

ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ
НАУКИ ИНСТИТУТ ОКЕАНОЛОГИИ ИМ. П.П. ШИРШОВА
РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК

На правах рукописи

Зюляева Юлия Анатольевна

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

Специальность 25.00.29 —
физика атмосферы и гидросферы

Диссертация на соискание учёной степени
кандидата физико-математических наук

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

Москва — 2020

Оглавление

Введение	4
Глава 1. Основные аспекты стратосферно-тропосферного взаимодействия	
.	12
1.1 Стратосферный полярный вихрь	13
1.2 Влияние экстремальных состояний стратосферного полярного вихря на тропосферную динамику	16
1.3 Прогностический потенциал стратосферной динамики на различных временных масштабах	19
1.4 Количественная оценка волновой активности планетарных волн (поток Пламба)	22
1.5 Факторы, влияющие на распространение планетарных волн	25
Глава 2. Межгодовая изменчивость интенсивности стратосферного полярного вихря и ее связь с тихоокеанским десятилетним колебанием	
.	28
2.1 Данные и методы	30
2.1.1 Атмосферные реанализы	30
2.1.2 Методика расчета индекса тихоокеанского десятилетнего колебания	33
2.1.3 Методики оценки интенсивности стратосферного полярного вихря	35
2.1.4 Оценка значимости	42
2.2 Интенсивность стратосферного полярного вихря в различные фазы тихоокеанского десятилетнего колебания	42
2.3 Выводы по Главе 2	49
Глава 3. Внутрисезонная динамика стратосферного полярного вихря и ее связь с динамикой тропосферы	
.	51
3.1 Метод спектральной полосовой фильтрации Ланцоша	55
3.2 Механизм формирования «предсостояния» стратосферного полярного вихря	59

3.3	Интенсивность распространения волновой энергии как предиктор состояния стратосферного полярного вихря	62
3.4	Особенности стратосферно-тропосферного взаимодействия в различные фазы тихоокеанского десятилетнего колебания	71
3.5	Различие в форме волны в различные фазы тихоокеанского десятилетнего колебания	75
3.6	Районы интенсификации планетарных волн в различные фазы тихоокеанского десятилетнего колебания	77
3.7	Выводы по Главе 3	80
Глава 4. Отклик тропосферной динамики на экстремально сильный вихрь со смещенным центром вращения		
4.1	Методика кластеризации состояний стратосферного полярного вихря	85
4.1.1	Предобработка данных	86
4.1.2	Разреженный сверточный вариационный автокодировщик	86
4.1.3	Иерархическая агломеративная кластеризация	90
4.2	Долгопериодная изменчивость положения центра вращения вихря	94
4.3	Отклик тропосферной динамики на экстремально сильный арктический стратосферный полярный вихрь со смещенным центром вращения относительно полюса	97
4.4	Выводы по Главе 4	101
Заключение		102
Список литературы		105

Введение

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 прослеживаться 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

ется не только тропосферными условиями, но и внутренней изменчивостью стратосферы [Pogoreltsev et al., 2007]. Такое нелинейное взаимодействие лежит в основе формирования экстремальных состояний СПВ. Однако чувствительность 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 Barnett, 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.

Цель данной 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, определяющих состояние стратосферы Северного полушария в зимний период.
2. Оценить условия и механизмы формирования «предсостояния» 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/с 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 предсостояния 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. В работе впервые выполнен анализ внутрисезонных особенностей взаимодействия тропосферы и стратосферы на основе анализа трехмерных потоков волновой энергии. Разработана концептуальная схема и предложено физическое обоснование формирования «предсостояния» 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° 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° с.ш. на уровне 10 гПа, приводит к недооценке воздействия вихря на динамику тропосферы в случае смещения центра его вращения относительно полюса.

Научная и практическая значимость. Исследование механизмов формирования экстремальных состояний СПВ в различные фазы ТДК имеет важ-

ное 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 (14th EMS Annual Meeting 10th 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 (3rd DynVar Workshop and 1st 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 9th Data Assimilation Workshop), Сокорро, США, 2012 г. (устный доклад); Семинар по те-

ме «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 МОСА-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 4th SPARC General Assembly), Болонья, Италия, 2008 г. (постерный доклад); Научная ассамблея комитета по космическим исследованиям (36th COSPAR Scientific Assembly), Пекин, Китай, 2006 г. (постерный доклад).

Личный вклад. 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. Криницким 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.

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. – T. 124. – №. 1. – C. 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. – T. 55. – №. 5. – C. 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. – T. 72. – №. 16. – C. 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. – T. 31. – №. 4. – C. 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. – T. 34. – №. 8. – C. 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. – T. 44. – №. 5. – C. 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.

Благодарности. Автор выражает глубокую благодарность своему научному руководителю, член-корресподенту 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 Криницкому 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.

Объем и структура работы. Диссертация состоит из введения, четырёх глав, заключения и списка использованных источников. Полный объём диссертации составляет 125 страниц с 44 рисунками и 3 таблицами. Список литературы содержит 203 наименования.

Глава 1. Основные аспекты стратосферно-тропосферного взаимодействия

Атмосфера Земли неоднородна по вертикали, как по физическим свойствам, так и по химическому составу. Согласно характеру вертикального распределения температуры можно выделить несколько слоев [1; 2]. Тропосфера, самый нижний слой атмосферы, содержит более 80 % массы всей атмосферы и 99 % водяного пара. Водяной пар играет важную роль в регулировании температурного режима тропосферы. В среднем вертикальный градиент температуры в тропосфере составляет $-6,5$ °С/км. При этом толщина тропосферы у полюсов не превышает 8 км, а над экватором достигает 18 км. У поверхности Земли локально могут развиваться сильные вертикальные движения, что приводит к образованию облачности и выпадению осадков, но в среднем вертикальные движения в тропосфере слабее горизонтальных.

Выше тропосферы расположен слой тропопаузы, он имеет безразличную стратификацию и разделяет тропосферу и стратосферу. Стратосфера, второй слой атмосферы, простирается до высоты 50 км. Температура воздуха в стратосфере постепенно увеличивается, достигая 273 К на верхней границе. Поскольку в стратосфере количество водяного пара мало, основную роль в регулировании температурного режима играет концентрация озона. В свою очередь, стратосферу принято делить на нижнюю (слой от 20 до 32 км) и верхнюю (слой от 32 до 50 км). В нижней стратосфере вертикальный градиент температуры составляет $+1$ °С/км, а в верхней $+2,8$ °С/км (ГОСТ 4401-81) (рисунок 1.1). Стратосфера работает своего рода ограничителем тропосферной турбулентности, так как в ней не существует физических оснований для конвективных движений.

Плотность стратосферы намного меньше плотности нижележащей тропосферы (в среднем в 40 раз), для потенциальной завихренности двух слоев наблюдается противоположная закономерность. Средняя потенциальная завихренность тропосферы в умеренных и высоких широтах составляет приблизительно $2 \frac{10^{-6} \cdot \text{К} \cdot \text{М}^2}{\text{кг}^{-1} \cdot \text{сек}^{-1}}$, в то время как потенциальная завихренность нижней стратосферы в зимний период может достигать значений $1000 \frac{10^{-6} \cdot \text{К} \cdot \text{М}^2}{\text{кг}^{-1} \cdot \text{сек}^{-1}}$.

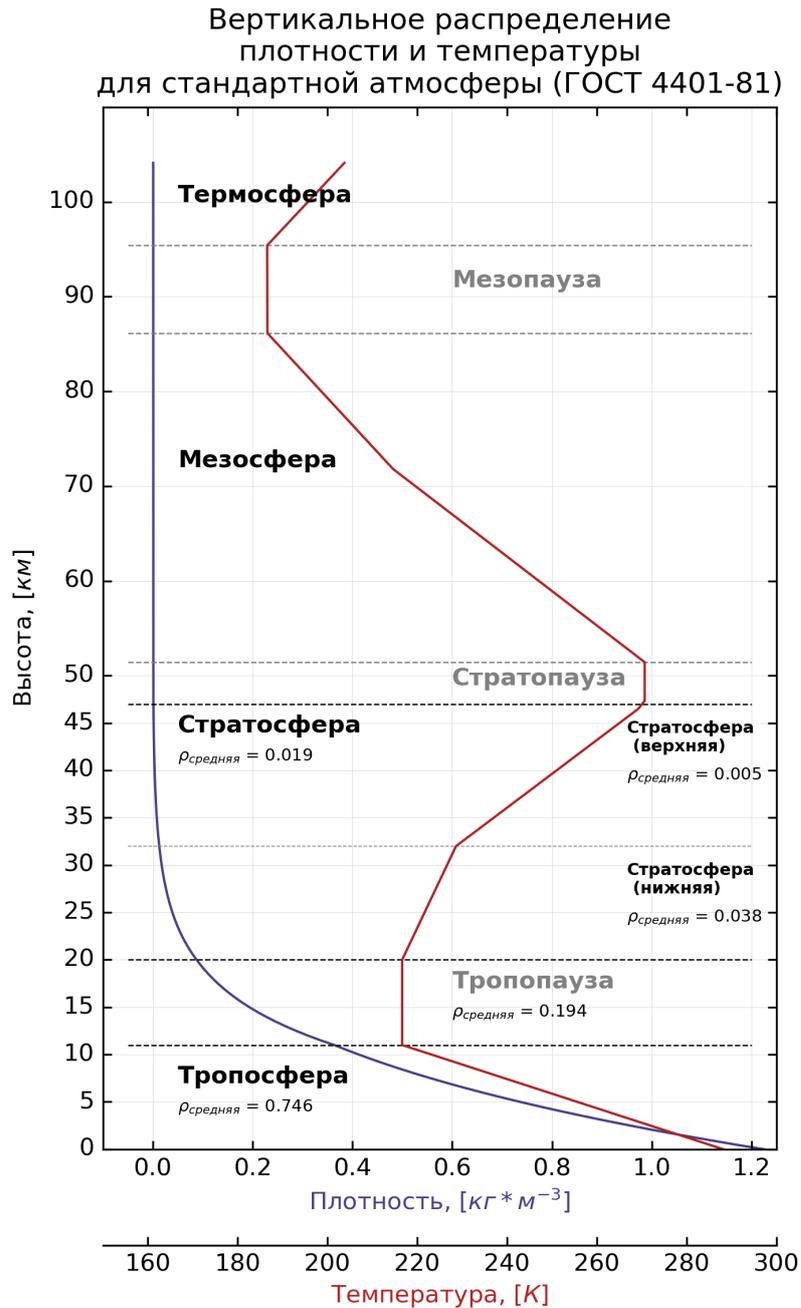


Рисунок 1.1 — Вертикальное распределение температуры [K] (показано красным), плотности [кг · м⁻³] (показано синим), для стандартной атмосферы ГОСТ 4401-81

1.1 Стратосферный полярный вихрь

В зимнее время в полярной стратосфере формируется так называемый циркумполярный стратосферный вихрь. Первые работы, посвященные циркумполярному вихрю в стратосфере, появились в конце 40-х годов [3; 4]. Непосред-

ственно термин «циркумполярный вихрь» был предложен Бразерфилдом в 1950 г. в работе [5], а название «стратосферный полярный вихрь» (СПВ) вошло в употребление гораздо позднее — в конце 50-х, начале 60-х годов [например, [6]].

Стратосферный полярный вихрь формируется в осенний период в соответствующем полушарии из-за прихода полярной ночи в высокие широты. СПВ обычно описывается пространственным распределением потенциальной завихренности (ПЗ) на изэнтропических поверхностях [7; 8]. На рисунке 1.2 приведено пространственное распределение потенциальной завихренности для Северного полушария на 1 января 1988 года. В поле ПЗ стратосферный полярный вихрь выделяется как циркумполярная область высоких значений потенциальной завихренности. Окружающая зона низких значений ПЗ обычно называется «прибойной» («surf zone» в зарубежной литературе), по аналогии с океаническими побережьями, где происходит обрушение волн [9]. Переходная область между основным телом вихря и «прибойной» зоной, где наблюдается максимум градиента ПЗ, считается краем вихря [9; 10]. Возмущения (или их отсутствие) СПВ отражаются в структуре вихря, его интенсивности, геометрии и положении центра вращения относительно полюса [11].

Арктический и Антарктический стратосферные полярные вихри имеют много общих черт. Так, краем вихря является мощное западное струйное течение полярной ночи (СТПН), которое изолирует основное тело вихря от окружающего среднеширотного воздуха [12; 13]. Изоляция полярного воздуха и отсутствие притока солнечной радиации во время полярной ночи в высоких широтах способствует сильному выхолаживанию воздуха внутри вихря и снижению температуры до 195 К и ниже. Эти изменения критичны для химических процессов, определяющих концентрацию озона в весенний период [14; 15].

Однако между Арктическим и Антарктическим полярными вихрями есть и различия. Арктический стратосферный вихрь меньше по протяженности, менее интенсивный, более теплый. Изменчивость Арктического СПВ намного выше, чем у его Антарктического аналога.

В основном, различия в характеристиках интенсивности СПВ двух полушарий объясняется различием в орографии и распределением суши (океан–континент), которые отвечают за образование и интенсификацию планетарных волн [16]. Планетарные волны, распространяясь из тропосферы в стратосферу,

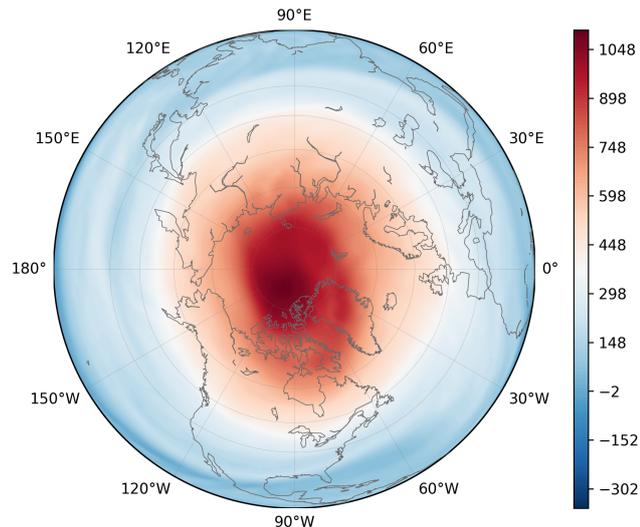


Рисунок 1.2 — Пространственное распределение потенциальной завихренности $[\frac{10^{-6} \cdot \text{К} \cdot \text{М}^2}{\text{кг}^{-1} \cdot \text{сек}^{-1}}]$ на изэнтропической поверхности 850 К на 1 января 1988 года

возмущают Арктический стратосферный вихрь и могут существенно снижать интенсивность струйного течения [9; 16].

Широкий спектр изменчивости, который характеризует динамику стратосферного полярного вихря, представляет огромный интерес с точки зрения исследования стратосферных явлений. Однако проводимые ранее исследования, в основном, были сфокусированы на его экстремальных состояниях [17; 18]. На одном конце спектра находятся, так называемые, внезапные стратосферные потепления (ВСП) — события, ассоциированные с увеличенной волновой активностью [19; 20]. Своим названием ВСП обязаны временным масштабам (порядка 4-7 дней), на которых происходит значительное увеличение температуры в полярной стратосфере. При ВСП западное струйное течение ослабевает и, в некоторых случаях, даже меняет свое направление на восточное, то есть происходит разрушение СПВ. Внезапные стратосферные потепления, как правило, принято делить на два типа согласно характеру разрушения полярного вихря. Выделяют ВСП по типу «смещение», при котором центр вращения вихря существенно смещается с полюса в сторону экватора, и по типу «разделение», при котором вихрь делится на два относительно небольших вихря [21]. На другом конце спектра изменчивости интенсивности стратосферного полярного вихря находятся, так называемые, события интенсификации СПВ, которые ассоциируются с ослаблением волновой активности и отрицательными потоками тепла в полярные районы [17; 22; 23]. Отсутствие волновой активности и отрицатель-

ный поток тепла позволяют вихрю усилиться за счет динамических и радиационных факторов, что приводит к формированию сильного, централизованного на полюсе, стратосферного полярного вихря.

1.2 Влияние экстремальных состояний стратосферного полярного вихря на тропосферную динамику

Если модель, объясняющая влияние тропосферной динамики на стратосферные процессы, была предложена Мацуно в 1971 [19], то обратное влияние стратосферной динамики на тропосферную не исследовалось до конца 90-х годов. Куироз в 1986 году [24] впервые отметил, что отдельным погодным аномалиям в Европейском регионе в зимний период предшествуют внезапные стратосферные потепления. Болдвин и Данкертон в своих работах [25; 26] показали, что аномалии индекса Арктической Осцилляции (АО) могут распространяться из стратосферы в тропосферу (рисунок 1.3), и стратосферный сигнал сохраняется в нижних слоях атмосферы до 60 дней.

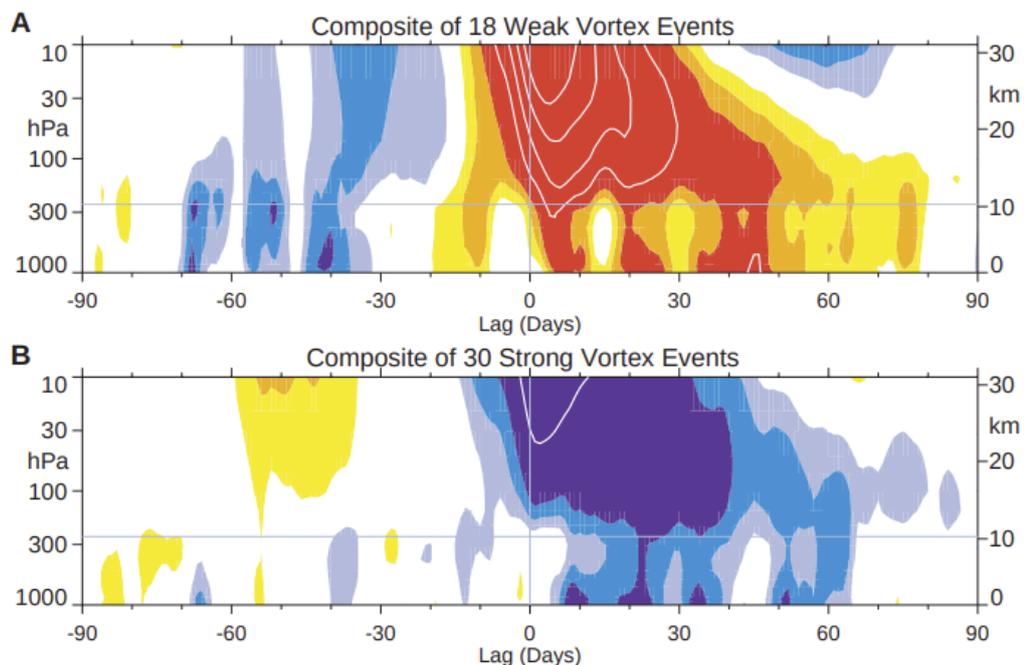


Рисунок 1.3 — Средние аномалии значений индекса Арктической Осцилляции для 18 событий слабого вихря (ВСП) (А) и для 30 событий экстремально сильного СПВ (В). Центральная дата события определялась как момент, когда аномалия АО пересекала значение -3 и $1,5$ соответственно [26]

Было показано, что не только отрицательные аномалии индекса АО, которые формируются при разрушении СПВ во время ВСП, распространяются в нижележащие слои, но и отсутствие возмущений СПВ формирует положительную аномалию АО (противоположную по знаку ВСП), которая также может распространяться из стратосферы в тропосферу [20; 26; 27]. В динамике тропосферы данные аномалии индекса АО проявляются в смещении основных путей распространения синоптических вихрей. При разрушенном или сильно ослабленном вихре шторм-треки смещаются к экватору, а при экстремально сильном (положительные аномалии АО) — к полюсу.

Кидстон и др. [28] предложили физический механизм, объясняющий воздействие интенсивности стратосферного полярного вихря на тропосферную динамику (рисунок 1.4).

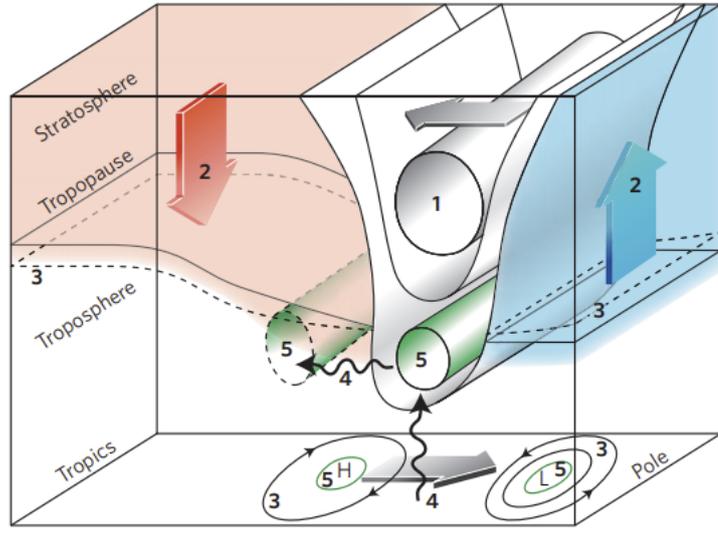


Рисунок 1.4 — Схема влияния интенсивности стратосферного полярного вихря на положение тропосферных струйных течений [28]

$$\bar{u}_t = \bar{v}^*(f - (a \cos \varphi)^{-1}(\bar{u} \cos \varphi)) - \bar{w}^* \bar{u}_z + (\rho_0 a \cos \varphi)^{-1} \nabla F + \bar{X}, \quad (1.1)$$

где a — радиус Земли, φ — широта, f — параметр Кориолиса, \bar{v}^* и \bar{w}^* — меридиональная и вертикальная компоненты остаточной меридиональной циркуляции, которые, в основном, определяют перенос массы через стратосферу; перенос углового момента представлен потоком волновой активности Элиассена-Пальма F ; воздействие на средний поток такими малыми возмущениями как гравитационные волны представлен компонентой $-\bar{X}$.

На основе анализа зонально осредненного уравнения для импульса (the Transformed Eulerian Mean equation [29]) (формула 1.1 [28]), они показали, что изменчивость среднезональной скорости стратосферного циркумполярного течения определяется потоком волновой активности из тропосферы в стратосферу. Волновая активность, в свою очередь, приводит к изменению остаточной меридиональной циркуляции так, что последняя действует на сохранение углового момента и массы. В основном, два этих фактора сбалансированы, и при этом вихрь остается в стабильном состоянии, если мы примем \bar{X} равным нулю. Но в случае низкой волновой активности вихрь разгоняется за счет термических факторов. Это приводит к росту компоненты \bar{v}^* , то есть происходит более интенсивный перенос массы от полюса к экватору, и как следствие, увеличиваются вертикальные движения \bar{w}^* в полярной области, приводящие к подъему тропопаузы и в тропической зоне к опусканию тропопаузы. Такие изменения высоты тропопаузы приводят к смещению положения тропосферных струйных течений.

Также в последние годы на основе анализа данных наблюдений и результатов модельных расчетов установлено, что изменчивость циркуляции стратосферы оказывает существенное влияние на условия распространения и отражения стационарных планетарных волн [30; 31]. Отраженные от стратосферы планетарные волны могут достигать высот тропосферы, трансформироваться в результате нелинейных взаимодействий и/или фокусировки трехмерного потока волновой активности в волны меньшего масштаба и оказывать влияние на формирование погодных условий в отдельных регионах.

Таким образом, современная метеорология признает и подтверждает прогностический потенциал характеристик стратосферной динамики на сезонных масштабах. Например, учет динамической ситуации в стратосфере путем ассимиляции данных средней и верхней атмосферы в Европейском центре среднесрочных прогнозов погоды (ECMWF) при сезонных прогнозах погоды Северного полушария позволил существенно повысить оправдываемость расчетов в зимние месяцы [32].

Более того, исследование долгопериодной изменчивости стратосферного полярного вихря может помочь в понимании климатической изменчивости тропосферной динамики. В последние десятилетия происходят заметные изменения в климатической системе нашей планеты. На фоне глобального потепле-

ния растет средняя температура поверхности Земли, увеличивается концентрация парниковых газов в атмосфере, меняется крупномасштабная атмосферная циркуляция, вызывая значительные колебания климата и погоды на региональном уровне. Многие современные исследования [33–37] фиксируют тенденции смещения среднезональных струйных течений в умеренных широтах к северу (так называемое «отклонение к полюсу»), что проявляется, в первую очередь, в смещении шторм-треков на север. В целом, все модели общей циркуляции атмосферы подтверждают эффект «отклонения к полюсу» в экспериментах с увеличением концентрации парниковых газов. Тем не менее, модельные оценки амплитуды этого отклика варьируются достаточно широко [38–40]. Неопределенность в прогнозе климатических изменений положения шторм-треков также увеличивается за счет того, что на региональном уровне изменения в динамике квазистационарных волн приводят к модификации эффекта «отклонения к полюсу».

Таким образом, дальнейшее изучение стратосферно-тропосферного взаимодействия необходимо как для развития теоретических основ описания динамики атмосферы, так и для практического применения в долгосрочных прогнозах погоды.

1.3 Прогностический потенциал стратосферной динамики на различных временных масштабах

Долгосрочные прогнозы погоды до сих пор остаются нерешенной задачей в метеорологии и климатологии. Наибольшим потенциалом для их улучшения, как уже отмечалось выше, обладают стратосферные предикторы, поскольку время жизни динамических возмущений в стратосфере намного больше (около 10–40 дней), чем в тропосфере (3–7 дней) [25]. Частично это объясняется низкой скоростью радиационной релаксации в нижней стратосфере — циркуляция в этом слое после возмущения долго восстанавливается, тем самым обеспечивая «долгую память». Прогностический потенциал стратосферы реализуется только в сезон активного взаимодействия стратосферы и тропосферы — зима для Северного полушария и весна для южного. Это дает основания для статисти-

ческих долгосрочных прогнозов (\sim на месяц вперед) аномально холодных или теплых зим в отдельных регионах земного шара по различным стратосферным предикторам, например, по изменениям средне-зонального зонального ветра на уровне 10 гПа или индекса Арктического Колебания (АК) [41; 42], общему содержанию озона [43], а также для прогноза изменчивости муссонов в Китае по индексам волновой активности стратосферы и тропосферы [44]. Рассмотрим возможности использования характеристик стратосферной динамики на различных временных масштабах.

Краткосрочный прогноз. В численных моделях краткосрочного прогноза погоды стратосфера является верхней границей расчетного домена (тропосферы). Если не учитывать ее изменчивость, а считать этот слой стационарным, могут возникать ошибки. Так, например, в 1990 году Бовилль и Баумхэвнер [45] показали, что в моделях численного прогноза погоды (до периода 20 дней) ошибки увеличиваются, если стратосферная динамика исключается из расчета. Но в их эксперименте вклад неточностей начальных условий перекрывал ошибки, вызванные неучтенными стратосферными процессами. Дальнейшее улучшение численных моделей позволило более детально изучить влияние стратосферы на предсказуемость тропосферы. В работе [46] показано, что прогноз резко ухудшается, если в начальных условиях допущены ошибки в описании динамики стратосферы. На сегодняшний день вопрос о том, при каком разрешении стратосферы наступает насыщение в потенциале предсказуемости тропосферной динамики, а, следовательно, и предел улучшения краткосрочного прогноза погоды, остается открытым.

Внутрисезонная изменчивость. На сезонном масштабе экстремальные состояния стратосферного полярного вихря оказывают влияние на положение шторм-треков через смещение тропосферных струйных течений. При сильно ослабленном или разрушенном вихре пути распространения циклонов смещаются к югу, а при экстремально сильном — к северу [26]. Также стратосфера может оказывать воздействие на тропосферную динамику на внутрисезонном масштабе через модификацию распространения планетарных волн.

Межгодовая изменчивость. Если говорить о межгодовой изменчивости и возможности прогнозирования аномалий тропосферной динамики на масштабе нескольких лет, то стратосферные процессы могут быть медиаторами между основными колебаниями климатической системы и тропосферой. Во-пер-

вых, в тропической зоне в стратосфере существует квазидвухлетнее колебание (КДК) (с периодом около 28 месяцев), которое влияет на характер распространения планетарных волн из высоких широт в низкие и, тем самым, меняет положение и интенсивность основных центров действия тропосферной динамики. Во-вторых, стратосфера играет важную роль в формировании притока солнечной радиации в тропосферу (изменение притока суммарной солнечной радиации за счет 11-летнего цикла солнечной активности составляет $0,2 \text{ Вт}\cdot\text{м}^{-2}$). После вулканических извержений и заброса сульфатного аэрозоля в верхние слои атмосферы, солнечная радиация поглощается в средней атмосфере, что препятствует нормальному прогреву подстилающей поверхности и приводит к выхолаживанию тропосферы до $0,1\text{--}0,2 \text{ К}$ в среднеглобальных значениях. В стратосфере аэрозоль долго сохраняется (до 2-х лет), что обеспечивает такое продолжительное время жизни сигнала от вулканического извержения. Также важно отметить циркуляцию Брю-Добсона, при которой в тропической зоне происходит заброс аэрозоля в стратосферу благодаря интенсивной конвекции. Поэтому вулканические извержения в тропической зоне имеют намного более продолжительные последствия по сравнению с высокими широтами. В то время как, тропосфера выхолаживается после извержения, стратосфера разогревается за счет поглощения коротковолновой радиации. Такое изменение в термическом режиме стратосферы может отразиться на региональном масштабе в тропосферной динамике. В-третьих, на межгодовом масштабе важен отклик стратосферной динамики на события ЭНЮК. Стратосфера в данном случае выступает проводником сигнала из тропической зоны в высокие широты.

Десятилетняя изменчивость. Озоновая дыра над Антарктидой влияет на циркуляцию и температурный режим стратосферы, что в свою очередь оказывает влияние на климат у поверхности Земли.

Все вышеперечисленные факторы подтверждают, что стратосфера обладает прогностическим потенциалом на различных временных масштабах. Поэтому изучение факторов, расширяющих предсказуемость аномалий стратосферного полярного вихря, является в настоящее время одной из первоочередных задач современной науки.

