоков в южной и северной зонах.

а)



б)

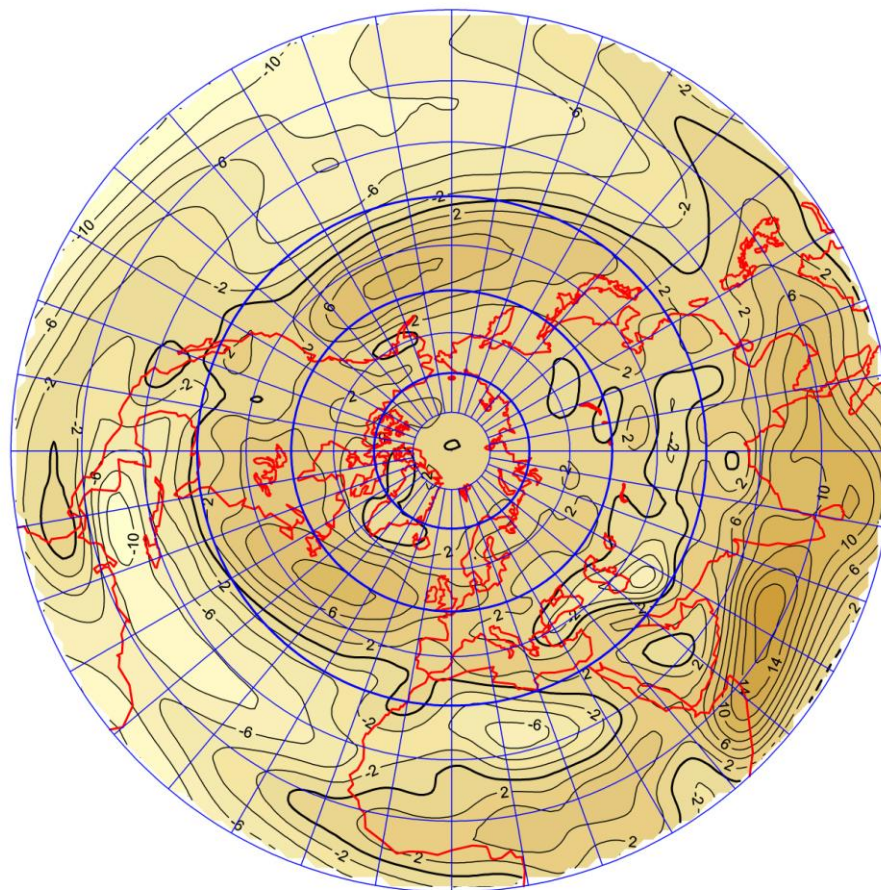
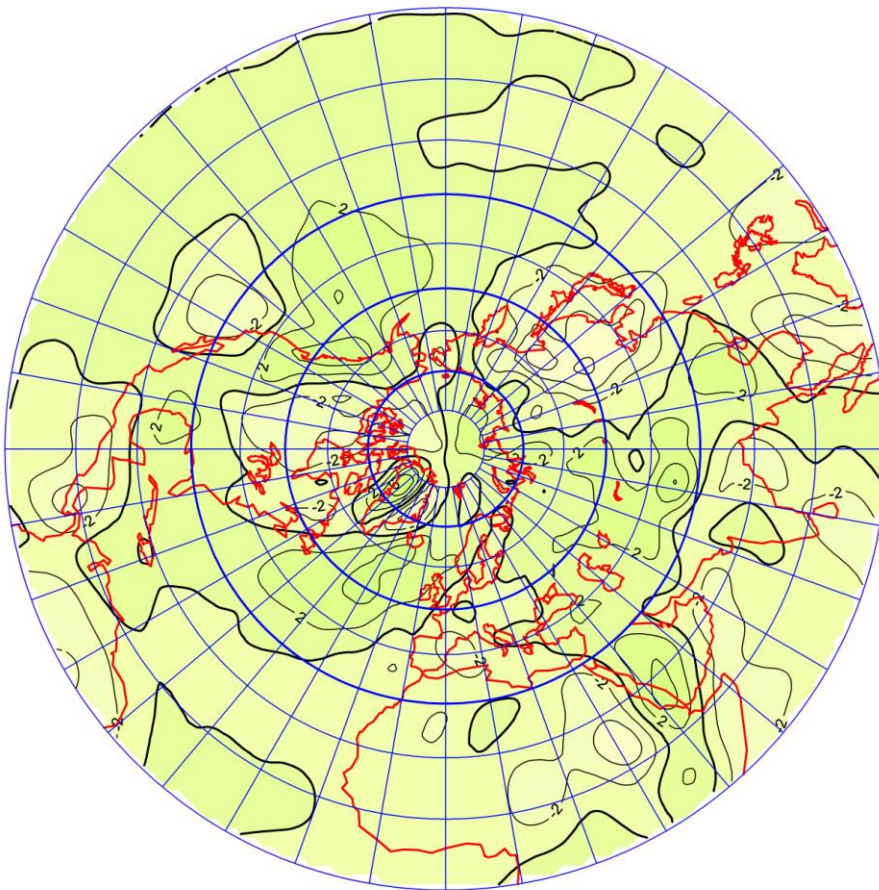


Рис. 2.1. Средние многолетние значения зональной компоненты скорости ветра на изобарической поверхности 850 гПа зимой (а) и летом (б).

а)



б)

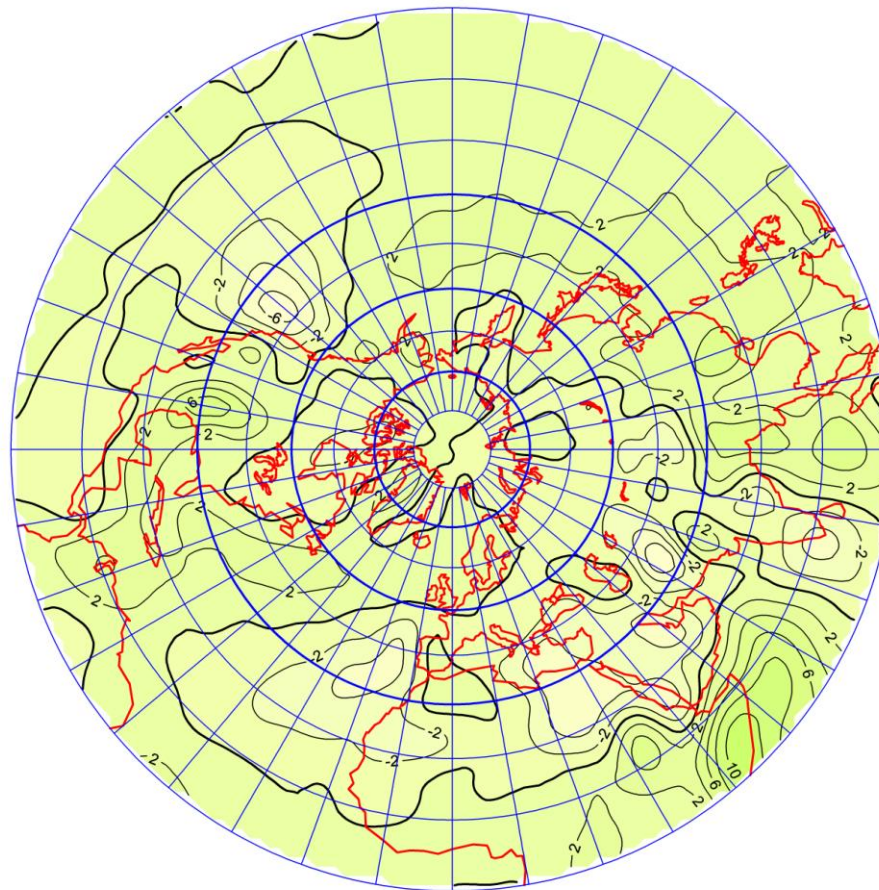


Рис. 2.2. Средние многолетние значения меридиональной компоненты скорости ветра на изобарической поверхности 850 гПа зимой (а) и летом (б).

