

На правах рукописи

*Зюльева*

**Зюльева Юлия Анатольевна**

**СТРАТОСФЕРНО-ТРОПОСФЕРНОЕ  
ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ В РАЗЛИЧНЫЕ ФАЗЫ  
ТИХООКЕАНСКОГО ДЕСЯТИЛЕТНЕГО  
КОЛЕБАНИЯ**

Специальность 25.00.29 —  
физика атмосферы и гидросферы

Автореферат  
диссертации на соискание учёной степени  
кандидата физико-математических наук

Москва — 2020

Работа выполнена в Федеральном государственном бюджетном учреждении науки Институте океанологии им. П.П. Ширшова Российской академии наук

Научный руководитель: доктор физико-математических наук, профессор, член-корреспондент РАН

**Гулев Сергей Константинович**

Официальные оппоненты: **Погорельцев Александр Иванович**, доктор физико-математических наук, Федеральное государственное бюджетное образовательное учреждение высшего образования «Российский государственный гидрометеорологический университет», доцент

**Варгин Павел Николаевич**,

кандидат физико-математических наук, Федеральное государственное бюджетное учреждение «Центральная аэрологическая обсерватория», старший научный сотрудник

Ведущая организация: Федеральное государственное бюджетное учреждение «Гидрометеорологический научно-исследовательский центр Российской Федерации»

Защита состоится «03» декабря 2020 г. в 11 ч. 00 мин. на заседании диссертационного совета Д 002.096.01 на базе Федерального государственного бюджетного учреждения науки Института физики атмосферы им. А.М. Обухова Российской академии наук по адресу: 119017, Москва, Пыжевский пер., д. 3.

С диссертацией можно ознакомиться в библиотеке ИФА РАН и на официальном сайте ИФА РАН: <http://ifaran.ru/science/dissertations>.

Автореферат разослан «        »                    2020 г.

Ученый секретарь  
диссертационного совета Д 002.096.01,  
кандидат физико-математических наук

А.В. Чернокульский

## Общая характеристика работы

**Актуальность исследования.** Стратосфера играет важную роль в динамике погоды и климата, взаимодействуя с нижележащей тропосферой и влияя на радиационный баланс, динамику и химический состав Земной климатической системы. Однако физические процессы взаимодействия стратосферы и тропосферы, как и процессы опосредованного влияния океана на стратосферную динамику, на сегодняшний день не имеют исчерпывающего теоретического объяснения и достаточного экспериментального подтверждения. В значительной степени это связано с ограниченностью регулярных наблюдений стратосферы в XX веке. Кроме того, на протяжении долгого времени стратосфера считалась динамически пассивной по отношению к тропосфере в силу вертикальной устойчивости и сильной разреженности слоя, вследствие чего задача воспроизведения стратосферной динамики в численных моделях общей циркуляции атмосферы и моделях климата не рассматривалась как приоритетная.

После того, как в конце прошлого века была выдвинута гипотеза о том [Baldwin and Dunkerton, 1999], что аномалии арктического колебания, связанные с динамикой стратосферы, формируют сигналы, которые могут распространяться в нижележащую тропосферу и проследиваться там на протяжении нескольких месяцев, в научном сообществе значительно возрос интерес к стратосферным процессам как к важному механизму формирования тропосферной динамики и потенциальному предиктору синоптических режимов в тропосфере.

Динамическое воздействие стратосферы на тропосферу происходит через деформацию высоты тропопаузы, что влечет за собой меридиональное смещение тропосферных струйных течений, которые, в свою очередь, влияют на погодные аномалии у поверхности Земли. В условиях экстремально сильного арктического стратосферного полярного вихря (СПВ) происходит смещение шторм-треков к полюсу [Kidston et al., 2015]. При этом неопределенность в оценке интенсивности вихря ограничивает предсказуемость распространения синоптических вихрей в тропосфере, значительно снижая точность прогнозов.

Тропосфера оказывает динамическое воздействие на стратосферу через вертикально распространяющиеся низкочастотные планетарные и высокочастотные гравитационные волны. Интенсивность их распространения регулируется не только тропосферными условиями, но и внутренней изменчивостью стратосферы [Pogoreltsev et al., 2007]. Такое нелинейное взаимодействие лежит в основе формирования экстремальных состояний СПВ. Однако чув-

ствительность компонентов стратосферно-тропосферного взаимодействия к начальным условиям и их внутренняя динамическая нестабильность в значительной степени затрудняют понимание этих процессов.

Генерация низкочастотных планетарных волн происходит за счет орографической неоднородности подстилающей поверхности и наличия постоянных крупномасштабных источников и стоков тепла (распределение континентов и океанов, аномалии температуры поверхности океана и пр.). Если влияние орографии фиксировано в пространстве и времени, то изменчивость крупномасштабных аномалий температуры поверхности океана (ТПО) характеризуется сложной динамикой, включая моды климатической изменчивости, такие как: Эль-Ниньо южное колебание (ЭНЮК), тихоокеанское десятилетнее колебание (ТДК), Атлантическое долгопериодное колебание (АДК). Связям стратосферной динамики и ЭНЮК посвящено множество работ [Van Loon and Labitzke, 1987; Reid et al., 1989; Calvo et al., 2008; Manzini, 2009; Domeisen et al., 2019], при этом ее связь с ТДК остается недостаточно изученной как на качественном, так и на количественном уровне. Однако именно ТДК является ведущей модой крупномасштабной динамики ТПО в умеренных широтах Тихого океана в Северном полушарии [Latif and Bernet, 1994], где происходит формирование квазистационарных планетарных волн, которые потенциально могут оказывать влияние на стратосферно-тропосферное взаимодействие.

Таким образом, динамика стратосферы является одним из ключевых факторов формирования аномалий тропосферной циркуляции и, в конечном итоге, должна учитываться при построении сезонных прогнозов и в глобальных климатических моделях. В этом смысле изучение механизмов влияния ТДК на изменчивость динамики стратосферы позволит расширить и уточнить прогноз экстремальных состояний стратосферного полярного вихря и, как следствие, улучшить прогноз тропосферной синоптической активности. Это определяет актуальность настоящего исследования.

**Основная цель работы** — количественно оценить динамические характеристики стратосферно-тропосферного взаимодействия и описать его физические механизмы, включающие вертикальное распространение планетарных волн в различные фазы тихоокеанского десятилетнего колебания, а также механизмы влияния стратосферных процессов на динамику тропосферы.

Для достижения поставленной цели в работе решались следующие **задачи**:

1. Исследовать долгопериодную изменчивость интенсивности и положения центра вращения арктического стратосферного полярного вихря относительно полюса — двух основных параметров, опреде-

ляющих состояние стратосферы Северного полушария в зимний период.

2. Оценить условия и механизмы формирования «предстояния» арктического стратосферного полярного вихря в различные фазы тихоокеанского десятилетнего колебания.
3. Выявить закономерности вертикального распространения планетарных волн из тропосферы в стратосферу в различные фазы тихоокеанского десятилетнего колебания на основе анализа трехмерного потока волновой активности.
4. Оценить отклик тропосферной динамики на экстремально сильный стратосферный полярный вихрь со смещенным с полюса центром вращения.

#### **Основные положения, выносимые на защиту:**

1. Установлено, что за последние 60 лет наблюдается усиление арктического стратосферного полярного вихря (СПВ) и возрастание повторяемости его смещения относительно полюса в сторону Евразии и Гренландии. Статистически значимый линейный тренд составляет 4,8 м/сек за период с 1958 по 2017 гг. при оценке интенсивности СПВ как скорости ветра, осредненной вдоль края вихря.
2. Выделены квазидесятилетние колебания в интенсивности арктического стратосферного полярного вихря (СПВ), соответствующие фазам тихоокеанского десятилетнего колебания с амплитудой, существенно превышающей величины климатического тренда интенсивности СПВ за последние 60 лет.
3. Установлен механизм формирования предстояния арктического стратосферного полярного вихря в различные фазы тихоокеанского десятилетнего колебания (ТДК). Предложен предиктор формирования экстремальных состояний вихря в отрицательную фазу ТДК.
4. Получены количественные оценки интенсивности арктического стратосферного полярного вихря для различных фаз тихоокеанского десятилетнего колебания, отражающие нелинейную зависимость между аномалиями температуры поверхности Тихого океана в умеренных широтах и стратосферной динамикой.
5. Установлено, что экстремально сильный вихрь со смещенным с полюса центром вращения оказывает влияние на тропосферную динамику, вызывая смещение шторм-треков в районе Северной Атлантики в сторону полюса.