1.4 Количественная оценка волновой активности планетарных волн (поток Пламба)

Как было сказано выше, экстремальные состояния стратосферного полярного вихря связаны с аномалиями активности стационарных планетарных волн. Обычно для анализа распространения квазистационарных планетарных волн и их воздействия на циркуляцию атмосферы используют двумерный поток Элиассена-Пальма, поскольку динамика стратосферы, в частности СПВ, имеет большую зональную симметрию (“круговую” моду) [25; 41]. Однако, как будет показано ниже, в распространении планетарных волн и их воздействии на зональный поток наблюдаются значительные долготные особенности, которые имеют большое значение для стратосферно-тропосферного взаимодействия.

Старр [47; 48] в своих работах 1950–1960 гг. предложил при анализе метеорологических параметров выделять среднезональную и волновую (вихревую) компоненты:

$$u(x, y, z, t) = \bar{u}(y, z, t) + u'(x, y, z, t). \quad (1.2)$$

Используя такое представление, можно получить следующую форму зонально осредненного уравнения для импульса:

$$\frac{\partial \bar{u}}{\partial t} - f\bar{v} = \frac{\partial(\overline{u'v'})}{\partial y} + \bar{X}, \quad (1.3)$$

$$\frac{\partial \bar{T}}{\partial t} + N^2 H R^{-1} \bar{w} = -\frac{\partial(\overline{v'T'})}{\partial y} + \frac{\bar{J}}{c_p}, \quad (1.4)$$

где N – частота Брента–Вяйсяля, рассчитываемая по формуле:

$$N^2 = \frac{R}{H} \left(\frac{\kappa T_0}{H} + \frac{dT_0}{dz} \right), \quad (1.5)$$

где H – масштаб высоты равный 7 км., R – универсальная газовая постоянная, X – эффект мелко-масштабных гравитационных волн. Теоретически, это уравнение (формула 1.3) позволяет оценить ускорение среднего потока по осредненному ускорению Кориолиса (второе слагаемое в левой части) и волновому потоку – правая часть уравнения 1.3. Однако среднезональная меридиональная

компонента скорости ветра \bar{v} не является независимой величиной от волновых процессов, она может ими моделироваться. Таким образом, данное уравнение не отображает причинно-следственную связь происходящих процессов.

В 1976 г. Андриус и Макинтаер [29] предложили «трансформированное Эйлерово осреднение». Они ввели понятие остаточной меридиональной циркуляции, которая представлена формулами:

$$\bar{v}^* = \bar{v} - \rho_0^{-1} R H^{-1} \partial \left(\frac{\rho_0 \overline{v' T'}}{N^2} \right) / \partial z, \quad (1.6)$$

$$\bar{w}^* = \bar{w} + R H^{-1} \partial \left(\frac{\overline{v' T'}}{N^2} \right) / \partial y. \quad (1.7)$$

Так как элементарный объем воздуха может подняться на другую высоту и остаться там в устойчивом состоянии только за счет адиабатического нагрева, то именно остаточная меридиональная циркуляция отражает адиабатические процессы и характеризует средний меридиональный перенос массы. Таким образом, согласно [29], используя выражения для \bar{v}^* и \bar{w}^* , систему уравнений для среднезональной циркуляции можно представить в виде:

$$\frac{\partial \bar{u}}{\partial t} - f \bar{v}^* = \frac{1}{\rho_0} \nabla \cdot F + \bar{X}, \quad (1.8)$$

$$\frac{\partial \bar{T}}{\partial t} + N^2 H R^{-1} \bar{w}^* = - \frac{\partial (\overline{v' T'})}{\partial y} + \frac{\bar{J}}{c_p}, \quad (1.9)$$

$$\frac{\partial \bar{v}^*}{\partial y} + \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial (\rho_0 \bar{w}^*)}{\partial z} = 0, \quad (1.10)$$

где F представляет поток Элиассена-Пальма [49] и описывает волновой перенос импульса и тепла:

$$F_y = -\rho_0 \overline{u' v'}, \quad (1.11)$$

$$F_z = \rho_0 f_0 R \overline{v' T'} / (N^2 H). \quad (1.12)$$

В 1985 Пламб предложил 3х-мерный вариант потока волновой активности, добавив зональную компоненту потока Элиассена-Пальма [50]. Трехмерный век-

тор Пламба описывает распространение квазистационарных планетарных волн по широте (F_x), долготе (F_y) и высоте (F_z) [50]:

$$F_s = \begin{pmatrix} F_x \\ F_y \\ F_z \end{pmatrix} = \frac{p}{p_0} \cos \varphi \begin{pmatrix} v'^2 - \frac{1}{2\Omega a \sin 2\varphi} \frac{\partial(v'\phi')}{\partial \lambda} \\ -u'v' + \frac{1}{2\Omega a \sin 2\varphi} \frac{\partial(u'\phi')}{\partial \lambda} \\ \frac{2\Omega \sin \varphi}{S} \times [v'T' + \frac{1}{2\Omega a \sin 2\varphi} \frac{\partial(T'\phi')}{\partial \lambda}] \end{pmatrix}, \quad (1.13)$$

где S — параметр статической устойчивости, рассчитываемый по формуле:

$$S = \frac{\partial \hat{T}}{\partial z} + \frac{\kappa \hat{T}}{H}, \quad (1.14)$$

u' , v' , T' , ϕ' , — отклонение от средних зональных значений зональной и меридиональной скорости ветра, температуры и геопотенциала соответственно, \hat{T} — температура, осредненная по району, расположенному севернее 20° с.ш., κ — коэффициент температуропроводности, φ — широта, λ — долгота, Ω — угловая скорость вращения Земли, a — радиус Земли, p — давление на заданном уровне, $p_0 = 1000$ гПа.

Легко показать, что при осреднении вдоль круга широты, формула 1.13 сводится к общепринятому двумерному вектору Элиассена-Пальма (формулы 1.11 и 1.12), компоненты которого описывают вихревой перенос импульса и тепла планетарными волнами. В приближении линейной оптики трехмерный вектор Пламба равен групповой скорости планетарных волн, умноженной на плотность волновой энергии [50]. Трехмерный вектор Пламба описывает восходящее и нисходящее распространение вихревой энергии. Необходимо подчеркнуть, что вертикальная компонента потока Пламба, F_z , связана не только с вихревым потоком тепла, но и с изменчивостью второго члена уравнения (1.13) вдоль широты), причем вклады двух слагаемых в F_z сопоставимы. Двумерные векторы Элиассена-Пальма не в полной мере описывают процессы стратосферно-тропосферного взаимодействия и не могут выявить изменений вертикального распространения планетарных волн вдоль круга широты.

1.5 Факторы, влияющие на распространение планетарных волн

Как отмечалось выше, распространение планетарных волн играет ключевую роль в стратосферно-тропосферном взаимодействии. Основными факторами, влияющими на формирование и характер распространения квазистационарных планетарных волн, являются: 11-летнее колебание солнечной активности, квазидвухлетнее колебание в тропической зоне (КДК), крупномасштабные аномалии ТПО океана, Эль-Ниньо/Южное колебание (ЭНЮК), колебания Маддена-Джулиана.

Некоторые факторы, влияющие на зарождение и распространение планетарных волн, можно прогнозировать с большой заблаговременностью [51]. Например, изменчивость температуры поверхности моря влияет на зарождение планетарных волн в тропосфере. Явление ЭНЮК в тропической части Тихого океана, вероятно, является наиболее заметной характеристикой изменчивости температуры поверхности моря. Во время теплой фазы ЭНЮК, называемой Эль-Ниньо, поток планетарных волн в стратосферу Северного полушария зимой обычно увеличивается [52—54], также повышается и вероятность внезапных стратосферных потеплений. Но данный отклик неоднозначен, некоторые исследования [55—57] показывают, что в годы с Эль-Ниньо вероятность ВСП не повышается. Можно предположить, что такая неоднозначность в результатах появляется из-за взаимодействия нескольких факторов. Так, например, аномалии ТПО в тропической зоне Тихого океана могут усиливать/ослаблять крупномасштабные аномалии ТПО в умеренных широтах. И такое нелинейное взаимодействие может приводить к различному отклику в распространении планетарных волн и при формировании аномалий стратосферного полярного вихря.

Хорошо известно, что межгодовая изменчивость внетропической циркуляции в стратосфере связана с квазидвухлетним колебанием (КДК) в нижней стратосфере в экваториальной области. Холтон и Тан в 1980 г. [58] выявили связь КДК со стратосферным полярным течением в зимнее время (в дальнейшем ХТ). Усиление струйного течения наблюдается в годы западной фазы КДК, в то время как в годы восточной фазы происходит ослабление ветра, а внезапные стратосферные потепления становятся более частыми [59; 60]. Подобное взаимодействие стратосферной циркуляции в экваториальной области с

внетропической зоной может быть объяснено отражением планетарных волн от критической линии (область нулевых скоростей ветра) во время восточной фазы КДК, что приводит к интенсификации планетарных волн в высоких широтах и усилению их воздействия на полярный вихрь. Во время западной фазы КДК критическая линия находится в южном полушарии, и диссипация планетарных волн происходит близко к экватору, что обуславливает снижение волновой активности в полярной области Северного полушария и усиление полярного вихря в Арктике. Данный механизм был смоделирован в численных экспериментах, но подтвердить этот результат на натурных данных сложно из-за сильной изменчивости критической линии и недостаточного понимания процессов отражения и поглощения планетарных волн [61]. Но эта связь не однозначна, так, Лабицке и Лун [60] разделили годы с восточной и западной фазами и выявили 10–12-ти годовую цикличность в изменчивости температуры в нижней стратосфере в полярном районе Северного полушария. Они связали эти колебания с 11-летним колебанием солнечной активности в стратосфере. Согласно их результатам, теплый слабый полярный вихрь наблюдается при восточной фазе КДК и низкой солнечной активности. Тогда как во время высокой солнечной активности происходит усиление полярного вихря, и наблюдаются более низкие температуры в высоких широтах, то есть происходит нарушение связи ХТ. Хотя 11-летние колебания в стратосфере устойчивы [62], есть сомнения, что это объясняется колебаниями солнечной активности, так как амплитуда изменений приходящей ультрафиолетовой радиации составляет всего 1 % [26].

В работах [63; 64] также было обнаружено нарушение связи ХТ. Авторы работы [65] показали, что в период 1958–1977 гг. взаимосвязь КДК с полярным вихрем наблюдалась только для лет с низкой солнечной активностью, а в период 1977–1997 гг. ХТ не соблюдается ни для высокой, ни для низкой солнечной активности, что также ставит под сомнение влияние солнечной активности на динамику нижней стратосферы.

Еще одна причина нарушения связи ХТ может быть вызвана влиянием аномалий температуры поверхности океана на атмосферную динамику. Изменение потоков скрытого и явного тепла из океана может приводить к модификации формирования и распространения планетарных волн. Хорошо известно такое квазидесятилетнее колебание ТПО как Тихоокеанское десятилетнее колебание (PDO, Pacific Decadal Oscillation в зарубежной литературе) [66–68]. Но

его влияние на процессы стратосферно-тропосферного взаимодействия недостаточно изучены.

Таким образом, задача исследования связей между десятилетними изменениями ТПО Тихого океана с декадной изменчивостью планетарной волновой активности и циркуляцией в нижней стратосфере в зимний период является актуальной и важной.

Глава 2. Межгодовая изменчивость интенсивности стратосферного полярного вихря и ее связь с тихоокеанским десятилетним колебанием

Интенсивность стратосферного полярного вихря (СПВ) характеризуется изменчивостью на различных временных масштабах. В современном научном сообществе на сегодняшний день нет единого мнения о вариациях СПВ на масштабах десятилетий. В ряде работ показано ослабление СПВ в середине зимы (январь–февраль) за период 1979–2015 гг. [69; 70]. Согласно [71] СПВ усиливается в период 1997/98–2015/16, в то же время, по данным [72] были выделены периоды ослабления вихря в 1979–2008 гг. Такая неоднозначность в оценке долгопериодной изменчивости интенсивности СПВ объясняется рядом факторов. Во-первых, важную роль играет непосредственно месяц, для которого оцениваются климатические тренды, поскольку стратосферная циркуляция динамически различается в первую (ноябрь–январь) и вторую половины зимы (февраль–март) [64; 73–77]. Во-вторых, интенсивность СПВ находится под влиянием низкочастотных мод изменчивости климатической системы, в частности, таких колебаний как: квазидвухлетнее (КДК), ЭНЮК, Маддена-Джулиана и 11-летнего колебания солнечной активности. Также на динамику СПВ оказывают влияние вулканические извержения через изменение радиационного режима средней атмосферы при забросе сульфатного аэрозоля в высокие слои атмосферы. На различных временных периодах данные факторы взаимодействуют между собой, что обеспечивает нелинейную изменчивость интенсивности СПВ. Малоизученным фактором, который, по нашему мнению, тоже может оказывать воздействие на интенсивность СПВ, является тихоокеанское десятилетнее колебание (ТДК).

Впервые данный термин появился в работе [66], где индекс ТДК рассчитывался как главная компонента первой естественной ортогональной функции (ЕОФ) аномалий среднемесячных значений ТПО в умеренных широтах (20° – 70° с.ш.) Тихого океана. В последующие десятилетия было проведено множество исследований, посвященных влиянию ТДК на различные компоненты климатической системы [78–84]. Так, например, было показано, что ТДК не является внутренней океанической модой изменчивости, а представляет собой взаи-

модействие различных по временным масштабам процессов в системе атмосфера — океан [85; 86].

Колебания аномалий ТПО в умеренных широтах Тихого океана на квазидесятилетних временных масштабах формируются за счет медленной адаптации характеристик верхних слоев океана к атмосферному воздействию. Адаптационные механизмы, которые инициируют ТДК, включают в себя субтропический антициклонический круговорот в океане [87], субдукцию поверхностных вод [88] и распространение океанических волн Россби [89]. Данное взаимодействие происходит по нижеприведенной схеме.

При усилении Алеутского минимума происходит интенсификация западных ветров в центральной части Тихого океана, что, в свою очередь, способствует усилению потоков тепла из океана в атмосферу и, как следствие, выхолаживанию верхних слоев океана. Отрицательная аномалия ТПО распространяется в сторону экватора за счет экмановского переноса, который также приводит к возникновению апвеллинга в северной части Тихого океана. Выхолаживание поверхности океана в умеренных широтах приводит к усилению меридионального градиента ТПО и интенсификации субтропического океанического фронта. В ответ на рост градиента ТПО происходит усиление бароклинности в районе течения Курошио, что приводит к более интенсивному циклогенезу в данном районе. Циклоны, распространяясь на северо-восток, способствуют углублению Алеутского минимума, замыкая обратную положительную связь.

Таким образом, говоря о выявлении сигналов ТДК в атмосферных процессах, необходимо точно указывать, какой физический механизм обеспечивает эту связь. Часто просто фиксируются одномоментные изменения. В подобных случаях скорее следует говорить о сменах режима в различных компонентах климатической системы, а ТДК рассматривать как соответствующий маркер. В то же время, крупномасштабные аномалии температуры поверхности океана могут оказывать влияние на атмосферную динамику [90] через модификацию формирования и распространения планетарных волн.

Главной целью Главы 2 является выявление сигнала ТДК в стратосферной динамике. Для достижения данной цели решались следующие задачи:

- адаптация методики выделения края вихря;
- расчет параметров, описывающих интенсивность стратосферного полярного вихря, а именно зональной компоненты скорости ветра, осред-

- ненной вдоль 60° с.ш. на уровне 10 гПа (U_{60_10}) и скорости ветра, осредненной вдоль края вихря на уровне 850 К ($W_{кр}$);
- оценка долгопериодной изменчивости интенсивности стратосферного полярного вихря на основе двух различных характеристик;
 - выделение сигнала тихоокеанского десятилетнего колебания в долгопериодной изменчивости интенсивности стратосферного полярного вихря.

2.1 Данные и методы

Для получения репрезентативных оценок долгопериодной изменчивости характеристик стратосферного полярного вихря и для исследования стратосферно-тропосферного взаимодействия, необходимы однородные данные метеопараметров за длительный период времени для средней и нижней атмосферы.

2.1.1 Атмосферные реанализы

В последние десятилетия благодаря интенсивному развитию наземных и аэрокосмических систем наблюдения накоплен большой объем данных измерений метеопараметров в средней атмосфере. Ассимиляция этих данных в моделях общей циркуляции атмосферы (используемых в центрах NCEP/NCAR — Национальный центр прогнозов природной среды и Национального центра атмосферных исследований, ECMWF — Европейский центр среднесрочных прогнозов погоды, UK Met Office - Метеослужба Соединенного Королевства Великобритании и Северной Ирландии) позволила создать ретроспективные анализы (реанализы) глобальных распределений метеорологических параметров. Каждый реанализ выполнен с использованием одной и той же конфигурации прогностической модели общей циркуляции атмосферы и замороженной схемы усвоения данных. При этом неоднородность усваиваемых данных может приводить к неточностям в оценках долгопериодных трендов по данным реанализа.

В 2013 году под эгидой международного научного объединения «Стратосферные Процессы и их Роль в Климате» (СППК; SPARC, Stratosphere—troposphere Processes And their Role in Climate) был инициирован проект, основной целью которого является сравнительная характеристика различных реанализов в приложении к изучению процессов в средней и верхней атмосфере (The SPARC Reanalysis Intercomparison Project (S-RIP)) [91]. Качество воспроизведения динамики верхней тропосферы, стратосферы и мезосферы оценивалось для 12 современных реанализов (рисунок 2.1)

Reanalysis system	Model*	Horizontal grid spacing	Vertical levels	Top level
ERA-40	IFS Cycle 23r4 (2001)	N80 (T _L 159): ~ 125 km	60 (hybrid $\sigma - p$)	0.1 hPa
ERA-Interim	IFS Cycle 31r2 (2007)	N128 (T _L 255): ~ 79 km	60 (hybrid $\sigma - p$)	0.1 hPa
ERA-20C	IFS Cycle 38r1 (2012)	N80 (T _L 159): ~ 125 km	91 (hybrid $\sigma - p$)	0.01 hPa
JRA-25	JMA GSM (2004)	F80 (T106): 1.125°	40 (hybrid $\sigma - p$)	0.4 hPa
JRA-55	JMA GSM (2009)	N160 (T _L 319): ~ 55 km	60 (hybrid $\sigma - p$)	0.1 hPa
MERRA	GEOS 5.0.2 (2008)	1/2° latitude × 2/3° longitude	72 (hybrid $\sigma - p$)	0.01 hPa
MERRA-2	GEOS 5.12.4 (2015)	0.5° latitude × 0.625° longitude	72 (hybrid $\sigma - p$)	0.01 hPa
R1	NCEP MRF (1995)	F47 (T62): 1.875°	28 (σ)	3 hPa
R2	Modified MRF (1998)	F47 (T62): 1.875°	28 (σ)	3 hPa
CFSR (CDAS-T382)	NCEP CFS (2007)	F288 (T382): 0.3125°	64 (hybrid $\sigma - p$)	~ 0.266 hPa
CFSv2 (CDAS-T574)	NCEP CFS (2011)	F440 (T574): 0.2045°	64 (hybrid $\sigma - p$)	~ 0.266 hPa
20CR	NCEP GFS (2008)	F47 (T62): 1.875°	28 (hybrid $\sigma - p$)	~ 2.511 hPa

* Year in parentheses indicates the year for the version of the operational analysis system that was used for the reanalysis.

Рисунок 2.1 — Характеристики атмосферных реанализов в проекте S-RIP [91]

При выборе реанализа для исследования динамики стратосферы необходимо учитывать такие характеристики как: количество вертикальных уровней в модели, структуру усваиваемых данных наблюдений, высоту и характер верхней границы прогностической модели. По типу ассимилированных данных натуральных наблюдений реанализы условно можно разделить на две группы: (1) усваивающие все доступные данные наблюдений (full-input в зарубежной литературе) и (2) усваивающие исключительно данные приземных наблюдений. Для адекватного представления процессов в средней и верхней атмосфере критично использование данных спутниковых наблюдений и данных зондирования средней и верхней атмосферы. Почти все современные системы построения реанализов используют диффузивную верхнюю границу модели [92; 93]. В более старых реанализах с жесткой верхней границей, таких как NCEP/NCAR R1 и R2 (реанализы 1-го и 2-го поколения), появляются ошибки, связанные с переотражением волновой энергии от верхней границы модели, что необходимо учитывать при использовании этих данных.

Помимо вышеперечисленных факторов необходимо также учитывать неоднородность во временных рядах, которая возникает за счет изменения инструментальной основы наблюдений. Для свободной атмосферы особенно критичным был переход от системы TOVS (TIROS Operational Vertical Sounder) к ATOVS (Advanced TOVS), который произошел в 1998 году, что могло отразиться на однородности временных рядов и привести к появлению ложных трендов в районе этого периода [94; 95].

В настоящей работе использовался реанализ NCEP/NCAR, который на момент выполнения работы в 2008 году охватывал самый продолжительный период по времени, и реанализ JRA-55, который покрывает период до спутниковой эры и использует самую современную схему усвоения данных натуральных наблюдений.

Реанализ NCEP/NCAR R1 [96; 97] был разработан в Национальном центре прогноза окружающей среды США (NCEP) в 1995 году и стал первым глобальным продуктом, охватывающим период с 1948 года по настоящее время. Для построения данного реанализа используется прогностическая спектральная модель NCEP (версия 1995 года) с переводом данных на Гауссовскую сетку для расчета нелинейных величин (размер сетки составляет 192x94 точки). Горизонтальное спектральное разрешение модели составляет T62 (около 210 км), что приблизительно соответствует пространственному разрешению $2^\circ \times 2^\circ$. Модель имеет 28 вертикальных уровней, из которых 8 уровней находятся ниже 800 гПа, а 7 уровней — выше 100 гПа. Нижний уровень модели соответствует изобарической поверхности 1000 гПа, верхний — 2,7 гПа. Как было сказано выше, для построения данного реанализа в модели используется «твердая» крышка, что может приводить к ошибкам в данных за счет искажения распространения волновой энергии на верхней границе домена.

Реанализ JRA-55 разработан в 2013 году Японским Метеорологическим Агентством [98; 99] и покрывает период с 1958 года по настоящее время. Начиная с 1979 года при построении реанализа ассимилируется спутниковая информация, для усвоения которой используется современная методика RTTOV версии 9.3 [99]. На данный момент это единственный реанализ, в котором для усвоения данных на вертикальных уровнях, соответствующих средней и верхней атмосфере, используется схема 4DVAR. Реанализ рассчитывается с помощью спектральной модели с горизонтальным разрешением — T319 (приблизительно

0,56° на Гауссовской сетке). В JRA-55 60 вертикальных уровней, и вертикальное разрешение в нижней стратосфере составляет 1,2–1,4 км.

Помимо данных реанализов для расчета индекса ТДК были использованы среднемесячные данные температуры поверхности океана Национального управления океанических и атмосферных исследований США (NOAA, National Oceanic and Atmospheric Administration) [100] с пространственным разрешением $2^\circ \times 2^\circ$ за период с 1958 по 2018 гг. Крупномасштабные десятилетние изменения температуры поверхности океана напрямую зависят от качества исходной информации. До 1970 года, в основном, использовались данные судовых наблюдений, имеющие невысокую точность измерений в силу ряда причин (изменения в методике, субъективный фактор и т.п.). С развитием широкой сети автоматических буев, точность измерения температуры поверхности возрастает. Тем не менее, как данные судовых наблюдений, так и данные буев, прошли строгий контроль качества и были скорректированы в процессе создания массива данных о ТПО.

2.1.2 Методика расчета индекса тихоокеанского десятилетнего колебания

Согласно [66] индекс ТДК представляет собой главную компоненту первой естественной ортогональной функции (ЕОФ) изменчивости аномалий температуры поверхности Тихого океана в умеренных широтах (120° в.д. – 250° в.д., 20° с.ш. – 60° с.ш.). На рисунке 2.2а показана 1-ая ЕОФ (вклад которой в общую изменчивость ТПО составляет 26 %). Пространственное распределение аномалий температуры поверхности океана (ТПО) для первой моды изменчивости имеет подковообразную структуру с противоположными по знаку аномалиями ТПО в центральной части Тихого Океана и вдоль западного побережья Северной Америки. При этом в положительную фазу ТДК положительные аномалии ТПО наблюдаются в восточной части Тихого Океана, а отрицательные — в центральной части.

На рисунке 2.2б приведен временной ряд главной компоненты 1-ой ЕОФ аномалий ТПО в умеренных широтах Тихого океана. В период с 1958 по 2018 г.

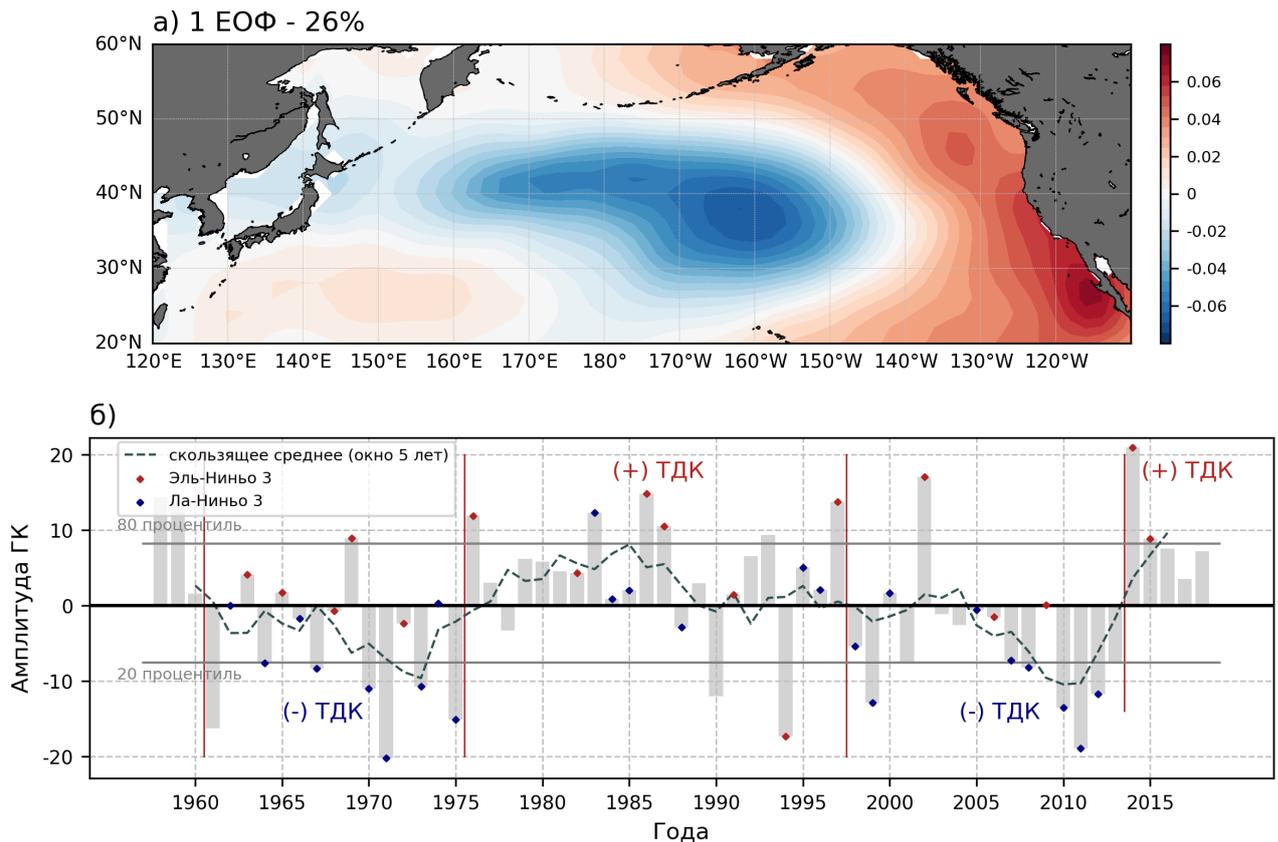


Рисунок 2.2 — (а) Первая естественная ортогональная функция аномалий температуры поверхности Тихого океана в декабре для района (120° в.д. – 250° в.д., 20° с.ш. – 60° с.ш.) за период 1958–2018, (б) временной ряд главной компоненты 1-ой ЕОФ, пунктирной линией изображено скользящее среднее с окном 5 лет. Синими ромбами отмечены года, когда наблюдалось Ла-Нинья 3, а красными — Эль-Ниньо 3

прослеживаются две отрицательные (1961–1975, 1998–2013) и две положительные фазы ТДК (1976–1994, 2014–2018). Синими ромбами отмечены годы, когда наблюдались события Ла-Нинья 3, а красными — Эль-Ниньо 3. Полученный временной ряд главной компоненты 1-ой ЕОФ ТПО Тихого океана в умеренных широтах послужил основой для дальнейшего анализа стратосферно-тропосферного взаимодействия в различные фазы ТДК.

2.1.3 Методики оценки интенсивности стратосферного полярного вихря

Для оценки долгопериодной изменчивости стратосферного полярного вихря необходимо выделить параметры, наиболее достоверно характеризующие его интенсивность. Существует несколько подходов для описания интенсивности СПВ. Поскольку стратосферная циркуляция в зимний период характеризуется циркумполярным течением, для описания силы вихря часто используются среднезональные характеристики ветра в средней атмосфере (например, зональная компонента скорости ветра, осредненная вдоль 60° с.ш. на уровне 10 гПа, далее обозначаемая как U_{60_10}) или атмосферные параметры, осредненные по полярному району стратосферы (например, геопотенциальная высота для поверхности 10 гПа, осредненная по площади, заключенной внутри 60° с.ш. [42]). По той же причине, интенсивность СПВ может оцениваться с помощью индексов полусферных мод (например, с помощью индекса Арктической Осцилляции). Вышеописанные характеристики просты для вычисления и не требуют многопараметрических наборов данных для расчетов.