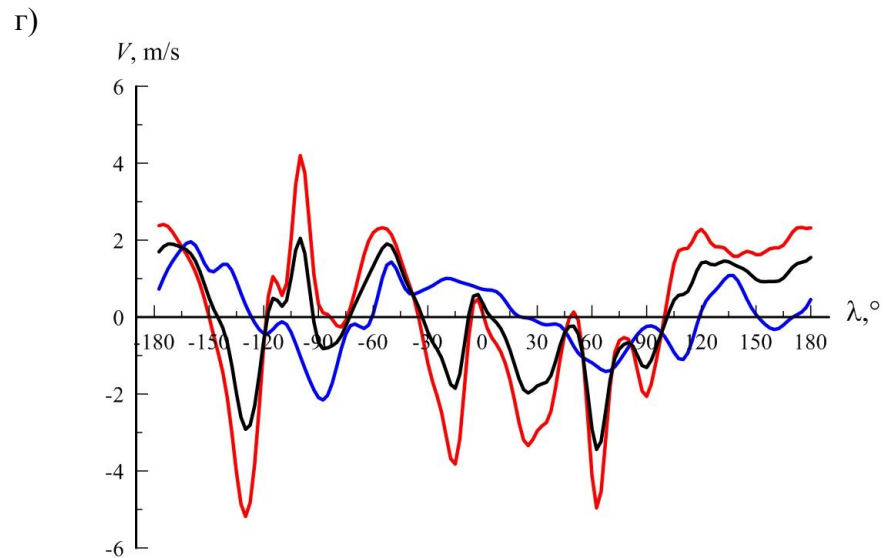
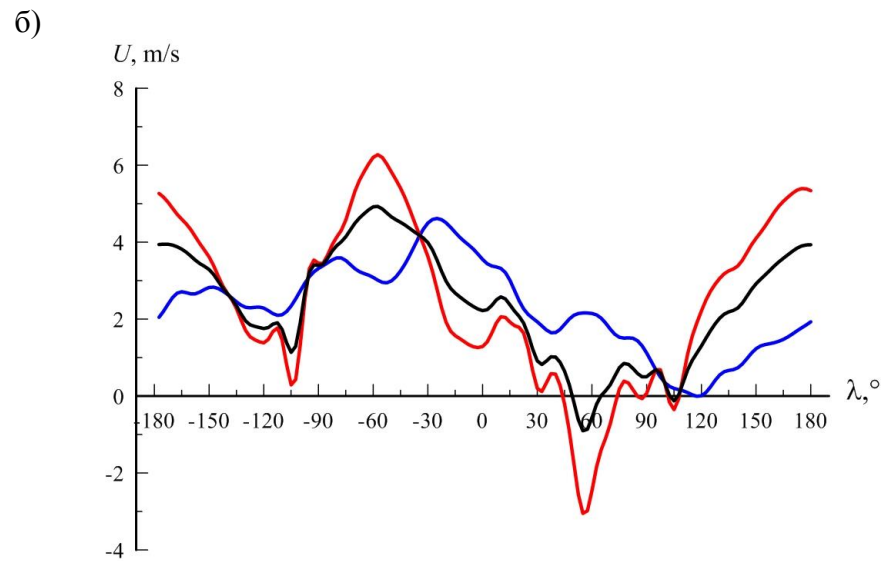
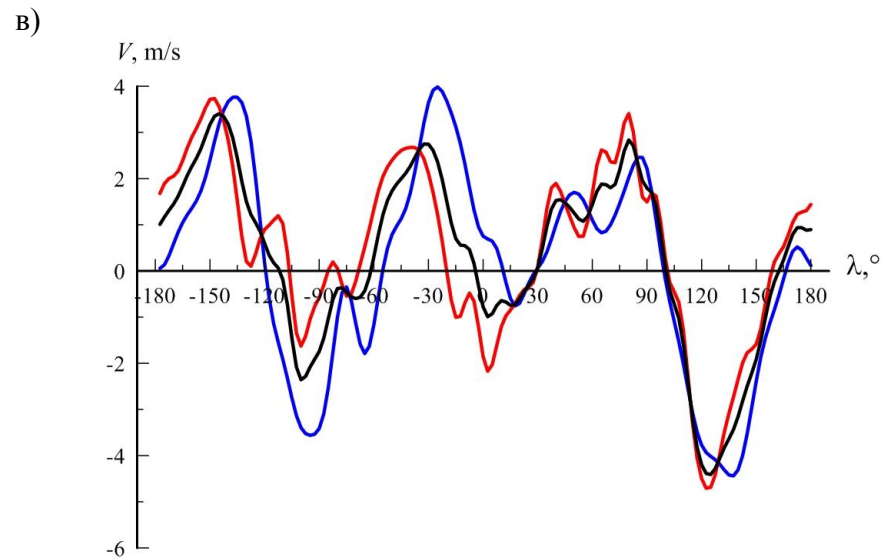
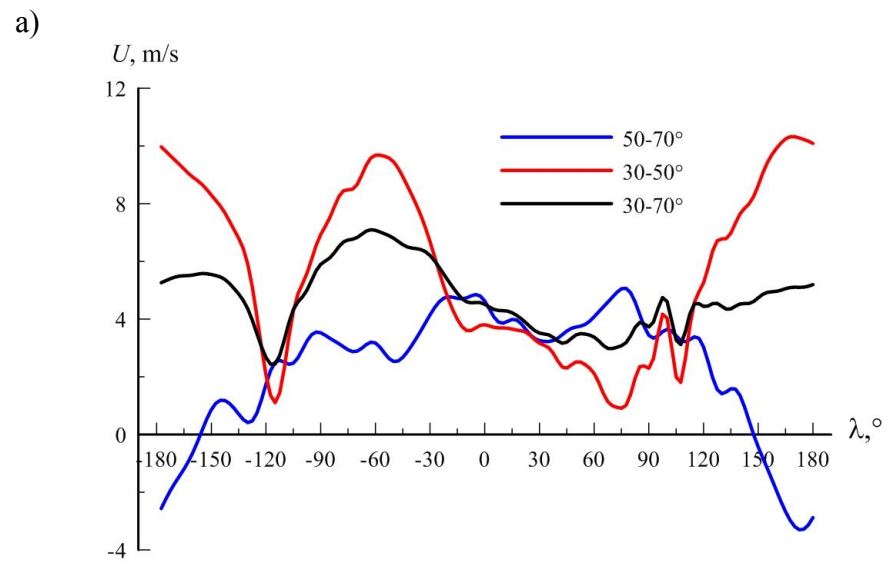


Рис. 2.3. Средние многолетние значения зональной (а, б) и меридиональной (в, г) компонент скорости ветра зимой (а, в) и летом (б, г) на АТ850.

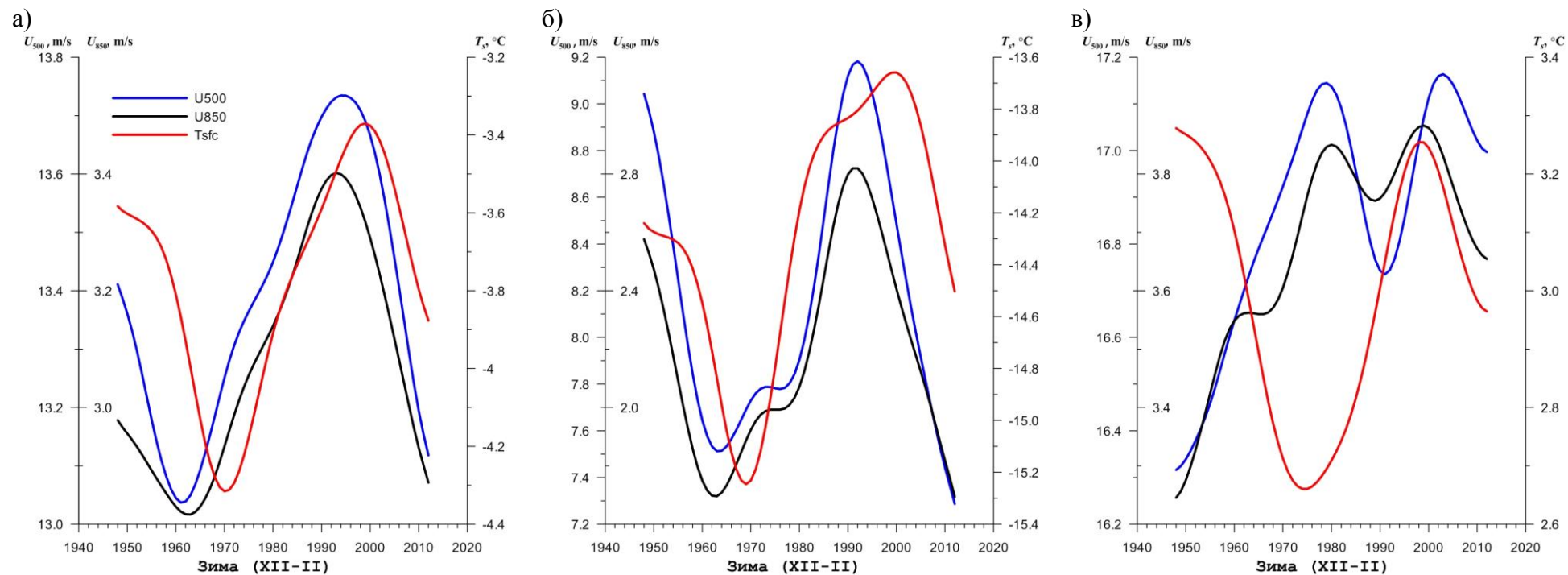


Рис. 2.4. НЧК (более 10 лет) приповерхностной температуры воздуха и зональной компоненты скорости ветра на поверхностях 850 и 500 гПа в умеренной зоне СП (а), северной (б) и южной (в) ее частях зимой.