**Научная новизна исследования.** В работе впервые выполнен анализ внутрисезонных особенностей взаимодействия тропосферы и стратосферы

ры на основе анализа трехмерных потоков волновой энергии. Разработана концептуальная схема и предложено физическое обоснование формирования «предстояния» экстремально сильного и экстремально слабого вихря. Впервые показано, что в отрицательную фазу тихоокеанского десятилетнего колебания интенсивность вертикальной компоненты потока Пламба над восточной Сибирью может служить предиктором формирования экстремальных состояний СПВ с заблаговременностью в один месяц. Впервые определены районы интенсификации вертикального распространения планетарных волн в различные фазы тихоокеанского десятилетнего колебания. Впервые проведен количественный анализ долгопериодной изменчивости интенсивности стратосферного полярного вихря с использованием двух метрик: (1) зональной компоненты ветра, осредненной вдоль  $60^\circ$  с.ш. на уровне 10 гПа, и (2) скорости ветра, осредненной вдоль края вихря на изэнтропической поверхности 850 К. Показано, что линейные тренды за период 1958—2017 гг. для этих оценок статистически значимы и имеют противоположные знаки. Предложена методика выделения основных состояний СПВ на основе анализа пространственной структуры вихря с использованием методов машинного обучения. Впервые показано, что использование традиционной характеристики интенсивности СПВ — зональной компоненты ветра, осредненной вдоль  $60^\circ$  с.ш. на уровне 10 гПа, приводит к недооценке воздействия вихря на динамику тропосферы в случае смещения центра его вращения относительно полюса.

**Теоретическая и практическая значимость** Исследование механизмов формирования экстремальных состояний СПВ в различные фазы ТДК имеет важное значение, как для решения фундаментальных проблем динамики атмосферы с учетом стратосферно-тропосферного взаимодействия, так и для практических задач повышения качества и увеличения заблаговременности прогнозов погоды. Выделенные в работе особенности динамики стратосферы в различные фазы ТДК позволяют использовать стратосферные предикторы для прогнозирования состояния тропосферы на сезонном масштабе.

**Степень достоверности.** Достоверность полученных результатов определяется использованием нескольких высокоточных массивов данных о состоянии тропосферы и стратосферы, основанных на современных реанализах. Все количественные результаты получены с применением обоснованных статистических методов диагностики атмосферных процессов и сопровождаются оценками точности. Наконец, достоверность результатов работы подтверждается физической непротиворечивостью выводов и их согласованностью с современными представлениями о динамике стратосферы и тропосферы.

**Апробация работы.** Основные результаты работы докладывались на следующих конференциях:

Семинар проекта по оценке воспроизведения динамики и изменчивости атмосферы в современных моделях климата (DynVar Workshop), Мадрид, Испания, 2019 г. (постерный доклад); Ежегодная ассамблея Европейского геофизического союза (European Geosciences Union General Assembly), Вена, Австрия, 2019 г. (устный доклад), 2018 г. – постерный доклад, 2015 г. – постерный доклад, 2011 г. – устный доклад; Ежегодная встреча Европейского метеорологического общества, объединённая с 10-ой Европейской конференцией по прикладной климатологии (14<sup>th</sup> EMS Annual Meeting 10<sup>th</sup> European Conference on Applied Climatology (ECAC)), Прага, Чехия, 2014 г. (устный доклад); Семинар проекта по оценке воспроизведения динамики и изменчивости атмосферы в современных моделях климата (3<sup>rd</sup> DynVar Workshop and 1<sup>st</sup> SNAP Workshop), Редингский университет, Великобритания, 2013 г. (постерный доклад); Встреча рабочей группы проекта по оценке реанализов в исследованиях стратосферных процессов (Meeting of the SPARC Reanalysis Analysis Intercomparison Project (S-RIP)), Эксетер, Великобритания, 2013 г. (устный доклад); Семинар по методам усвоения данных при построении реанализов под эгидой научного объединения «Стратосферные Процессы и их Роль в Климате» (SPARC 9<sup>th</sup> Data Assimilation Workshop), Сокорро, США, 2012 г. (устный доклад); Семинар по теме «Внезапные Стратосферные Потепления и их роль в формировании изменчивости приземной погоды и климата» (Workshop on Stratospheric Sudden Warming and its Role in Weather and Climate Variations), Киото, Япония, 2012 г. (устный доклад); Международная конференция Всемирной Климатической Программы (WCRP Open Science Conference: Climate Research in Service to Society), Денвер, США, 2011 г. (постерный доклад); Ежегодная Ассамблея Американского геофизического общества (AGU Fall Meeting), Сан-Франциско, США, 2010 г. (постерный доклад) Объединенная ассамблея IAMAS-IAPSO-IACS MOCA-09, (The IAMAS-IAPSO-IACS 2009 Joint Assembly), Монреаль, Канада, 2009 г. (устный доклад); Генеральная ассамблея научного объединения «Стратосферные Процессы и их Роль в Климате» (The 4<sup>th</sup> SPARC General Assembly), Болонья, Италия, 2008 г. (постерный доклад); Научная ассамблея комитета по космическим исследованиям (36<sup>th</sup> COSPAR Scientific Assembly), Пекин, Китай, 2006 г. (постерный доклад).

**Личный вклад автора.** Все научные результаты, представленные в работе, получены лично автором. Автору принадлежит ведущая роль в постановке всех задач, подготовке публикаций полученных результатов, а также их представлении на конференциях и семинарах. Кластеризация состояний СПВ

с использованием методов машинного обучения была проведена совместно с сотрудником ИО РАН Лаборатории взаимодействия океана и атмосферы и мониторинга климатических изменений (ЛВОАМКИ) к.т.н. Криницим М.А. Текст диссертации полностью написан автором за исключением случаев, где указаны цитируемые источники.

**Публикации.** Основные результаты по теме диссертации изложены в 11 печатных изданиях, 6 из которых изданы в журналах, рекомендованных ВАК и в журналах, входящих в базы данных SCOPUS, Web of Science или Russian Science Citation Index (RSCI) и 5 – в тезисах докладов.

**Благодарности.** Автор выражает глубокую благодарность своему научному руководителю, член-корреспонденту РАН, д. ф.-м. н., профессору Гулеву Сергею Константиновичу за всестороннюю поддержку в период подготовки диссертации. Автор безгранично благодарна д.ф.-м.н. Жадину Евгению Александровичу†, под чьим руководством в ЛВОАМКИ ИО РАН была начата работа по исследованию стратосферно-тропосферного взаимодействия. В соавторстве с Жадиным Е.А. были получены новые научные результаты, часть из которых представлена в данной работе и опубликована в 4-х совместных статьях. Особую благодарность автор выражает Криницикому Михаилу Алексеевичу за плодотворное сотрудничество и техническую помощь в реализации алгоритмов глубокого машинного обучения. Автор выражает глубокую признательность всему коллективу ЛВОАМКИ, в особенности Стадхолму Д.Х.П., Зверяеву И.И., Григорьевой В.Г., Маркиной М.Ю., Гаврикову А.В. и Александровой М.П. за поддержку во время написания данной работы. Автор благодарит Кравцова С.В., Соколовского М.А., Семенова В.А. за внимание, проявленное к выполненной работе, и плодотворные научные дискуссии, а также Гинзбург А.И. за внимательное прочтение работы и ценные редакторские правки. Автор искренне благодарна всем родным и близким, в особенности своей маме Зюляевой Наталье Викторовне, без поддержки которых написание данной работы было бы невозможно.

**Структура работы.** Полный объём диссертации составляет 125 страниц с 44 рисунками и 3 таблицами. Список литературы содержит 203 наименования.

## Основное содержание работы

Во **Введении** обоснована актуальность темы диссертационной работы, сформулированы цель и задачи исследования. Представлены основные положения, выносимые на защиту, показана научная и практическая значимость работы и обозначен личный вклад автора.

**Глава 1** содержит обзор современного состояния исследований стратосферно-тропосферного взаимодействия в зимний период. В **разделе 1.1** описаны основные физические процессы, задействованные в формировании арктического стратосферного полярного вихря (СПВ) и определяющие его изменчивость. В **разделе 1.2** изложены современные представления об основных механизмах стратосферно-тропосферного взаимодействия. На основе анализа зонально осреднённого уравнения для импульса (the Transformed Eulerian Mean equation, [Andrews and McIntyre, 1976]) объяснено влияние экстремальных состояний СПВ на положение основных путей распространения синоптических вихрей в тропосфере. Время жизни динамических возмущений в стратосфере существенно больше (около 10—40 дней), чем в тропосфере (3—7 дней), что обеспечивает «долгую память» стратосферных возмущений и даёт основания для статистических долгосрочных прогнозов ( $\sim$  на месяц вперед) аномально холодных или теплых зим в отдельных регионах земного шара по различным стратосферным предикторам. Прогностический потенциал стратосферы реализуется только в сезон активного взаимодействия стратосферы и тропосферы — зимой для Северного полушария и весной для Южного полушария. В **разделе 1.3** рассмотрены возможности использования характеристик стратосферной динамики на различных временных масштабах: (i) краткосрочном, (ii) внутресезонном, (iii) межгодовом и (iv) десятилетнем. Формирование аномалий интенсивности СПВ происходит под воздействием планетарных волн, которые, распространяясь из тропосферы в стратосферу, могут воздействовать на СПВ. Количественно оценить интенсивность распространения планетарных волн можно по трехмерному потоку волновой активности (формула 1), предложенному Пламбом в 1985 г. [Plumb, 1985]:

$$F_s = \begin{pmatrix} F_x \\ F_y \\ F_z \end{pmatrix} = \frac{p}{p_0} \cos \varphi \begin{pmatrix} v'^2 - \frac{1}{2\Omega a \sin 2\varphi} \frac{\partial(v'\phi')}{\partial \lambda} \\ -u'v' + \frac{1}{2\Omega a \sin 2\varphi} \frac{\partial(u'\phi')}{\partial \lambda} \\ \frac{2\Omega \sin \varphi}{S} \times [v'T' + \frac{1}{2\Omega a \sin 2\varphi} \frac{\partial(T'\phi')}{\partial \lambda}] \end{pmatrix}, \quad (1)$$