Альтернативным методом оценки интенсивности СПВ являются характеристики вдоль края вихря, например, скорость струйного течения полярной ночи ($W_{кр}$). Сложностью данного метода является выделение края вихря. Однако данный метод позволяет более достоверно оценить интенсивность СПВ вне зависимости от его положения относительно полюса.

В данной работе были проанализированы два индекса, описывающие интенсивность СПВ. Для сопоставления полученных результатов с другими исследованиями была рассчитана характеристика U_{60_10} , применяемая в большинстве работ, оценивающих изменчивость стратосферного полярного вихря и его воздействие на тропосферную динамику [21; 101]. Кроме того, для оценки изменчивости струйного течения полярной ночи была использована характеристика $W_{кр}$. Стоит отметить, что U_{60_10} чувствителен к положению вихря относительно полюса. Даже небольшое смещение центра вращения СПВ с полюса приводит к уменьшению его значения. Поэтому данный индекс скорее характеризует возмущенность вихря и может приводить к недооценке интенсивности СПВ. В

свою очередь, $W_{\text{кр}}$ характеризует именно интенсивность вихря, поскольку не зависит от его положения и не отображает смещение с полюса.

Ключевым моментом для расчета $W_{\text{кр}}$ является выделение края вихря. Существует несколько различных методик определения края вихря. Как правило, все они принимают за границу вихря изолинию потенциальной завихренности (ПЗ) на изэнтропической поверхности, в районе которой наблюдаются максимальные значения градиента ПЗ [102]. Данный метод определения края вихря состоит из нескольких этапов. Сначала изолинии переносятся на, так называемые, эквивалентные широты, которые ограничивают площадь, равную площади, заключенной внутри данной изолинии (рисунок 2.3). Эквивалентная широта рассчитывается по формуле:

$$\Phi_e(P_i, \Theta_i) = \arcsin \left(1 - \frac{A(P_i, \Theta_i)}{2\pi R^2} \right), \quad (2.1)$$

где P_i – значение ПЗ, для которой рассчитывается эквивалентная широта Φ_e на определенной изэнтропической поверхности – Θ_i . A – площадь области, ограниченной изолинией P_i . Потенциальная завихренность, вычисляется по формуле:

$$\Pi = \frac{\omega_a \nabla \Theta}{\rho}, \quad (2.2)$$

где ω_a – абсолютная завихренность, Θ – потенциальная температура, а ρ – плотность. Потенциальная завихренность измеряется в $[\text{Км}^2\text{кг}^{-1}\text{сек}^{-1}]$, для краткости в работе для измерения ПЗ мы будем пользоваться мерой – [PVU] (Potential Vorticity Units в зарубежной литературе), которая соответствует – $[10^{-6}\text{К} \cdot \text{м}^2 \cdot \text{кг}^{-1} \cdot \text{сек}^{-1}]$.

Далее рассчитывается градиент ПЗ и находится соответствующая эквивалентная широта, на которой градиент принимает максимальные значения. Заключительным шагом является определение изолинии ПЗ, соответствующей данной эквивалентной широте, которая и будет считаться краем вихря. Вдоль полученной изолинии ПЗ можно рассчитать скорость ветра, которая характеризует интенсивность СПВ. Такой метод позволяет определить положение максимума градиента ПЗ даже при очень изогнутой форме вихря.

Особенность данной методики состоит в том, что у градиента потенциальной завихренности может быть несколько локальных максимумов. В работе [10] предлагается выбирать локальный максимум, которому соответствует

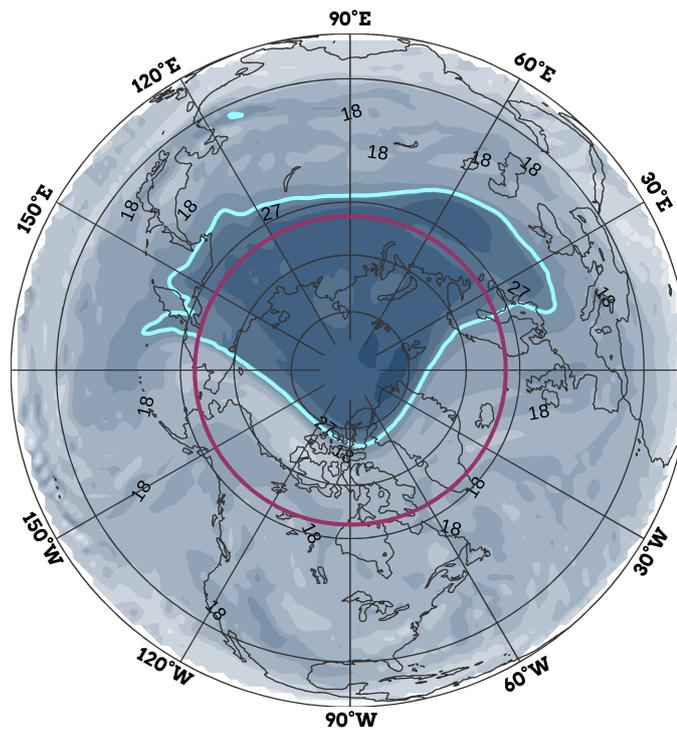


Рисунок 2.3 — Пространственное распределение потенциальной завихренности [PVU] на изэнтропической поверхности 450 К, на 25 декабря 1993г. Изолиния 25 PVU изображена голубой линией, соответствующая ей по площади широта — бордовой

изолиния с максимальным средним ветром. Однако при сильной деформации формы СПВ этот способ может привести к ошибкам в идентификации края вихря. Рассмотрим один из примеров: на 2.4а приведено распределение скорости ветра, потенциальной завихренности и градиента потенциальной завихренности относительно эквивалентной широты для 26 декабря 2018 года. У градиента ПЗ два локальных максимума: один соответствует эквивалентной широте 72° с.ш., а второй — 66° с.ш. Скорость ветра, осредненная вдоль эквивалентной широты 72° с.ш., которая соответствует изолинии ПЗ — 560 PVU, максимальна (рисунок 2.4а). Однако из рисунков 2.4б и в, где показаны пространственные структуры поля потенциальной завихренности и поля ветра, видно, что 26 декабря 2018 года вихрь был сильно смещен с полюса и деформирован (вытягивание филамента перед обрушением волны). И данная изолиния находится не на краю вихря, в соответствии с его физической структурой, а ближе к центру вращения. Таким образом, данный алгоритм при сильной деформации вихря может приводить к большим неточностям в определении интенсивности СПВ.

В качестве альтернативы мы предложили модифицированную методику выделения края вихря, когда в качестве критерия отбора используется локаль-

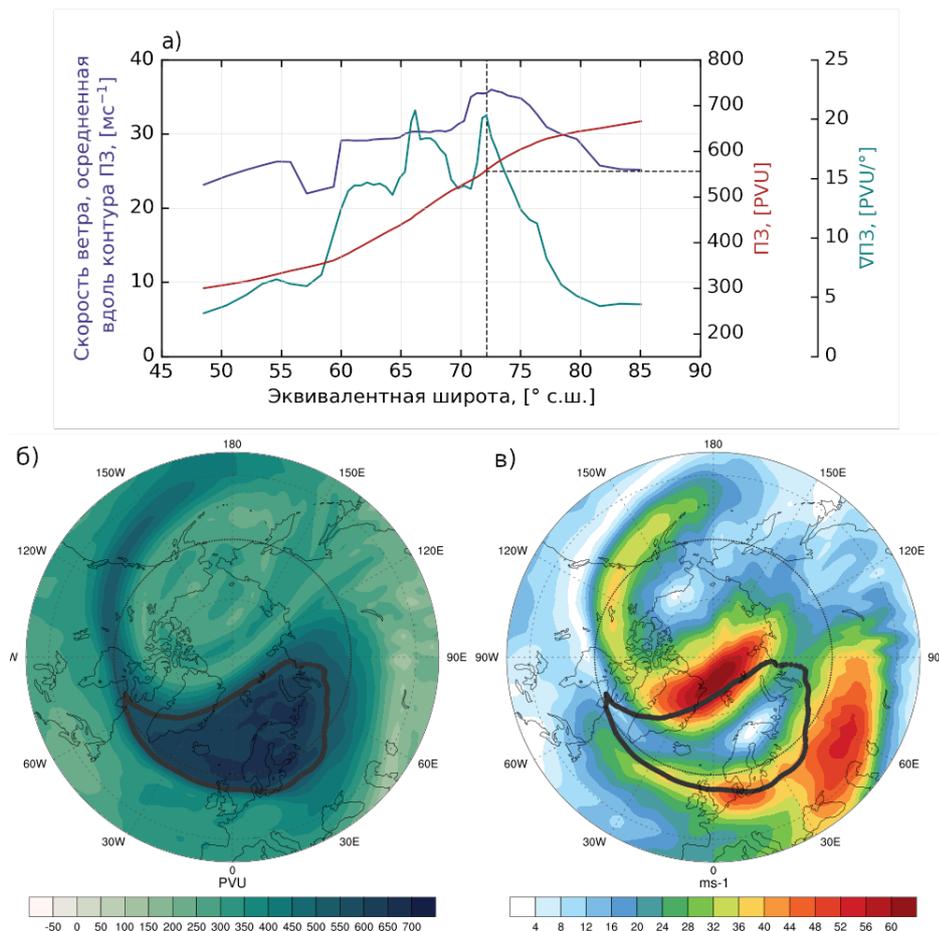


Рисунок 2.4 — Распределение скорости ветра (синяя линия), потенциальной завихренности (красная линия) и градиента потенциальной завихренности (зеленая линия) относительно эквивалентной широты (а). Пространственное распределение потенциальной завихренности, [PVU] (б) скорости ветра, [м/сек] на уровне 850 К (в), черной жирной линией обозначена изолиния 560 PVU. Данные для 26 декабря 2018 года

ный максимум, которому соответствует изолиния с максимальными значениями скорости ветра. Рисунок 2.5а аналогичен рисунку 2.4а, однако на нем показано максимальное значение скорости ветра вдоль эквивалентной широты. Локальный максимум градиента потенциальной завихренности (эквивалентная широта 66° с.ш.) соответствует максимуму максимального значения ветра вдоль эквивалентной широты. Данной эквивалентной широте соответствует изолиния потенциальной завихренности 468 PVU. На рисунках 2.5б и в представлена пространственная структура вихря для 26 декабря 2018 года в поле ПЗ и скорости ветра на уровне 850 К. Изолиния 468 PVU, полученная с использованием предложенного алгоритма, хорошо описывает край вихря, улавливая все его геометрические особенности.

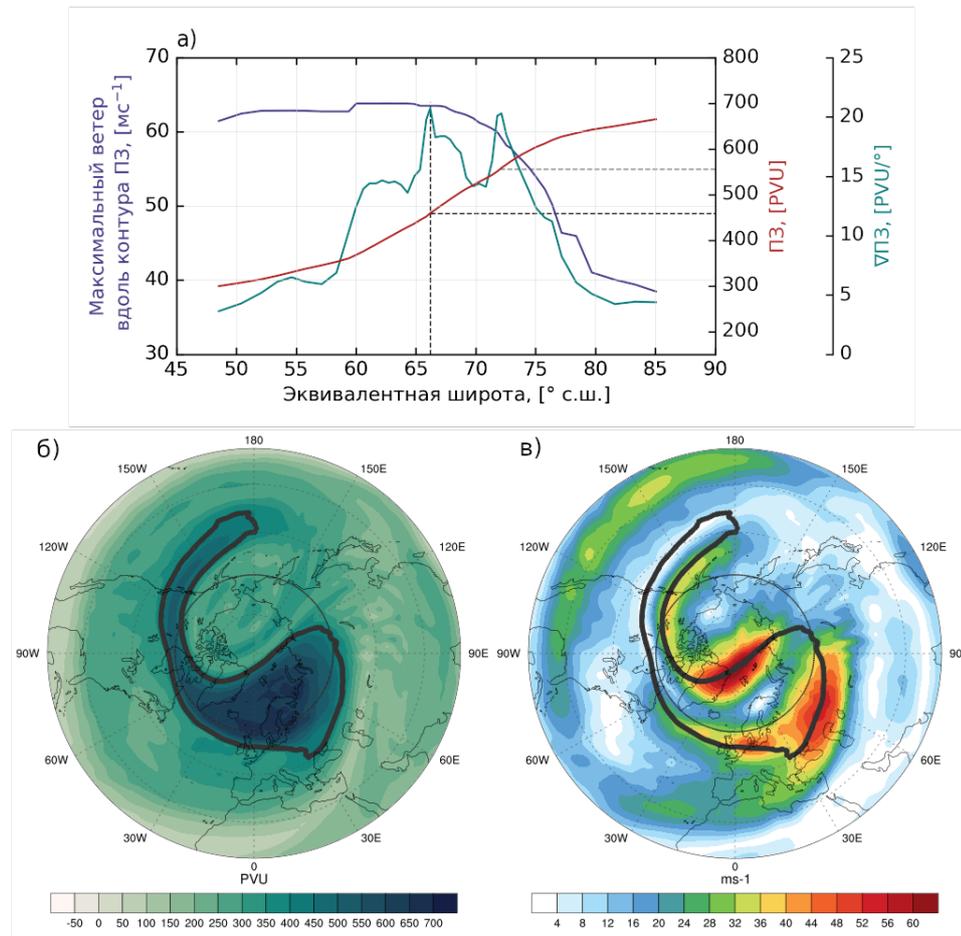


Рисунок 2.5 — Распределение скорости ветра (синяя линия), потенциальной завихренности (красная линия) и градиента потенциальной завихренности (зеленая линия) относительно эквивалентной широты (а). Пространственное распределение потенциальной завихренности, [PVU] (б) скорости ветра, [м/сек] на уровне 850 К (в), черной жирной линией обозначена изолиния 468 PVU. Данные для 26 декабря 2018 года

На рисунке 2.6 показано эмпирическое распределение значений потенциальной завихренности, которые были маркированы как край вихря и рассчитаны для каждого шага по времени в зимний период 1958–2017 гг. для изэнтропической поверхности 850 К. Математическое ожидание данной величины составляет 407,4 PVU. В отдельных работах, например [11; 103; 104], для упрощения выделения края вихря используется фиксированное значение ПЗ 400 PVU. Однако выбор конкретной изолинии для маркировки может привести к большим неточностям, поскольку край вихря не является консервативной характеристикой. Поэтому наиболее точным является расчет для каждого временного среза.

На рисунке 2.7 приведены эмпирические распределения скорости ветра, осредненного вдоль края вихря ($W_{кр}$), и зональной компоненты скорости вет-

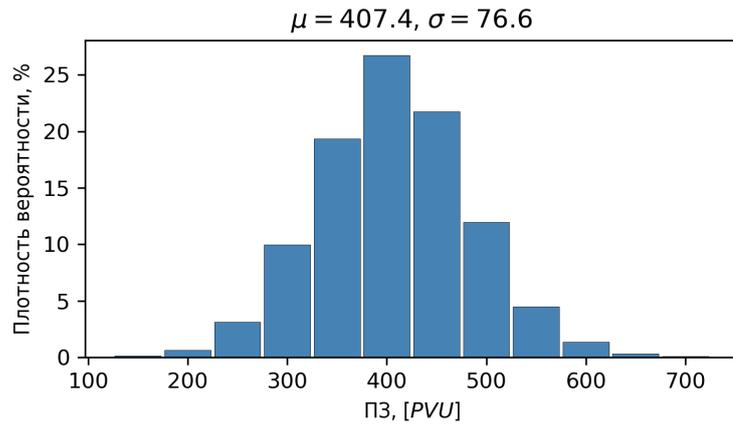


Рисунок 2.6 — Распределение значений потенциальной завихренности для изолиний, маркированных как край вихря в зимний период (декабрь–февраль) с 1958 по 2017 гг. по данным JRA-55

ра, осредненной вдоль 60° с.ш. на уровне 10 гПа (U_{60_10}), для зимнего периода (декабрь–февраль) с 1958 по 2017 гг. Гистограммы близки к нормальному распределению с небольшой асимметрией в области низких значений PVU. Это объясняется высокой возмущенностью вихря в Северном полушарии в зимний сезон за счет интенсивного распространения планетарных волн из тропосферы в стратосферу. В более разреженной среде амплитуда планетарных волн быстро растет, и на краю вихря часто происходит обрушение волны, что ведет к его ослаблению. Иными словами, интенсивность СПВ в Северном полушарии достигает экстремально высоких значений реже, чем экстремально низких.

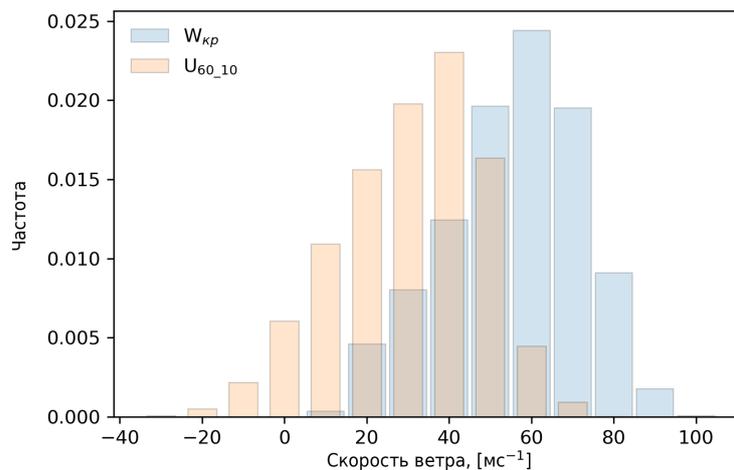


Рисунок 2.7 — Распределение скоростей ветра вдоль края вихря, $W_{кр}$, (голубой) и зональной компоненты скорости ветра, осредненной вдоль 60° с.ш. на уровне 10 гПа, U_{60_10} , (оранжевый) для зимнего периода (декабрь–февраль) с 1958 по 2017 гг.

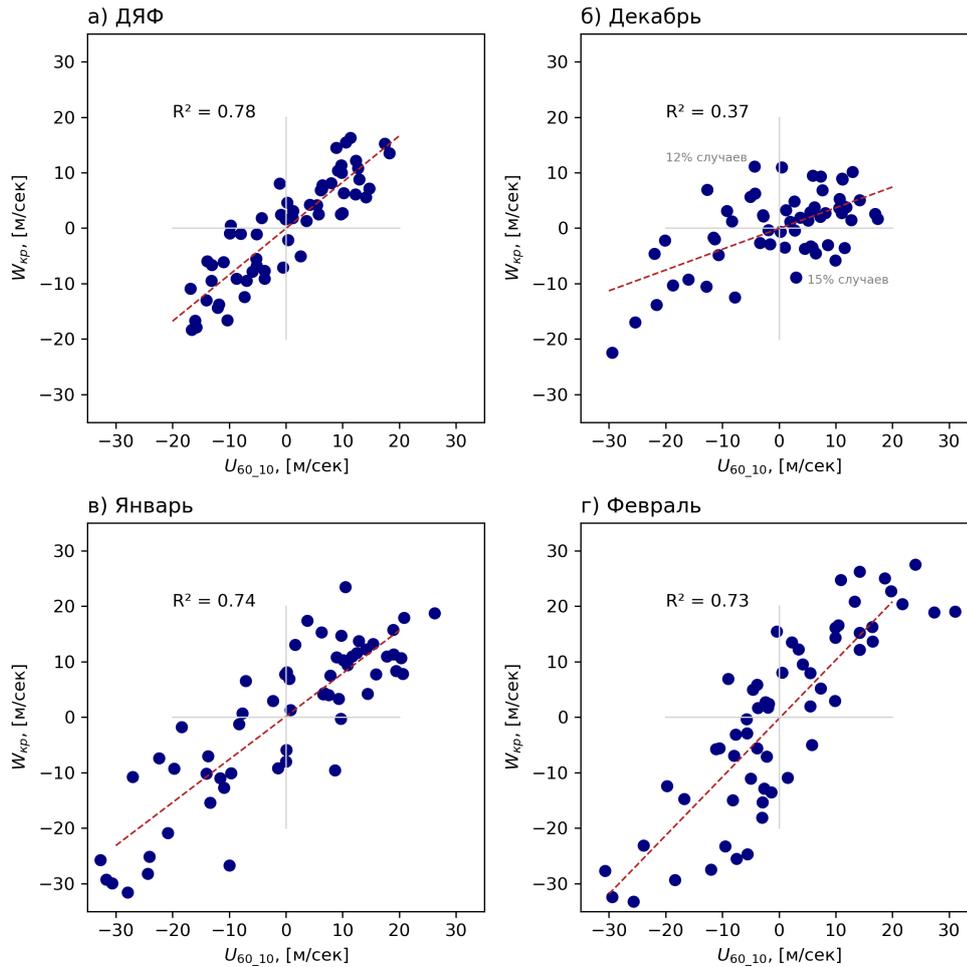


Рисунок 2.8 — Диаграмма рассеяния для параметров: U_{60_10} и $W_{кр}$ для ДЯФ (а), декабря (б), января (в), февраля (г)

На рисунке 2.8 показаны диаграммы рассеяния для U_{60_10} и $W_{кр}$ для среднесезонных значений и для каждого зимнего месяца в отдельности. Коэффициент детерминации U_{60_10} и $W_{кр}$ для среднесезонных значений составляет 0,78, что говорит о высокой согласованности в изменчивости двух параметров. Для января и февраля коэффициенты детерминации 0,74 и 0,73 соответственно. Минимальный коэффициент детерминации наблюдается в декабре и составляет 0,37. В декабре изменчивость U_{60_10} и $W_{кр}$ не согласована и это подтверждает, что смещение вихря с полюса не означает его ослабления в раннюю зиму. Более подробный анализ изменчивости данных характеристик приведен в Главе 3.

2.1.4 Оценка значимости

Для оценки значимости коэффициентов корреляции и линейных трендов, приведенных в данной работе, использовался критерий Стьюдента. Величина:

$$\frac{r\sqrt{n-2}}{\sqrt{1-r^2}}, \quad (2.3)$$

где r — коэффициент корреляции, а n — число степеней свободы, сравнивалась с критическим значением распределения Стьюдента, $t(n-2, 1-\alpha)$, при уровне значимости α .

Значимость полученных оценок коэффициентов детерминации оценивалась методом Бутстрэп. Бутстрэп практический компьютерный метод исследования распределения статистик вероятностных распределений, основанный на многократной генерации выборок методом Монте-Карло на базе имеющейся выборки [105].

2.2 Интенсивность стратосферного полярного вихря в различные фазы тихоокеанского десятилетнего колебания

Для анализа долгопериодной изменчивости интенсивности СПВ было проведено сравнение временных рядов U_{60_10} и $W_{кр}$ (рисунок 2.9) за период с 1958 по 2018 гг.

На рисунке 2.9а показана временная изменчивость интенсивности СПВ, оценённая по индексу U_{60_10} . Для всего ряда наблюдений существует слабый, но значимый отрицательный тренд, который составляет -1,59 % на 10 лет (-3,0 м/сек на 60 лет) при среднем значении U_{60_10} , равном 30,53 м/сек. На рисунке 2.9б приведены линейные тренды для различных временных интервалов со смещением центрального года периода. Хорошо видно, что для периодов продолжительностью до 45 лет для данной характеристики наблюдается значимый отрицательный тренд. Начиная с продолжительности менее 40 лет, можно выделить два периода: первый — 1958—1995 гг. с положительным трендом и второй — 1995—2018 гг. с отрицательным трендом. На периодах менее 20 лет

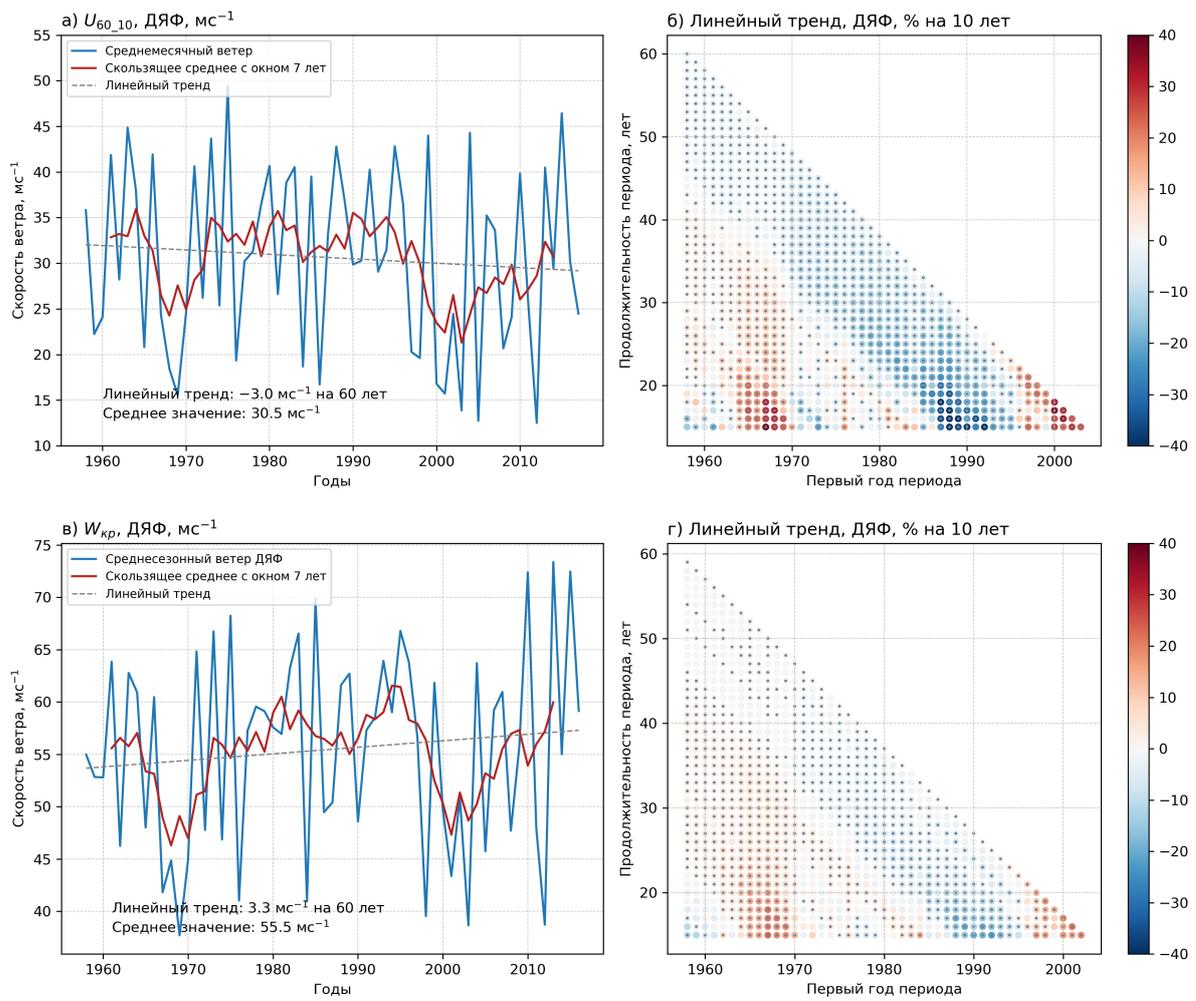


Рисунок 2.9 — Временной ряд интенсивности стратосферного вихря по параметру U_{60_10} (а) и $W_{кр}$ (в) за зимний период (декабрь— февраль) 1958—2018 гг., красным показано скользящее среднее с окном 7 лет. Линейный тренд интенсивности стратосферного вихря для рядов с различной длиной и центральным годом для U_{60_10} (б) и $W_{кр}$ (г), значимость на уровне 95% обозначена серой точкой

преобладает десятилетняя изменчивость разных знаков. На рисунке 2.9в показан временной ряд интенсивности СПВ, оценённой с использованием средней скорости ветра вдоль края вихря ($W_{кр}$). Основным отличием от результатов, полученных при анализе индекса U_{60_10} , является слабый (значимый) положительный тренд для всего исследуемого периода, который составляет 1,45 % на 10 лет (4,8 м/сек на 60 лет) при среднем значении скорости ветра вдоль края вихря 55,30 м/сек. Начиная с периодов продолжительностью менее 40 лет, характер изменчивости $W_{кр}$ похож на изменчивость U_{60_10} . Данные различия в поведении характеристик $W_{кр}$ и U_{60_10} на масштабах более 40 лет могут объясняться устойчивым смещением СПВ относительно полюса в последние десятилетия,

что ведет к значительному занижению индекса U_{60_10} . Анализ квазидесятилетней изменчивости линейного тренда интенсивности стратосферного вихря (рисунок 2.10) показывает, что максимальные значения тренда для ряда продолжительностью 15 лет приходятся на периоды со следующими центральными годами — 1975, 1998, 2011. Данные годы соответствуют годам смены фаз ТДК, и при переходе от отрицательной фазы к положительной наблюдается усиление интенсивности вихря, а при перестройке от положительной к отрицательной фазе — его ослабление. Для отрезков времени внутри фаз ТДК значимых трендов не наблюдается.