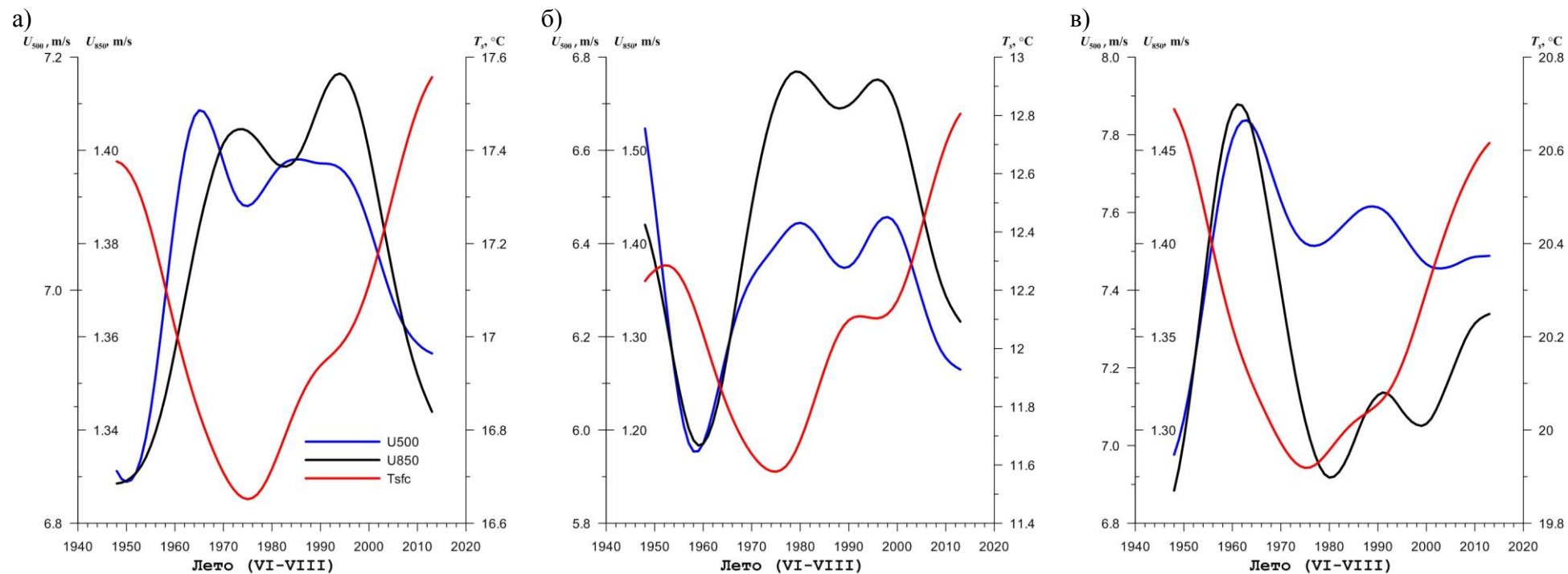
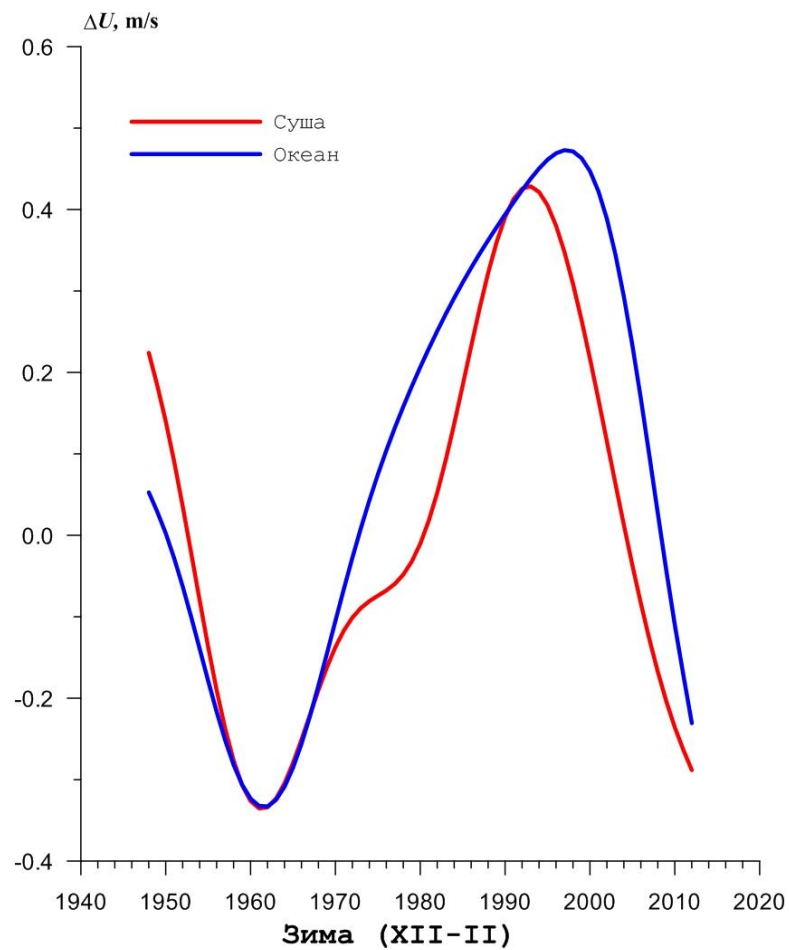


Рис. 2.5. НЧК (более 10 лет) приповерхностной температуры воздуха и зональной компоненты скорости ветра на поверхностях 850 и 500 гПа в умеренной зоне СП (а), северной (б) и южной (в) ее частях летом.

а)



б)

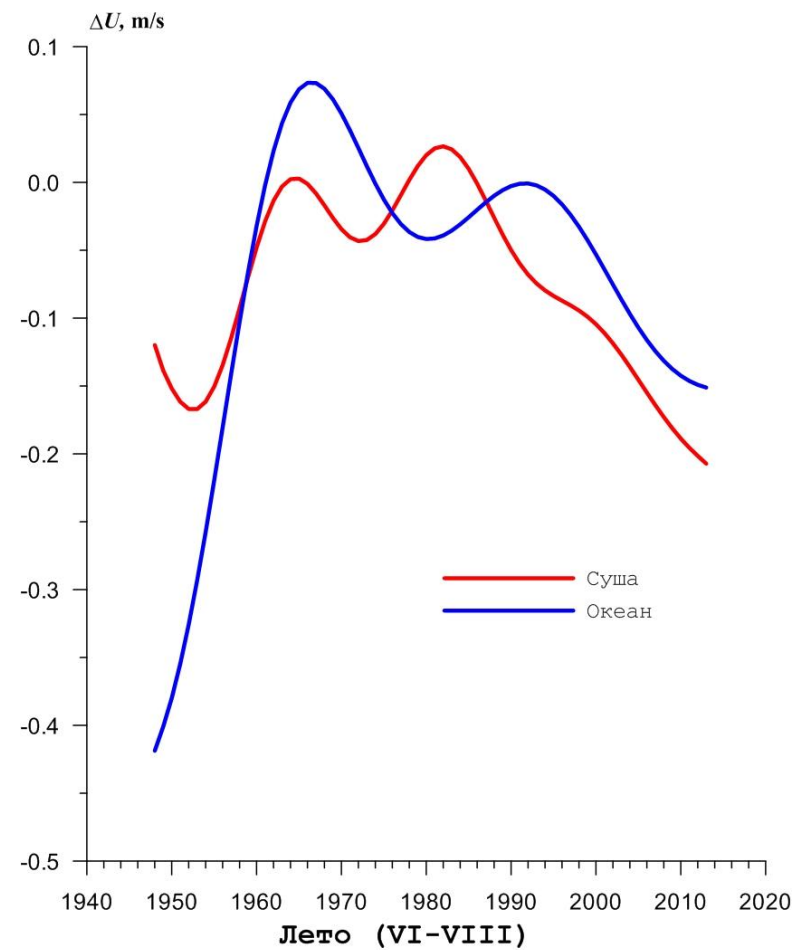


Рис. 2.6. НЧК (более 10 лет) аномалий зональной компоненты скорости ветра в умеренной зоне СП над сушей и океаном на изобарической поверхности 500 гПа зимой и летом.

Для установления зависимости между температурой воздуха и циркуляцией атмосферы рассмотрена динамика их низкочастотных компонент (НЧК). Анализ временного хода НЧК зональной компоненты скорости (ЗКС) и приповерхностной температуры воздуха (ПТВ) в период с 1948 по 2013 гг. на изобарических поверхностях 850 и 500 гПа показывает: в умеренной зоне на AT_{850} наблюдается согласованный временной ход ЗКС и ПТВ – в период 1962–1970 гг. наблюдается их минимум, а в период 1990–2000 гг. – максимум. Затем к 2010 г. имеет место вновь понижение указанных метеовеличин. Т.о, наблюдается колебательный режим при отставании хода температуры на 8 лет. Вначале отмечается экстремальное значение ЗКС на AT_{850} , а затем с запаздыванием идет максимум ПТВ. Все это повторяется и в северной зоне, но картина здесь носит менее сглаженный характер. В южной зоне в 1975 г. противофазность скоростей увеличивается, температура уменьшается, около 1998 г. максимумы ЗКС на AT_{850} и ПТВ совпадают, на AT_{500} максимум ЗКС запаздывает на 2 года.

Таким образом, зимой во всей умеренной широтной зоне и в ее северной части выделяется запаздывание экстремумов ПТВ относительно ЗКС, что указывает как на ведущую роль атмосферной циркуляции, так и на согласованную картину между атмосферной циркуляцией и ПТВ. Усиление западной составляющей скорости ветра сопровождается повышением температуры. В южной зоне рост ЗКС к 1975 г. сопровождается понижением температуры, в последующие годы отмечается согласованный ход – рост ЗКС на двух уровнях в нижней тропосфере и рост ПТВ. Однако, начиная с 2000 г. наблюдается понижение как ЗКС, так и ПТВ(рис.2.4).

В летний период имеет место противофазный характер изменений НЧК ПТВ и ЗКС. В целом по умеренной зоне в период 1950 – 1996 гг. наблюдается рост ЗКС и понижение ПТВ. В северной зоне картина проще, чем в южной. Наблюдается рост температуры в последние годы и ослабление скорости ветра. В южной зоне ПТВ растет, ЗКС на AT_{850} также растет в последние годы, температурная кривая во всех зонах ведет себя одинаково: в 1975 г. наблюдается минимум, а в 2013 г. – максимум. Минимум ПТВ при максимуме ЗКС (рис.2.5). И все же главная особенность та, что в последние годы ПТВ летом растет, а ЗКС уменьшается.

Таблица 2.1

Характеристики низкочастотных изменений температуры воздуха в умеренной зоне СП
(Δt – период монотонного изменения НЧК, ΔT – величина изменения, °C, $\Delta T/\Delta t$ – скорость изменения, °C/10 лет)

Сезон	Зима (XII – II)			Лето (VI – VIII)		
Зона	Δt	ΔT	$\Delta T/\Delta t$	Δt	ΔT	$\Delta T/\Delta t$
70 – 30°	1948-1970 (22)	-0,73	-0,33	1948-1975 (27)	-0,72	-0,27
	1970-1999 (29)	0,95	0,33	1975-2013 (38)	0,91	0,24
	1999-2012 (13)	-0,51	-0,39			
70 – 50°	1948-1969 (21)	-1,01	-0,48	1948-1952 (4)	0,05	0,14
	1969-2000 (31)	1,59	0,51	1952-1975 (23)	-0,71	-0,31
	2000-2012 (12)	-0,84	-0,70	1975-1992 (17)	0,53	0,31
				1992-1996 (4)	-0,01	-0,02
				1996-2013 (17)	0,70	0,41
50 – 30°						
	1948-1974(26)	-0,62	-0,24	1948-1975 (27)	-0,77	-0,29
	1974-1998(24)	0,59	0,25	1975-2013 (38)	0,70	0,18
	1998-2012(14)	-0,29	-0,21			

При рассмотрении хода НЧК аномалий зонального ветра во времени над сушей и океаном по сезонам выявляются следующие особенности: зимой наблюдается их хорошее согласование (в 1960 г. отрицательные аномалии ЗКС над океаном и сушей совпадают, в 1990–2000 гг. отмечается их усиление, затем ослабление). Летом над океаном с 1950 г. отмечается усиление ветра и начиная с 1960-х годов над сушей и океаном достаточно согласовано ЗКС уменьшается (рис. 2.6).