где  $S$  — параметр статической устойчивости, рассчитываемый по формуле:

$$S = \frac{\partial \hat{T}}{\partial z} + \frac{\kappa \hat{T}}{H}, \quad (2)$$

$u'$ ,  $v'$ ,  $T'$ ,  $\phi'$ , — отклонение от средних зональных значений зональной и меридиональной скорости ветра, температуры и геопотенциала соответственно,

$\hat{T}$  — температура, осредненная по району, расположенному севернее  $20^\circ$  с.ш.,  $\kappa$  — коэффициент температуропроводности,  $\varphi$  — широта,  $\lambda$  — долгота,  $\Omega$  — угловая скорость вращения Земли,  $a$  — радиус Земли,  $p$  — давление на заданном уровне,  $p_0 = 1000$  гПа. В распространении планетарных волн и их воздействии на зональный поток наблюдаются значительные долготные особенности, которые имеют большое значение для стратосферно-тропосферного взаимодействия, поэтому использование трехмерного потока принципиально в решении поставленной задачи (**раздел 1.4**). В **разделе 1.5** описаны факторы, влияющие на зарождение и распространение планетарных волн. Основную роль в формировании планетарных волн играют крупномасштабные термические неоднородности подстилающей поверхности, т.е., главным образом, аномалии температуры поверхности океана (ТПО). Одним из наиболее заметных и важных проявлений межгодовой изменчивости ТПО в умеренных широтах Тихого океана в Северном полушарии является тихоокеанское десятилетнее колебание (ТДК). По данным модельных экспериментов статистически значимая потенциальная предсказуемость индекса ТДК наблюдается на периодах от 3-х до 6-ти лет [Volodin, 2015]. Таким образом, исследование связей влияния ТДК на стратосферный полярный вихрь через модификацию характера распространения планетарных волн может существенно расширить прогноз экстремальных состояний СПВ.

**Глава 2** посвящена анализу долгопериодной изменчивости интенсивности СПВ. В **разделе 2.1** описаны основные требования к данным, которые используются при исследовании динамики средней и верхней атмосферы. При выборе реанализа необходимо учитывать такие характеристики, как: количество вертикальных уровней в модели, структуру усваиваемых данных наблюдений, высоту и характер верхней границы прогностической модели. Реанализ JRA-55, используемый в работе, полностью соответствует вышеописанным требованиям. Более того, он покрывает достаточно продолжительный временной период: с 1958 г. по настоящее время, что принципиально с точки зрения исследования долгопериодной изменчивости. Кроме того, на данный момент это единственный реанализ с временным покрытием до спутниковой эры, в котором для усвоения данных на вертикальных уровнях, соответствующих средней и верхней атмосфере, используется схема 4DVAR. В данном разделе также приводится описание механизма тихоокеанского десятилетнего колебания и физическое обоснование его влияния на стратосферно-тропосферное взаимодействие через модификацию характера распространения квазистационарных планетарных волн. На основании результатов расчета индекса ТДК (рисунок 1) за период с 1958—2018 были выделены две

отрицательные фазы (1961—1975; 1998—2013) и две положительные фазы ТДК (1976—1994; 2014—2018).

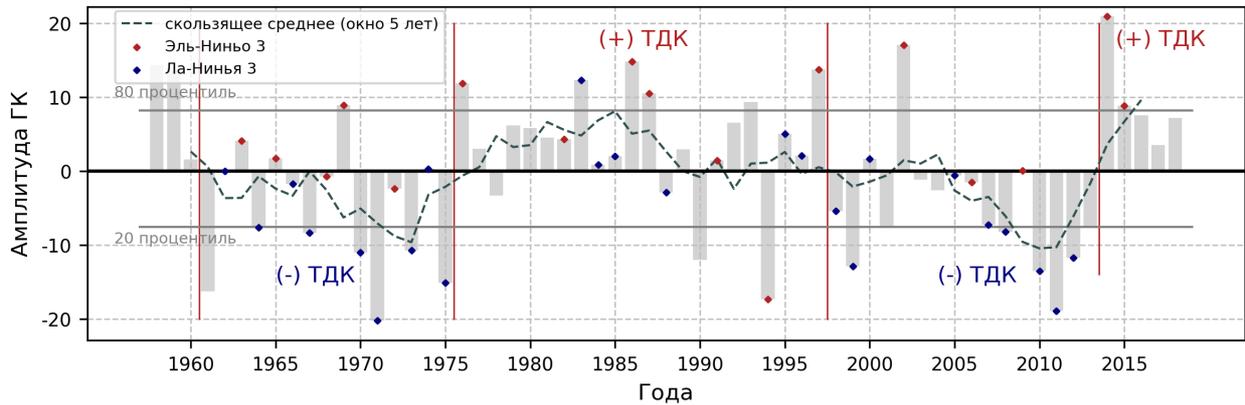


Рис. 1 — Главная компонента 1-ой ЕОФ ТПО Тихого океана в декабре для района  $[120^\circ—250^\circ$  в.д.,  $20^\circ—60^\circ$  с.ш.] за период 1958—2018 гг. (Индекс тихоокеанского десятилетнего колебания)

Далее в **разделе 2.1** описаны методики расчета интенсивности СПВ. Для анализа были выбраны два параметра: (1) зональная компонента ветра, осредненная вдоль  $60^\circ$  с.ш. на уровне 10 гПа ( $U_{60\_10}$ ), и (2) скорость ветра, осредненная вдоль края вихря ( $W_{кр}$ ). Краем вихря согласно [Butchart and Remsberg, 1986] выбиралась изолиния потенциальной завихренности (ПЗ) на изэнтропической поверхности 850 К, в районе которой наблюдаются максимальные значения градиента ПЗ. Для определения этой изолинии был использован метод [Nash et al., 1996], в котором стратосферные параметры рассматриваются относительно эквивалентной широты. Эквивалентная широта рассчитывается по формуле:

$$\Phi_e(P_i, \Theta_i) = \arcsin\left(1 - \frac{A(P_i, \Theta_i)}{2\pi R^2}\right), \quad (3)$$

где  $P_i$  — значение ПЗ, для которой рассчитывается эквивалентная широта  $\Phi_e$  на определенной изоэнтропической поверхности —  $\Theta_i$ .  $A$  — площадь области, ограниченной изолинией  $P_i$ . Долгопериодная изменчивость интенсивности СПВ проанализирована в **разделе 2.2**. Полученные оценки показывают, что по данным реанализа JRA-55 линейный тренд за последние 60 лет для  $U_{60\_10}$  составляет  $-3.0$  м/сек, а для  $W_{кр}$  —  $4.8$  м/сек (рисунки 2а, 2в). Анализ линейных трендов временных рядов интенсивности СПВ выявил, что на фоне климатических долгопериодных трендов для обоих параметров существует квазидесятилетняя изменчивость (рисунки 2б, 2г). Фазы квазидесятилетнего колебания интенсивности СПВ совпадают с фазами ТДК. При этом в положительную фазу ТДК интенсивность СПВ выше, чем в отрицатель-

ную. Основным фактором формирования сезонных аномалий интенсивности СПВ являются внезапные стратосферные потепления (ВСП), поэтому следующим шагом в работе был анализ частоты повторяемости ВСП в различные фазы ТДК. В положительную фазу ТДК частота ВСП составляет 0.55, а в отрицательную — 0.74. Важно отметить, что различия в частоте возникновения ВСП в различные фазы ТДК значительно выше, чем для оценок частот ВСП в различные фазы ЭНЮК [Butler et al., 2014, Song and Son, 2018, Garfinkel et al., 2012, Domeisen et al., 2019].