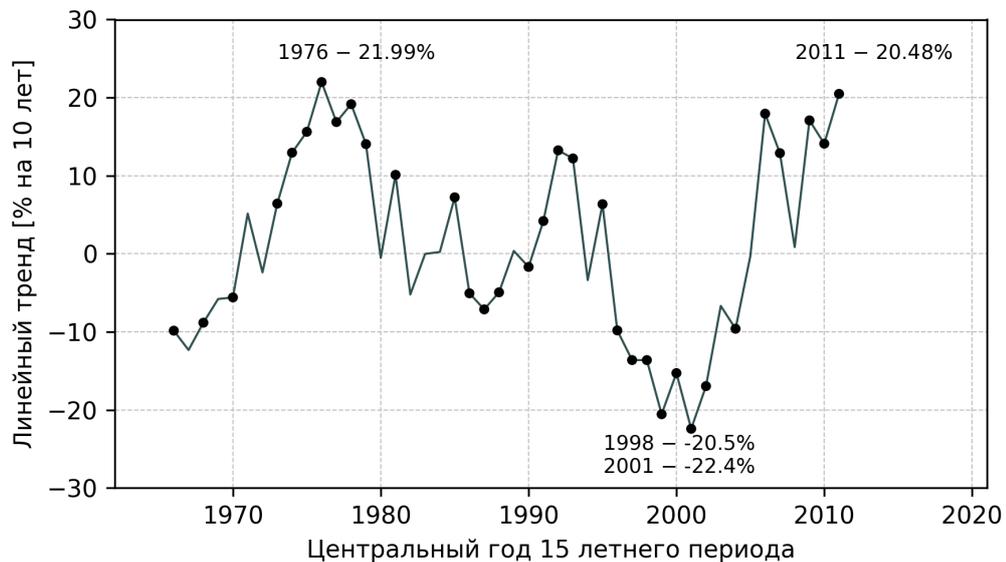


Рисунок 2.10 — Значение линейного тренда U_{60_10} для окна 15 лет со сдвигом 1 год. Черными точками отмечены значения линейного тренда на уровне 95 % значимости

Результаты современных исследований показывают, что динамика стратосферно-тропосферного взаимодействия и ее изменчивость сильно различаются для первой и второй половины зимы, поэтому особый интерес представлял анализ долгопериодной изменчивости СПВ для каждого зимнего месяца для U_{60_10} (рисунок 2.11) и для $W_{кр}$ (рисунок 2.12).

Линейные тренды обеих характеристик отличаются по знаку для декабря и февраля. В декабре интенсивность СПВ значительно растет за последние 60 лет, как по данным U_{60_10} , так и по данным $W_{кр}$, что согласуется с результатами [106], которые свидетельствуют об ослаблении потока волновой активности за период 2001–2015 гг. и формировании более сильного ($W_{кр}$) и менее возмущенного СПВ (U_{60_10}). Основной вклад в ослабление потока волновой ак-

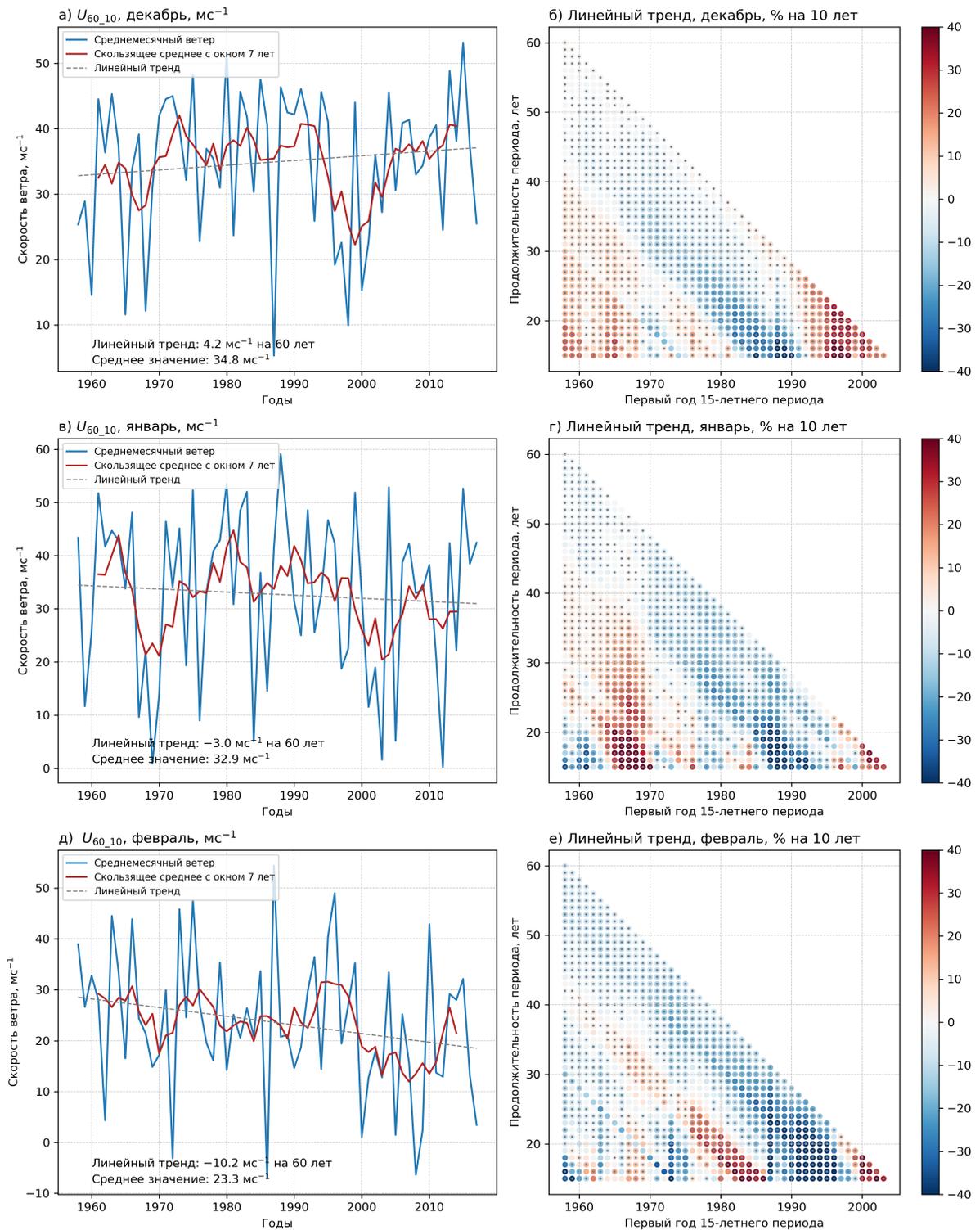


Рисунок 2.11 — Временной ряд интенсивности стратосферного вихря (U_{60_10}) 1958—2018 гг. (синяя линия), скользящее среднее с окном 7 лет (красная линия), для декабря (а), января (в) и февраля (д), линейный тренд интенсивности стратосферного вихря (U_{60_10}) для рядов с различной длиной и центральным годом для декабря (б), января (г) и февраля (е), значимость на уровне 95 % обозначена серой точкой

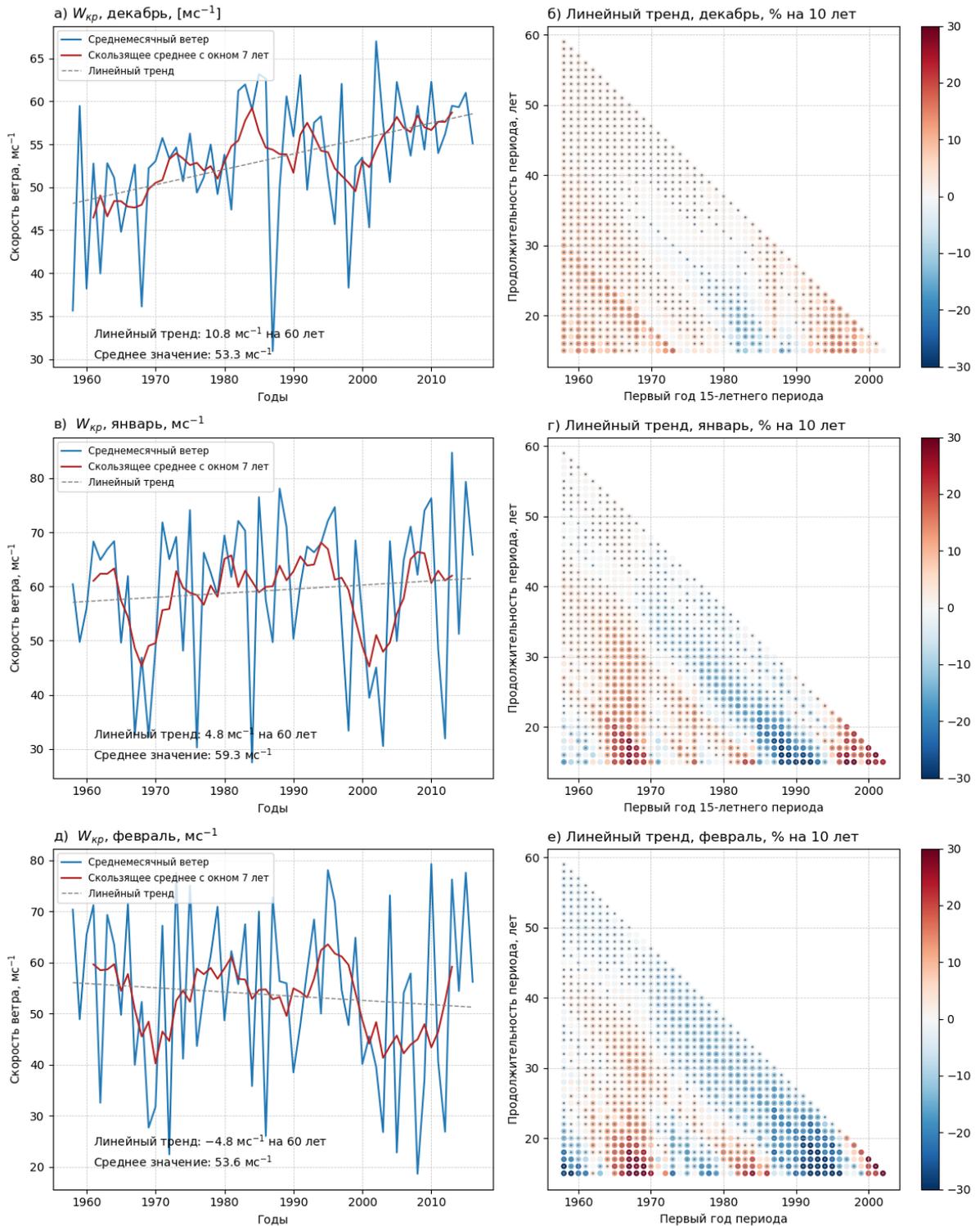


Рисунок 2.12 — Временной ряд интенсивности стратосферного вихря ($W_{кр}$) 1958–2018 гг. (синяя линия), скользящее среднее с окном 7 лет (красная линия), для декабря (а), января (в) и февраля (д), линейный тренд интенсивности стратосферного вихря ($W_{кр}$) для рядов с различной длиной и центральным годом для декабря (б), января (г) и февраля (е), значимость на уровне 95 % обозначена серой точкой

тивности в последние годы вносит снижение интенсивности волны 1 в декабре. В январе линейные тренды интенсивности СПВ хотя и имеют противоположные знаки для U_{60_10} и $W_{кр}$, однако находятся на грани значимости и сильно зависят от выбранного временного периода для расчета тренда. Так, например, при расчетах для периода 1958–2016 гг., тренд для $W_{кр}$ уже не значим. В феврале интенсивность СПВ уменьшается, как для U_{60_10} , так и для $W_{кр}$. Это согласуется с результатами [69], которые показали, что уменьшение площади льда в районе Карского и Баренцева морей приводит к усилению потока волновой активности в стратосферу в январе и способствует формированию более теплого и слабого вихря в феврале. Важно отметить, что для обоих параметров прослеживается квазидесятилетняя изменчивость для всех зимних месяцев.

Среднесезонная интенсивность СПВ зависит от того, наблюдались ли в данный сезон внезапные стратосферные потепления (ВСП) (рисунок 2.13).

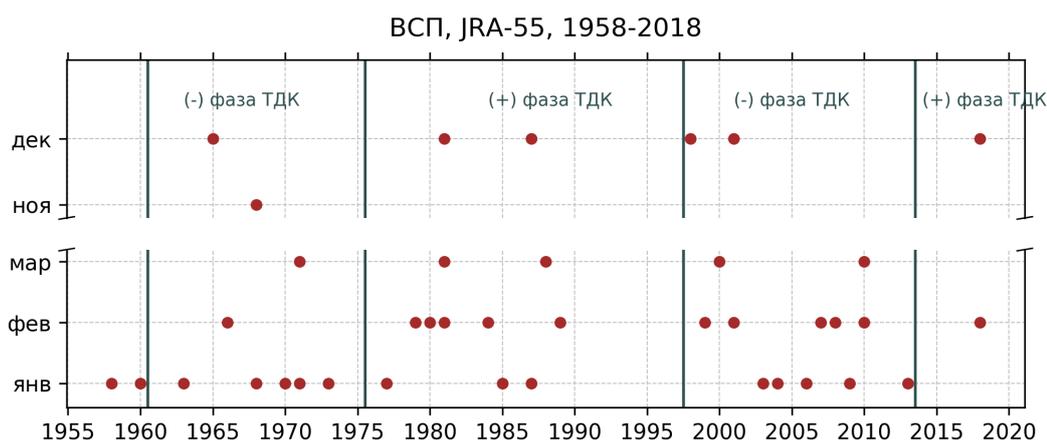


Рисунок 2.13 — События Внезапных Стратосферных Потеплений, по данным реанализа JRA-55 за период 1958–2018 гг. в зависимости от года и месяца

Наиболее часто ВСП наблюдаются в январе–феврале. За последние 60 лет в декабре было выявлено 6 событий, в январе — 15, в феврале — 12, в марте — 5. Из рисунка 2.13 видно, что средняя частота ВСП за период 1958–2018 гг. составляет 0,6 событий в год, но эта величина не постоянна на всем периоде наблюдений. Так, например, за период 1989–1998 не наблюдалось ни одного ВСП, а в 2003–2010 гг. ВСП происходило каждый год.

В таблице 1 приведены значения частоты повторяемости ВСП в годы с различными значениями индекса ТДК. В положительную фазу ТДК частота ВСП значительно ниже, чем в отрицательную. Кроме того, периоды отсутствия

ВСП (1989/90–1997/98 и 2013/14–2016/17) соответствуют положительным фазам ТДК.

Таблица 1 — Частота повторяемости ВСП при различных индексах ТДК

	(+) фаза ТДК	(-) фаза ТДК
Периоды зимних сезонов	1958/59-1960/61 1976/77-1996/97 2014/15-2018-19	1961/62-1975/76 1998/99-2013/14
Всего сезонов	29	31
Количество ВСП	16	23
Частота ВСП	0.55	0.74
Сезоны с индексом ТДК противоположного знака	1963/64, 1965/66, 1969/70 2000/01, 2002/03	1978/79, 1988/89, 1990/91 1994/95
Количество сезонов, без учета сезонов с индексом ТДК противоположного знака	24	27
Количество ВСП, без учета сезонов с индексом ТДК противоположного знака	14	18
Частота ВСП, без учета сезонов с индексом ТДК противоположного знака	0.58	0.67

В периоды положительной фазы ТДК (1958–1960, 1976–1996, 2014–2018) частота ВСП составила 0,55, а в периоды отрицательной фазы ТДК (1961–1975, 1998–2013) — 0,74 (таблица 1). В случае оценки частоты по индексу ТДК (положительный/отрицательный), для всех лет с положительным индексом ТДК частота ВСП составляет 0,58, а с отрицательным — 0,67. Важно отметить, что различие в частоте повторяемости ВСП для положительной и отрицательной фаз ТДК выше, чем различия в частоте повторяемости ВСП для лет с событиями Эль-Ниньо и Ла-Нинья. В работе [107] показано, что в года с Эль-Ниньо частота ВСП составляет 0,72, а в года с Ла-Нинья — 0,68, авторы работы [54] в свою очередь получили, что в года с Эль-Ниньо частота ВСП составляет 0,72, а в года с Ла-Нинья — 0,73.

2.3 Выводы по Главе 2

В Главе 2 анализируется долгопериодная изменчивость интенсивности стратосферного полярного вихря на основе двух параметров – зонального ветра, осредненного вдоль 60° с.ш. на уровне 10 гПа (U_{60_10}), и скорости ветра, осредненной вдоль края вихря на уровне 850 К ($W_{кр}$). На климатическом масштабе данные характеристики демонстрируют различные тенденции. Так, U_{60_10} показывает отрицательный линейный тренд ($-3,0$ м/сек на 60 лет), в то время как скорость ветра, осредненная вдоль края вихря ($W_{кр}$), характеризуется положительным трендом ($4,8$ м/сек на 60 лет) на периоде с 1958 по 2018 гг. Данное различие может объясняться тем, что используемые характеристики описывают различные процессы. U_{60_10} чувствительна к положению вихря относительно полюса, и отрицательный тренд данной величины может потенциально свидетельствовать о том, что в последние годы все чаще вихрь смещен с полюса. Параметр $W_{кр}$ показывает ослабление/усиление струйного течения вдоль края вихря. Положительный тренд $W_{кр}$ может объясняться процессами выхолаживания средней атмосферы. Известно, что в нижней стратосфере за последние десятилетия наблюдается отрицательный тренд температуры, что объясняется снижением потока длинноволновой радиации в стратосферу за счет роста концентрации парниковых газов в тропосфере [108–110]. Данные тенденции согласуются с оценками усиления интенсивности СПВ по скорости ветра вдоль края вихря.

Анализ долгопериодных трендов для каждого зимнего месяца в отдельности выявил, что для декабря и февраля линейные тренды различны по знаку. В декабре СПВ усиливается, и линейные тренды составляют $-4,2$ м/сек на 60 лет (U_{60_10}) и $10,8$ м/сек на 60 лет ($W_{кр}$) соответственно. Для февраля характерны обратные тенденции: СПВ ослабевает, и значения трендов составляют $-10,2$ м/сек на 60 лет для U_{60_10} и $-4,8$ м/сек на 60 лет для $W_{кр}$. Основным результатом Главы 2 можно считать доказательство существования квазидесятилетней изменчивости в интенсивности стратосферного полярного вихря, которая устойчиво прослеживается в обеих ее характеристиках. Максимальные значения трендов приходятся на периоды продолжительностью 15 лет, для которых центральный год является годом смены фазы ТДК (1976, 1998, 2013).

Тренды для этих периодов значительно выше среднеклиматических значений, например, для периода 2004–2018 тренд для U_{60_10} составляет — 9,2 м/сек на 15 лет. Также важно отметить, что данная изменчивость проявляется в каждом отдельном месяце зимнего сезона. Полученный результат позволяет рассматривать ТДК с точки зрения потенциального предиктора динамики атмосферы.

Глава 3. Внутрисезонная динамика стратосферного полярного вихря и ее связь с динамикой тропосферы

Изменчивость стратосферы в зимний период определяется динамикой стратосферного полярного вихря (СПВ), формирование которого подчиняется геострофическому балансу. Однако в среднем раз в два года в полярной стратосфере Северного полушария происходит внезапное стратосферное потепление (ВСП) [21; 101]. При ВСП стратосферный полярный вихрь либо сильно смещается с полюса, и тогда такое событие относят к типу «смещение», либо разделяется на два малых вихря, и тогда событие относят к типу «разделение». Разрушение СПВ приводит к резкому повышению температуры в полярной области стратосферы (иногда до $70\text{ }^{\circ}\text{C}$ за несколько суток [111]). Принято разделять ВСП на главные события, когда зональная компонента ветра, осредненная вдоль 60° с.ш. на уровне 10 гПа (U_{60_10}), меняет свой знак (среднезональный зональный ветер меняет направление с западного на восточное) и второстепенные (минорные) события, когда U_{60_10} сильно ослабевает, но смены знака не происходит [20; 21]. ВСП оказывают сильное влияние на процессы перемешивания и химический состав воздуха стратосферы в высоких широтах [103], но этим их воздействие не ограничивается. Аномалии циркуляции, вызванные ВСП, также оказывают влияние на процессы осаждения частиц в мезосфере [112], термический режим воздуха в тропической зоне стратосферы [113] и процессы перемешивания между верхней тропосферой и стратосферой в нижних широтах [114]. Аномалии скорости ветра могут распространяться вниз из стратосферы в тропосферу, влияя на положение шторм-треков в Атлантико-Европейском регионе через смещение тропосферных струйных течений, при этом циркуляционные аномалии могут прослеживаться у поверхности Земли до двух месяцев [26; 42; 115; 116]. Продолжительное присутствие стратосферного сигнала в нижней тропосфере дает теоретическое основание для увеличения заблаговременности прогноза погоды в Европейском регионе [117–120].

В основе современного понимания динамики возникновения ВСП лежит описанный в работе [19] механизм взаимодействия планетарных волн и среднезонального потока в стратосфере. Планетарные волны, распространяющиеся вверх из тропосферы в стратосферу, попадая в более разреженную среду (ниж-

няя стратосфера в среднем имеет в 20 раз меньшую плотность, чем тропосфера) быстро набирают амплитуду. Волны с большой амплитудой с высокой долей вероятности подвержены обрушению, что приводит к ослаблению, а в некоторых случаях и к разрушению СПВ.

Интенсификация распространения планетарных волн в стратосферу может быть вызвана несколькими причинами. Первая – это интенсификация волн в нижней тропосфере и дальнейшее их распространение в стратосферу [19; 121–126]. Причиной интенсификации волновой активности в тропосфере могут служить блокинговые процессы [127–130], ЭНЮК [54; 130; 131], колебания Маддена-Джулиана и экваториальные волны Россби [81].

Вторая причина резкой интенсификации распространения волновой активности в стратосферу была предложена Кларком в работе [132]. Он предположил, что ВСП может быть результатом нелинейного резонансного усиления волны в стратосфере, которое происходит при определенном состоянии стратосферного вихря [133–138]. По его гипотезе распространение волн в стратосфере, их эволюция и, следовательно, воздействие на полярный вихрь зависит от фонового состояния стратосферы на момент распространения волны [137; 139–141].

Таким образом, в контексте первой гипотезы (когда причиной ВСП является интенсификация потока волновой активности (ВА) в нижней тропосфере) нижняя стратосфера работает как «клапан», регулируя поток ВА [30; 139; 142]. В то же время, согласно второй гипотезе, определенное состояние нижней стратосферы само является причиной резонансной интенсификации волны.

В работах [143–145] показано, что за период с 1979 года только 33 % наблюдаемым ВСП предшествовали аномально сильные потоки волновой активности в нижней тропосфере и только после 20 % событий аномально сильных потоков волновой активности в нижней тропосфере происходили ВСП. Данные результаты подтверждают гипотезу, предложенную в работе [132], о влиянии состояния стратосферного полярного вихря на усиление потока волновой активности в стратосферу.

Потенциальное воздействие состояния СПВ (здесь и далее «предсостояние») на развитие ВСП было исследовано в ряде работ [61; 119; 146; 147]. На примере анализа конкретного события в январе 2009 года в работе [148] показана роль состояния стратосферы в инициировании ВСП. Более ранние исследо-

вания также указывали на потенциальную возможность использования размера и формы СПВ как предикторов ВСП [9; 61].

Исследования отдельных случаев ВСП показали, что разрушению вихря предшествует усиление потока Элиассена-Пальма [149—152], а экстремально сильному состоянию СПВ предшествует период с ослабленной волновой активностью [153; 154]. Авторы работы [121] показали, что экстремально сильному СПВ предшествует аномально низкий интегральный за месяц вихревой поток тепла (рисунок 3.1).

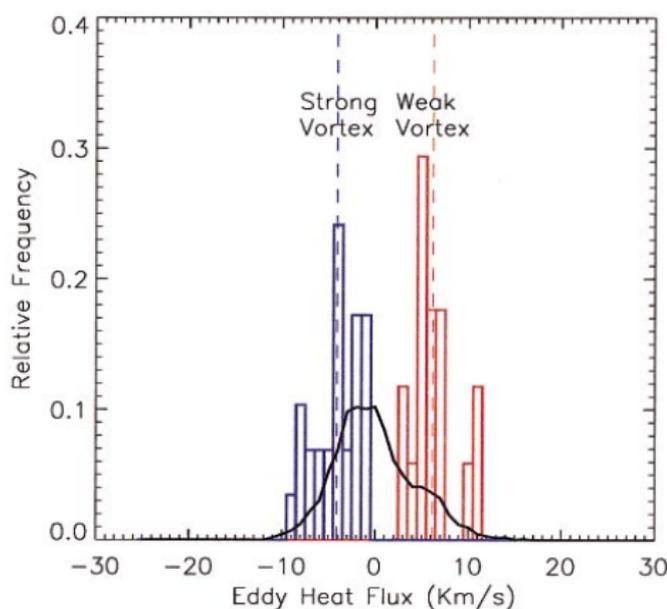


Рисунок 3.1 — Эмпирические функции распределения для вихревого потока тепла, осредненного за 40 суток на уровне 10 гПа для всего зимнего периода (показано черным), для 18 событий слабого вихря (показано красным) и 30 событий экстремально сильного вихря (показано синим), из работы [121]

Таким образом, существует множество работ, постулирующих влияние «предсостояния» стратосферы на возникновение экстремального сильного/слабого вихря, однако механизмы формирования такого «предсостояния» недостаточно изучены.

Формирование «предсостояния» СПВ определяется характером распространения планетарных волн в период предшествующий ВСП. Поток волновой активности определяется активностью стационарных планетарных волн и их распространения из тропосферы в стратосферу, причем чем ниже зональное волновое число, тем более высоких скоростях зонального переноса может распространяться волна [155]. Поэтому в стратосферу из-за наличия сильного струйного течения полярной ночи, в основном, проходят волны с зональными

волновыми числами 1 и 2, и именно они играют основную роль в стратосферно-тропосферном взаимодействии.

Стационарные планетарные волны возникают в тропосфере Северного полушария из-за наличия крупномасштабных орографических неоднородностей и крупномасштабных градиентов температуры между сушей и океаном. Таким образом, аномалии ТПО в различные фазы тихоокеанского десятилетнего колебания могут модифицировать планетарные волны и менять характер их распространения. В последние годы на основе анализа данных наблюдений и результатов модельных расчетов установлено, что изменение динамики стационарных планетарных волн может быть связано с температурным режимом тропосферы. Так было показано, что рост ТПО [71; 156] и увеличение концентрации парниковых газов [157—159] оказывают доминирующее влияние на характер распространения (интенсивность и пространственные характеристики) планетарных волн. Авторы работы [160] показали, что в последние годы наблюдаются заметные изменения зимней температуры нижней стратосферы, которые имеют противоположный знак в низких и высоких широтах. Данные изменения приводят к соответствующим изменениям интенсивности и расположения максимумов тропосферных струйных течений и, тем самым, к возникновению более благоприятных условий распространения стационарных планетарных волн. Также в работе [161] показано, что возрастание амплитуды волны 1 (наблюдаемое в последние десятилетия) приводит к фундаментальному изменению стратосферной динамики, т.е. к переходу от квазистационарного режима при малых амплитудах к квазипериодическим и/или даже хаотическим осцилляциям (васцилляциям) при больших амплитудах волны 1 [162]. Расчеты на основе модели средней и верхней атмосферы (МСВА) [163] показали, что изменения условий распространения стационарных планетарных волн приводят как к существенному увеличению самой амплитуды волны 1 в стратосфере, так и к заметному усилению внутрисезонной изменчивости среднего потока и амплитуды волны 1 в зимний сезон [164], т.е. к увеличению амплитуды стратосферных васцилляций. Таким образом, в рамках глобального изменения планетарного температурного режима существенно меняется характер распространения планетарных волн и, как следствие, динамика стратосферы.

Поскольку распространение планетарных волн зонально не симметрично, традиционно применяемый анализ двумерных потоков Элиассена-Пальма

(раздел 1.4) позволяет лишь констатировать сам факт интенсификации волновой активности и выделять ее меридиональные особенности. Использование трехмерного потока волновой активности [50] позволяет исследовать зональные особенности распространения планетарных волн, что дает более полное представление о динамике планетарных волн и их взаимодействия с зональной циркуляцией стратосферы.

Основной целью данной главы было исследование механизмов формирования «предсостояния» нижней стратосферы на основе анализа трехмерного потока волновой активности Пламба (Глава 1) в различные фазы ТДК. Для достижения данной цели решались следующие задачи:

- анализ внутресеASONной изменчивости трехмерного потока волновой активности Пламба;
- исследование прогностического потенциала первой моды изменчивости вертикальной компоненты потока Пламба;
- анализ различий в характеристиках планетарных волн в средней тропосфере и нижней стратосфере, а также в локализации интенсификации их вертикального распространения в различные фазы ТДК.

3.1 Метод спектральной полосовой фильтрации Ланцоша

При расчете суточных потоков Пламба необходимо отфильтровать высокочастотную изменчивость начальных полей, так как формула потока была получена для стационарных планетарных волн. Для данных целей был использован метод спектральной полосовой фильтрации Ланцоша [165]. Основная цель фильтрации состоит в том, чтобы предсказуемо изменить амплитуды гармоник в Фурье разложении, которые описывают данный ряд наблюдений. Это осуществляется за счет изменения последовательности данных умножением на весовые функции.

Если представить исследуемую случайную функцию времени в виде ряда:

$$x(t) = \sum_j a(f_j) \cos[2\pi f_j t + \phi(f_j)], \quad (3.1)$$

где $a(f_j)$ – амплитуды гармоник с частотами f_j и случайными начальными фазами $\phi(f_j)$, то известным временным масштабам составляющих будут соответствовать определенные частоты, а если в качестве аргумента используется не время, а линейная координата, то временным масштабам соответствуют пространственные, а частотам волновые числа. В этом случае поставленную задачу можно сформулировать как задачу фильтрации: выделить из исследуемого процесса гармоники с частотами $f_l \geq f \geq f_h$, при $f \geq 0$, и подавить все прочие составляющие. Фильтрация осуществляется с помощью преобразования вида:

$$\tilde{x}(t) = \int_{-\infty}^{+\infty} h(\tau)x(t + \tau)d\tau, \quad (3.2)$$

где $h(\tau)$ представляет собой функцию сдвига τ , определяющую частотный состав процесса $\tilde{x}(t)$ на выходе фильтра (3.2) и называемую весовой функцией фильтра.