В табл. 2.1-2.2 представлены характеристики низкочастотных изменений приземной температуры воздуха в умеренной зоне СП в зимний и летний периоды. Наблюдается достаточно однородная картина. Зимой в период 1948-1970 гг. ПТВ понижается со скоростью 0,48°C/10 лет, далее до 2000 г. идет ее рост со скоростью 0,51°C/10 лет, а начиная с 2000 г. имеет место понижение со скоростью 0,70°C/10 лет.

Летом в целом по зоне в период 1948–1975 гг. (27 лет) происходило понижение ПТВ со скоростью 0,27°C/10 лет, затем ее рост в последние 38 лет со скоростью 0,24°C/10 лет. В северной части зоны картина менее однородна, но в последние 17 лет также наблюдается рост со скоростью 0,41°C/10 лет. В южной зоне в период 1948–1975 гг. ПТВ понижалась (0,29°C/10 лет), а в последние 38 лет росла со скоростью 0,18°C/10 лет.

Расчет коэффициентов множественной корреляции ПТВ и компонент скорости ветра на АТ₈₅₀ зимой и летом показал, что поле корреляции носит очаговый характер. Значения коэффициентов корреляции достигают значений 0,8, следовательно, вклад циркуляции в изменения температуры порядка 60%. На АТ₅₀₀ картина в целом сохраняется. Коэффициенты парной и частной корреляции ПТВ и ЗКС зимой указывают на положительные связи над Евразией (океан теплеет континент), над океанами связи отрицательные, т.е. при усилении зонального переноса здесь происходит понижение температуры. Летом картина обратная для континентов. Корреляционная связь температуры с меридиональной составляющей в основном положительна. Корреляционные поля представлены на рис. 2.7–2.9.

Таблица 2.2

Характеристики низкочастотных изменений зональной компоненты ветра на АТ₅₀₀ в умеренной зоне СП (Δt – период монотонного изменения НЧК, ΔU – величина изменения, м/с, $\Delta U/\Delta t$ – скорость изменения, м/с/10 лет)

Сезон	Зима (XII – II)			Лето (VI – VIII)		
Зона	Δt	ΔU	$\Delta U/\Delta t$	Δt	ΔU	$\Delta U/\Delta t$
70 – 30°	1948-1961(13)	-0,37	-0,29	1948-1950(2)	-0,01	-0,05
	1961-1994(33)	0,70	0,21	1950-1965(15)	0,32	0,21
	1994-2012(18)	-0,62	-0,34	1965-1975(10)	-0,08	-0,08
				1975-1985(10)	0,04	0,04
				1985-2013(28)	-0,17	-0,06
70 – 50°	1948-1963(15)	-1,53	-1,02	1948-1958(10)	-0,69	-0,69
	1963-1973(10)	0,28	0,28	1958-1980(22)	0,49	0,22
	1973-1976(3)	-0,01	-0,03	1980-1989 (9)	-0,10	-0,11
	1976-1992(16)	1,40	0,88	1989-1998(9)	0,11	0,12
	1992-2012(20)	-1,90	-0,95	1998-2013(15)	-0,33	-0,22
50 – 30°	1948-1979(31)	0,83	0,27	1948-1963(15)	0,86	0,57
	1979-1991(12)	-0,41	-0,34	1963-1977(14)	-0,32	-0,23
	1991-2003(12)	0,43	0,36	1977-1989(12)	0,10	0,08
	2003-2012(9)	-0,17	-0,19	1989-2003(14)	-0,16	-0,11
				2003-2013(10)	0,03	0,03

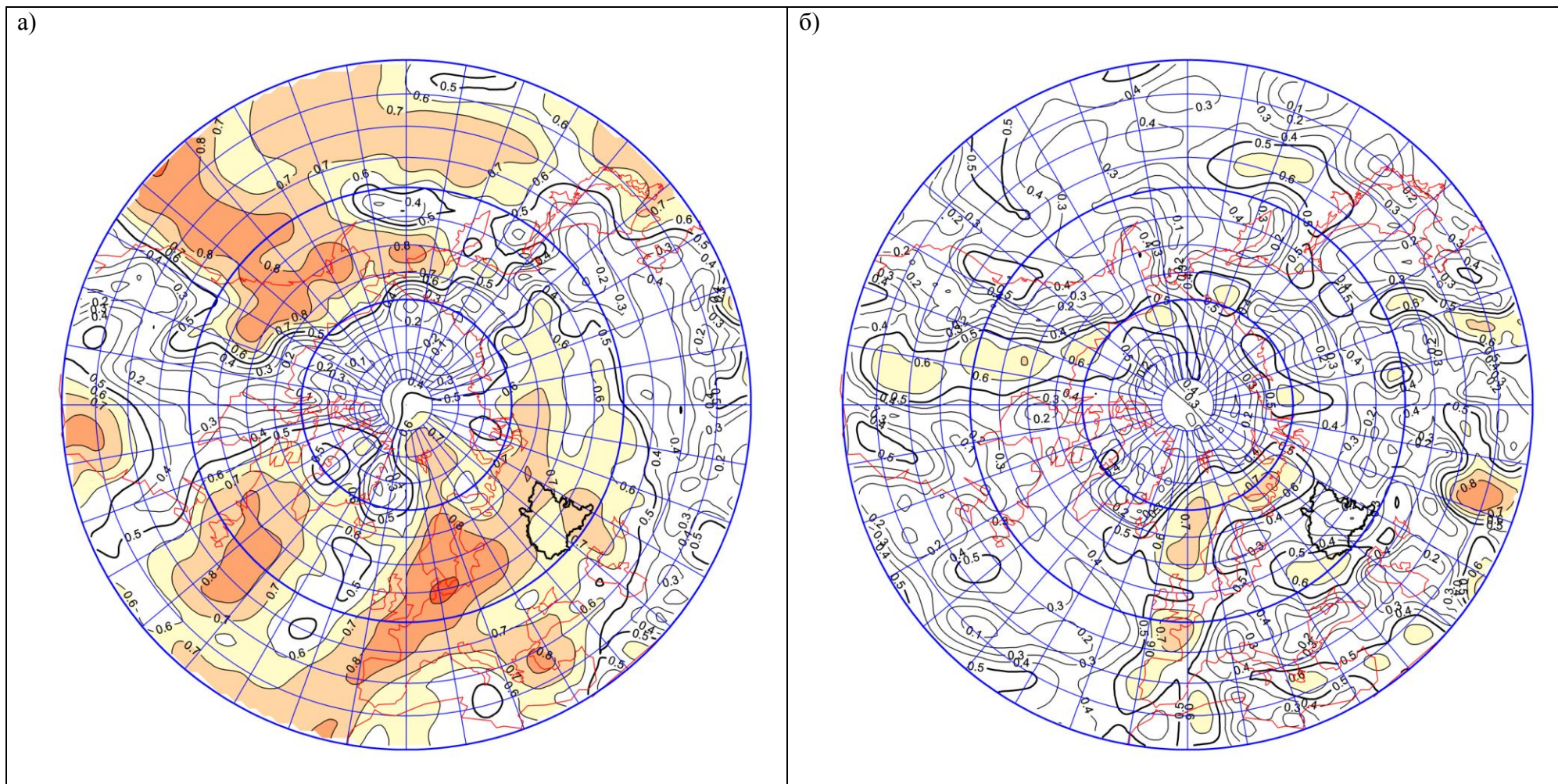


Рис. 2.7. Коэффициенты множественной корреляции приземной температуры воздуха и компонент скорости ветра на изобарической поверхности 850 гПа зимой (слева) и летом (справа).