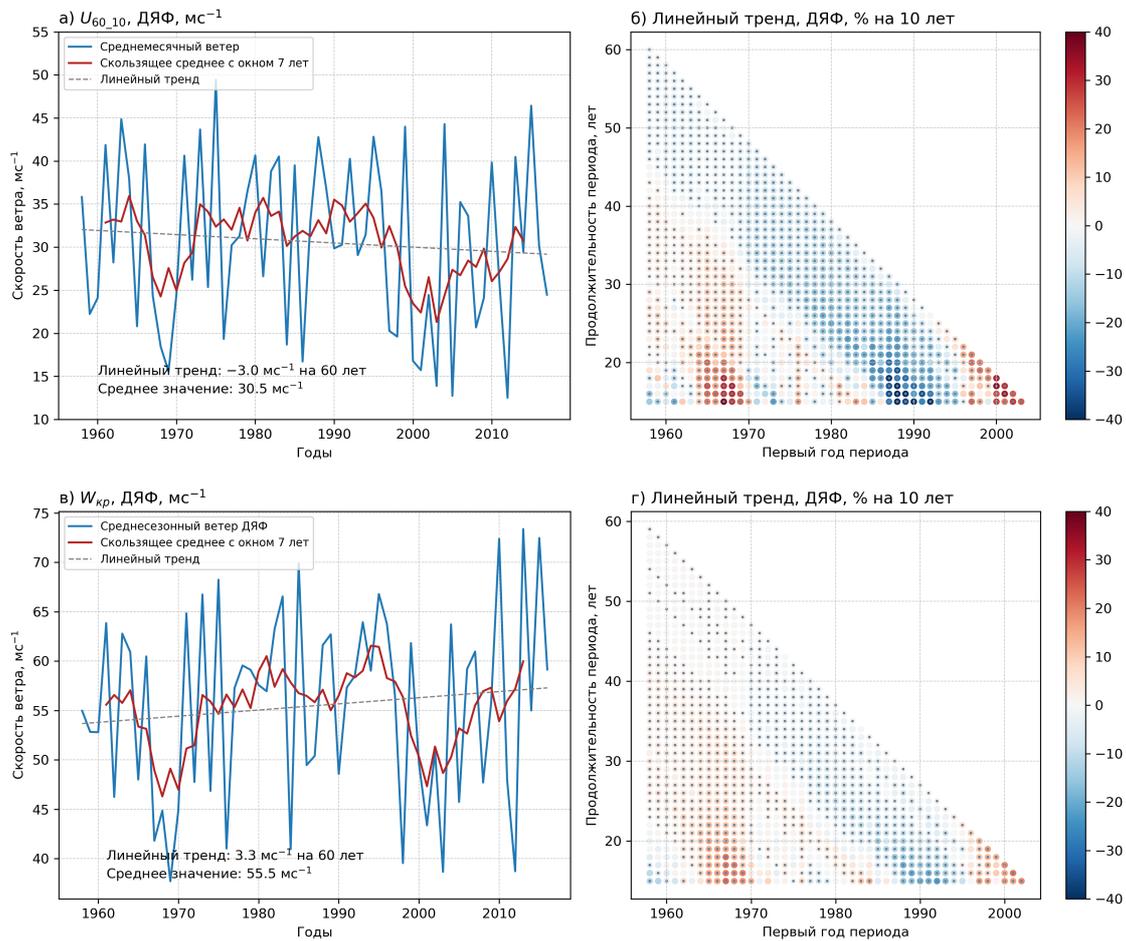


Рис. 2 — Временные ряды среднезимней (декабрь—февраль) интенсивности СПВ за период 1958—2018 гг. для  $U_{60\_10}$  (а) и  $W_{кр}$  (в). Красной линией показано скользящее 7-летнее среднее, пунктирной линией — линейный тренд за период 1958—2018 гг.; Линейные тренды для различных временных периодов для  $U_{60\_10}$  (б),  $W_{кр}$  (г), серыми точками отмечены тренды на уровне значимости 95%

Полученные в **Главе 2** результаты дают основание для дальнейшего исследования особенностей взаимодействия стратосферы и тропосферы в различные фазы тихоокеанского десятилетнего колебания.

В **Главе 3** описаны результаты исследования механизмов формирования «предсостояния» экстремально сильного/слабого СПВ в различные фазы тихоокеанского десятилетнего колебания на основе анализа трехмерного потока волновой активности Пламба. Поскольку распространение планетарных волн зонально несимметрично, традиционно используемый анализ двумерных потоков Элиассена-Пальма позволяет лишь констатировать факт интенсификации волновой активности и выделить ее меридиональные особенности. Поэтому для исследования зональных особенностей распространения планетарных волн и, как следствие, получения более полного представления о динамике планетарных волн, в работе использовался поток Пламба (формула 1). Анализ проводился по среднемесячным данным и данным с 6-ти часовым временным разрешением, для расчета среднесуточных потоков Пламба высокочастотная компонента в начальных данных отфильтровывалась с применением полосового фильтра Ланцоша [Duchon, 1979] (**раздел 3.1**). В **разделе 3.2** на примере изменения характеристик СПВ, таких как площадь вихря и его интенсивность, показано формирование «предсостояния» СПВ. Внезапному стратосферному потеплению соответствует усиление волновой активности в предшествующий месяц, и наоборот, ослабление волновой активности в предшествующий месяц способствует формированию экстремально сильного вихря. Следующим этапом работы закономерно стало выявление потенциального предиктора формирования экстремальных состояний СПВ. В **разделе 3.3** проведен анализ связи межгодовой изменчивости волновой активности и зонального ветра в стратосфере. Для этого были рассчитаны естественные ортогональные функции вертикальной компоненты потока Пламба и зонального ветра на уровне 30 гПа (рисунок 3).

Оказалось, что в начале зимы планетарные волны влияют на формирование зонального потока ( $U$ ) в нижней стратосфере, в то время как в конце зимы уже зональный поток определяет распространение планетарных волн. Иными словами, мы наблюдаем противофазные связи между средними величинами потока Пламба в начале зимы (ноябрь—декабрь) и в остальные зимние месяцы (январь—март). Показательно в этом смысле, что синхронные коэффициенты корреляции ( $F_z$  ноябрь —  $U$  ноябрь,  $F_z$  декабрь —  $U$  декабрь) ниже, чем коэффициенты корреляции для данных со сдвигом, когда поток берется в предшествующий месяц ( $F_z$  ноябрь —  $U$  декабрь,  $F_z$  декабрь —  $U$  январь). Такое соотношение свидетельствует о том, что 1-ая ЭОФ вертикальной компоненты потока Пламба может быть использована как предиктор интенсивности СПВ в раннюю зиму (ноябрь—декабрь) (таблица 1). Однако, как оказалось, полученная связь неустойчива на исследуемом временном периоде (1958—2017 гг.). Для некоторых временных отрезков корреляция практиче-

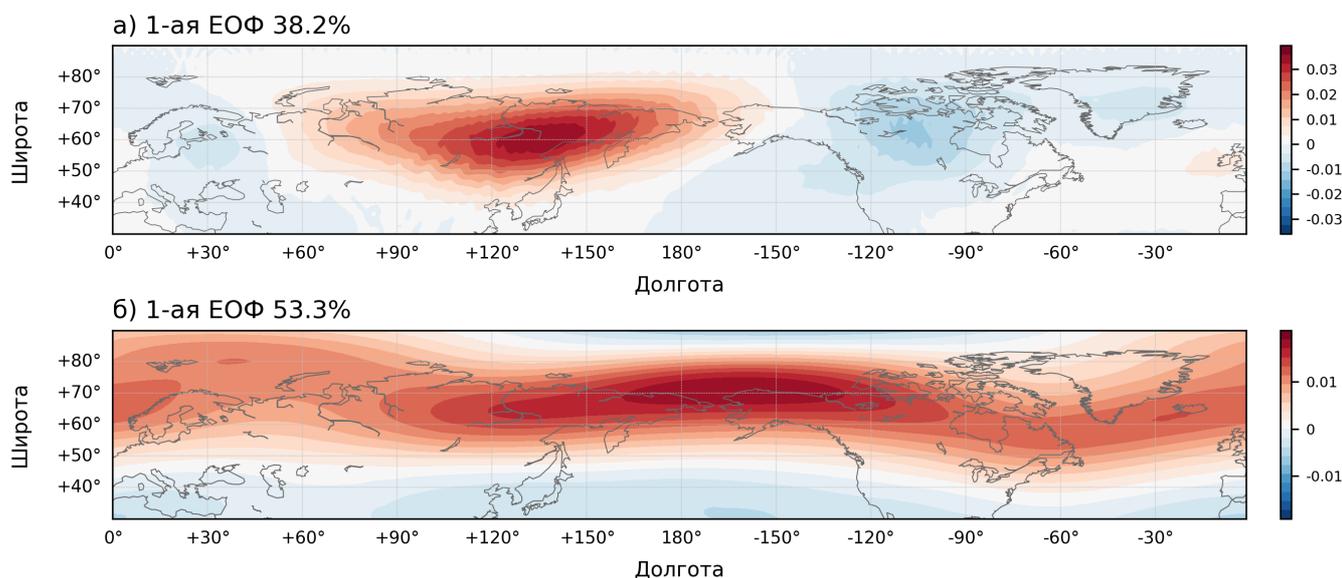


Рис. 3 — 1-ая ЕОФ вертикальной компоненты трехмерного потока Пламба [ $10^{-5} \text{ м}^2 \cdot \text{сек}^{-2}$ ] в декабре (1948—2006 гг.) (а) и 1-ая ЕОФ зонального ветра [ $\text{м} \cdot \text{сек}^{-1}$ ] для января (1949—2007 гг.) (б) для уровня 30 гПа

ски отсутствует, в то время как для других периодов коэффициенты корреляции высоки и статистически значимы. Обнаружено, что выделенные периоды совпадают с фазами ТДК, в частности, в отрицательную фазу тихоокеанского десятилетнего колебания в нижних слоях стратосферы интенсивность первой моды изменчивости вертикальной компоненты потока Пламба может использоваться как предиктор интенсивности зонального ветра в раннюю зиму (ноябрь—январь), а в положительную фазу ТДК данные величины ведут себя как независимые (рисунок 4).