Действительно, подставляя равенство (3.1) в уравнение (3.2), получаем:

$$\begin{aligned} \tilde{x}(t) &= \int_{-\infty}^{+\infty} h(\tau) \sum_j a(f_j) \cos[2\pi f_j(t + \tau) + \varphi(f_j)]d\tau = \\ &= \sum_j a(f_j)R(f_j) \cos[2\pi f_j(t) + \varphi(f_j) + \psi(f_j)], \end{aligned} \quad (3.3)$$

где

$$R(f_j) = \sqrt{[M(f)]^2 + [I(f)]^2}; \quad (3.4)$$

$$\psi = \arctan \frac{I(f)}{M(f)}; \quad (3.5)$$

и

$$\left\{ \begin{array}{l} M(f) = \int_{-\infty}^{+\infty} h(\tau) \cos(2\pi f\tau)d\tau \\ I(f) = \int_{-\infty}^{+\infty} h(\tau) \sin(2\pi f\tau)d\tau \end{array} \right\}. \quad (3.6)$$

Из сравнения рядов (3.1) и (3.3) видно, что полученная в результате преобразования (3.2) функция $\tilde{x}(t)$ содержит гармоники с теми же частотами, что и функция $x(t)$, но с амплитудами $a_j R_j$ и начальными фазами $(\varphi_j + \psi_j)$.

Функция $R(f)$, определяющая изменение амплитуд гармоник процесса $x(t)$ в результате прохождения через фильтр, называется амплитудно-частот-

ной, или просто частотной характеристикой фильтра. Если потребовать, чтобы начальные фазы гармоник после фильтрации оставались неизменными (или менялись на $\pm\pi$), то как следует из уравнения (3.5), функция ψ должна быть равна нулю при любых значениях f . Тогда частотная характеристика фильтра приобретет вид:

$$R(f_j) = \int_{-\infty}^{+\infty} h(\tau) \cos(2\pi f\tau) d\tau. \quad (3.7)$$

Как следует из уравнения (3.7), весовая функция такого четного фильтра связана с частотной характеристикой обратным преобразованием Фурье:

$$h(\tau) = \int_{-\infty}^{+\infty} R(f) \cos(2\pi f\tau) df. \quad (3.8)$$

Таким образом, для фильтрации процесса $x(t)$ можно вначале задать частотную характеристику $R(f)$, а затем из уравнения (3.8) найти весовую функцию $h(\tau)$ и выполнить преобразование (3.2).

Задача фильтрации решается наилучшим образом, если гармоники с частотами $f_l \geq f \geq f_h$ на выходе фильтра сохраняются неизменными, а амплитуды всех остальных гармоник обратятся в нуль. Частотная характеристика такого идеального фильтра имеет вид:

$$R(f) = \begin{cases} 1, & \text{при } f_l \geq f \geq f_h; \\ 0, & \text{при } f < f_l; \quad f > f_h. \end{cases} \quad (3.9)$$

Подставляя характеристику (3.9) в уравнение (3.8), можно найти весовую функцию идеального фильтра:

$$h(\tau) = \frac{\cos[\pi\tau(f_h + f_l)] \sin[\pi\tau(f_h - f_l)]}{\pi\tau}. \quad (3.10)$$

Однако частотная характеристика (3.9) может быть реализована только в том случае, если весовая функция (3.10), а значит и сам процесс $x(t)$, заданы на бесконечном интервале. Поскольку интервал задания исходной функции $x(t)$ всегда конечен, то и интервал задания весовой функции $h(\tau)$ так же должен быть конечен. Тогда уравнение (3.7) можно переписать в виде:

$$R(f) = \int_{-\frac{L}{2}}^{\frac{L}{2}} h(\tau) \cos(2\pi f\tau) d\tau, \quad (3.11)$$

где L — интервал задания весовой функции,

$$h(\tau) = \begin{cases} h(\tau) & \text{при } |\tau| \leq \frac{L}{2}; \\ 0 & \text{при } |\tau| > \frac{L}{2}. \end{cases} \quad (3.12)$$

В результате преобразования (3.11) весовой функции (3.10) получаем частотную характеристику $R(f)$, представляющую собой непрерывную функцию частоты, отличную от характеристики идеального фильтра (3.9). В этом случае амплитуды гармоник, лежащих в диапазоне $f_l \geq f \geq f_h$, умножаются на величины, отличные от единицы, а амплитуды гармоник с частотами вне этого диапазона — на величины, отличные от нуля. Ввиду невозможности реализовать идеальный фильтр, задача фильтрации сводится к нахождению такой частотной характеристики (и соответствующей ей весовой функции), которая обеспечивала бы выделение гармоник в заданном диапазоне некоторым оптимальным образом. Однако получить оптимальный фильтр возможно лишь при условии, что энергетический спектр исследуемого процесса известен. Поэтому во многих случаях целесообразно применять так называемые квазиоптимальные фильтры, вид частотной характеристики которых задается заранее.

Операция фильтрации в гидрометеорологии выполняется обычно численными методами, так что исходная непрерывная функция времени $x(t)$, заданная на интервале $[-\frac{T}{2}, \frac{T}{2}]$, представляется в виде временного ряда:

$$x_n = x(t_n) \begin{cases} x(t) & \text{при } t = n\Delta t, |n| = 0, 1, \dots, N; \\ 0 & \text{при других } t, \end{cases} \quad (3.13)$$

где $2N\Delta t = T$, а Δt — интервал дискретности, т.е. промежуток времени, через который производится снятие ординат исходной непрерывной функции. Если же исследуемый процесс с самого начала представляет собой дискретный временной ряд, то интервал дискретности равен промежутку времени между соседними наблюдениями. Весовая функция $h(\tau)$ представляет собой тогда последовательность весов:

$$h_m = h(\tau_m) \begin{cases} h(\tau_m) & \text{при } \tau = m\Delta t, |m| = 0, 1, \dots, M; \\ 0 & \text{при других } \tau \end{cases} \quad (3.14)$$

и $2M\Delta t = L$. Преобразование (3.2) принимает вид:

$$\tilde{x}_n = \sum_{m=-M}^M h_m x_{n+m}. \quad (3.15)$$

Поскольку частота f обратно пропорциональна времени, целесообразно выражать ее в циклах на интервал дискретности (например, в циклах в час при $\Delta t = 1$ час).

На практике используется конечное число членов в ряде Фурье, что приводит к возникновению эффекта Гиббса. Особенность фильтрации Ланцоша состоит в том, что весовые функции определяются умножением первоначальных весовых функций на функцию вида $\sin X/X$, которую Ланцош назвал «сигма фактором» (σ):

$$\bar{h}_m = h_m \frac{\sin(2\pi k f_N \Delta/n)}{2\pi k f_N \Delta/n}. \quad (3.16)$$

Такое представление весовой функции обеспечивает существенное подавление эффекта Гиббса. На рисунке 3.2 представлен временной спектр геопотенциальной высоты для поверхности 1000 гПа для начального ряда, а также для отфильтрованных рядов с различными окнами. Незначительные области перекрытия между спектрами для различных диапазонов на рисунке 3.2 говорят о том, что при использовании «сигма фактором» при расчете весовых функций не происходит существенного затекания энергии в соседние частоты.

3.2 Механизм формирования «предсостояния» стратосферного полярного вихря

Форма СПВ отражает динамические процессы в стратосфере и поэтому достаточно хорошо изучена [102]. Для иллюстрации механизма формирования «предсостояния» СПВ был проведен анализ внутресезонной эволюции основных характеристик СПВ — интенсивности, характеризуемой с помощью зональной скорости ветра, осредненной вдоль 60° с.ш. на уровне 10 гПа (U_{60_10}), и скорости

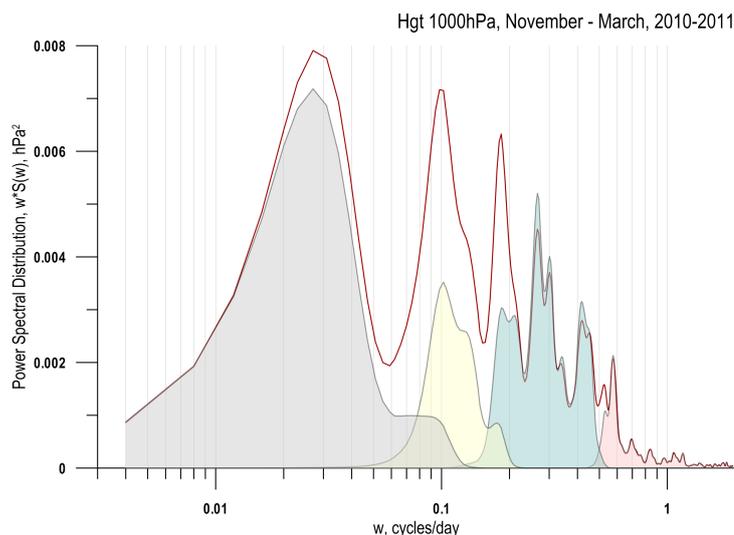


Рисунок 3.2 — Временной спектр геопотенциальной высоты для поверхности 1000 гПа, осредненной по району ($70^\circ - 40^\circ$ з.д., $40^\circ - 60^\circ$ с.ш.) за период ноябрь—март 2010—2011 гг. Спектр для начального ряда показан красным, для отфильтрованных рядов с различными окнами: менее 2 суток — розовым, 2–6 суток — синим, 6–12 суток — желтым, более 12 суток — серым

ветра, осредненного вдоль края вихря на уровне 850 К ($W_{кр}$; подраздел 2.1.3), а также площади вихря.

На рисунке 3.3а показана внутрисезонная изменчивость площади, заключенной внутри контуров потенциальной завихренности (ПЗ) на уровне 850 К в зимний сезон 2008–2009 гг. Данный период приведен здесь в качестве иллюстрации формирования «предсостояния» слабого вихря, так как 24 января 2009 года произошло внезапное стратосферное потепление по типу «разделение». Красной кривой показана площадь, заключенная внутри изолинии ПЗ 400 PVU, которая часто принимается за край вихря [11]. В предшествующий ВСП месяц (январь 2009) площадь вихря уменьшается и сокращается почти до нуля в момент ВСП. Интенсивность вихря, выраженная в U_{60_10} , слабо растет и значительно отличается от $W_{кр}$, (3.3б), что говорит о возмущении вихря и смещении его с полюса. $W_{кр}$ имеет высокую изменчивость, что свидетельствует о резком изменении формы вихря в предшествующий событию месяц. Периоды, когда $W_{кр}$ испытывает сильные колебания, отражают моменты обрушения планетарных волн в стратосфере, т.е. происходит физическое отделение части основного тела вихря и сильная деформация его формы. Для характеристики истощения вихря может быть использована потенциальная завихренность [102]. В области, окружающей основное тело вихря, называемой «прибойной» зоной («surf zone» в

зарубежной литературе), происходит замешивание данной характеристики, где она диссипирует из-за адиабатических процессов, одновременно с этим в основном теле вихря ее значение снижается. Таким образом, происходит эрозия СПВ через перемешивание. На рисунке 3.3в приведена пространственная структура поля ПЗ на уровне 850 К для 11 декабря 2008 г., на которой отчетливо прослеживается вихревая структура обрушения волны над северной частью североамериканского континента. Согласно [166], обрушение планетарных волн чаще всего происходит над Северо-Американским континентом и Европейским сектором. В стратосфере Алеутский и Европейский антициклоны переносят воздух с высокой потенциальной завихренностью на юго-запад.

Таким образом, в предшествующий ВСП месяц наблюдается высокая активность планетарных волн в нижней стратосфере, которая приводит к формированию «предстояния» слабого СПВ и способствует интенсификации планетарной волны в средней атмосфере, что увеличивает вероятность возникновения ВСП.

На рисунке 3.4 показана противоположная ситуация, а именно проиллюстрирован механизм формирования экстремально сильного вихря. За счет адиабатических процессов (выхолаживание с приходом полярной ночи в высокие широты Северного полушария) увеличивается значение потенциальной завихренности внутри основного тела вихря. К середине февраля интенсивность вихря достигает экстремальных значений — более 60 м/сек и для U_{60_10} , и для $W_{кр}$. В предшествующий месяц все характеристики (площадь вихря, U_{60_10} , $W_{кр}$) монотонно возрастали, а значения U_{60_10} и $W_{кр}$ были близки между собой, что говорит о центрировании вихря на полюсе (рисунок 3.4в). Таким образом, в течение месяца, предшествующего формированию экстремально сильного вихря, волновая активность низкая, и обрушения планетарных волн не происходит.

Проведенный анализ показывает, что активность планетарных волн в течение месяца, предшествующего экстремальному состоянию вихря, может быть использована как предиктор формирования предстояния СПВ.

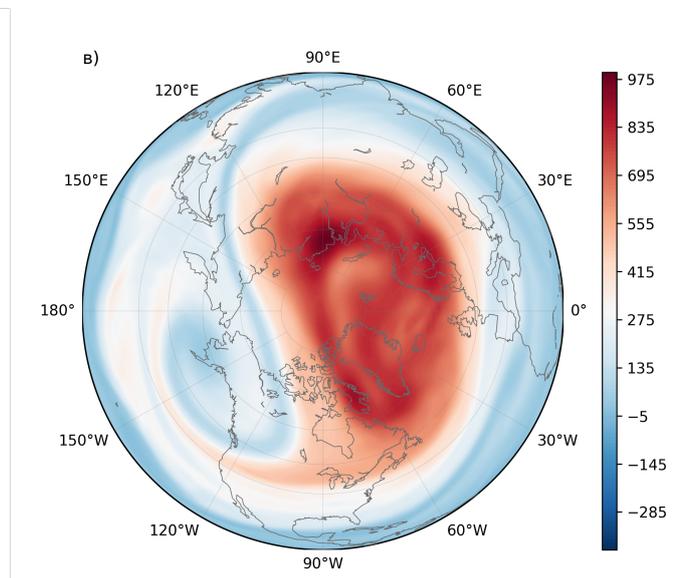
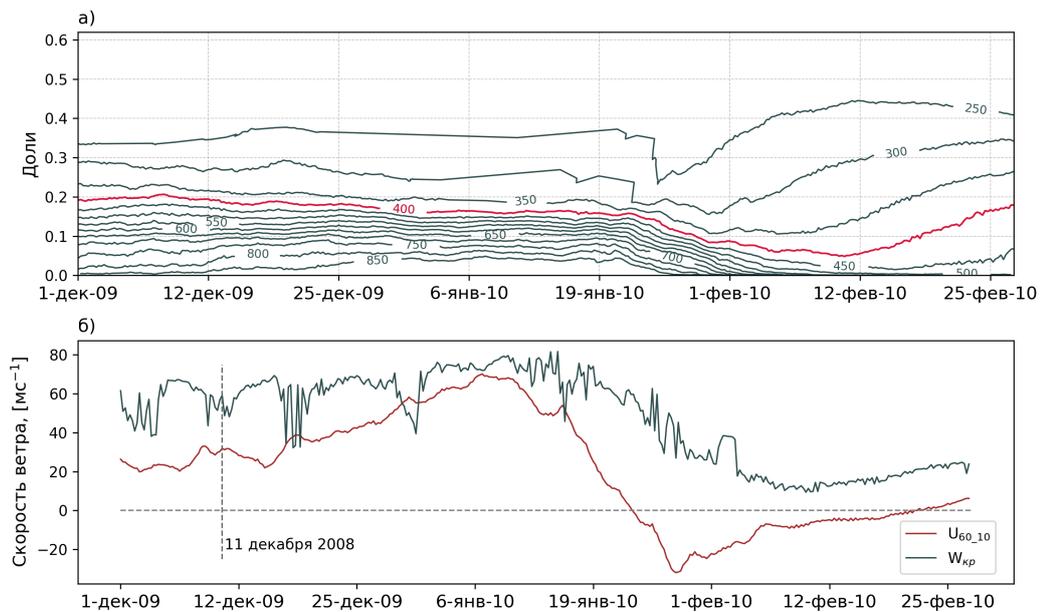


Рисунок 3.3 — Временной ряд для площади, заключенной внутри контуров ПЗ на изэнтропическом уровне 850 К, выраженной в долях от площади полусферы (а), зональной компоненты скорости ветра, осредненной вдоль 60° с.ш. на уровне 10 гПа (показано красным), скорости ветра вдоль края вихря (показано серым) за период 1 декабря 2008 г. по 28 февраля 2009 г. (б) и пространственная структура поля потенциальной завихренности на уровне 850 К для 11 декабря 2008 г. (в)

3.3 Интенсивность распространения волновой энергии как предиктор состояния стратосферного полярного вихря

Для анализа пространственной структуры вертикального распространения планетарных волн была проведена оценка вертикальной компоненты трех-

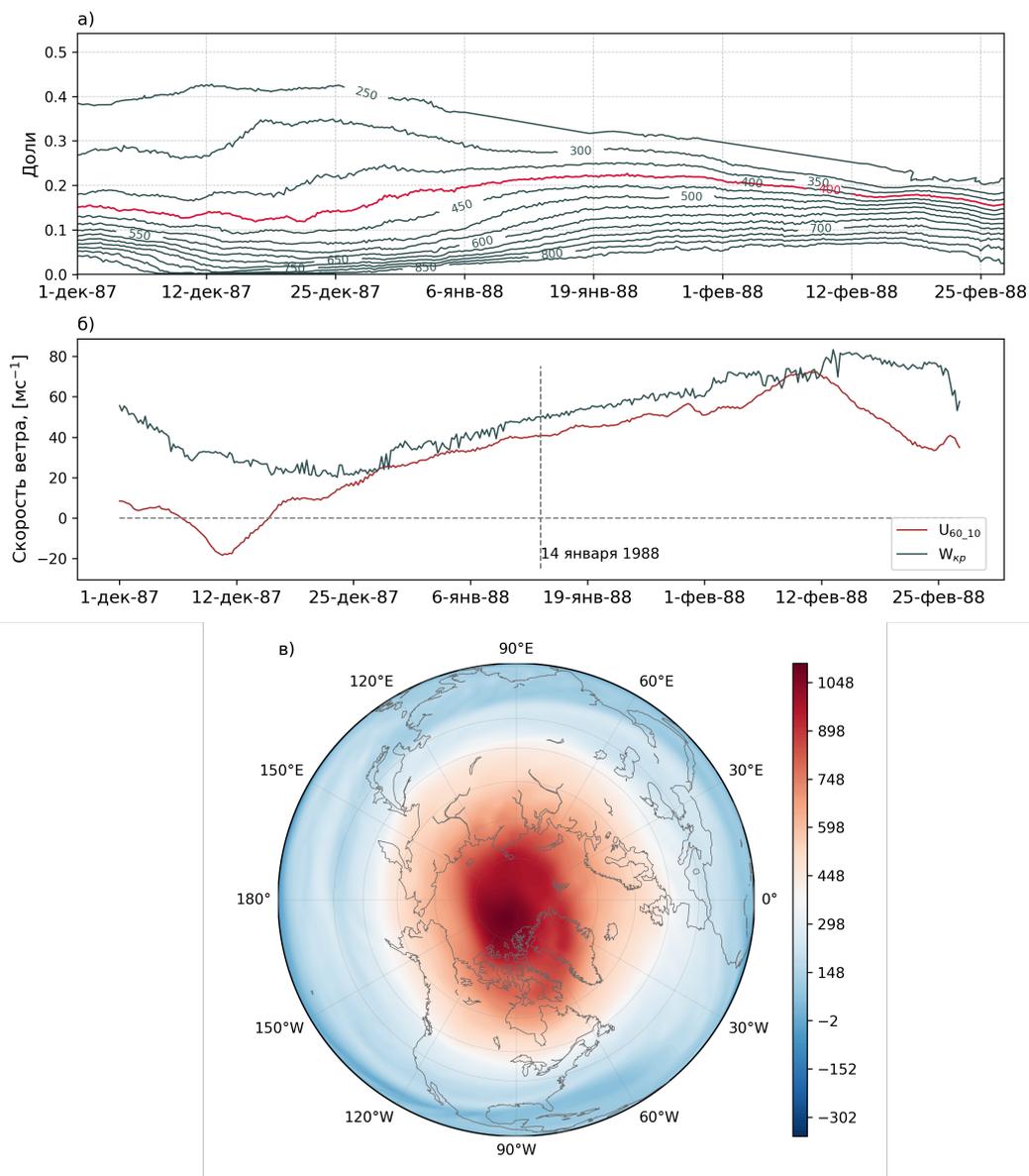


Рисунок 3.4 — Временной ряд для площади, заключенной внутри контуров ПЗ на изэнтропическом уровне 850 К, выраженной в долях от площади полусферы (а), зональной компоненты скорости ветра, осредненной вдоль 60° с.ш. на уровне 10 гПа (показано красным), скорость ветра вдоль края вихря (показано серым) за период 1 декабря 1987 г. по 28 февраля 1988 г. (б) и пространственная структура поля потенциальной завихренности на уровне 850 К для 14 января 1988 г. (в)

мерного потока волновой активности Пламба (формула 1.13 в разделе 1.4), рассчитанной на основе среднемесячных данных о зональном и меридиональном ветре, температуре и геопотенциале из реанализа NCEP/NCAR (подробно в подразделе 2.1.1) на стандартных уровнях 100, 70, 50, 30, 20, 10 гПа за период с 1958 по 2007 г. Также были рассчитаны отклонения полученных значений по-

токов Пламба от среднеклиматических значений для каждого месяца в период с ноября по март, что позволило исключить сезонный ход.

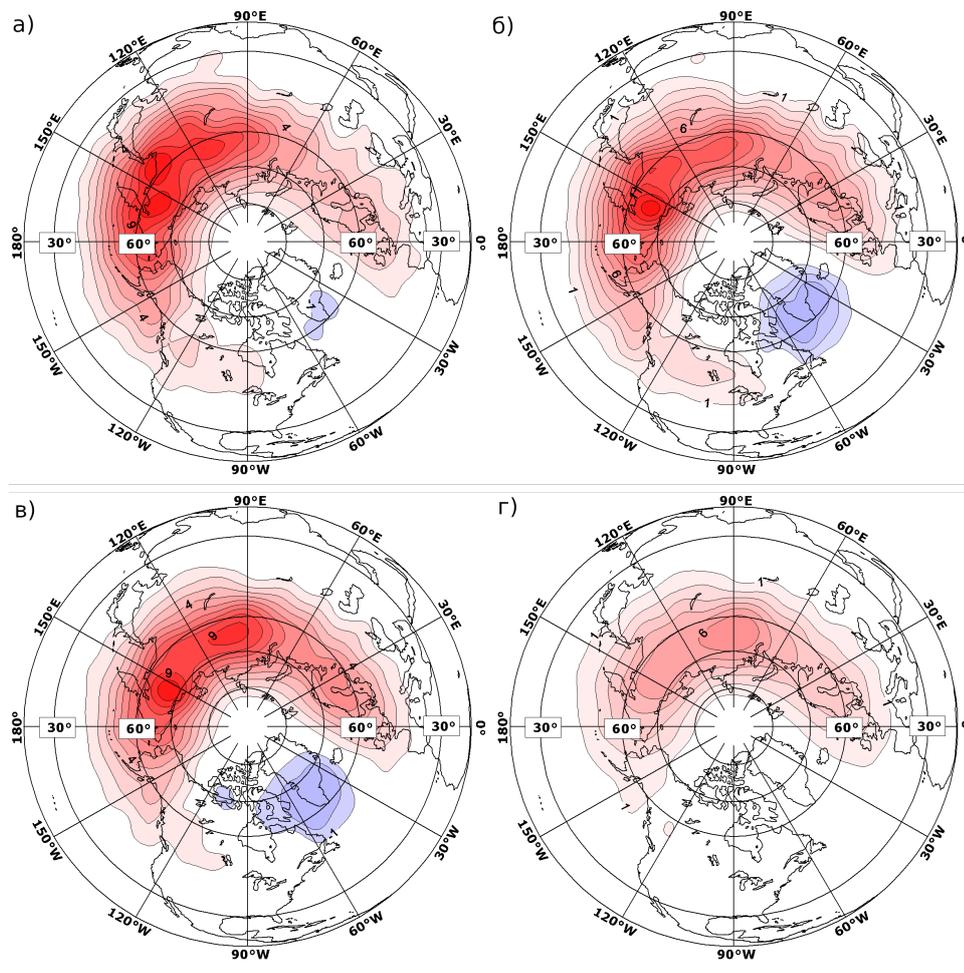


Рисунок 3.5 — Среднее многолетнее значение вертикальной компоненты трехмерного потока Пламба на уровне 30 гПа [$10^{-5} \cdot \text{м}^2 \cdot \text{сек}^{-2}$]: ноябрь (а), декабрь (б) для периода 1958—2006 гг., январь (в), февраль (г) и март (д) для периода 1959—2007 гг.

Распространение планетарных волн из тропосферы в стратосферу и их воздействие на зональный ветер характеризуется высокой пространственной и внутрисезонной изменчивостью. На рисунке 3.5 показаны среднеклиматические значения вертикальной компоненты вектора Пламба (F_z) на уровне 30 гПа в зимний период (ноябрь–март) за 1958–2007 гг. Наиболее интенсивное проникновение планетарных волн из тропосферы в стратосферу (положительные значения F_z) наблюдается над Сибирью. Наряду с этим над севером Атлантики и южной Гренландией в декабре происходит слабое нисходящее распространение волн (отрицательные значения F_z), которое усиливается в январе–феврале и ослабевает в марте. Нисходящий сигнал слаб по сравнению с проникновением

волн из тропосферы в стратосферу, однако, как будет показано ниже, играет большую роль в стратосферно-тропосферном взаимодействии.

Межгодовая изменчивость трехмерных векторов Пламба также имеет зональные различия. Например, в декабре 1976 года происходило значительное усиление проникновения волн в стратосферу над Евразией и ослабление нисходящего потока над Гренландией и северной Атлантикой, что привело к формированию «предстояния» для появления сильного ВСП в январе 1977 года (рисунок 3.6б). Обратная ситуация наблюдалась в декабре 1975 г., когда не было зафиксировано усиления волновой активности, и в январе 1976 г. произошло усиление струйного течения (рисунок 3.6а). Сравнение меридиональной компоненты потока Пламба для этих лет в декабре также показывает большие зональные неоднородности горизонтального распространения планетарных волн с увеличением положительного (направленного к полюсу) F_y над севером западной Сибири и ослаблением отрицательных (направленных к экватору) F_y над северной Европой в декабре 1976 года.

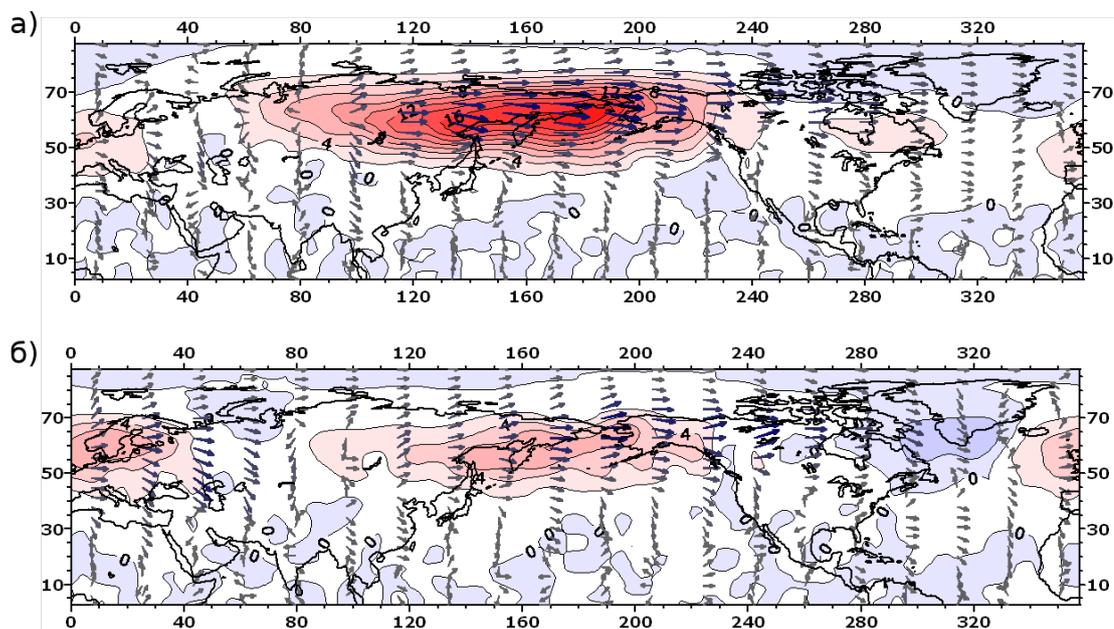


Рисунок 3.6 — Трехмерный поток Пламба, цветом показана вертикальная компонента [$10^{-5} \cdot \text{м}^2 \cdot \text{сек}^{-2}$], стрелками — горизонтальная компонента в декабре 1975 г. (а) и декабре 1976 г. (б) на уровне 30 гПа

Для исследования связи межгодовой изменчивости волновой активности и зональной циркуляции стратосферы были рассчитаны естественные ортогональные функции (ЕОФ) зонального ветра и вертикальной компоненты потока Пламба для каждого месяца (ноябрь–март), для каждого вертикального уров-

ня в нижней стратосфере от 100 гПа до 10 гПа. Поскольку пространственные структуры первых ЕОФ вертикальной компоненты потока Пламба и зонального ветра для всех исследуемых уровней схожи между собой, в качестве иллюстрации на рисунке 3.7 приведены результаты расчетов для уровня 30 гПа. Для выявления роли первой моды изменчивости вертикального распространения волновой активности в формировании аномалий СПВ было проведено сравнение зонального ветра в нижней стратосфере за текущий месяц и вертикальной компоненты вектора Пламба за предшествующий месяц. На рисунке 3.7 показаны первые ЕОФ вертикальной компоненты вектора Пламба в декабре (1948–2006) и зонального ветра на 30 гПа в январе (1949–2007), а также временные ряды их главных компонент. Пространственная структура первой ЕОФ F_z (вклад которой в общую изменчивость составляет 43 %) в нижней стратосфере характеризует распространение волны 1. Над Исландией наблюдаются небольшие отрицательные аномалии F_z , в то время как над севером Сибири — значительные положительные аномалии вертикальной компоненты потока Пламба.