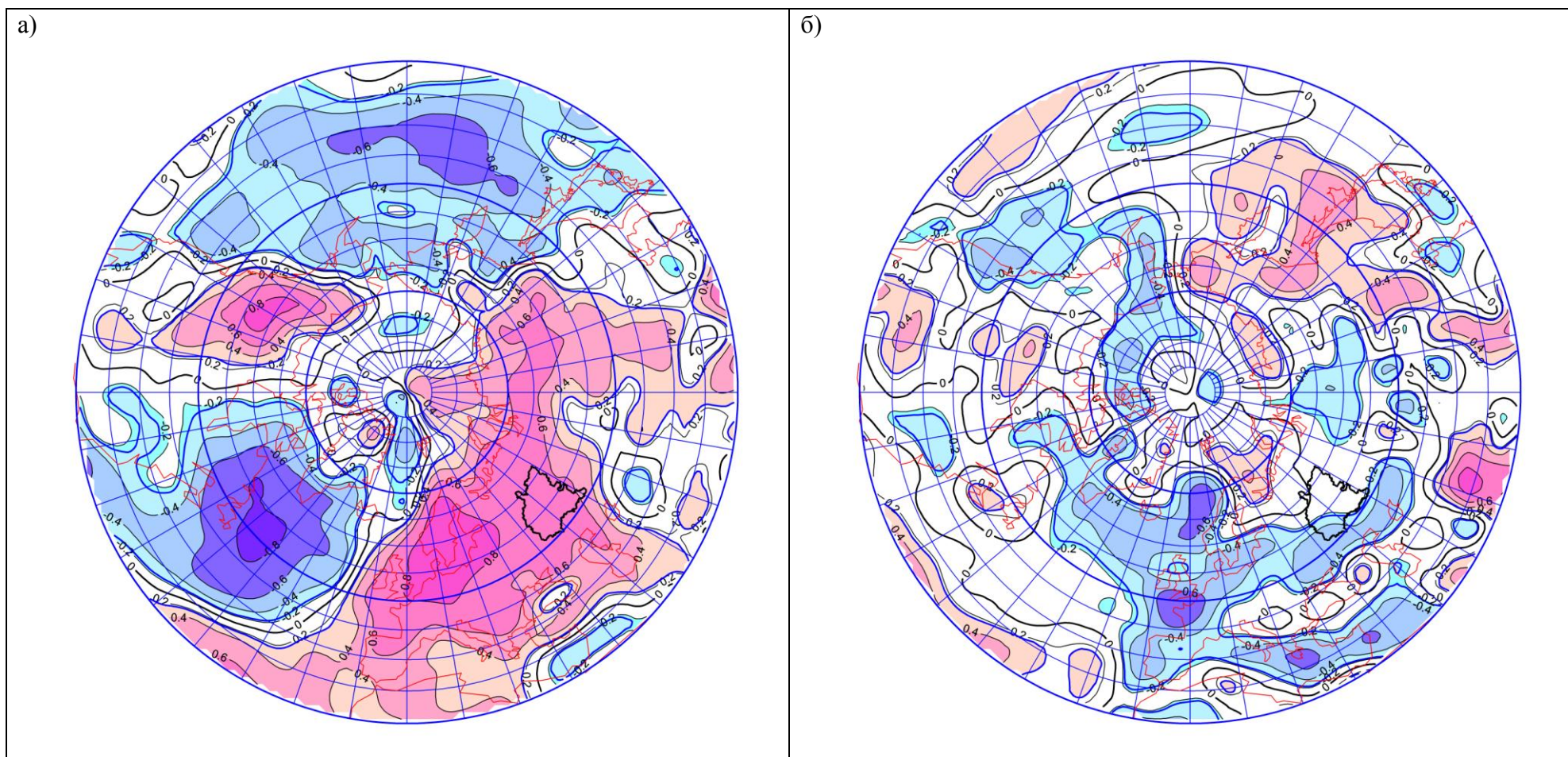


Рис. 2.8. Коэффициенты частной корреляции приземной температуры воздуха и зональной компоненты скорости ветра на изобарической поверхности 850 гПа зимой (слева) и летом (справа).

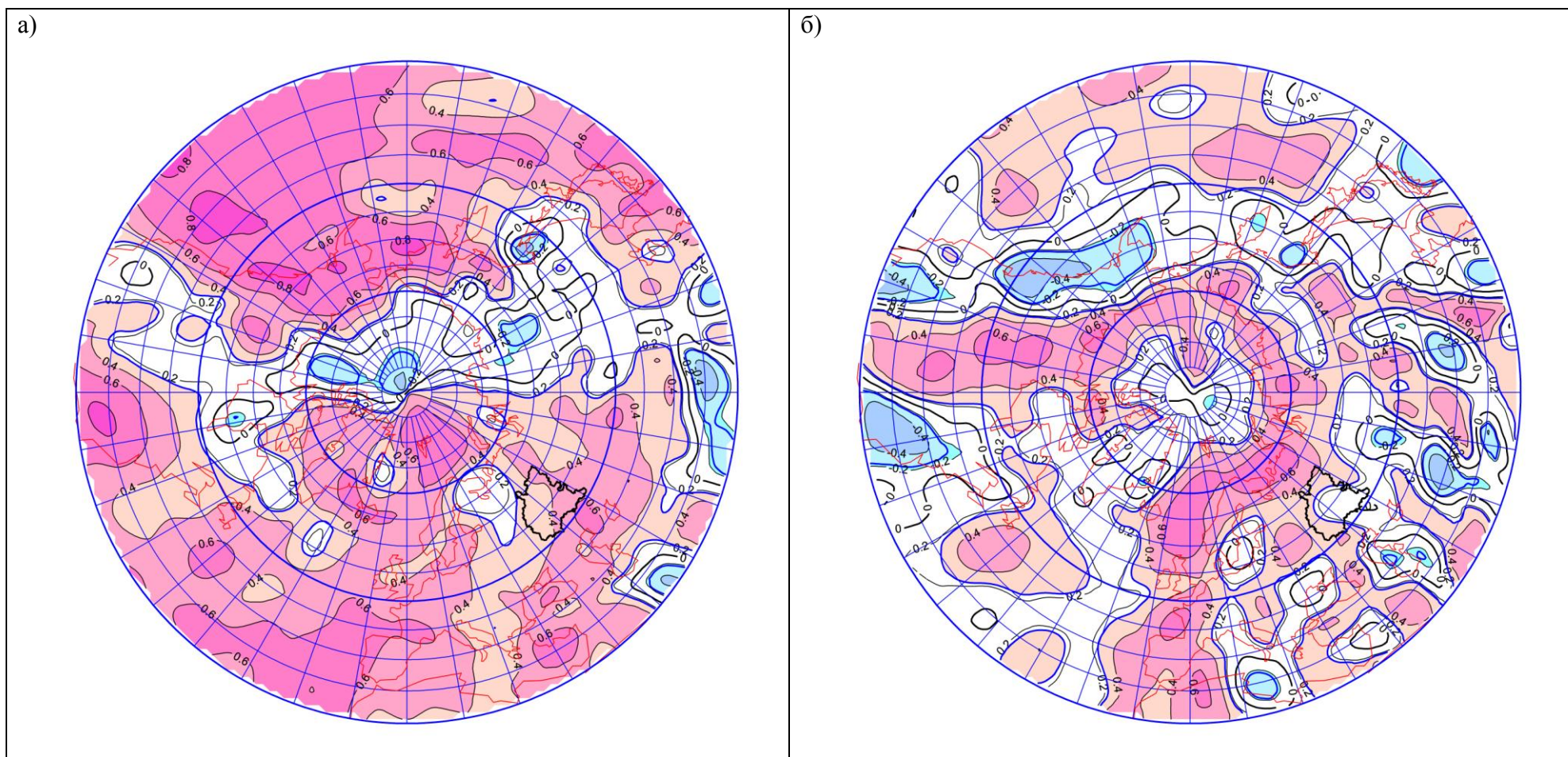


Рис. 2.9. Коэффициенты частной корреляции приземной температуры воздуха и меридиональной компоненты скорости ветра на изобарической поверхности 850 гПа зимой (слева) и летом (справа).

Таким образом, главный вывод заключается в том, что после интенсивного зимнего потепления в последнее 30-летие XX столетия, с начала XXI столетия последовало интенсивное понижение зимней температуры. В летний период, начиная с 1975 г. наблюдается рост ПТВ с большей скоростью в северной части умеренной зоны СП, что согласуется с выводами работы (Кононова, 2013), в которой отмечена возрастающая роль блокирующих процессов в Северном полушарии, развивающихся преимущественно над континентами зимой и летом, что приводит к повышению летних и понижению зимних температур, т.е. к росту годовой амплитуды температуры воздуха.

Анализ низкочастотных изменений ЗКС в нижней половине тропосферы в период 1948 – 2013 гг. показывает, что в последние годы скорость зонального переноса уменьшилась, причем ее ослабление началось раньше, чем уменьшение ПТВ. Летом же имеет место ослабление ЗКС при продолжающемся росте ПТВ.

3. Многолетние изменения климатических показателей ПФО

Перейдем к рассмотрению временного хода НЧК с периодом более 10 лет аномалий температуры воздуха и количества осадков, рассчитанных от нормы 1961 – 1990 гг. по 200 станциям ПФО. Данный подход позволяет выявить долгопериодные тенденции в колебаниях важнейших показателей климата в период 1955 – 2009 гг., характеризующих территорию ПФО в целом.

Нами проведена классификация режима температуры и количества осадков по характеру изменения низкочастотной компоненты с использованием показателя сходства векторов разных станций, в виде которых были представлены поля изменения межгодовых разностей НЧК.

Анализ результатов сглаживания температурных временных рядов, осредненных по территории округа в целом и отдельным его частям показал, что изменение температурного режима на исследуемой территории достаточно однородно. Лишь на крайнем севере округа (север Кировской области и север Пермского края) и на крайнем юго-востоке (южные районы Башкортостана, центр и восток Оренбургской области) имеют место некоторые отличия в долгопериодном ходе температуры от остальной части округа. Таким образом, на территории округа выявлено три разных по площади района, отличающихся по характеру изменения температуры. Низкочастотные изменения приземной температуры воздуха в среднем по округу и в выделенных районах представлены на рис. 3.1.

Установлено, что годовая температура воздуха за исследуемый период увеличилась примерно на $1,8^{\circ}\text{C}$. При этом наиболее активно температура повышалась с середины 1960-х годов. Однако и в этот период интенсивность повышения температуры не была постоянной. Так, если с 1967 по 1983 гг. в течение 16 лет температура возрастала со скоростью около $0,03^{\circ}\text{C}/\text{год}$ и суммарный рост ее за этот период составил величину около $0,5^{\circ}\text{C}$, то затем в течение 9 лет рост температуры продолжался со скоростью около $0,2^{\circ}\text{C}/\text{год}$. С начала 90-х годов XX столетия и до конца исследуемого периода средняя годовая температура увеличивалась со скоростью более чем в два раза большей, чем в период 1967 – 1989 гг. В результате за 17 лет с 1997 по 2009 гг. температура повысилась почти на 1°C .

В зимний период (XII – II) приземная температура воздуха осредненная для всей территории ПФО до 1970 г. понижалась, а ее рост в последующий период, продолжавшийся до 2007 г., также был неоднороден. Причем с 1970 по 1983 гг. рост составил $1,8^{\circ}\text{C}$ (скорость роста $0,14^{\circ}\text{C}/\text{год}$). Далее в период с 1983 по 1992 гг. скорость роста уменьшилась до $0,031^{\circ}\text{C}/\text{год}$, а затем вновь возросла до $0,056^{\circ}\text{C}/\text{год}$. Следует отметить, что после 2006 г. рост зимних температур практически прекратился. Таким

образом, с 1970 гг. средняя зимняя температура в ПФО выросла почти на 3°C , а наиболее интенсивный рост наблюдался в 70-х гг. XX века.