В работе показано, что существуют значимые различия в амплитуде и фазе планетарных волн в разные фазы ТДК. В положительную фазу градиент геопотенциала между восточной частью Тихого океана и Североамериканским континентом выше, чем в отрицательную. Более того, существенные отличия прослеживаются и в локализации области интенсификации вертикального распространения волны с волновым числом 2 (волны 2) в различные фазы тихоокеанского десятилетнего колебания (рисунок 5). При отрицательных значениях индекса ТДК основным районом вертикального распространения волны 2 является район Алеутских островов, и средняя аномалия интенсивности СПВ ( $U_{60\_10}$ ) составляет  $+2,6$  м/сек. При нейтральных значениях индекса (от  $-1$  до  $1$ ) интенсификация волны 2 происходит в районе Карского и Баренцева морей, и средняя аномалия СПВ ( $U_{60\_10}$ ) составляет более 30 % от среднеклиматического значения за период 1958—2017 гг ( $-9,3$  м/сек). Когда индекс ТДК имеет слабopоложительные значения (менее 9), основным районом усиления волны 2 является Северная Атлантика и север Североамериканского континента.

риканского континента, а средняя аномалия  $U_{60\_10}$  составляет около 20 % от среднего значения (+6,2 м/сек).

Таблица 1 — Значения коэффициентов корреляции между главными компонентами 1-ых ЕОФ вертикальной компоненты трехмерного потока Пламба и зонального ветра на уровне 30 гПа для ноября, декабря, февраля и марта за период 1958—2007 гг., для января — с 1959 по 2004 гг. Жирным шрифтом показаны коэффициенты корреляции с уровнем достоверности 95 %.

		Главная компонента 1-ой ЕОФ аномалий зонального ветра на 30 гПа				
		ноябрь	декабрь	январь	февраль	март
Главная компонента 1-ой ЕОФ вертикальной компоненты потока Пламба на уровне 30 гПа	ноябрь	<b>-0.44</b>	<b>-0.47</b>	<b>-0.26</b>	-0.05	0.15
	декабрь	-0.06	<b>-0.29</b>	<b>-0.58</b>	<b>-0.27</b>	-0.04
	январь	0.03	-0.09	-0.12	0.04	0.12
	февраль	0.16	<b>0.21</b>	<b>0.47</b>	<b>0.38</b>	0.06
	март	<b>0.26</b>	<b>0.32</b>	0.14	<b>0.35</b>	-0.13

Наконец, при значениях индекса ТДК выше 9 мы наблюдаем меридиональную пространственную структуру распространения планетарной волны в Тихоокеанском секторе, что может объясняться взаимодействием планетарных волн умеренных широт с волнами Россби, источником которых, вероятно, являются районы интенсивного выпадения осадков в тропической зоне при событиях Эль-Ниньо. Средняя аномалия интенсивности СПВ ( $U_{60\_10}$ ) в годы с экстремально высоким значением индекса ТДК составляет  $-4,5$  м/сек.

**Глава 4** посвящена исследованию долгопериодной изменчивости состояний СПВ и ее воздействию на тропосферную динамику. В **разделе 4.1** подробно описан алгоритм кластеризации состояний СПВ с использованием методов машинного обучения. Состояние СПВ в данной задаче определялось пространственным распределением потенциальной завихренности на уровне потенциальной температуры 850 К и геопотенциальной высоты для поверхности 10 гПа. При решении задач классификации и дискриминантного анализа существует экспоненциальная зависимость количества необходимых экспериментальных данных от размерности пространства. Для сокращения размерности пространства начальных данных с сохранением исходных свойств поля был применен разреженный вариационный сверточный автокодировщик

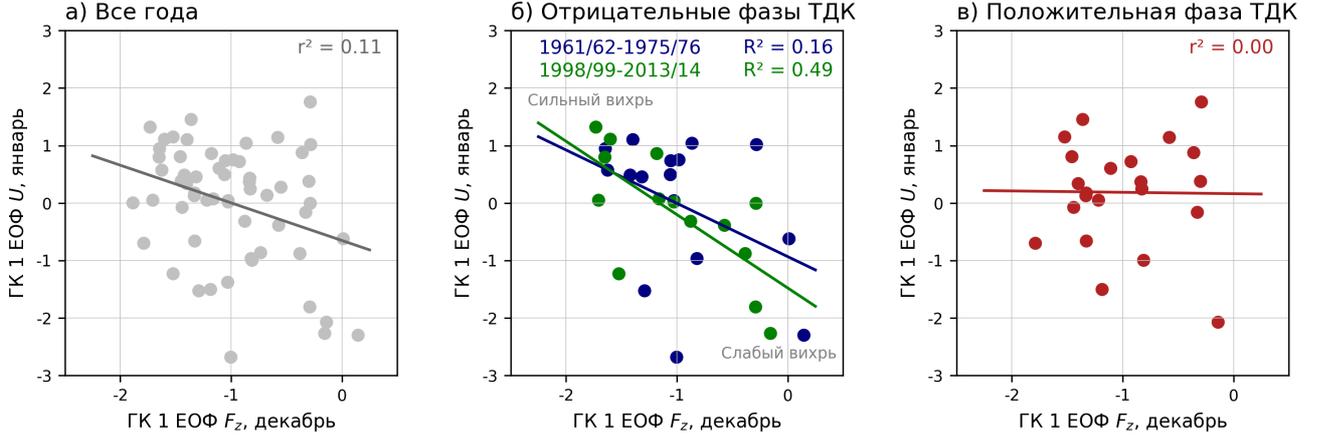


Рис. 4 — Диаграммы рассеяния, где сигнал — значение главной компоненты 1-ой ЕОФ вертикальной компоненты потока Пламба ( $F_z$ ) для поверхности 30 гПа (декабрь), отклик — значение главной компоненты 1-ой ЕОФ зонального ветра ( $U$ ) для поверхности 30 гПа (январь): (а) соответствует всему периоду 1958—2018 гг., (б) — отрицательным фазам ТДК в 1961—1975 гг. (показано синим) и в 1998—2013 гг. (показано зеленым), (в) — положительной фазе ТДК в 1976—1994 гг.

(«sparse variational convolutional autoencoder, SpCVAE» в зарубежной литературе), структура которого представлена на рисунке 6. Он выполняет следующее преобразование:  $F : A \rightarrow H \rightarrow \tilde{A}$ , где  $A$  — тензор признакового описания входного примера,  $A \in \mathbb{A}$ ,  $H$  — вектор скрытого представления этого примера такой, что  $H \in \mathbb{H}$ , где  $\mathbb{A}$  — пространство скрытых представлений;  $\tilde{A}$  — тензор признакового описания восстановленного примера,  $A \in \mathbb{A}$ .

Единственный гиперпараметр SpCVAE, регулируемый при описанном выше подходе — количество признаков скрытого представления примеров  $H$ . В данной работе размерность  $H$  была выбрана равной 96 на основании анализа индекса структурного сходства (Multiscale Structural Similarity, MSSSIM). Тем самым мы сократили размерность входных данных для кластеризации до 96. Для выделения групп стабильных состояний СПВ был использован метод иерархической агломеративной кластеризации Ланса-Уильямса. В качестве критерия объединения в процессе кластеризации было использовано межкластерное расстояние Уорда, которое для кластеров  $U$  и  $V$  вычисляется согласно формуле:

$$D^w(U, V) = \frac{\|U\| \|V\|}{\|U\| + \|V\|} \beta^2 \left( \sum_U \frac{x_U}{\|U\|}; \sum_V \frac{x_V}{\|V\|} \right), \quad (4)$$

где  $x_U$  и  $x_V$  — векторы скрытых представлений  $H$  объектов, отнесенных к кластерам  $U$  и  $V$  соответственно;  $\beta$  — евклидово расстояние между этими векто-