Рисунок 3.7в показывает близкое соответствие между главными компонентами первых ЕОФ мод F_z (в декабре) и зонального ветра (в январе) в нижней стратосфере (коэффициент корреляции -0,58). Наибольшие амплитуды положительных значений главной компоненты первой ЕОФ F_z в декабре соответствуют годам с сильными стратосферными потеплениями в последующем январе (1960, 1970, 1977, 1985, 1994, 1998, 2003, 2006 гг.). Это может означать, что усиление проникновения планетарных волн в стратосферу в декабре создает условия для появления стратосферных потеплений в январе, что согласуется с результатами [20; 121] о предшествующем (около 20—40 суток) усилении восходящего потока F_z перед стратосферными потеплениями. В годы с сильным полярным струйным течением и холодным стратосферным вихрем Арктики аномалии F_z над северной частью Сибири имеют отрицательные значения, и вихревой перенос тепла планетарными волнами направлен от высоких широт к средним.

Сохраняется ли такая ситуация для середины и конца зимы? Несмотря на то, что пространственные структуры первых ЕОФ для всех зимних месяцев подобны, корреляционный анализ не выявил подобных связей для F_z в январе (феврале) и зонального ветра в феврале (марте). В таблице 2 приведены значения коэффициентов корреляций для главных компонент первых ЕОФ F_z и зонального ветра на уровне 30 гПа для ноября—марта каждого месяца. Оцен-

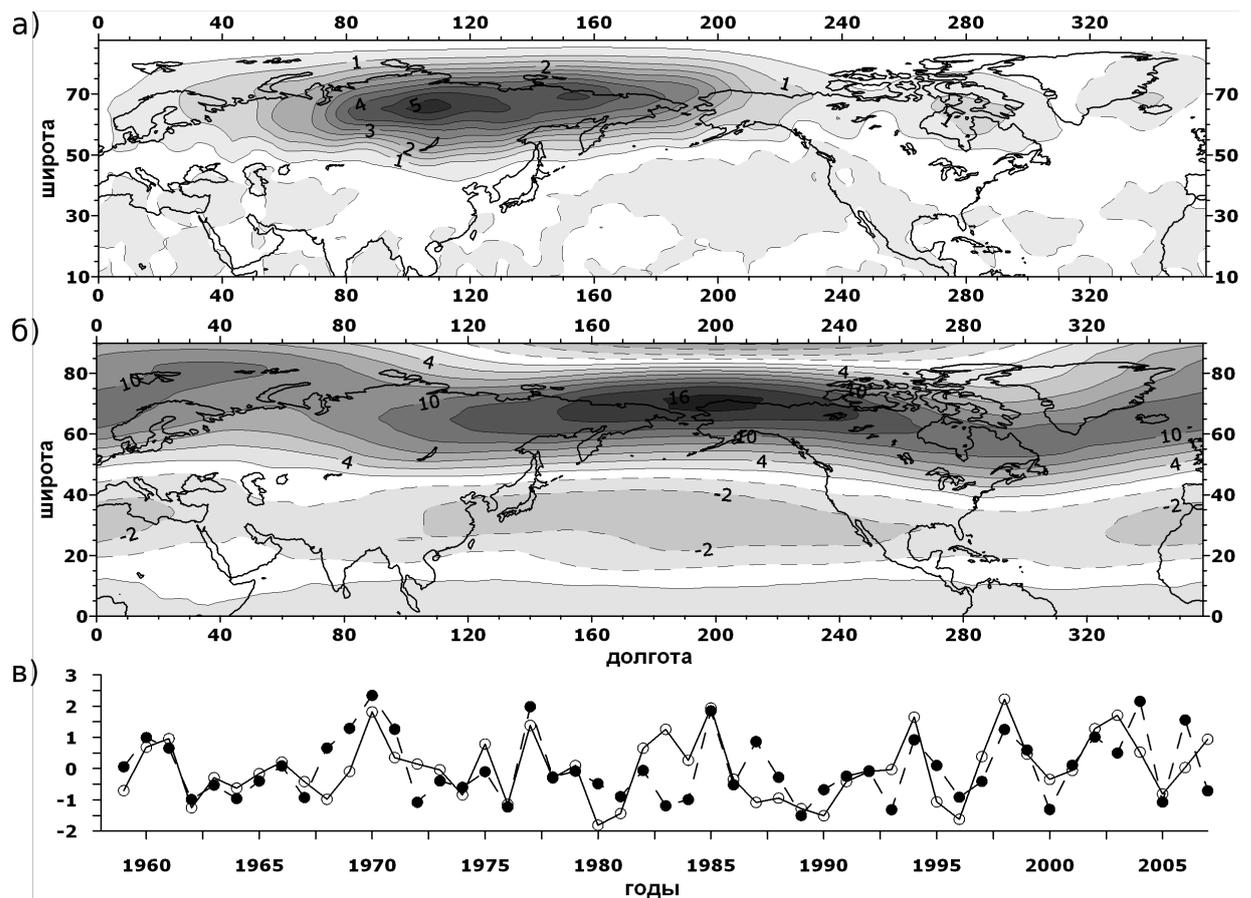


Рисунок 3.7 — Первые эмпирические ортогональные функции вертикальной компоненты трехмерного потока Пламба [$10^{-5} \cdot \text{м}^2 \cdot \text{сек}^{-2}$] в декабре (1948–2006 гг.) (а) и зонального ветра [м/сек] для января (1949–2007 гг.) (б) на уровне 30 гПа. (в) межгодовые изменения их коэффициентов (в относительных единицах), сплошная линия — для вертикальной компоненты потока Пламба, пунктир — для зонального ветра с обратным знаком, годы соответствуют январю

ка значимости коэффициентов корреляции осуществлялась с использованием критерия Стьюдента (подраздел 2.1.4).

Взаимодействие вертикально распространяющихся квазистационарных волн с зональной циркуляцией стратосферы имеет существенные внутрисезонные отличия (таблица 2). Так, для ранней зимы (ноябрь, декабрь) коэффициенты корреляции отрицательные. Следует отметить, что единовременные корреляции (например, декабрь (F_z) — декабрь (ветер) -0,29) по модулю существенно меньше корреляций со сдвигом на один месяц (декабрь (F_z) — январь (ветер) -0,58). Это говорит о том, что торможение/ускорение полярной струи связано с усилением/ослаблением проникновения планетарных волн из тропосферы в стратосферу над севером Евразии (рисунок 3.7) в предшествующий месяц.

Поздней зимой (февраль, март) картина кардинально меняется. Коэффициенты корреляции принимают положительные значения, и структура ветра в предшествующем месяце определяет F_z в последующем. Так, коэффициент корреляции между скоростью ветра в январе и F_z в феврале составляет 0,47.

Таблица 2 — Значения коэффициентов корреляции между главными компонентами первых 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 2004гг. Жирным шрифтом показаны коэффициенты корреляции с уровнем достоверности 95 %

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

На рисунке 3.8 показаны значения аномалий F_z , осредненные за годы с теплым и холодным стратосферным вихрем для января и февраля. Разделение лет с холодным и теплым вихрем было произведено по минимальным (максимальным) значениям главной компоненты первой ЕОФ зонального ветра на 30 гПа для соответствующего месяца. Теплые вихри наблюдались в январе 1960, 1968, 1970, 1971, 1977, 1985, 1987 и 2002 годов и в феврале 1966, 1973, 1979, 1980, 1984, 1989, 1999 и 2001 годов. Холодные вихри — в январе 1962, 1964, 1967, 1972, 1976, 1983, 1989, 1993, 1996, 1997 и 2000 годов, и в феврале 1959, 1964, 1967, 1974, 1976, 1986, 1988, 1996 и 2000 годов.

В годы с теплым вихрем, когда в стратосфере наблюдается значительное ослабление струйного течения полярной ночи (а иногда и смена его направления) нижняя стратосфера «запирается» — распространения волн из тропосферы в стратосферу и обратно не происходит. Это связано с тем, что планетарные волны не могут распространяться в восточных потоках [162] и либо диссипируют,

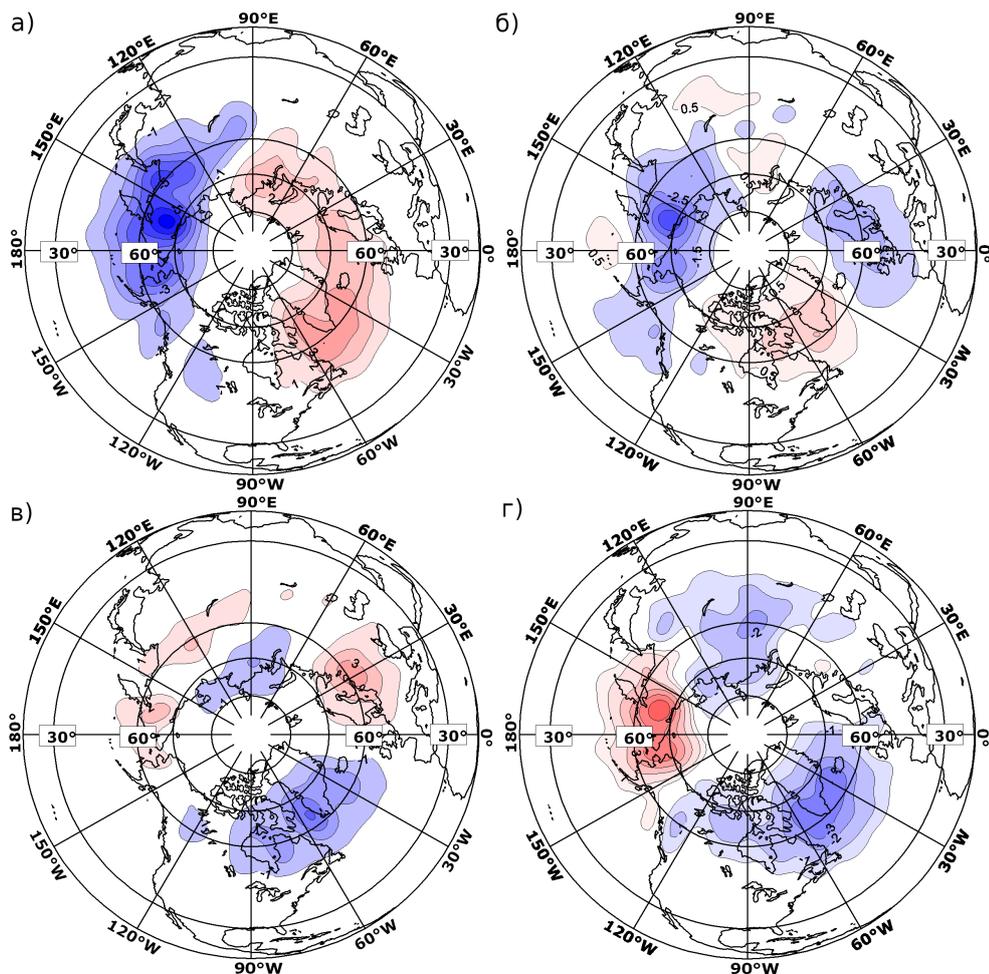


Рисунок 3.8 — Пространственное распределение аномалий F_z [$10^{-5} \cdot \text{м}^2 \cdot \text{сек}^{-2}$], осредненные за годы с теплым и холодным стратосферным вихрем для января (а, в) и февраля (б, г)

либо отражаются от, так называемого, критического уровня, где скорость зонального ветра равна нулю. На рисунке 3.8а об этом свидетельствуют большие отрицательные аномалии F_z над севером Евразии и положительные аномалии F_z над Северной Атлантикой. Подобная ситуация также имеет место в феврале (рисунок 3.8б).

Для лет с холодным стратосферным вихрем аномалии F_z имеют иную пространственную структуру (рисунки 3.8в, 3.8г). В эти годы в декабре планетарные волны слабо проникают в стратосферу над севером Евразии, что приводит к формированию сильного полярного струйного течения. В январе и феврале наблюдаются большие отрицательные аномалии нисходящего потока над севером Атлантики и слабые положительные аномалии над Евразией. Такая картина распространения волнового сигнала из тропосферы в стратосферу и обратно подтверждает существование «стратосферного моста», связывающего

северо-восточный район Евразии и северную Атлантику в годы с сильным полярным струйным течением [167].

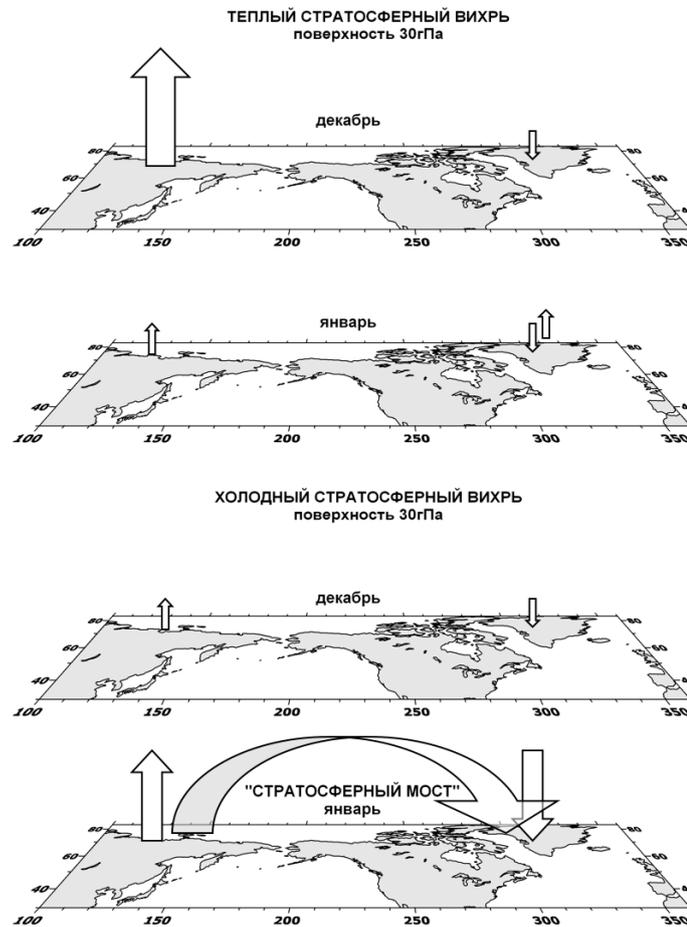


Рисунок 3.9 — Схема восходящего и нисходящего распространения волнового сигнала в нижней стратосфере. Стрелки показывают направление и мощность волнового сигнала

На рисунке 3.9 приведена пространственно-временная схема взаимодействия вертикально распространяющихся планетарных волн и зонального ветра стратосферы. Нами было выделено 2 сценария, первый описывает взаимодействие планетарных волн и зонального ветра стратосферы при теплом стратосферном вихре, второй — при холодном вихре. Если в ноябре— декабре наблюдается усиленное проникновение волн из тропосферы в стратосферу, то есть идет «накачка» волновой энергии, это приводит к созданию условий для возникновения потеплений в январе. Проведенный нами анализ трехмерных потоков Пламба позволил не только диагностировать изменения волновой активности, предшествующие потеплениям, но и выделить район, который играет ключевую роль в этом процессе. Именно усиление потока над северо-восточной частью

Евразии приводит к стратосферным потеплениям. Во время потепления происходит сильное ослабление полярного струйного течения, а иногда даже смена его направления на противоположное. Так как в восточном потоке планетарные волны не могут распространяться, происходит «запирание» стратосферы в месяц, когда наблюдается потепление. В последующие месяцы полярное струйное течение восстанавливается благодаря релаксации к радиационному равновесию [162]. Если в ноябре—декабре поток волнового сигнала из тропосферы в стратосферу ослаблен, то это ведет к формированию сильного полярного вихря в январе. В то же время в январе и феврале мы наблюдаем большие отрицательные аномалии F_z над Северной Атлантикой, что говорит о нисходящем распространении волнового сигнала в данном районе. При таких условиях формируется «стратосферный мост». Объяснением существования такого моста может быть рефракция волн от сильного струйного течения [167].

3.4 Особенности стратосферно-тропосферного взаимодействия в различные фазы тихоокеанского десятилетнего колебания

В разделе 3.2 показано, что характер стратосферно-тропосферного взаимодействия различен для ранней и поздней зимы. В начале зимнего периода (ноябрь—январь) поток волновой активности определяет стратосферную динамику, в то время как в позднюю зиму динамика стратосферы оказывает существенное влияние на распространение планетарных волн – либо способствуя распространению планетарных волн в стратосферу, либо (при формировании критической линии) «запирая» стратосферу.

Как упоминалось выше, аномалии ТПО могут приводить к изменениям в возмущениях планетарных волн и, следовательно, к изменениям волновой активности. Данное воздействие особенно заметно в декабре, когда проникновение планетарных волн в стратосферу оказывает максимальное влияние на стратосферную динамику в последующем месяце.

Для исследования связи между аномалиями ТПО и вертикальной компонентой потока Пламба, был проведен совместный сингулярный анализ (ССА) полей аномалий ТПО в Северной части Тихого океана и вертикальной составля-

ющей потока Пламба на уровне 30 гПа для каждого месяца (декабрь–февраль) в период 1958–2007 гг. Пространственные структуры мод ССА для ТПО в Северной части Тихого океана и вертикальной составляющей потока Пламба на уровне 30 гПа сходны с их первыми ЕОФ (3.10). Коэффициенты корреляции между главными компонентами ЕОФ и коэффициентами ССА для ТПО и потоком Пламба составляют соответственно 0,83 и 0,91. Ковариационная функция [168] составляет 61 %, что свидетельствует о сильной связи между этими полями. Стоит отметить, что главная компонента первой моды ССА для ТПО хорошо согласуется с индексом ТДК [66]. Таким образом, получается, что изменчивость интенсивности проникновения волновой активности из тропосферы в стратосферу в первой половине зимы связана с межгодовой и десятилетней изменчивостью аномалий ТПО в умеренных широтах Тихого океана. Одним из механизмов, объясняющих эту связь, может быть интерференция планетарных волн, связанная с орографическим (Тибетское плато и Скалистые горы) и термическим (аномалии ТПО) факторами [169].

На рисунке 3.10в показаны временные ряды главных компонент первых ССА мод, которые в целом хорошо согласованы между собой (коэффициент корреляции составляет $-0,4$), однако в период 1977–1997 гг. согласование нарушается. Данный период совпадает с положительной фазой ТДК, и наблюдается нарушение связи Холтон-Тан [65].

Таким образом, в отрицательную фазу ТДК интенсивность вертикального распространения волновой активности над восточной Сибирью прямо пропорциональна индексу ТДК, в то время как в положительную фазу они не связаны между собой.

Как было ранее показано в разделе 3.2, главная компонента первой ЕОФ вертикальной компоненты потока Пламба в ноябре/декабре может использоваться как предиктор интенсивности зонального ветра в последующем декабре/январе. Однако согласованность главных мод изменчивости вертикальной компоненты потока Пламба и зонального ветра в стратосфере наблюдается не на всем периоде исследования (рисунок 3.11). Интересно отметить, что периоды согласованности и несогласованности совпадают с периодами фаз ТДК (рисунок 3.11).

Для исследования прогностического потенциала вертикальной компоненты потока Пламба при формировании аномалий зонального ветра в страто-

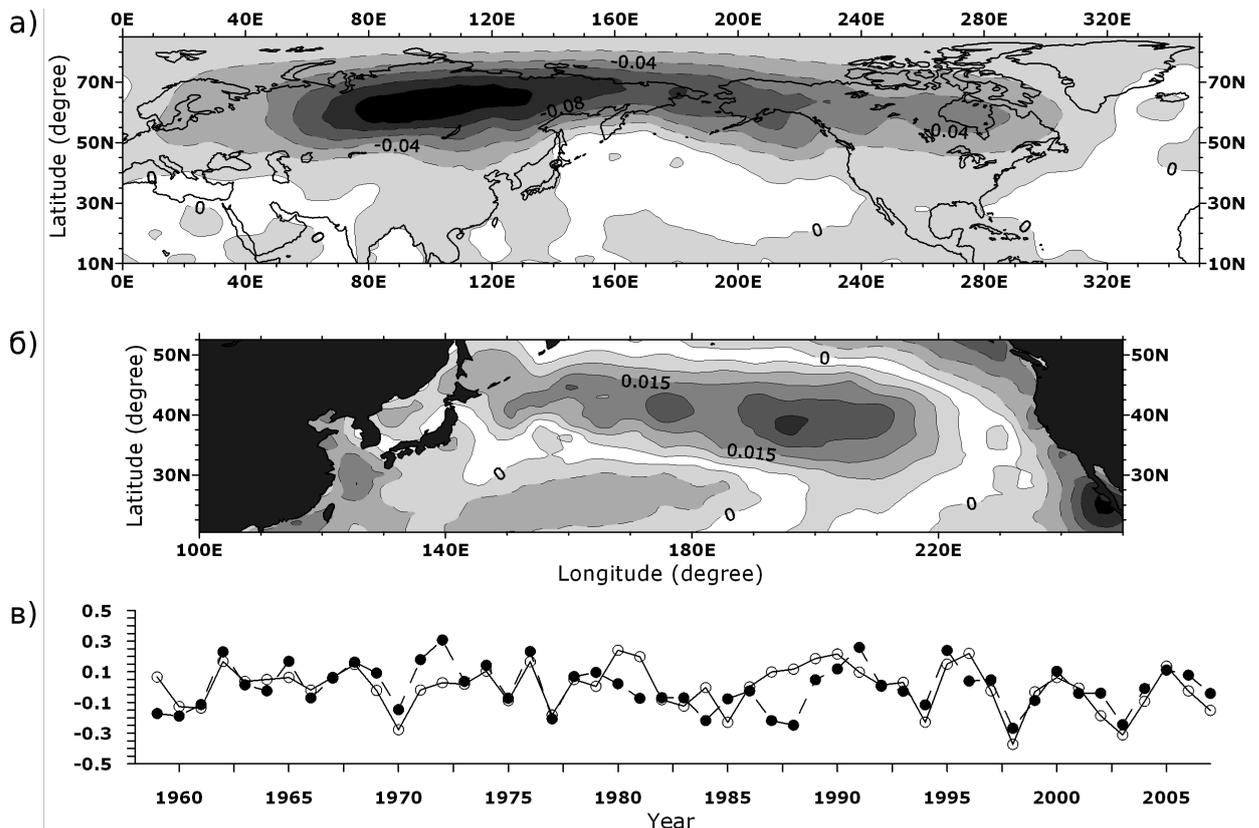


Рисунок 3.10 — Первые совместные сингулярные функции вертикальной компоненты трехмерного потока Пламба [$10^{-5} \text{ м}^2 \text{ сек}^{-2}$] на уровне 30 гПа в декабре (а) и аномалий ТПО Тихого океана для района севернее 20° с.ш. в декабре (б). (в) межгодовые изменения их коэффициентов (в относительных единицах), сплошная линия — для вертикальной компоненты потока Пламба, пунктир — для аномалий ТПО

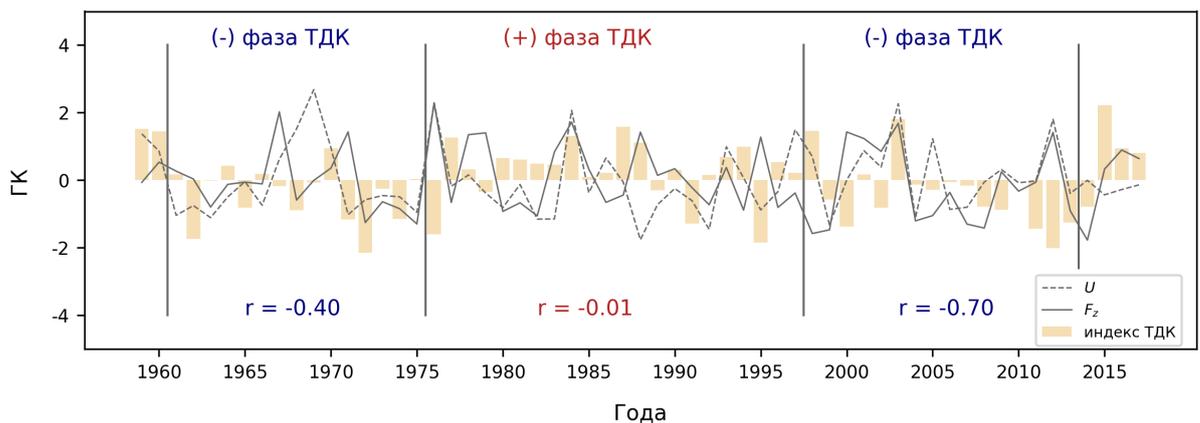


Рисунок 3.11 — Временной ряд главных компонент первых ЕОФ зонального ветра (штриховка) и вертикальной компоненты потока Пламба (сплошная линия) и индекс тихоокеанского десятилетнего колебания (желтые столбцы) за период 1958–2018, значения главных компонент зонального ветра относятся к году декабря зимнего периода

сфере в последующем месяце в течение различных периодов времени проведен анализ диаграмм рассеяния, где в качестве «фактора» рассматривается главная компонента 1-ой ЕОФ вертикальной компоненты потока Пламба (F_z), а в качестве «отклика» — главная компонента 1-ой ЕОФ зонального ветра в стратосфере в последующий месяц (U). На рисунке 3.12а показана диаграмма рассеяния за весь период с 1958 по 2018 гг. Коэффициент детерминации равен 0,11, что предполагает слабую отрицательную корреляцию между сигналом и откликом (значимость данной зависимости находится на уровне 95 %).

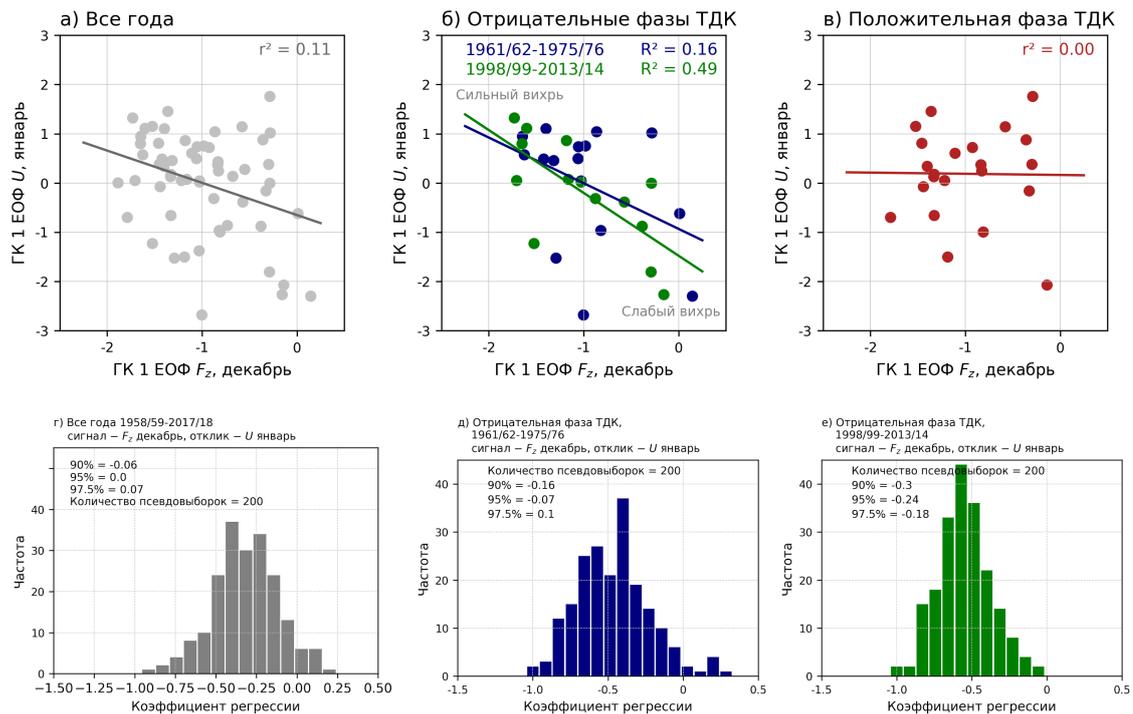


Рисунок 3.12 — Диаграммы рассеяния, где сигнал — значение главной компоненты 1-ой ЕОФ вертикальной компоненты потока Пламба (F_z) для поверхности 30 гПа (декабрь), отклик — значение главной компоненты 1-ой ЕОФ зонального ветра (U) для поверхности 30 гПа (январь). (а) соответствует всему периоду 1958–2018, (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.. Гистограммы распределения коэффициентов регрессии для 1961–1975 гг. (г) и 1998–2013 гг. (д) при Бутстрэп тесте

Однако при проведении вышеописанного анализа для различных фаз ТДК абсолютные значения коэффициентов корреляции значительно возрастают. Так, в отрицательные фазы ТДК (рисунки 3.12б, 3.12д) связь между данными параметрами сильнее, и коэффициент детерминации для периода 1961–1975 гг. составляет 0,16 (уровень значимости — 90 %), а для периода

1998–2013 гг. — 0,49 (уровень значимости 99 %). Большое различие в значениях коэффициентов детерминации может объясняться тем, что в первую отрицательную фазу (1961–1975 гг.) изменчивость индекса ТДК была высокой, и в отдельные годы он был положительным, в то время как во вторую отрицательную фазу (1998–2013 гг.) изменчивость индекса была намного ниже (рисунок 3.11). Следует отметить, что для положительной фазы ТДК (рисунок 3.12в) сигнал и отклик ведут себя как две независимые величины. Таким образом, интенсивность вертикальной компоненты потока Пламба над восточной Сибирью может выступать предиктором интенсивности СПВ в последующий месяц исключительно в отрицательную фазу ТДК.

3.5 Различие в форме волны в различные фазы тихоокеанского десятилетнего колебания

Интенсивность СПВ является индикатором вертикального распространения волновой активности из тропосферы в стратосферу. Поскольку фазы квазидесятилетнего колебания интенсивности СПВ совпадают с фазами ТДК, и интенсивность вертикального распространения волновой энергии в районе восточной Сибири теряет свой прогностический потенциал в положительную фазу ТДК, логично предположить, что свойства планетарных волн и характер их распространения будут различны в различные фазы ТДК. Таким образом, в данном разделе проанализируем различия в характеристиках планетарных волн в средней тропосфере и нижней стратосфере, включая локализацию интенсификации их вертикального распространения в различные фазы ТДК.