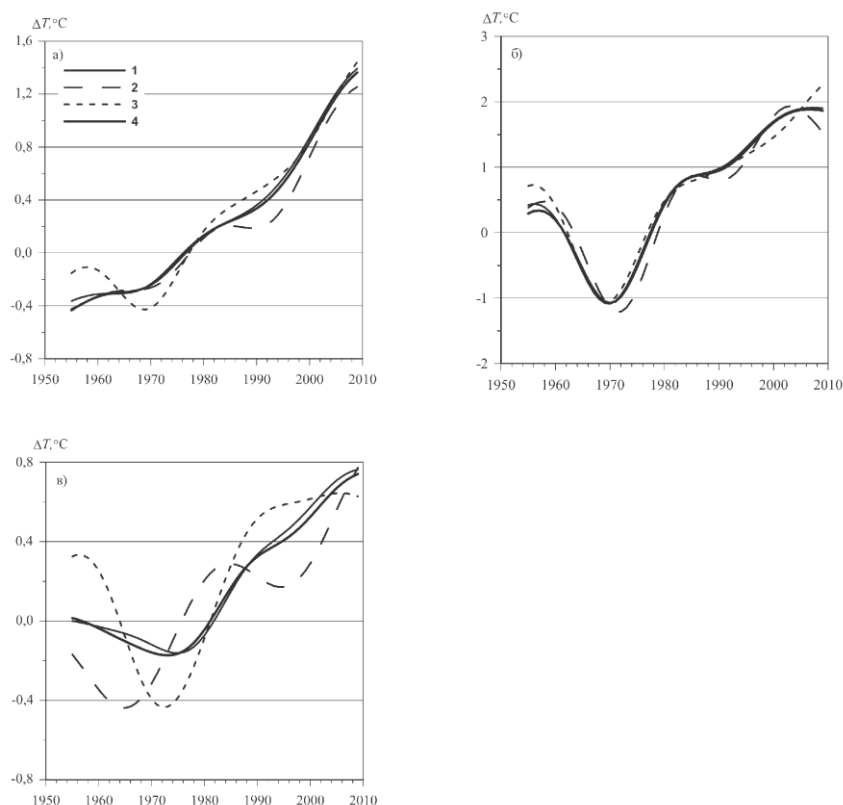


Рис. 3.1. Многолетний ход НЧК с периодом более 10 лет аномалий средних годовых (а), зимних (б) и летних (в) значений приземной температуры воздуха ($^{\circ}\text{C}$), осредненных по территории ПФО: 1 – 1 район, 2 – 2 район, 3 – 3 район, 4 – вся территория ПФО.

Рост летних (VI – VIII) температур в ПФО начался в начале 70-х гг. и продолжается по настоящее время. За период с 1973 по 2009 гг. летние температуры выросли более чем на $0,9^{\circ}\text{C}$ за 36 лет и некоторое замедление роста в середине этого периода также имело место, но выражено оно гораздо слабее, чем зимой.

Поскольку первый район занимает большую часть территории округа, то характер изменения НЧК приземной температуры в этом районе, как в среднем за год, так и по сезонам, во многом повторяет таковой для всего округа (рис 3.1).

Во втором районе, который занимает крайний юго-восток округа, более резко выражено замедление роста средней годовой и средней зимней температур в 80-е годы XX века, а также в начале XXI столетия отмечается заметное понижение зимних температур. В третьем крайнем северном районе ПФО ослабление роста температуры в 80-е годы выражено в наименьшей степени. Кроме того, рост температуры здесь продолжается и в настоящее время, хотя и более низкими темпами, чем в 70-х годах прошлого века.

Наибольшие пространственно-временные различия в низкочастотной динамике приземной температуры воздуха наблюдаются в летний период. Так, во втором районе современный рост температуры начался несколько раньше, чем в первом и третьем. Кроме того, в этом районе в период с 1985 по 1994 гг. наблюдалось некоторое понижение летних температур, которое сменилось наиболее активным их ростом, продолжающимся и до настоящего времени. В результате средние за исследуемый период летние температуры в этом районе выросли по сравнению с другими районами ПФО наиболее сильно. Так с 1965 по 2009 гг. рост составил $1,21^{\circ}\text{C}$.

В третьем районе рост летних температур происходил в период с 1972 по 2007 гг., когда он составил $1,08^{\circ}\text{C}$. При этом за 10 лет с 1972 по 1993 гг. температура повысилась приблизительно на 1°C , а далее рост практически прекратился и температура выросла всего на $0,08^{\circ}\text{C}$ за 13 лет.

Атмосферные осадки отличаются существенно большей пространственно-временной неоднородностью, поэтому на территории ПФО было выделено 7 районов по долгопериодному изменению сумм осадков. Наличие указанных районов свидетельствует о сравнительно неоднородном характере формирования температурно-влажностного режима ПФО под влиянием атмосферной циркуляции, состояния подстилающей поверхности и других факторов.

Долгопериодная динамика количества осадков на территории ПФО в период с 1955 по 2009 гг. характеризуется заметными изменениями. С середины 50-х и до 70-х годов XX века на территории округа наблюдалось практически повсеместное уменьшение сумм осадков. В период наиболее активных современных климатических изменений, которые начались с 70-х годов XX века, годовые суммы осадков на территории ПФО несколько увеличились. Причем это увеличение произошло за счет резкого роста осадков теплого периода (около 40 мм за 15 лет) с начала 70-х до конца 80-х гг. и более плавного роста осадков холодного периода (более 30 мм за 26 лет) с середины 70-х и до начала XXI века. С конца 80-х годов суммы осадков теплого периода на территории округа в среднем стали уменьшаться, и уменьшение составило величину более 30 мм за последние 20 лет, а с начала нового столетия стало уменьшаться и количество осадков холодного периода (рис. 3.2).

Таким образом, в среднем по округу годовое количество осадков в начале исследуемого периода с 1955 по 1972 г. уменьшилось на 28 мм по сглаженной кривой. Затем последовал достаточно резкий рост сумм осадков (на 45 мм за 17 лет), который завершился в конце 80-х годов XX столетия. Далее суммы осадков существенно не менялись, однако в начале XXI столетия наметилась тенденция к их уменьшению.

В первом районе, занимающем большую часть территории округа, характер изменения НЧК сумм осадков во многом повторяет таковой для всего округа. Однако интенсивность изменения здесь несколько выше. Так, в холодный период рост сумм осадков с конца 70-х годов и до начала XXI века составил 35 мм за 23 года, а рост количества осадков теплого периода—48 мм за 15 лет (с середины 70-х и до конца 80-х годов XX века). В результате, несмотря на существенное уменьшение количества осадков в конце исследуемого временного интервала, в период наиболее активных современных изменений климата количество осадков несколько выросло. В холодный период это повышение составило величину около 20 мм, в теплый — около 10 мм. Следовательно, годовые суммы атмосферных осадков увеличились в этом районе на 30 мм, что соизмеримо со средним количеством осадков любого из месяцев холодного периода.

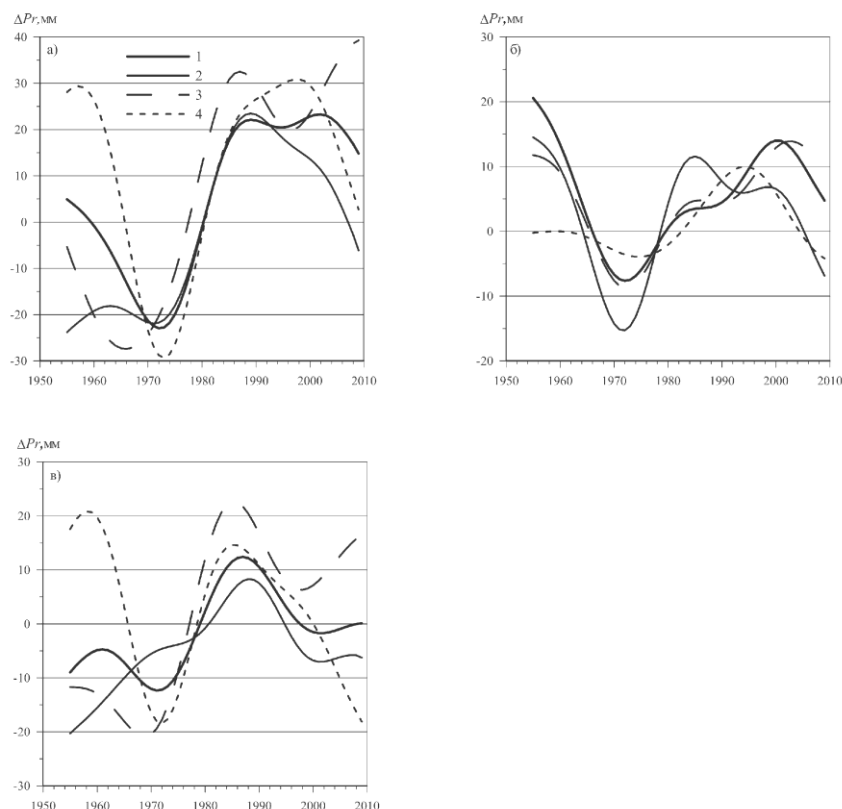


Рис. 3.2. Многолетний ход НЧК с периодом более 10 лет аномалий годовых (а), зимних (б) и летних (в) сумм осадков (мм), осредненных по всей территории ПФО, по территории 4, 7 и 5 районов: 1 – вся территория ПФО, 2 – 4 район, 3 – 5 район, 4 – 7 район.

В первом, а также четвертом, шестом и седьмом районах занимающих крайнюю южную и юго-восточные части округа в ходе НЧК сумм осадков наблюдается значительное сходство (рис. 3.2). Четвертый район занимает большую часть заволжских районов Саратовской области, а шестой и седьмой – крайний юго-восток Башкортостана и восток Оренбургской области. После понижения количества осадков от начала периода и до 70-х годов, наименее выраженного в седьмом районе, в этих районах также наблюдался его рост, сменившийся в конце 80-х – 90-х годах уменьшением. В результате в этой части ПФО в четвертом районе наблюдался наименьший рост годовых сумм осадков с 70-х годов до настоящего времени (около 10 мм), а в седьмом – наибольший (более 30 мм).