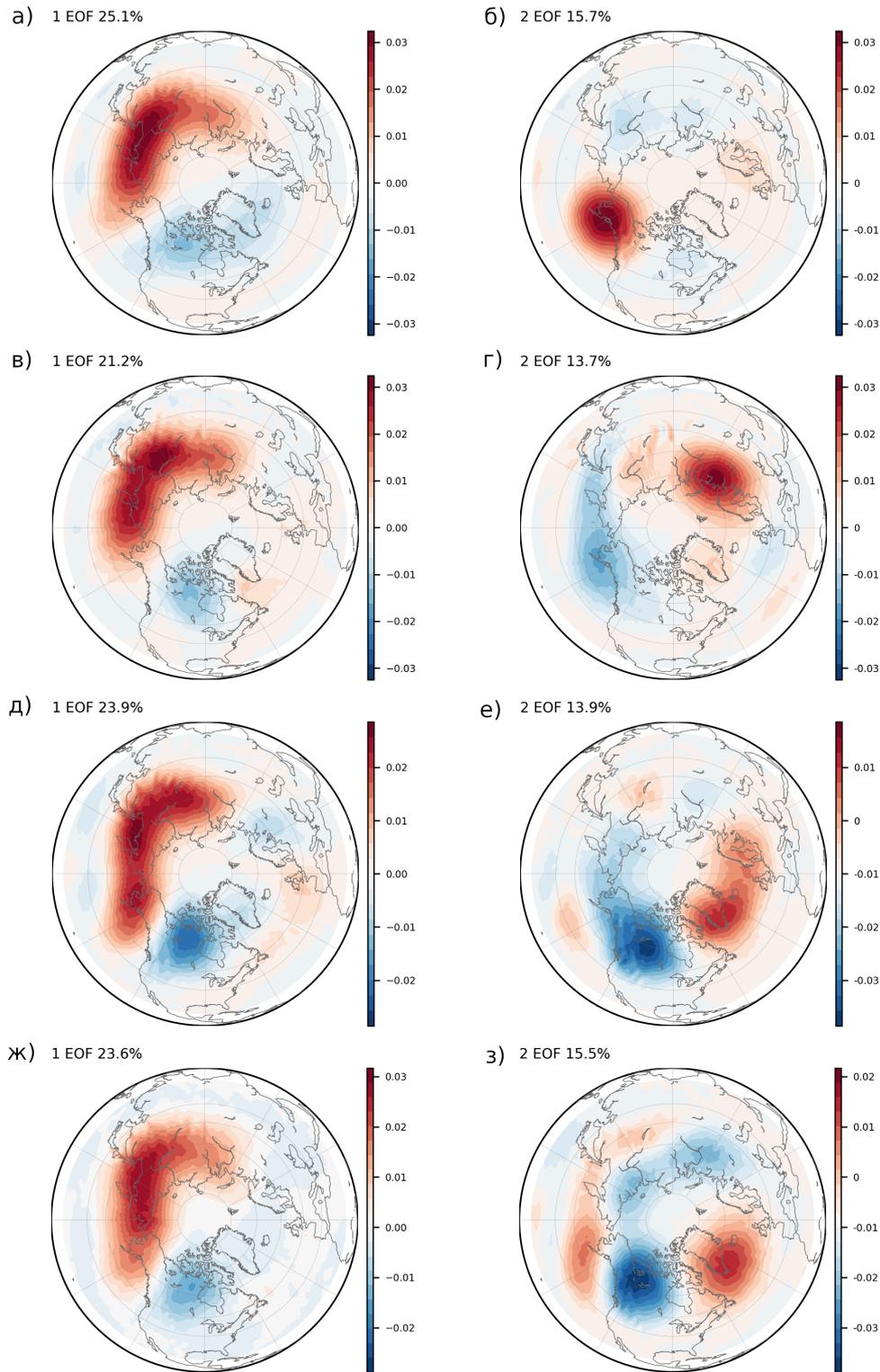


Рис. 5 — 1-ая (а, в, д, ж) и 2-ая (б, г, е, з) ЕОФ вертикальной компоненты потока Пламба ( $F_z$ ) для лет с различными значениями индекса ТДК: (а, б) менее  $-1$ , (в, г) от  $-1$  до  $1$ , (д, е) от  $1$  до  $9$ , (ж, з) выше  $9$

рами,  $\|U\|$  и  $\|V\|$  — количество элементов в кластерах  $U$  и  $V$  соответственно. Гиперпараметром в данной процедуре является количество кластеров, которое было принято равным  $12$  на основании анализа индекса силуэта  $Sscore$ .

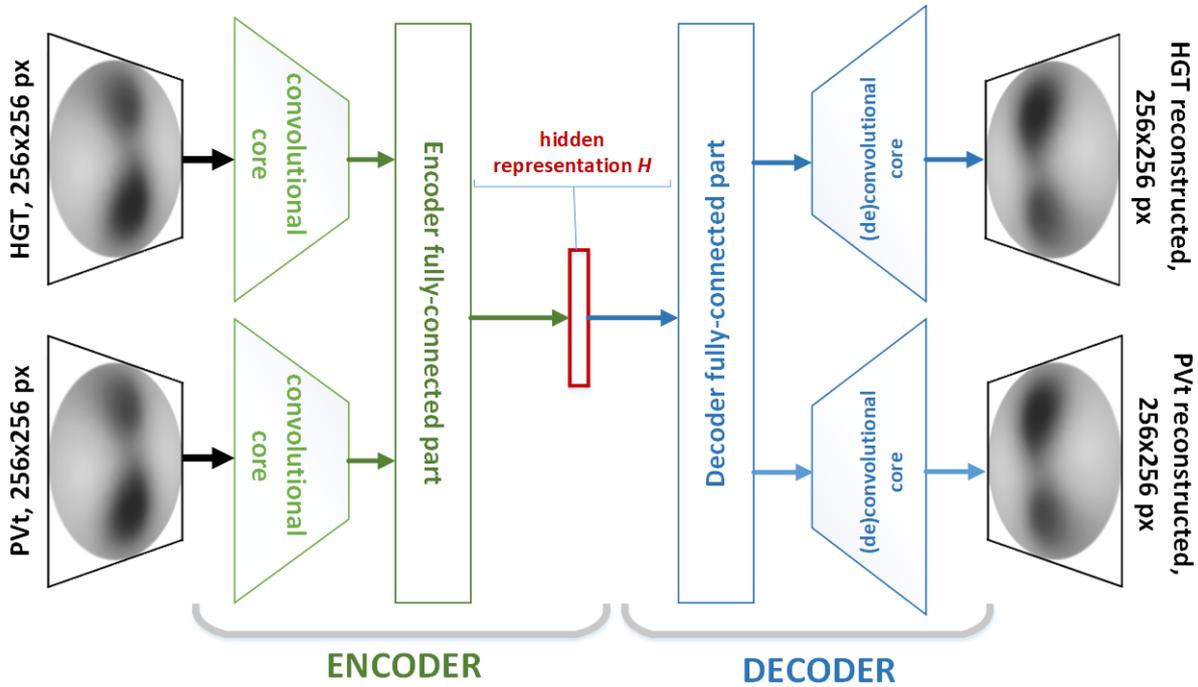


Рис. 6 — Структура разреженного вариационного сверточного автокодировщика (SpCVAE)

Структура предложенного метода кластеризации состояний СПВ может быть описана в виде следующей последовательности действий:

1. подготовка и предварительная обработка данных, описывающих состояния СПВ (поля ГПВ и ПЗ);
2. компоновка разреженного вариационного сверточного автокодировщика (SpCVAE, рисунок 6); обучение SpCVAE на наборе подготовленных данных;
3. снижение размерности признакового описания состояний СПВ с применением кодирующей части обученного SpCVAE;
4. применение иерархической агломеративной кластеризации Ланса-Уильямса с использованием межкластерного расстояния в формулировке Уорда;
5. выбор оптимальной размерности скрытых представлений  $N$  и оптимального количества кластеров  $K$  на основании меры качества воспроизведения примеров (1-MSSSIM), меры качества кластеризации (средний индекс силуэта), стабильности и воспроизводимости результатов кластеризации, а также дополнительных соображений, диктуемых решаемой задачей и спецификой группируемых данных.

На рисунке 7 представлены композитные карты геопотенциальной высоты для поверхности 10 гПа для каждого кластера. Кластеры ранжированы по среднему значению зонального ветра, осредненного вдоль  $60^\circ$  с.ш. на

уровне 10 гПа ( $U_{60\_10}$ ), от самого слабого СПВ (кластер 1) до сильного, хорошо развитого вихря, центрированного на полюсе (кластер 12).