Данный анализ был проведен для тех лет, когда индекс ТДК не превышает 20-го перцентиля или выше 80-го перцентиля. Согласно рисунку 2.2 (подраздел 2.1.2), для каждой фазы было выбрано по 12 лет, для экстремально низких значений выбраны 1961, 1967, 1970, 1971, 1973, 1975, 1990, 1994, 1999, 2010, 2011, 2012 годы, для экстремально высоких значений — 1958, 1959, 1969, 1976, 1983, 1986, 1987, 1993, 1997, 2002, 2014, 2015 годы.

На рисунке 3.13 показаны значения геопотенциальной высоты вдоль 60° с.ш. в течение ранней зимы (декабрь–январь) для средней тропосферы

(500 гПа) и нижней стратосферы (30 гПа) для 12 лет с положительным (б, д) и отрицательным (а, г) индексом ТДК, а также разность между ними (в, е). В зимний период в Северном полушарии в средней тропосфере доминирует волна 2 с двумя гребнями (Сибирский антициклон и североамериканский антициклон) и двумя ложбинами (Исландский и Алеутский минимумы), что хорошо заметно на рисунках 3.13 (а, б). В нижней стратосфере доминирует волна 1 (рисунок 3.13 (г, д)).

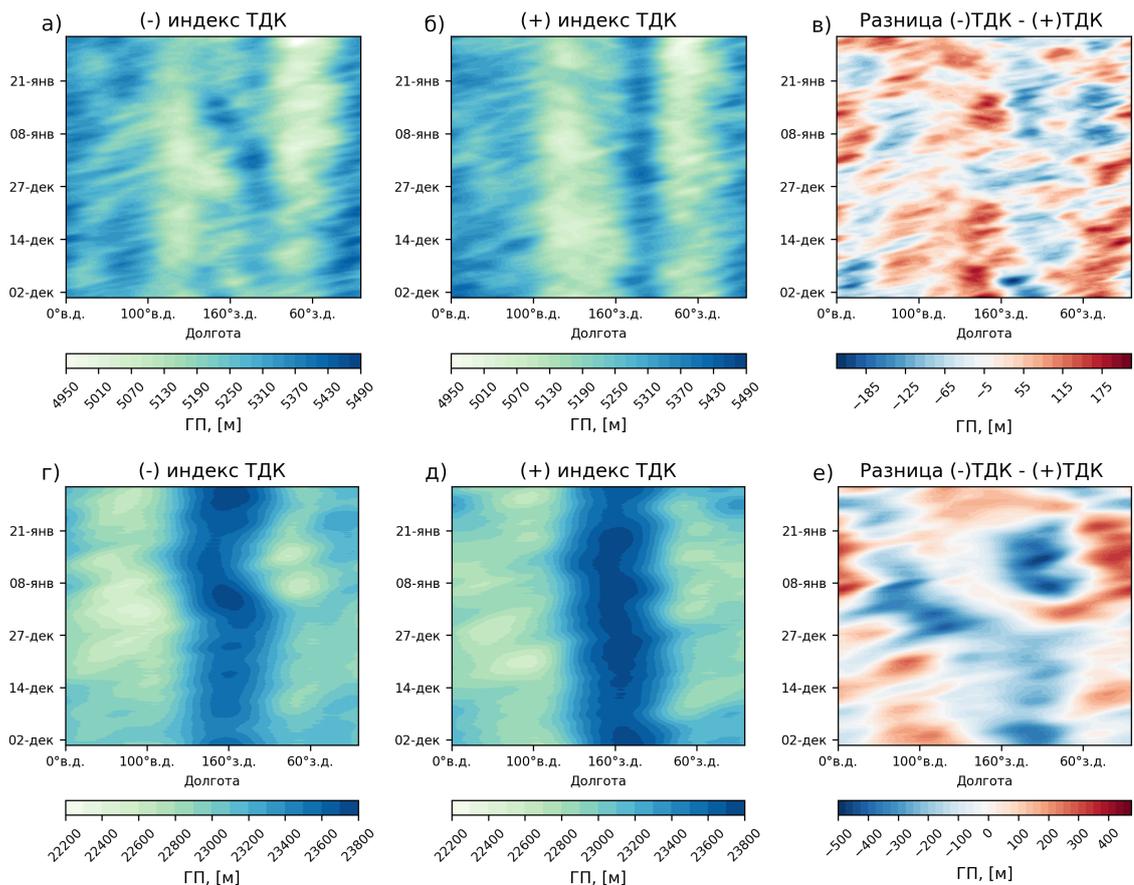


Рисунок 3.13 — Геопотенциальная высота вдоль 60° с.ш. за ранний зимний период (декабрь–январь) для средней тропосферы (500 гПа; а-в) и нижней стратосферы (30 гПа; г-е) для 12 лет с положительным (б, д) и отрицательным (а, г) индексом ТДК и разности между ними (в, е)

На 3.14 показаны значения геопотенциала вдоль 60° с.ш. в декабре–январе, осредненные за 12 лет, с экстремально низким и экстремально высоким значением индекса ТДК соответственно. В средней тропосфере при положительных значениях индекса ТДК амплитуда волны 2 выше, чем в годы с отрицательными значениями. Различия в районах Алеутского минимума и Североамериканского максимума значимы на уровне 97.5 % (рисунок 3.14б). В нижней стратосфере

амплитуда волны ниже при отрицательных значениях ТДК, но также можно говорить о небольшом сдвиге фазы волны на восток.

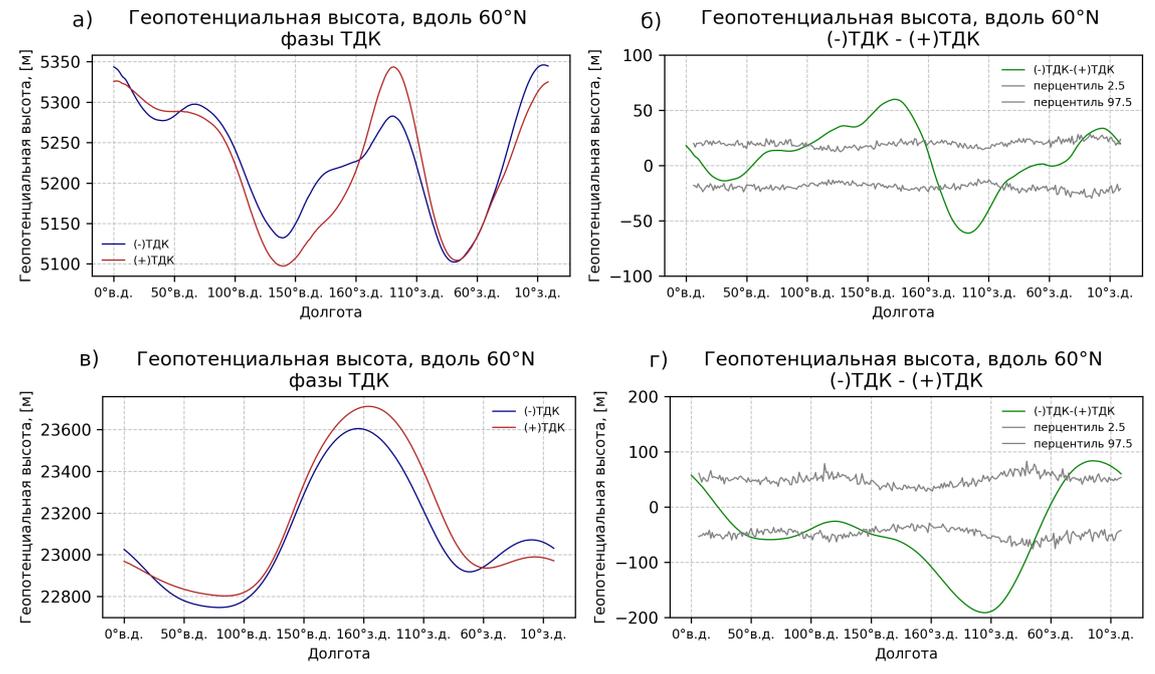


Рисунок 3.14 — Значения геопотенциала вдоль 60° с.ш. в декабре–январе, осредненные за 12 лет, с экстремально низким значением индекса ТДК (показаны синим) и экстремально высоким (показаны красным) и разность между ними (показана зеленым) на уровне 500 гПа (а, б) и для 30 гПа (в, г)

3.6 Районы интенсификации планетарных волн в различные фазы тихоокеанского десятилетнего колебания

Для исследования различий динамики распространения стационарных планетарных волн в различные фазы ТДК на рисунке 3.15б показаны нормированные аномалии индекса U_{60_10} в годы, ранжированные по мере возрастания значений индекса ТДК (рисунок 3.15а). В годы, когда индекс ТДК близок к нулю, наблюдаются сильные отрицательные аномалии интенсивности вихря, среднее значение аномалий за эти годы составляет $-9,3$ м/сек. Интересно, что в годы, когда индекс ТДК умеренно положительный, интенсивность СПВ значительно выше среднего ($+6,2$ м/сек, что составляет более 30 % от среднего значения), в то время как при высоких значениях индекса ТДК аномалии отрицательные ($-4,5$ м/сек). В годы с высокими значениями индекса ТДК наблюда-

лось Эль-Ниньо (рисунок 3.15а, которое усиливает положительную моду ТДК. В отрицательную фазу ТДК средняя аномалия U_{60_10} составляет $+2,6$ м/сек, однако межгодовая изменчивость этих аномалий довольно высокая и поэтому нельзя говорить об устойчивой связи.

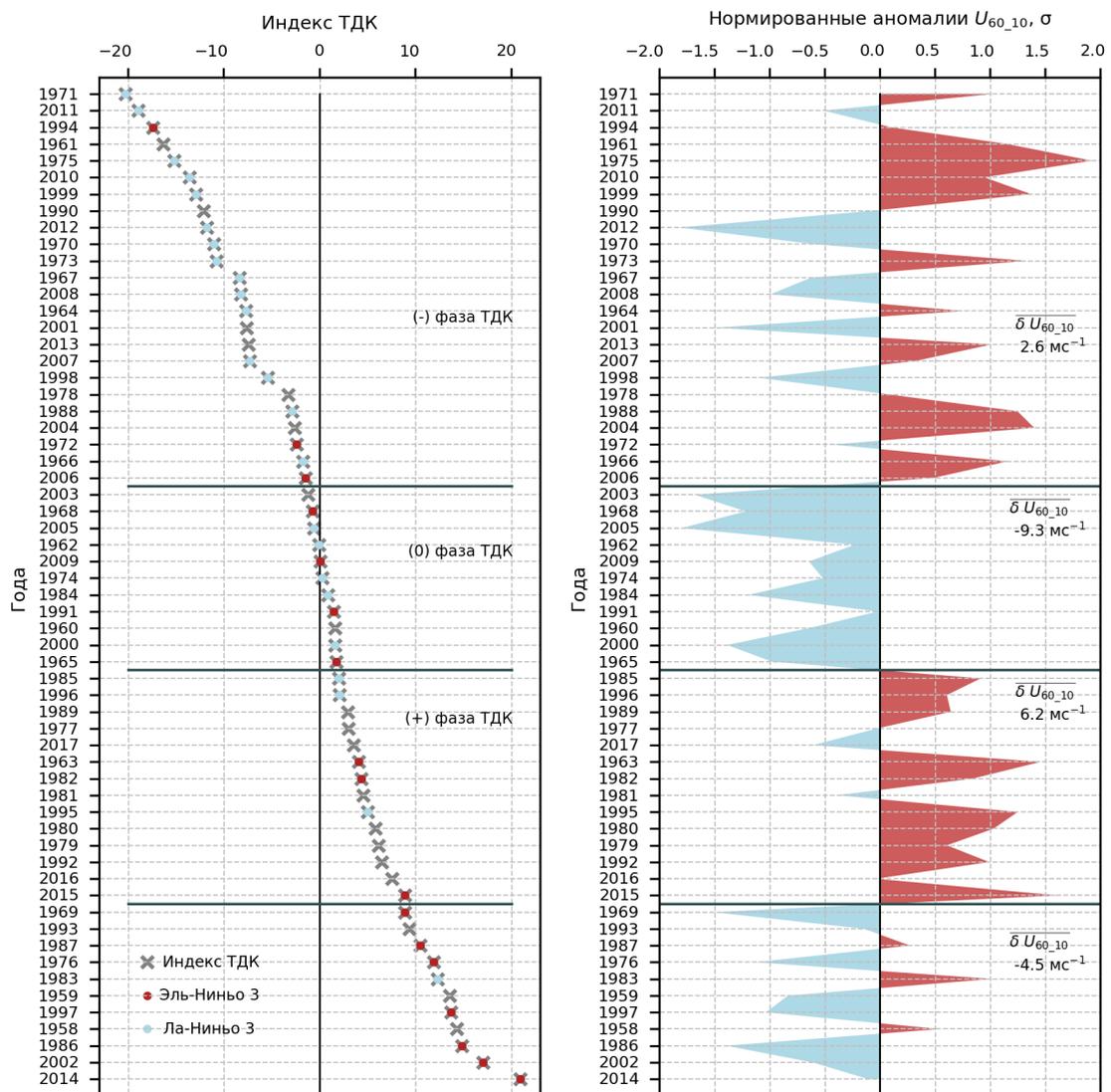


Рисунок 3.15 — Индекс ТДК (главная компонента 1-ой ЕОФ ТПО в Тихом Океане), годы выстроены в порядке возрастания индекса ТДК (а), годы с Эль-Ниньо отмечены красными точками, годы с Ла-Нинья — синими.

Нормированные значения аномалий индекса U_{60_10} относительно ранжированных лет по индексу ТДК (б)

Таким образом, индекс ТДК имеет наиболее высокий прогностический потенциал для аномалий интенсивности СПВ в течение тех лет, когда индекс принимает положительные и слабоотрицательные значения. Для анализа различий между характером вертикального распространения планетарных волн в годы с

Таблица 3 — Годы, соответствующие различным значениям индекса ТДК

Значения индекса ТДК	Годы
Отрицательные (менее -1)	1961, 1964, 1966, 1967, 1970–1973, 1975, 1978, 1988, 1990, 1994, 1998, 1999, 2001, 2004, 2007, 2008, 2010–2013
Нейтральные (от -1 до 1)	1960, 1962, 1965, 1968, 1974, 1984, 1991, 2000, 2003, 2009
Слабоположительные (от 1 до 9)	1963, 1977, 1979–1982, 1985, 1989, 1992, 1995, 1996, 2015–2017
Положительные (более 9)	1958, 1959, 1969, 1976, 1983, 1986, 1987, 1993, 1997, 2002, 2014

различными значениями индекса ТДК были рассчитаны первые две ЕОФ для F_z по композитным рядам, составленным из лет с тем или иным значением индекса ТДК (таблица 3).

Для расчета суточных значений вертикальной компоненты потока Пламба (F_z) на уровне 100 гПа поля начальных данных (геопотенциал, меридиональный и зональный ветер, температура) были отфильтрованы с периодом более 12 суток с использованием метода Ланцоша (раздел 3.1). На рисунке 3.16 приведены 1-ая и 2-ая ЕОФ для F_z при различных значениях индекса. Следует отметить, что 1-ая ЕОФ отражает характер распространения волны 1. Ее пространственная структура с районом интенсификации вертикального распространения волновой активности над восточной Сибирью схожа для всех значений индекса ТДК. Основные различия наблюдаются в районах интенсификации волны 2, которая характеризуется 2-ой ЕОФ F_z . Для отрицательных значений индекса ТДК (рисунок 3.16б) основной район изменчивости вертикальной компоненты потока волновой энергии расположен над Алеутскими островами. В данном районе в стратосфере часто образуется антициклоническая циркуляция за счет частого обрушения планетарных волн. При нейтральных значениях индекса ТДК основную роль в изменчивости вертикального распространения волны играет район Карского и Баренцева морей, что соответствует положению Уральского

антициклона. Усиление/ослабление Уральского антициклона может существенно модифицировать поток волновой активности из тропосферы в стратосферу.

В течение слабopоложительной фазы ТДК (таблица 3; рисунки 3.16д, 3.16е) основными районами действия являются Северная Атлантика и север североамериканского континента. В течение положительной фазы ТДК (таблица 3; рисунок 3.16з) в секторе от 90° в.д. до 90° з.д. 2-ая ЕОФ имеет меридиональную пространственную структуру, в то время как в Атлантическом секторе она зональна. Это может объясняться тем, что в годы с высокими значениями индекса ТДК наблюдались события Эль-Ниньо (рисунок 2.2 подраздел 2.1.2), которые приводят к усилению положительной фазы ТДК. При Эль-Ниньо в тропической зоне, в области интенсивного выпадения осадков, возникает дополнительный источник планетарных волн, которые, распространяясь на север, взаимодействуют с планетарными волнами умеренных широт.

3.7 Выводы по Главе 3

В Главе 3 был проведен анализ внутрисезонной динамики арктического стратосферного полярного вихря и показана ее связь с динамикой тропосферы. Получено, что в начале зимы планетарные волны влияют на формирование зонального потока в нижней стратосфере, в то время как в конце зимы зональный поток определяет распространение планетарных волн. Таким образом, выявлены противофазные связи между средними потоками Пламба ранней (ноябрь–декабрь) и средней — поздней (январь–март) зимой, что подтверждают результаты анализа двумерных потоков Пламба [170].

Показано, что 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). В положительную фазу ТДК данные величины ведут себя как независимые. Существуют значимые различия в амплитуде и фазе планетарных волн в различные фазы ТДК: так, в положительную фазу градиент геопотенциала между восточной частью Тихого Океана и Североамериканским континентом выше, чем в отри-

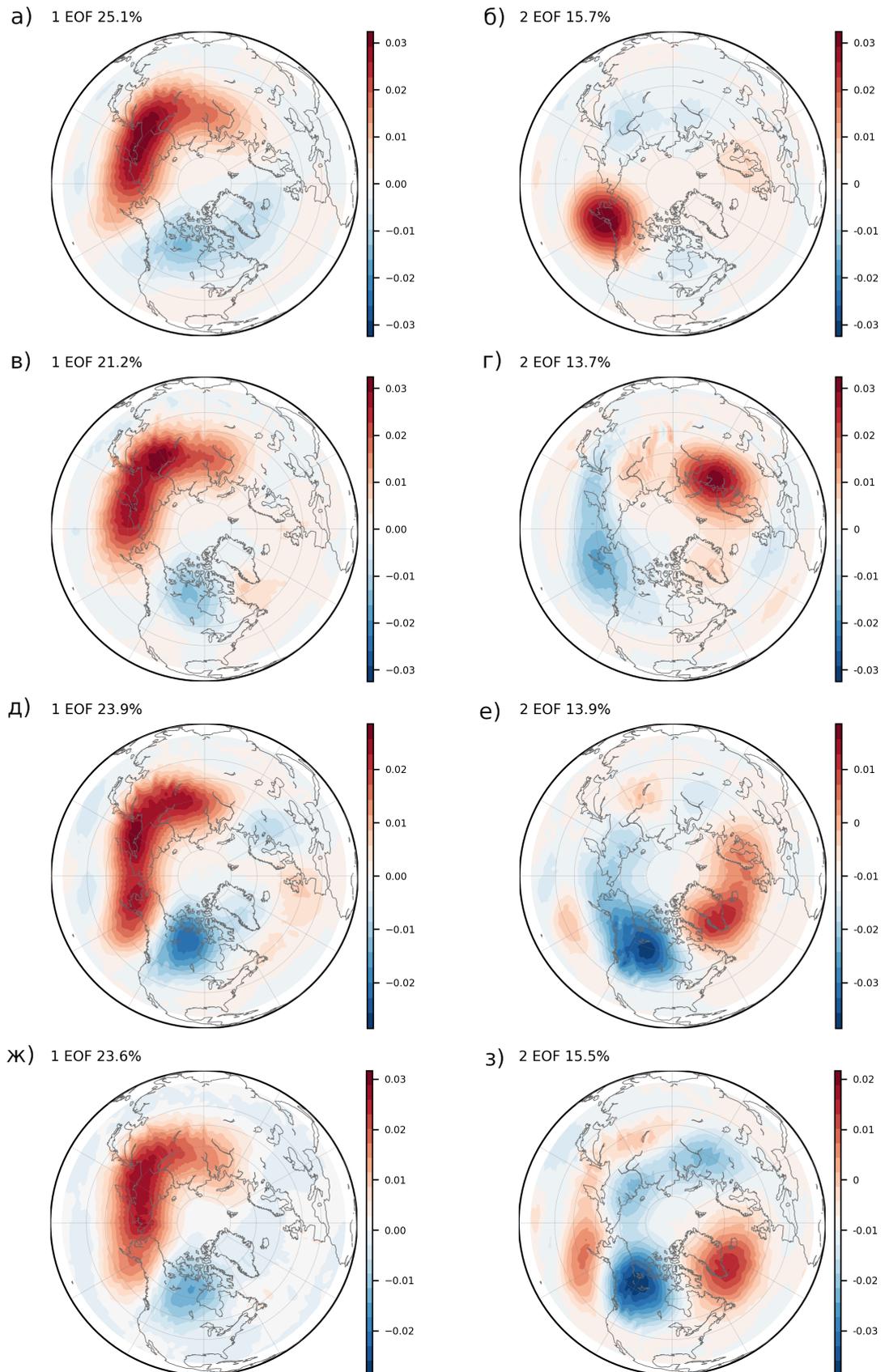


Рисунок 3.16 — 1-ая и 2-ая ЕОФ F_z для лет с различными значениями индекса ТДК (таблица 3)

цательную. Были обнаружены существенные отличия в районах интенсификации планетарной волны 2 в различные фазы ТДК. 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 (от -1 до 1) — район Карского и Баренцева морей, и средняя аномалия СПВ (U_{60_10}) — -9,3 м/сек, что составляет более 30 % от среднего значения U_{60_10} за период 1958–2017 гг. Когда индекс ТДК имеет слабopоложительные значения основными районами интенсификации волны 2 являются район Северной Атлантики и север Североамериканского континента, а средняя аномалия U_{60_10} — +6,2 м/сек, (20 % от среднего). И 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 могут служить области интенсивного выпадения осадков в тропической зоне при событиях Эль Ниньо. Средняя аномалия интенсивности СПВ (U_{60_10}) в года с экстремально высоким значением индекса ТДК составляет -4,5 м/сек.

Выделено 2 сценария, описывающих взаимодействие планетарных волн и зонального ветра в стратосфере для условий теплого и холодного стратосферного полярного вихря. При формировании теплого вихря происходит усиленное проникновение волн из тропосферы в стратосферу в ноябре—декабре и «накачка» волновой энергии, что приводит к созданию условий для возникновения потеплений в январе. Использование трехмерных потоков Пламба для анализа волновой активности позволило диагностировать ее изменения, предшествующие потеплениям, а также выделить район, который играет ключевую роль в этом процессе. Так, получено, что усиление потока Пламба над северо-восточной частью Евразии приводит к возникновению стратосферных потеплений, в течение которых происходит ослабление полярного струйного течения, а иногда даже смена его направления на противоположное, что приводит к «запиранию» стратосферы в месяц, когда наблюдается потепление.

Глава 4. Отклик тропосферной динамики на экстремально сильный вихрь со смещенным центром вращения

В Северном полушарии динамика стратосферы в зимний период имеет большую изменчивость, что связано с высокой активностью планетарных волн, распространяющихся вертикально вверх и возмущающих стратосферный полярный вихрь (СПВ). В свою очередь, состояние СПВ влияет на расположение путей распространения циклонов в тропосфере [25; 26; 115; 171; 172]. В периоды сильно ослабленного или разрушенного вихря во время внезапных стратосферных потеплений (ВСП) тропосферные струйные течения смещаются к экватору, что влечет за собой сдвиг шторм-треков на юг [28]. Напротив, экстремально сильный СПВ вызывает отклонение шторм-треков к северу.

Влияние ВСП на динамику тропосферы является хорошо изученно и описано в литературе. Известно, что отклик тропосферной динамики на ВСП определяется его пространственной структурой (ВСП по типу «смещение» или «разделение») [173], генезисом (ВСП вследствие интенсификации волны 1 или 2) [174] и характером взаимодействия планетарных волн и среднего потока (поглощающие и отражающие ВСП) [175]. Однако, в данных работах рассматривается воздействие разрушенного вихря на тропосферную динамику, в то время как механизмы воздействия экстремально сильного вихря остаются недостаточно изученными по ряду причин. Первая причина состоит в неоднозначности определения экстремально сильного вихря. Так, в современных работах вихрь выделяется на основе зонального ветра, осредненного вдоль 60° с.ш. на уровне 10 гПа (U_{60_10}), который чувствителен к положению вихря относительно полюса (подраздел 2.1.3). При смещении вихря с полюса значение этого индекса резко уменьшается. Поэтому все работы, оценивающие воздействие экстремально сильного вихря на тропосферу, ограничиваются оценкой событий сильного СПВ, центрированного на полюсе, когда U_{60_10} имеет высокие значения. Вторая причина недостаточной изученности механизмов воздействия экстремально сильного вихря на динамику тропосферы связана с тем, что до сих пор не было предложено объективного алгоритма выделения устойчивых состояний «смещенного» вихря.

Состояние СПВ определяется его интенсивностью и пространственной структурой (положение центра вращения относительно полюса, форма вихря). Существует два основных подхода к классификации состояний СПВ. Один из них основан на оценке субъективно выбранных параметров, рассчитанных по двумерным геофизическим полям (например, потенциальной завихренности на изэнтропических поверхностях), например, CAVE-ART [11]. Данные параметры могут включать в себя пространственную диагностику моментов (барицентр, отношение малой и большой полуосей (коэффициент сжатия), углы Эйлера и т.д.), характеристик, осредненных по площади (площадь вихря, средняя по площади температура, потенциальная завихренность, геопотенциальная высота и т.д.) и параметры, осредненные вдоль края вихря (масштабированные градиенты потенциальной завихренности, скорость ветра и т. д.). Такие подходы для описания состояний СПВ, которые предполагают более или менее сложные статистические вычисления пространственных моментов использовались во многих работах [138; 176–178]. Подобные наборы диагностических параметров отражают экспертные знания об особенностях СПВ, то есть происходит субъективная выборка параметров, по которым осуществляется классификация состояний СПВ. Использование данного подхода может приводить к ошибочным оценкам.

Второй подход основан на использовании методов машинного обучения, что позволяет исключить субъективность выбора параметров. Одним из наиболее подходящих методов для решения геофизических задач является иерархическая агломерационная кластеризация, впервые примененная для классификации состояний СПВ в работе [70]. Однако для проведения кластеризации поля потенциальной завихренности на уровне 10 гПа были представлены в векторной форме без предварительной обработки, что не позволяет учитывать пространственную структуру начальных полей.

Цели данной главы – исследовать отклик тропосферной динамики на экстремально сильный вихрь со смещенным центром вращения относительно полюса, а также проанализировать долгопериодную изменчивость различных состояний стратосферного полярного вихря, выделенных с использованием методов машинного обучения. Для достижения поставленных целей решались следующие задачи:

- разработка методики кластеризации состояний СПВ на основе пространственной структуры полей потенциальной завихренности на уровне 850 К и геопотенциальной высоты для поверхности 10 гПа;
- выделение периодов, при которых СПВ находится в «смещенном» с полюса состоянии, и его интенсивность имеет экстремальные значения;
- оценка отклика тропосферной динамики на описанные выше состояния СПВ.

4.1 Методика кластеризации состояний стратосферного полярного вихря

При решении задачи кластеризации двумерных геофизических полей существует проблема потери информации о пространственной структуре полей при использовании начальных данных в одномерной векторной форме, а также существует так называемое «проклятие размерности». Данное понятие впервые было введено Ричардом Беллманом [179]. Его суть состоит в том, что при решении задач вероятностно-статистического распознавания образов, машинного обучения, классификации и дискриминантного анализа существует экспоненциальная зависимость количества необходимых экспериментальных данных от размерности пространства.

В данной задаче начальные поля потенциальной завихренности и геопотенциальной высоты имеют пространственную структуру 288 точек (по долготе) на 40 точек (по широте), что дает размерность одномерного вектора 11520 значений. Используемый набор данных содержит 21240 шагов по времени, так как рассматриваются 59 (1958/59–2016/17) зимних сезонов (декабрь–февраль), и начальные данные представлены с шестичасовой дискретизацией. Таким образом, при кластеризации полей без предварительной обработки нельзя избежать «проклятия размерности». Поэтому первым шагом при решении данной задачи было сокращение размерности полей, при этом важно было получить объективный набор параметров, описывающих состояние СПВ. Для этого был использован сверточный автокодировщик — метод машинного обучения, успешно используемый для обработки изображений [180; 181].

4.1.1 Предобработка данных

В качестве исходных данных использовался реанализ JRA-55 (подраздел 2.1.1). В качестве характеристик состояния СПВ были выбраны поля геопотенциальной высоты для поверхности 10 гПа (ГПВ10) и поля потенциальной завихренности на уровне 850 К (ПЗ850).

На этапе предварительной обработки исходные поля были спроецированы на плоскость с использованием Ламбертовой полярной (северной) азимутальной проекции и интерполированы на сетку размером 256 x 256. Далее в работе эти матрицы будут называться снимками. Поскольку при использовании северной полярной Ламбертовой проекции только центральная круглая часть каждого снимка является информативной, для расчетов использовалась маска $M_{i,j}$ (рисунок 4.1б). Нормализация данных производилась по формуле (4.1) таким образом, что все полученные значения укладываются в интервал от 0 до 1:

$$x_{ij} = \frac{x_{ij} - \min_{ij}(X)}{\max_{ij}(X) - \min_{ij}(X)}, \quad (4.1)$$

где X – снимки всего набора данных, x – конкретный снимок, i и j – матричные индексы, $\min(X)$ и $\max(X)$ рассчитываются с учетом маски $M_{i,j}$. В результате такой предобработки набор данных, описывающий состояния СПВ, представляется двумя последовательностями снимков, содержащих 21240 матриц размера 256 x 256, значения которых лежат в диапазоне от 0 до 1. Отдельные примеры полученного набора данных показаны на рисунке 4.1а.