Существенно отличается от средней по округу динамика НЧК сумм осадков во втором (юго-восток Пензенской области и запад Саратовской), третьем (Чувашская республика и Республика Мордовия, восточная часть Республики Марий Эл, запад Татарстана, северо-запад Ульяновской и Пензенской областей, южная часть Нижегородской области) и особенно в пятом районах (Кировская область, северная часть Пермского края, восток Республики Марий Эл и северная часть Нижегородской области), которые занимают западную, северо-западную и крайнюю северную части ПФО. Главной особенностью динамики количества осадков в этой части округа является колебательное изменение сумм осадков от 70-х годов до настоящего времени как в холодный, так и в теплый период года.

В холодный период во втором и пятом районах после значительного уменьшения количества осадков от начала исследуемого периода и до 70-х годов суммы осадков увеличивались в два приема. Первый продолжался около 10 лет (от начала 70-х до начала 80-х годов), а второй – около 12 лет во втором районе и 17 лет в пятом (рис. 3.2). Два периода увеличения количества осадков холодного периода разделяет небольшой период

(около 6–9 лет) их уменьшения более выраженный во втором районе. В конце исследуемого периода осадки холодного периода вновь стали в этих районах уменьшаться. В третьем районе осадки холодного периода волнообразно уменьшались вплоть до конца 80-х годов и лишь затем отмечается их рост, практически синхронный с ростом количества осадков во втором и пятом районах.

Динамика НЧК сумм осадков теплого периода в этих районах округа отличается существеннее. Во втором районе рост сумм осадков начавшийся в 60-х годах XX столетия продолжался практически до конца 90-х с некоторым его прекращением в 80-х. Далее количество осадков теплого периода во втором районе стало резко уменьшаться. В третьем районе после роста с конца 60-х и до начала 80-х годов осадки теплого периода практически не менялись, совершая небольшие колебания. Пятый район округа характеризуется наиболее значительным ростом сумм осадков теплого периода в середине исследуемого периода, величина повышения составила 50 мм за 20 лет по сравнению с ростом во втором районе на 35 мм за 35 лет. Далее в пятом районе количество осадков также резко уменьшилось (почти на 30 мм за 15 лет), а затем летние суммы осадков в этом районе ПФО вновь стали увеличиваться (рис. 3.2).

В результате годовые суммы осадков во втором районе округа с 70-х годов и до 2010-х выросли незначительно (около 10 мм), в то время как в третьем и, особенно, в пятом районах округа за тот же период рост составил соответственно 45 и 60 мм.

4. Геофизические факторы и их влияние на режим температуры и осадков ПФО

Изучено также поведение естественных факторов, с которыми определялась корреляционная связь ранее рассмотренных климатических показателей. К их числу относятся: Североатлантическое колебание, количественно характеризуемое индексом NAO, явление Эль-Ниньо – Южное колебание (ЭНЮК), количественно оцениваемое индексом Южное колебание (ЮК), длительность суток (угловая скорость вращения Земли), а также относительные числа пятен на Солнце, характеризующие солнечную активность (числа Вольфа). Анализировались межгодовые изменения указанных показателей за период 1955 – 2009 гг. С помощью фильтра Поттера проводилось сглаживание кривых (оставлены колебания с периодом более 10 лет), что позволяет судить о тенденции изменения каждого фактора.

Основное значение NAO для климата Евразии определяется усилением западно-восточного переноса при положительной фазе колебания (углубление Исландского минимума). Фаза NAO определяет интенсивность и географическое распределение переноса, как у поверхности Земли (Бардин, Полонский, 2005), так и в тропосфере (Hurrell, van Loon, 1997). Влияние NAO на климат Северной Европы особенно выражено в зимний период. Корреляция NAO и приземной температуры особенно велика в зоне 55 – 65° с.ш. до 60° в.д. и остается положительной практически на всей территории, исключая Кавказ и северо-восток России (Бардин, Полонский, 2005). Известно, что изменение фазы NAO в зимний период приводит к существенной перестройке атмосферной циркуляции в Атлантико-Европейском регионе.

Индекс NAO достиг своего максимума в начале 1990-х годов, после этого он неуклонно понижается и в настоящее время находится на самом низком за последние 40 лет уровне. Произошел переход значения NAO в отрицательную фазу, для которой характерно ослабление интенсивности западного переноса воздушных масс.

Установлено, что ряды индекса NAO содержат примерно 60 – 70 летнюю циклическую составляющую и обнаруживают сильную положительную корреляцию с рядами температуры воздуха Северного полушария (СП). Эпохи с положительными индексами NAO характеризуются более интенсивным западным переносом воздушных масс и заметным потеплением большей части внетропической зоны СП, особенно

выраженным в зимне-весенний период (Бардин, Полонский, 2005, Переведенцев и др. 2013).

Индекс Южного колебания (ЮК) в период 1950 – 2009 гг. имеет значительную межгодовую изменчивость и в последние десятилетия находится в отрицательной зоне, что свидетельствует о преобладании процессов Эль-Ниньо (теплая фаза) над Ла-Нинья (холодная фаза). В 1983 г. отмечался абсолютный минимум индекса, за ним следовал минимум 1998 г. Действительно, в указанные годы происходили сильные Эль-Ниньо и колебания приземной глобальной температуры. Этому индексу свойственны 22-летние колебания. Известно, что процессы ЭНЮК ответственны за дальние связи в климатической системе, влияющие на погоду и климат территорий удаленных от места их экстремального проявления на многие тысячи километров (Петросянц и др., 2005).

Солнечная активность (СА), характеризующая числами Вольфа, ослабевает. Так, в 19 цикле солнечной активности отмечаются наибольшие значения чисел Вольфа (~190), затем наблюдается их понижение, и старт последнего 24-го цикла начинается с самой низкой отметки. В работе (Клименко, 2011) отмечено, что в текущем 24-м цикле, начавшемся осенью 2008 г. зафиксированы минимальные за всю 33-летнюю историю спутниковых наблюдений значения солнечной постоянной.

Проанализированы также данные о продолжительности суток за последние десятилетия. Величина продолжительности суток (зависящей от скорости вращения Земли) испытывает ~20-летние осцилляции. На факт существования квазидвадцатидвухлетних осцилляций (22 года) скорости вращения Земли указано в работе (Сидоренков, 2002). В 1970-х годах продолжительность суток была наибольшей, затем она стала уменьшаться, т.е. происходило усиление скорости вращения Земли.

В работах (Андрианов, Белевич, 2003, Сидоренков, 2002) показано, что колебания планетарной циркуляции атмосферы в силу закона сохранения импульса всегда сопровождаются изменениями угловой скорости вращения Земли. При этом глобальный междуполушарный энергомассоперенос воздуха, возникающий между холодным зимним и теплым летним полушариями, а также между холодными полярными «шапками» и теплыми экваториальными и тропическими широтами, приводит к формированию четко выраженной полугодовой, годовой, квазидвухлетней и 5 – 6 –летней цикличности в вариациях угловой скорости вращения Земли.

В табл. 4.1 представлены значения коэффициентов корреляции между аномалиями температуры воздуха и сумм осадков ПФО с аномалиями температуры СП в целом, аномалиями NAO, ЮК, чисел Вольфа, продолжительности суток. Коэффициент корреляции, начиная с величины $r = 0,28$ при данной выборке значим на уровне 95% ($n=55$).

Как видно из этой таблицы, статистически значимая положительная корреляция отмечается между аномалиями температуры ПФО и СП для зимы, лета и года в целом. Связи более тесные зимой ($r = 0,62$), чем летом ($r = 0,41$). Действительно, в последние десятилетия (с 1976 г.) наблюдается глобальное потепление климата, что находит свой отклик и на территории Поволжья особенно в зимний период. Естественно, что связь осадков на территории ПФО с температурными аномалиями всего СП оказалась несравненно слабее – для зимы $r = 0,30$, а для лета 0,02 (практически связь отсутствует). Следует отметить, что потепление привело к росту осадков зимой, что физически ясно (увеличение влажности воздуха и циклонической активности).

Таблица 4.1

Значения коэффициентов корреляции аномалий температуры (ΔT) и сумм осадков (ΔPr) ПФО и аномалий температуры СП ($\Delta T_{СП}$), Северо-Атлантического колебания (NAO), чисел Вольфа (W), аномалий продолжительности суток (D) и индекса ЮК

		$\Delta T_{СП}$	NAO	W	D	ЮК
		Исходные ряды				
	ΔT	0,59	0,05	-0,06	-0,31	-0,04
Год	ΔPr	0,25	0,21	0,12	-0,21	-0,15
	$\Delta T_{СП}$	1	-0,17	-0,11	-0,66	-0,27
	ΔT	0,62	0,64	0,05	-0,28	-0,15
Зима	ΔPr	0,30	0,11	0,24	-0,25	-0,05
	$\Delta T_{СП}$	1	0,31	-0,05	-0,61	-0,37
	ΔT	0,41	-0,15	0,05	-0,25	0,24
Лето	ΔPr	0,02	0,05	-0,11	-0,11	-0,06
	$\Delta T_{СП}$	1	-0,29	-0,15	-0,69	-0,03

Достаточно высокая тепловая зависимость формируется на территории ПФО зимой от состояния Северной Атлантики. Свидетельством этому является тесная корреляция зимних аномалий температуры с аномалиями индекса NAO ($r = 0,64$). Летом величина $r = -0,15$, статистически незначима. NAO оказывает определенное воздействие и на формирование аномалий температуры всего СП (зимой $r = 0,31$, летом $r = -0,29$).

Как и следовало ожидать, связь с индексом ЮК оказалась значимой лишь в масштабах температурного поля СП (зимой $r = -0,37$). Связь отрицательная, т.к. отрицательные аномалии ЮК вызывают рост температуры. Однако это явление больше себя проявляет в Южном полушарии, где на океанических просторах Тихого и Индийского океанов разворачиваются основные события связанные с ЮК.