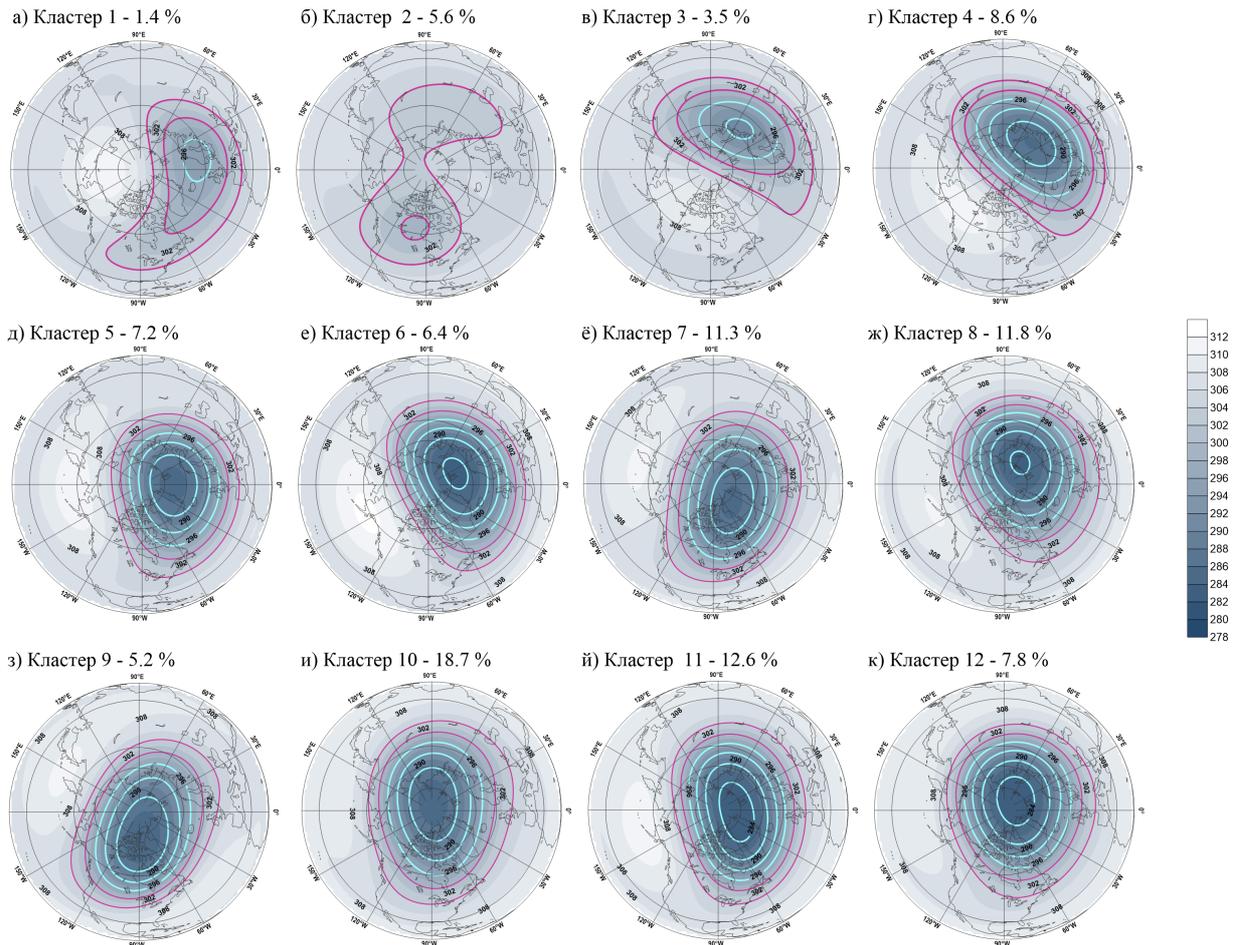


Рис. 7 — Геопотенциальные высоты для поверхности 10 гПа, осредненные для каждого кластера. Кластеры ранжированы по возрастанию зонального ветра, осредненного вдоль  $60^\circ$  с.ш. на уровне 10 гПа, от самого низкого (кластер 1) к самому высокому значению (кластер 12)

Для оценки того, насколько точно кластеры 1—3 совпадают с событиями внезапных стратосферных потеплений, было проведено сравнение временных периодов, соответствующих кластерам 1—3 и событиям из календарей событий ВСП, приводимых в работах [Charlton and Polvani, 2007, Butler et al., 2017]. Было показано, что кластеры 1 и 3 соответствуют основным событиям ВСП по типу «сдвиг вихря», а кластер 2 соответствует главным событиям по типу «разделение вихря». Для анализа долгопериодных изменений состояний СПВ были рассчитаны линейные тренды для частоты повторяемости каждого кластера в зимний сезон (декабрь—февраль) за период 1958—2018 гг. Для кластеров 4 и 5 (сильный вихрь, смещенный в сторону Евразии), а также для кластеров 10 и 12 (сильный вихрь с центром вращения, расположенным в районе полюса) были получены значимые линейные тренды. Обнаружена явная тенденция увеличения повторяемости состояний СПВ, смещенных в сторону

Евразии, и уменьшения частоты повторяемости состояний вихря, центрированного на полюсе. Линейные тренды частоты повторяемости кластеров 4 и 5 составляют 11 % и 17 % на 10 лет соответственно, а тренды для кластеров 10 и 12 составляют  $-9\%$  и  $-13\%$  на 10 лет. Это свидетельствует о том, что в последние годы СПВ все чаще наблюдается в смещенном в сторону Евразии состоянии. Однако согласно построенным для каждого кластера диаграммам Тьюки, смещенный вихрь не обязательно является ослабленным. Более объективной метрикой оценки интенсивности СПВ является скорость ветра, осредненная вдоль края вихря ( $W_{кр}$ ). Анализ распределения продолжительности периодов каждого из выделенных кластеров показал, что «смещенное» состояние СПВ чаще сохраняется в течение короткого периода (1–3 дня) и соответствует процессам разрушения/восстановления вихря, которые не оказывают существенного влияния на динамику тропосферы. А «стационарные» состояния вихря продолжительностью более 7 дней потенциально могут приводить к изменениям в тропосферной динамике. Дальнейший анализ проводился для экстремальных событий продолжительностью не менее 7 дней, соответствующих СПВ со смещенным с полюса центром вращения, для которых скорость струйного течения превышала значения 90-го перцентиля (скорость ветра вдоль края вихря не ниже 80 м/сек).

Отклик тропосферной динамики оценивался по интенсивности синоптической активности, которая определялась как среднеквадратичное отклонение отфильтрованных полей геопотенциальной высоты для поверхности 1000 гПа  $\sigma$ (ГПВ). На рисунке 8 показаны аномалии синоптической активности  $\sigma$ (ГПВ2-6) на уровне 1000 гПа, выраженные в процентах относительно среднеклиматических значений, для кластеров 4, 8 (смещение центра вихря в сторону Евразии) и 7 (смещение центра вихря в сторону Гренландии).

При смещении вихря в сторону Евразии (кластеры 4 и 8), пространственные аномалии синоптической активности имеют дипольную структуру с положительными значениями в районе Скандинавского полуострова (аномалии составляют более 50 %) и отрицательными в районе Средиземного моря. В то же время, при смещении вихря в сторону Гренландии такой закономерности не наблюдается, и над всем Европейским регионом аномалии принимают отрицательные значения. Таким образом, вихрь, смещенный в сторону Евразии, оказывает такое же воздействие на тропосферную динамику, как и сильный вихрь, центрированный на полюсе.

В **заключении** приведены основные результаты работы:

1. Получены оценки интенсивности арктического стратосферного полярного вихря (СПВ) в зимний сезон за период 1958–2017 гг. Статистически значимые линейные тренды для двух независимых метрик