Связи температуры, осадков с солнечной активностью оказались незначимыми. Лишь для зимы коэффициент корреляции r между аномалиями осадков и чисел Вольфа составил 0,24. В то же время неравномерность вращения Земли находит свой отклик в температурном поле как ПФО, так и в особенности СП. Так, для годовых значений аномалий температуры СП $r = -0,66$ (для зимы $r = -0,61$, для лета $r = -0,69$). Изменения температуры воздуха как и скорости вращения Земли происходят с периодичностью в 60 – 70 лет. Кроме того, изменения скорости вращения Земли оказывают влияние на зональную циркуляцию атмосферы (а, следовательно, и на температуру воздуха). Возможно, это и явилось причиной столь высокой статистической связи. Так как знак r отрицательный, то это означает, что с уменьшением продолжительности суток (ускоряется вращение Земли) температура растет. Для ПФО, естественно, рассматриваемая связь более слабая (для года $r = -0,31$, для зимы $r = -0,28$).

Кроме того рассчитывались парные коэффициенты корреляции между температурой воздуха и атмосферным давлением, осредненными по всей территории ПФО, его северной и южной частями с одной стороны и индексами циркуляции (NAO, AO, SCAND) с другой с целью оценки влияния циркуляционных механизмов на термобарический режим. Выявлено, что наиболее высокие связи устанавливаются с индексом SCAND, при этом в северной зоне связи несколько теснее, чем в южной. Коэффициенты корреляции между давлением и индексом SCAND имеют наибольшее значение для холодного периода года (ноябрь-март) и достигают значения 0,84 в марте (северная зона). В период май-октябрь связи ослаблены. С температурой статистические

связи несколько слабее, на характер сохраняется, правда значения коэффициентов корреляции выше для южной зоны. Слабее всего связи проявляются с индексом NAO, и несколько лучше с индексом AO. Следовательно, наиболее информативным для исследуемого региона является индекс Скандинавское колебание.

Современное потепление с середины 1970-х годов связано с усилением зонального переноса при положительной фазе индекса NAO, который в этот период играл основную роль в колебаниях температуры. Согласно (Попова, Шмакин, 2006) до середины 1970-х годов вариации температуры зимой главным образом объяснялись изменениями индекса SCAND. Смена лидирующей роли этих циркуляционных механизмов совпадает с переходом режимов циркуляции нижней стратосферы от слабого циркумполярного вихря к сильному.

Выводы

1. Сравнение хода аномалий температуры с 1948 по 2013 гг. по данным CRU и реанализа выявило заметные расхождения в начале и конце рассматриваемого периода. В результате данные реанализа несколько завышают (на $0,1^{\circ}\text{C}$) величину потепления в конце исследуемого периода и в большей степени (приблизительно на $0,3^{\circ}\text{C}$) величину похолодания в его начале.
2. Установлено, что за последние 37 лет температура умеренных широт повысилась на $0,75^{\circ}\text{C}$, что почти в три раза меньше чем в приполярной зоне ($2,38^{\circ}\text{C}$), а наименьшие изменения средней годовой приземной температуры воздуха наблюдаются в тропиках, где за последние 39 лет температура повысилась на $0,54^{\circ}\text{C}$. Причем над океанической поверхностью изменения температуры выражены существенно слабее, чем над сушей.
3. Определены величины современного потепления в тропосфере. Показано, что если в среднем для полушария у поверхности земли потепление составило $0,79^{\circ}\text{C}$ за 39 последних лет, то на уровне изобарической поверхности 500 гПа (средняя высота около 5,5 км) температура повысилась на $0,69^{\circ}\text{C}$. Причем наибольшие различия между величиной потепления у поверхности Земли и в средней тропосфере наблюдаются в приполярной зоне, а наименьшие в умеренной и тропической.
4. Построены вертикальные разрезы осредненных по территории СП, суши и океана, различных широтных зон изменений температуры воздуха за период с 1971 по 2013 г. по годовым и сезонным данным. Они показывают, что наибольший прирост температуры за этот период наблюдается на уровне изобарической поверхности 850 гПа (более 1°C). При переходе из тропосферы в стратосферу происходит смена знака изменения температуры (похолодание стратосферы). Вид вертикального профиля зависит от типа подстилающей поверхности и широтной зоны.
5. В результате исследования динамики изменчивости зональной и меридиональной компонент ветра в нижней половине тропосферы и приповерхностной температуры воздуха в широтной зоне $30 - 70^{\circ}$ с.ш. в период 1948 – 2013 гг. выявлена ведущая роль циркуляции в формировании изменчивости температуры. Согласно полученным результатам вклад компонент ветра в общую дисперсию температуры в отдельных регионах превосходит 60%.
6. Проведена объективная классификация многолетних колебаний температуры воздуха и количества осадков на территории округа по характеру изменения низкочастотной компоненты, позволившая выделить 3 района, отличающихся по изменению температуры, и 7 районов – по изменению осадков.
7. Современное потепление в ПФО, начавшееся в 60 – 70-е годы XX века, характеризуется ослаблением в 80-е годы и в конце исследуемого периода, при этом наибольший вклад в рост средней годовой температуры вносит зимний

- период, и в северной части округа температура выросла больше, а в юго-восточной меньше.
8. За исследуемый период изменения температуры и осадков носили не монотонный характер: в период 1955 –1970 гг. в целом на территории ПФО выявлена тенденция понижения температуры воздуха ($\sim 1,5^{\circ}\text{C}$) и атмосферных осадков зимой (~ 28 мм). Отмечена общая тенденция роста зимней температуры воздуха с 1970 г. до 2006 г. (на $2,8^{\circ}\text{C}$) и летней температуры до 2009 г. ($\sim 1^{\circ}\text{C}$). При этом по отдельным районам наблюдаются существенные различия.
 9. Выявлено уменьшение годового количества общей облачности и осадков. При этом продолжительность многолетних циклов осадков летом вдвое меньше, чем зимой.
 10. За исследуемый период количество осадков в западных и северных наиболее увлажненных частях ПФО увеличилось и уменьшилось в южных и юго-восточных наиболее засушливых. В результате контраст в поле увлажнения различных частей округа за исследуемый период несколько возрос.
 11. Обнаружена статистически значимая отрицательная связь между рядами осредненной по территории ПФО годовой температуры воздуха и продолжительности суток ($r = -0,66$), а также тесная положительная корреляционная связь между рядами зимней температуры и индекса NAO ($r=0,64$).

Список литературы

- Абдусаматов Х. 2009. Солнце определяет климат. Наука и жизнь. №1. С. 34-42.
- Сергин С.Я. 2008. Системная организация процессов геологического развития Земли. Белгород: Изд-во БелГУ. 360 с.
- Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S. K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Груза Г.В. 1992. Климатическая изменчивость и прогноз изменений климата. Природа. №8. С. 28-35.
- Переведенцев Ю.П. 2009. Теория климата: учебное пособие. Казань: Изд-во КГУ. 504 с.
- Оценочный доклад об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации. Т. I. Изменения климата. 2008. М.: 227 с.
- Методы оценки последствий изменения климата для физических и биологических систем / Под. ред. С.М. Семенова. Москва, Росгидромет, 2012. 508 с.
- Переведенцев Ю.П. 2009. Теория климата: учебное пособие. Казань: Изд-во КГУ. 504 с.
- Кравцов Ю.А. 1997. Физические аспекты моделирования в климатической системе Земли. Соросовский образовательный журнал. №4. С. 38-44.
- Тихомиров Е.И. К вопросу об определении понятия климат. - «Метеорологический вестник». 1933, № 11-12, с. 305-312.
- Переведенцев Ю.П., Гоголь Ф.В., Наумов Э.П., Шанталинский К.М. Динамика полей температуры воздуха Северного полушария в современный период. – Проблемы анализа риска. 2007. Т. 4. № 1. С. 73-80.
- Переведенцев Ю.П., Верещагин М.А., Шанталинский К.М. и др. Изменения климатических условий и ресурсов Среднего Поволжья. Казань: Центр инновационных технологий, 2011. 295 с.
- Переведенцев Ю.П., Шанталинский К.М. Мониторинг глобальных и региональных изменений климата в тропосфере и стратосфере Северного полушария // Проблемы экологического мониторинга и моделирования экосистем. М, 2011. Т. XXIV. С. 116-130.
- Отнес Р., Эноксон Л. 1982. Прикладной анализ временных рядов: Основные методы. – М.: Мир. 428 с.
- Груза Г.В., Ранькова Э.Я. 2009. Оценка изменений климата на территории Российской Федерации. Метеорология и гидрология. №11. С. 15-29.
- Переведенцев Ю.П., Шанталинский К.М. 2008. Метеорологические исследования в Казанском университете за 200-летний период (1805-2008 гг.). В кн. Университетская география в начале XXI века. Сборник статей. М.: МАКС Пресс. С. 99-107.
- Кононова Н.К. Колебания циркуляции атмосферы Северного полушария в XX – начале XXI века. 2013. [Электронный ресурс]: URL:<http://www.atmospheric-circulation.ru> (дата обращения 20.02.2014).
- Бардин М.Ю., Полонский А.Б. Североатлантическое колебание и синоптическая изменчивость в Европейско-Атлантическом регионе в зимний период. Известия РАН. ФАО, 2005, т. 24, №2, с.147-157.
- Hurrell J. W., H. van Loon. Decadal variations associated with the North Atlantic Oscillation. – Climatic Change, 1997, vol. 36, pp. 301-326.
- Переведенцев Ю.П., Соколов В.В., Наумов Э.П. Климат и окружающая среда Приволжского федерального округа. Казань, изд-во Казанского ун-та, 2013, 273 с.
- Петросянц М.А., Семенов Е.К., Гущина Д.Ю., Соколихина Е.В. Циркуляция атмосферы в тропиках: Климат и изменчивость. М.: МАКС Пресс, 2005, 670 с.
- Клименко В.В. Почему замедляется глобальное потепление? – ДАН, 2011, Т. 440, №4, с. 536 – 539.

Сидоренков Н.С. Физика неустойчивостей вращения Земли. – М., Физматлит, 2002, 383 с.

Андрианов О.Р., Белевич Р.Р. О связи колебаний некоторых океанографических характеристик с вариациями угловой скорости вращения Земли. – Метеорология и гидрология, 2003, №11, с. 64 – 71.

Попова В.В., Шмакин А.Б. Циркуляционные механизмы крупномасштабных аномалий температуры воздуха зимой в Северной Евразии в конце XX столетия. Метеорология и гидрология, №12, 2006, с. 15-24.