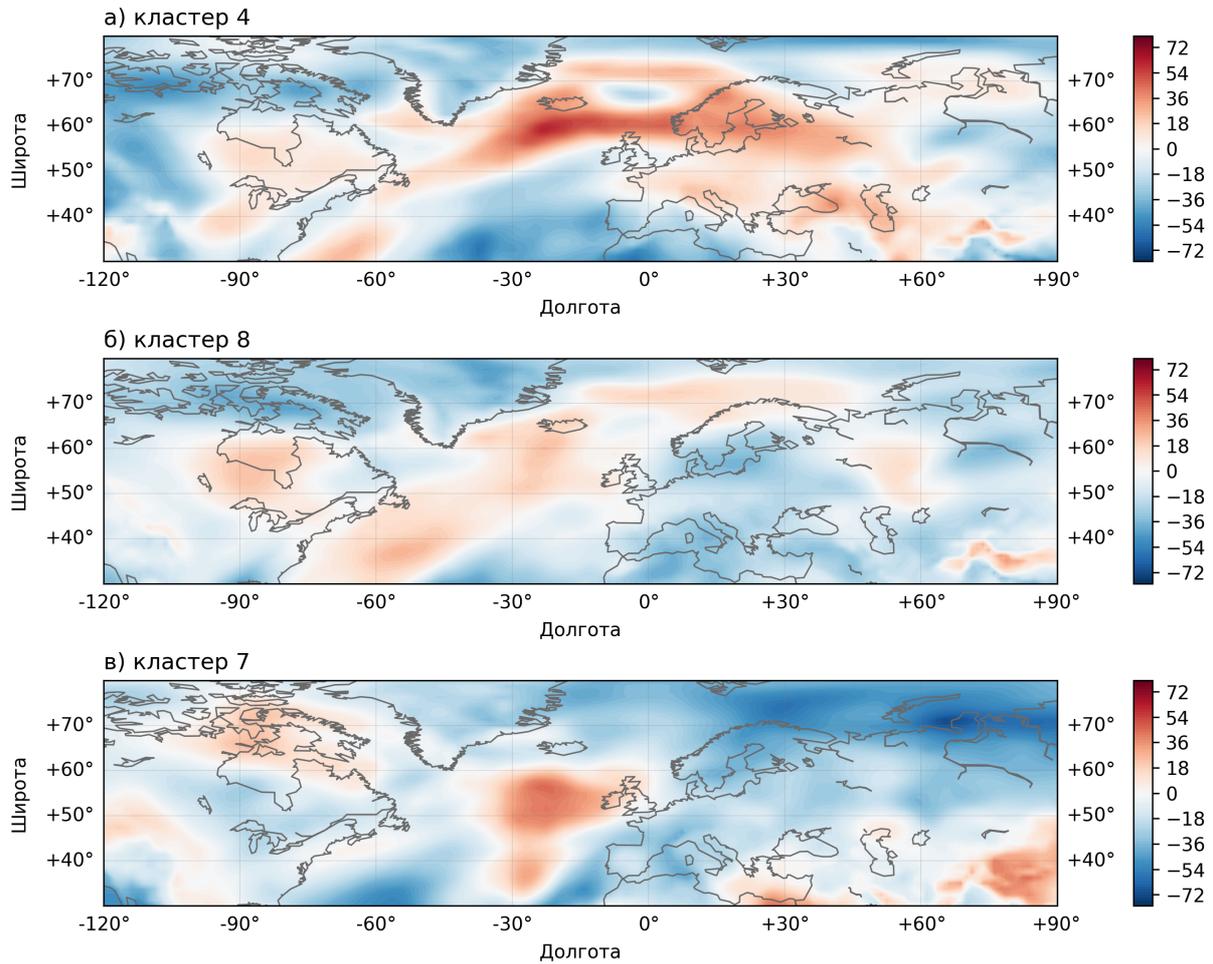


Рис. 8 — Аномалии синоптической активности  $\sigma$ (ГПВ2-6) на уровне 1000 гПа, выраженные в процентах от среднеклиматических значений

противоположны по знаку. Отрицательный тренд ( $-8,7\%$ ) для зональной компоненты ветра, осредненной вдоль  $60^\circ$  с.ш. на уровне 10 гПа, объясняется тем, что в последние годы СПВ чаще находится в «смещенном» с полюса в сторону Евразии состоянии. Положительный тренд ( $+9,5\%$ ) для скорости ветра, осредненной вдоль края вихря, согласуется с трендом температур нижней стратосферы, которые показывают выхолаживание полярных областей средней атмосферы в последние десятилетия.

2. Обнаружена квазидесятилетняя изменчивость интенсивности арктического стратосферного полярного вихря (СПВ), фазы которой соответствуют фазам тихоокеанского десятилетнего колебания (ТДК). Квазидесятилетние флуктуации проявляются как для интенсивности струйного течения полярной ночи, так и для возмущения вихря, которое выражается не только в его ослаблении/усилении, но и в смещении центра вращения относительно полюса. Установлено, что амплитуда квазидесятилетнего колебания

значительно превышает значения среднеклиматического тренда интенсивности СПВ.

3. На основе анализа трехмерного потока волновой энергии Пламба получены количественные оценки пространственных неоднородностей вертикального распространения волновой активности из тропосферы в стратосферу. Установлено, что 1-ая ЕОФ вертикальной компоненты потока Пламба может служить предиктором интенсивности СПВ в последующем месяце. В отрицательную фазу ТДК интенсификация/ослабление вертикального распространения потока волновой энергии над восточной частью Евразии в раннюю зиму (ноябрь–декабрь) предшествует экстремально слабому/экстремально сильному вихрю в последующем месяце. При условии формирования слабого вихря значительно возрастает вероятность внезапных стратосферных потеплений. В теплую фазу ТДК интенсивность распространения волновой энергии в районе восточной Сибири и интенсивность вихря в последующем месяце независимы.
4. Получены количественные оценки аномалий интенсивности СПВ в различные фазы ТДК. Нелинейная зависимость интенсивности СПВ и индекса ТДК связана с различиями в районах интенсификации потока волновой активности.
5. На основе разработанных методов глубокого машинного обучения проведена объективная классификация состояний вихря и выделено 12 кластеров. Анализ частоты повторяемости каждого кластера в зимние сезоны показал, что в последние десятилетия СПВ преимущественно смещен с полюса в сторону Евразии и Гренландии.
6. Получены оценки отклика тропосферной динамики (положения шторм-треков) на события экстремально сильного вихря со смещенным с полюса центром вращения. При смещении центра вращения вихря с полюса в сторону Евразии синоптическая активность в тропосфере возрастает над Скандинавским полуостровом (более чем на 40 % относительно среднеклиматических значений) и уменьшается в районе Средиземного моря. По своей структуре отклик аналогичен эффекту «отклонения к полюсу» и реакции тропосферных шторм-треков на экстремально сильный вихрь, центрированный на полюсе.
7. Количественно доказано, что при оценке интенсивности СПВ по зональной компоненте ветра, осредненной вдоль  $60^\circ$  с.ш. на уровне 10 гПа, влияние стратосферных процессов на тропосферную динамику систематически недооценивается, поскольку данная метри-

ка не позволяет идентифицировать события экстремально сильного вихря со смещенным с полюса центром вращения. Для достоверной оценки реакции шторм-трека на стратосферную динамику необходимо учитывать характеристику скорости ветра, осредненную вдоль края вихря.

## Список работ, опубликованных по теме диссертации

1. Krinitskiy, M., **Zyulyaeva, Y.**, Gulev, S. Clustering of Polar Vortex States Using Convolutional Autoencoders. // In Proceedings of the Information Technologies and High-Performance Computing, – 2019. –CEUR-WS.org: Khabarovsk, Russia. –Vol. 2426. – P. 171.
2. **Zyulyaeva Y. A.**, Studholme J. H. P., Zveryaev I. I. Long-Term Changes in Wintertime Temperature Extremes in Moscow and Their Relation to Regional Atmospheric Dynamics //Journal of Geophysical Research: Atmospheres. – 2019. – Т. 124. – №. 1. – С. 92-109.
3. Kravtsov S., Tilinina, N., **Zyulyaeva, Y.**, Gulev, S. K. Empirical modeling and stochastic simulation of sea level pressure variability //Journal of Applied Meteorology and Climatology. – 2016. – Т. 55. – №. 5. – С. 1197-1219.
4. Jadin E. A., Wei, K., **Zyulyaeva, Y. A.**, Chen, W., Wang, L. Stratospheric wave activity and the Pacific Decadal Oscillation //Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics. – 2010. – Т. 72. – №. 16. – С. 1163-1170.
5. Jadin E. A., **Zyulyaeva Y. A.** Interannual variations in the total ozone, stratospheric dynamics, extratropical SST anomalies and predictions of abnormal winters in Eurasia //International Journal of Remote Sensing. – 2010. – Т. 31. – №. 4. – С. 851-866.
6. **Zyulyaeva Y. A.**, Zhadin E. A. Analysis of three-dimensional Eliassen-Palm fluxes in the lower stratosphere //Russian Meteorology and Hydrology. – 2009. – Т. 34. – №. 8. – С. 483.
7. Jadin E. A., **Zyulyaeva Y. A.**, Volodin E. M. Relationships between interannual variations in stratospheric warmings, tropospheric circulation, and sea surface temperature in the Northern Hemisphere //Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics. – 2008. – Т. 44. – №. 5. – С. 594-605.
8. **Zyulyaeva Yu.**, Krinitskiy M., Studholme J., and Gulev S. Polar Vortex: long-term variability of main characteristics, and links to the

- dynamics of the troposphere //Geophysical Research Abstracts. – 2019. – Vol. 21. – EGU2019-17007-2, 2019.
9. **Zyulyaeva Yu.**, Tilinina N., Gulev S., Zolina O., Dufour A., and Zveryaev I. Stratospheric Warming Events Affect Winter North Atlantic Storm Tracks and European Hydrological Cycle //Geophysical Research Abstracts. – 2018. – Vol. 20, – EGU2018-15652.
  10. Rudeva I., **Zyulyaeva Yu.**, Gulev S. Cyclone activity over the Northern Hemisphere in the first part of the 20th century from 20C reanalysis //EGU General Assembly Conference Abstracts. – 2010. – T. 12. – C. 6686.
  11. **Zyulyaeva Yu.**, Zveryaev I., Koltermann K. P. Observations-Based Analysis of Moscow Heat Spells //EGU General Assembly Conference Abstracts. – 2015. – T. 17.





Подписано в печать 25.09.2020 г.

Формат 60×90

Тираж 150 экз. Заказ № ХХХХ

Типография "МДМпринт"

117292, г. Москва, ул. Дмитрия Ульянова, д. 20к1

Тел. 8 (495) 256-10-00

<https://mdmprint.ru/>