4.1.2 Разреженный сверточный вариационный автокодировщик

Для снижения размерности начальных полей был применен сверточный автокодировщик («convolutional autoencoder, CAE» в зарубежной литературе), который представляет собой особый тип нейросетевых автокодировщиков [180; 181]. Задачей автокодировщика является работа с двумерными полями, для которых важно учитывать пространственные отношения между аномалиями в данных. Основной целью автокодировщиков является восстановление входных

а) Примеры снимков

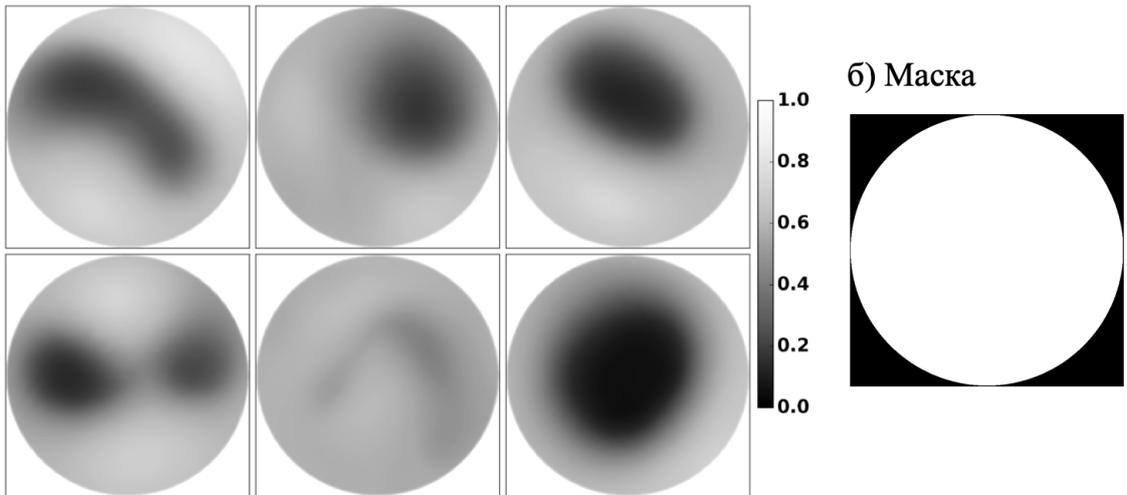


Рисунок 4.1 — (а) Примеры представления состояний СПВ в наборе данных (приведены только поля ГПВ10, данные нормализованы), (б) маска M_{ij}

данных при условии некоторых ограничений, например, размерности скрытого представления (hidden representation H), получаемого на выходе кодировщика (рисунок 4.2). В таком случае сверточный автокодировщик называется понижающим. В общем случае 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, $\tilde{A} \in \mathbb{A}$. Здесь \mathbb{A} – пространство \mathbb{R}^n , где n – количество пикселей входного примера с учетом количества каналов данных. В нашей задаче, $n = 2 * 256 * 256$, поскольку поля ГПВ и ПЗ спроецированы на плоскость и представлены в виде двумерных матриц 256×256 . Преобразования $A \rightarrow H$ и $H \rightarrow \tilde{A}$ здесь и далее упоминаются как кодировщик и декодер соответственно. Автокодировщик обучается таким образом, чтобы функция потерь, которая определяет меру различности входного и восстановленного снимков, была минимизирована. В большинстве задач при обработке геофизических полей в качестве функции потерь используется среднеквадратическое отклонение. В случае, когда значения исходных данных ограничены каким-либо интервалом (например, нормировка к интервалу $[0;1]$), можно использовать бинарную кросс-энтропию (БКЭ, формула 4.2) в качестве функции потерь:

$$L_{bce}(X, p) = - \sum_{i=0}^m \sum_{j=0}^n M_{ij}(x_{ij}) \ln F(x_{ij}). \quad (4.2)$$

Автокодировщики, как правило, конструируются симметричными. Декодирующая часть разработанной модели была спроектирована следуя этому правилу, в результате чего, с точки зрения архитектуры, декодер можно представить как зеркальное отражение кодировщика. В отличие от кодирующей части, в которой коэффициенты сверточной части VGG-16 зафиксированы, все весовые коэффициенты декодера оптимизируются во время тренировки сети. Результатом функции автокодировщика на выходе декодера являются восстановленные поля ГПВ10 и потенциальной завихренности (ПЗ), которые должны быть похожи на соответствующие поля входных примеров в смысле, определяемом функцией потерь сети.

В настоящей работе был применен широко используемый подход переноса обучения («transfer learning, TL» в зарубежной литературе) [182–187] и тонкой донастройки сети («fine tuning, FT» в зарубежной литературе) [188; 189].

При использовании автокодировщиков для кластеризации полагаются на их обучаемую способность трансформации входных примеров в пространство скрытых представлений \mathbb{H} , такое, что примеры, близкие в этом пространстве, похожи между собой [190]. Однако для стабильной и воспроизводимой кластеризации требуется обратное: похожие примеры должны располагаться близко друг к другу в пространстве \mathbb{H} , что не гарантировано преобразованием $\mathbb{A} \rightarrow \mathbb{H}$ обычного понижающего автокодировщика САЕ. Данный недостаток может быть компенсирован применением вариационного автокодировщика (Variational Autoencoder, VAE) [191], для которого продемонстрировано свойство непрерывности пространства скрытых представлений \mathbb{H} . Это означает, что при применении вариационных автокодировщиков похожие примеры располагаются вблизи друг друга в пространстве \mathbb{H} . Однако при этом важной особенностью \mathbb{H} является нормальность распределений признаков скрытого представления H , что существенно снижает надежность и стабильность результатов кластеризации. В настоящем исследовании мы применили дополнительное ограничение разреженности на признаковое описание H примеров, генерируемое кодировщиком. При наложении такого ограничения каждый признак из H предполагается распределенным согласно распределению Бернулли, что позволяет регулировать

разреженность H с помощью параметра этого распределения. Таким образом, признаковое описание H каждого конкретного примера A генерируется таким, что значения только некоторых признаков остаются ненулевыми. Понижающий автокодировщик с вышеупомянутыми ограничениями далее именуется разреженным вариационным сверточным автокодировщиком («sparse variational convolutional autoencoder, SpCVAE» в зарубежной литературе), структура которого представлена на рисунке 4.2. Поля входных примеров были обработаны отдельно с использованием подхода, аналогичного описанному в работе [192].

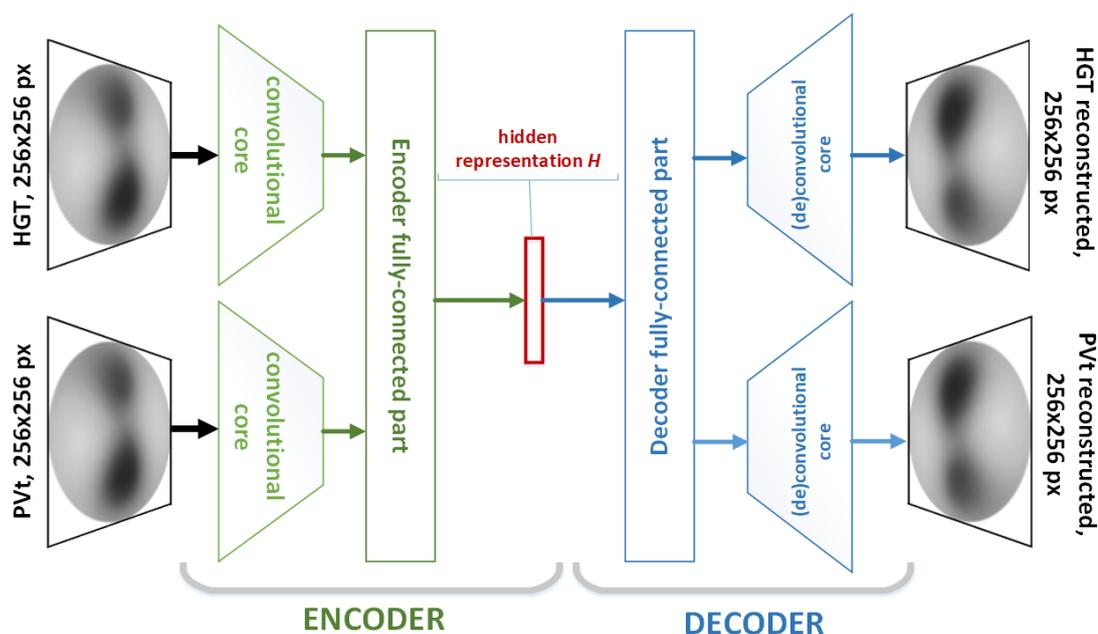


Рисунок 4.2 — Структура разреженного вариационного сверточного автокодировщика

Единственный гиперпараметр SpCVAE, регулируемый при описанном выше подходе — количество элементов слоя FC3. Это количество совпадает с количеством признаков скрытого представления примеров H (рисунок 4.2) и, как следствие, с размерностью пространства скрытых представлений \mathbb{H} (далее $HDim$). При регулировке $HDim$ мы исходили из соображений баланса между качеством воспроизведения входных примеров и размерностью пространства \mathbb{H} . При оценке качества воспроизведения входных примеров мы использовали меру многомасштабного индекса структурного сходства (Multiscale Structural Similarity, MSSSIM [193]) в форме $(1-MSSSIM)$. На рисунке 4.3 приведены значения данного индекса в зависимости от размерности внутреннего представления. Чем ниже значение индекса, тем меньше различие между входным и восстановленным полями. При увеличении размерности $HDim$, начиная со значений 32,

происходит насыщение данной характеристики, и качество воспроизведения полей растет не существенно. Размерность $HDim$ была выбрана 96, поскольку при значениях ниже 96, результаты кластеризации были нестабильны и не воспроизводимы.

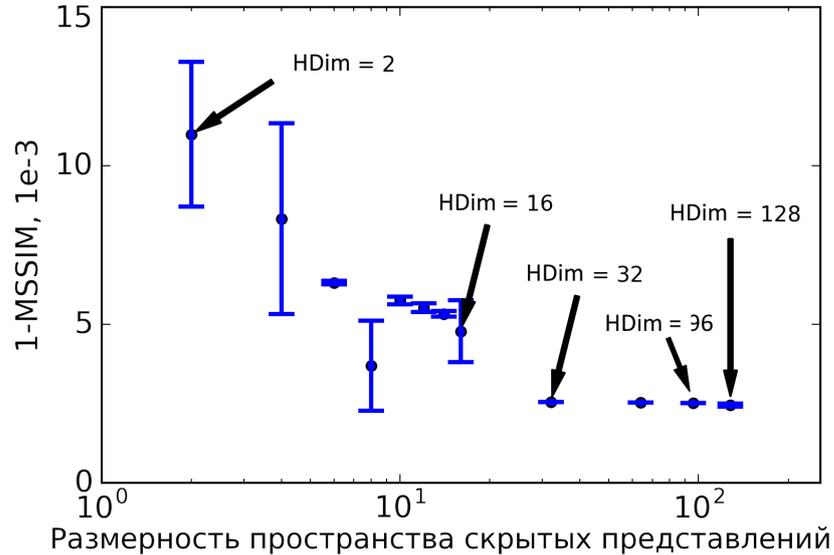


Рисунок 4.3 — Мера качества воспроизведения элементов выборки, оцениваемая величиной $(1-MSSIM)$ в зависимости от размерности $HDim$, пространства скрытых представлений \mathbb{H}

Таким образом, для задачи понижения размерности начальных полей при кластеризации состояний СПВ была использована архитектура разреженного вариационного сверточного автокодировщика с количеством нейронов слоя FC3, равным 96. Автокодировщик описанной выше архитектуры был обучен на данных ImageNet. Кодировочная часть этой сети в дальнейшем использовалась в качестве генератора признакового описания пониженной размерности H примеров всей выборки.

4.1.3 Иерархическая агломеративная кластеризация

Для выделения групп стабильных состояний СПВ был использован метод иерархической агломеративной кластеризации Ланса-Уильямса [194–196]. Данный метод часто применяют в исследованиях с кластеризацией состояний атмосферы или стратосферы [70; 197–200]. В данной работе этот метод кла-

стеризации был применен в отношении состояний СПВ, представленных в виде малоразмерного признакового описания H , генерируемого кодирующей частью автокодировщика SpCVAE (рисунок 4.2). В качестве меры различности между отдельными состояниями СПВ была использована евклидова метрика в пространстве скрытых представлений \mathbb{H} . В качестве критерия объединения в процессе кластеризации было использовано межкластерное расстояние Уорда [201], которое для кластеров U и V вычисляется согласно формуле (4.3):

$$D^w(U, V) = \frac{\|U\| \|V\|}{\|U\| + \|V\|} \beta^2 \left(\sum_U \frac{x_U}{\|U\|}; \sum_V \frac{x_V}{\|V\|} \right), \quad (4.3)$$

где x_U и x_V – векторы скрытых представлений H объектов, отнесенных к кластерам U и V соответственно; β – евклидово расстояние между этими векторами, $\|U\|$ и $\|V\|$ – количество элементов в кластерах U и V соответственно. Агломеративная иерархическая кластеризация с межкластерным расстоянием Уорда (формула 4.3) показывает наиболее стабильные результаты на наборе синтетических задач кластеризации в ряду кластеризаций Ланса-Уильямса с различными формулировками межкластерного расстояния [202]. В этой процедуре единственным регулируемым гиперпараметром является количество кластеров K . Для его регулирования было использовано эмпирическое «правило локтя». Это правило подразумевает многократное циклическое исполнение алгоритма с увеличением количества выбираемых кластеров, а также последующим откладыванием на графике балла кластеризации, вычисленного как функция от количества кластеров. Балл, как правило, является мерой входных данных по целевой функции k -средних, то есть некой формой отношения внутрикластерного расстояния к межкластерному расстоянию.

В рассматриваемой задаче необходимо получить такой результат кластеризации, который бы выделял группы состояний СПВ, относящиеся к внезапным стратосферным потеплениям (ВСП) по типам «разделения» и «смещение», а также сильные состояния СПВ, со смещенным относительно полюса центром вращения вихря и различающиеся по направлению смещения. Существование таких смещенных состояний было показано в недавних публикациях [70].

В качестве меры качества кластеризации было использовано среднее значение индекса силуэта (Sscore в зарубежной литературе), рассчитываемое по всей выборке данных с использованием евклидовой метрики для пространства

скрытых представлений Π . Для каждого i -го объекта j -го кластера $x_i \in C_j$, $a(x_i)$ — среднее расстояние между x_i и всеми объектами кластера C_j , $b(x_i)$ — среднее расстояние между x_i и всеми объектами, отнесенными к другим кластерам:

$$a(x_i) = \frac{1}{\|C_j\|} \sum_{x_k \in C_j, k \neq i} D(x_i, x_k), \quad (4.4)$$

$$b(x_i) = \frac{1}{\|\tau\| - \|C_j\|} \sum_{x_k \in \tau \setminus C_j} D(x_i, x_k), \quad (4.5)$$

где τ — вся выборка кластеризуемых объектов, $\|\tau\|$ — количество ее элементов, C_j — кластер, к которому отнесен элемент x_i , $\|C_j\|$ — количество его элементов, $D(x_i, x_k)$ — функция, определяющая расстояние между x_i и x_k (евклидово расстояние в настоящем исследовании). В этих обозначениях $Sscore$ для одного объекта x_i вычисляется следующим образом:

$$S(x_i) = \frac{b(x_i) - a(x_i)}{\max(b(x_i), a(x_i))}, \quad (4.6)$$

а средний индекс силуэта вычисляется по формуле (4.7):

$$S(\tau) = \frac{1}{\|\tau\|} \sum_{x_i \in \tau} s(x_i). \quad (4.7)$$

Индекс силуэта $Sscore$ отдельных объектов x_i характеризует его схожесть с объектами кластера C_j , и, в то же время, его отличие от элементов всех остальных кластеров. Чем выше $Sscore$, тем более компактен кластер C_j , и тем менее элементы этого кластера схожи с элементами других кластеров. Таким образом, средний индекс силуэта (формула 4.7) может использоваться как мера качества кластеризации. Однако даже при условии, что максимальное значение среднего индекса силуэта достигается при двух кластерах, при выборе оптимального количества кластеров следует принимать во внимание дополнительные соображения, диктуемые спецификой группируемых данных. Во-первых, в решаемой задаче должны быть выделены кластеры, соответствующие событиям ВСП типа «разделение» и «смещение». Кроме этого, должны быть выделены кластеры, соответствующие как минимум одному сильному состоянию СПВ, центрированному на полюсе, а также кластеры, соответствующие сильным состояниям,

смещенным с полюса. Для каждого результата кластеризации при количестве кластеров, превышающих 3, были исследованы осредненные карты высоты геопотенциала на уровне 10 гПа, после чего были отобраны результаты, в которых слабые состояния типа «разделение» и «смещение» были сгруппированы в отдельные кластеры. Минимальное количество кластеров при таком условии составило $K = 7$. В этом случае группа результатов кластеризации, обозначенная как L на рисунке 4.4, не представляет интереса в рамках настоящего исследования. Группа результатов кластеризации, обозначенная как N на рисунке 4.4, также была отфильтрована, как имеющая низкое значение среднего индекса силуэта, характеризующего качество кластеризации. Результаты кластеризации группы M характеризуются слишком большим количеством кластеров или низким качеством кластеризации. Таким образом, результаты, представляющие интерес, лежат в области, обозначенной группой «группа, представляющая интерес». Результаты кластеризации с высоким качеством были получены при количестве кластеров 12 и 13. Мы приняли меньшее количество $K = 12$ в качестве оптимального.

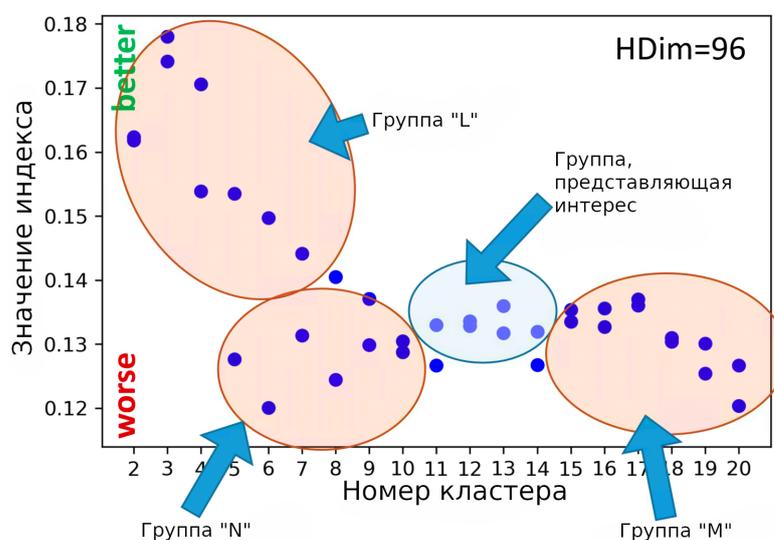


Рисунок 4.4 — Среднее значение индекса силуэта (Silhouette score) в зависимости от количества кластеров при фиксированной размерности $HDim$ признакового описания H составляющем $HDim = 96$

Таким образом, предложенный метод кластеризации состояний СПВ может быть описан 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 4.2); 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 $HDim$ 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.

4.2 Долгопериодная изменчивость положения центра вращения вихря

Изменчивость интенсивности СПВ связана с изменениями геометрии вихря (то есть отношением длин малой и большой полуосей (коэффициентом сжатия)) и положения центра вращения относительно полюса. На основе вышеописанного метода было выделено 12 кластеров состояний СПВ. На рисунке 4.5 показаны композитные карты пространственного распределения геопотенциальной высоты для поверхности 10 гПа, осредненные для каждого выделенного кластера. Кластеры ранжированы по среднему значению зонального ветра, осредненного вдоль 60° 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). Первые три кластера представляют состояния разрушенного СПВ при внезапных стратосферных потеплениях, кластеры 4–12 отображают состояния сильного СВП с различными отклонениями центра вращения с полюса и различной деформацией геометрии вихря.

Для оценки того, насколько точно кластеры 1–3 совпадают с событиями внезапных стратосферных потеплений, было проведено сравнение временных периодов, соответствующих кластерами 1–3 и событиями из календарей задокументированных ВСП в работах Чарлтона, Батлер и др. [21; 203] (рисунок 4.6). Кластеры 1 и 3 соответствуют основным событиям ВСП по типу «сдвиг», а кластер 2 соответствует главным событиям по типу «разделение». Стоит отметить, что существуют сегменты кластера 2, без ВСП, что объясняется принципом отбора событий для каталогов [21; 203], где представлены только главные события, когда U_{60_10} меняет знак на отрицательный, и дата смены знака считается центральной датой события. Если вихрь был сильно смещен с полюса, но при этом знак U_{60_10} не изменился (минорное событие), то его нет в вышеприведенных каталогах, однако в данном случае такие состояния также попадают в кластер 2.

Далее для оценки того, насколько полученное нами разбиение на кластеры физически обосновано, была построена матрица переходов (рисунок 4.7) одного кластера в другой. Матрица имеет диагональную структуру, что подразумевает каскадный переход из состояния слабого вихря в сильный (процесс восстановления вихря) или наоборот — из состояния сильного вихря в слабый (процесс разрушения). Интересно отметить, что скачкообразного перехода из кластеров 1–4 в кластеры 11–12 и наоборот не происходит.

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 (соответствующих состоянию сильного вихря, смещенного в сторону Евразии), а также для кластеров 10 и 12 (соответствующих состоянию сильного вихря с центром вращения, расположенным близко к полюсу) были обнаружены значимые линейные тренды (рисунок 4.8). Существует явная тенденция к увеличению повторяемости состояний СПВ, смещенных в сторону Евразии, и уменьшению 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 состоянии в сторону Евразии.

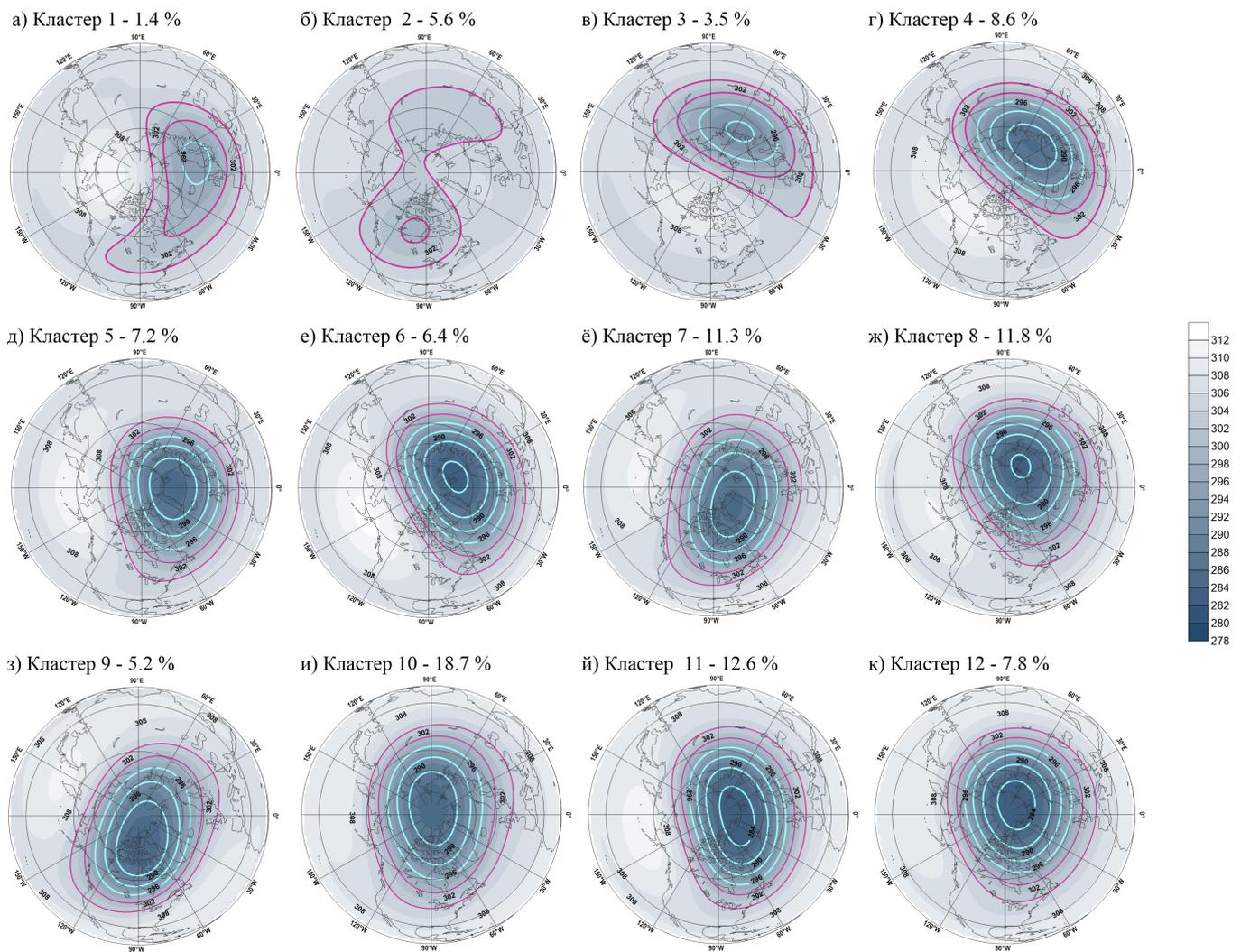


Рисунок 4.5 — Геопотенциальные высоты для поверхности 10 гПа, осредненные для каждого кластера. Кластеры ранжированы по возрастанию зонального ветра осредненного вдоль 60° с.ш. на уровне 10 гПа, от самого низкого (кластер 1) к самому высокому значению (кластер 12)

В большинстве современных исследований стратосферного полярного вихря в качестве показателя интенсивности СПВ принимается U_{60_10} . Данный индекс чувствителен как к ослаблению вихря, так и к положению вихря относительно полюса, и сдвиг СПВ от полюса приводит к резкому уменьшению значения U_{60_10} . Таким образом, данный параметр скорее характеризует возмущенность вихря, а не его ослабление. Чтобы продемонстрировать, что смещенный вихрь не обязательно является ослабленным, были построены диаграммы Тюки для каждого кластера для характеристик U_{60_10} и $W_{кр}$ (рисунок 4.9). Для кластеров 1–3 (состояние разрушенного вихря) значения обеих характеристик U_{60_10} , и $W_{кр}$ значительно отличаются от других кластеров. Для U_{60_10} средние

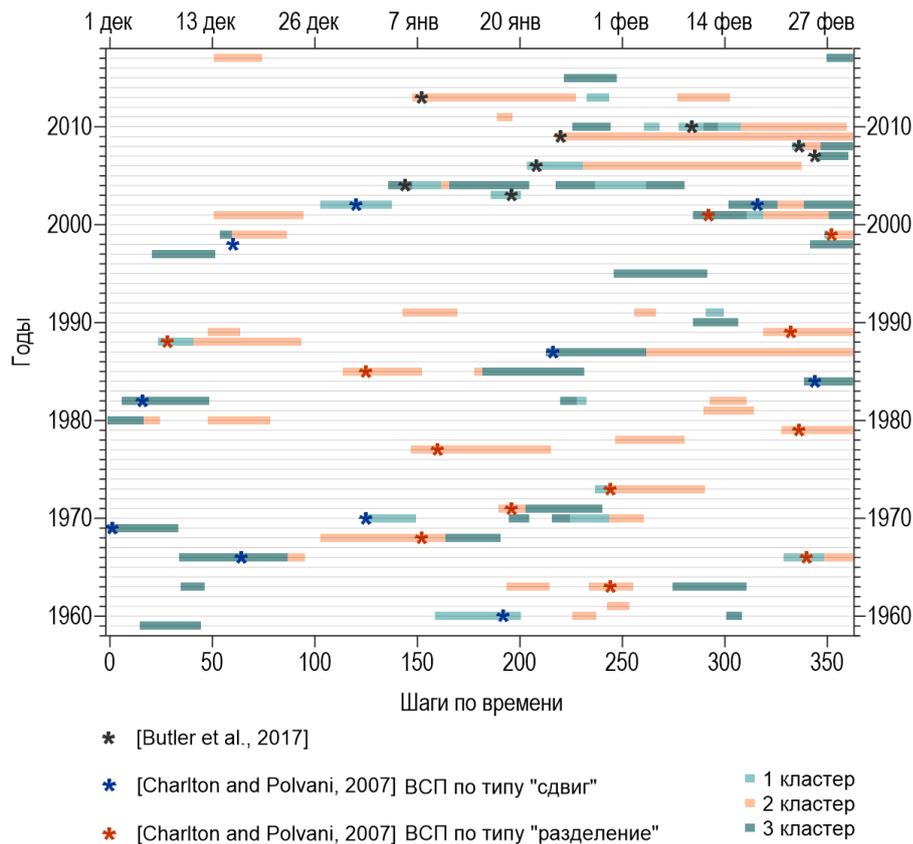


Рисунок 4.6 — Календарь событий внезапных стратосферных потеплений, идентифицированных экспертами, где по данным Чарлтона и Полвани [21] красным отмечены центральные даты событий по типу «разделение», синим — «сдвиг», черным — центральные даты ВСП по данным Батлер [203]. Периоды, соответствующие состояниям СПВ, отнесенным к кластерам 1, 2 и 3 показаны цветными сегментами

значения индекса отличаются от кластера к кластеру, а для $W_{кр}$ для кластеров 4–12 они статистически неразличимы.

4.3 Отклик тропосферной динамики на экстремально сильный арктический стратосферный полярный вихрь со смещенным центром вращения относительно полюса

Для оценки воздействия «смещенного» сильного вихря на динамику тропосферы в начале необходимо выделить относительно продолжительные события такого состояния. Анализ распределения продолжительности периодов, когда наблюдаются кластеры, характеризующие такие состояния (рисунок 4.10)



Рисунок 4.7 — Матрица переходов из одного кластера в другой. Кластер источник по оси y, кластер назначение по оси x

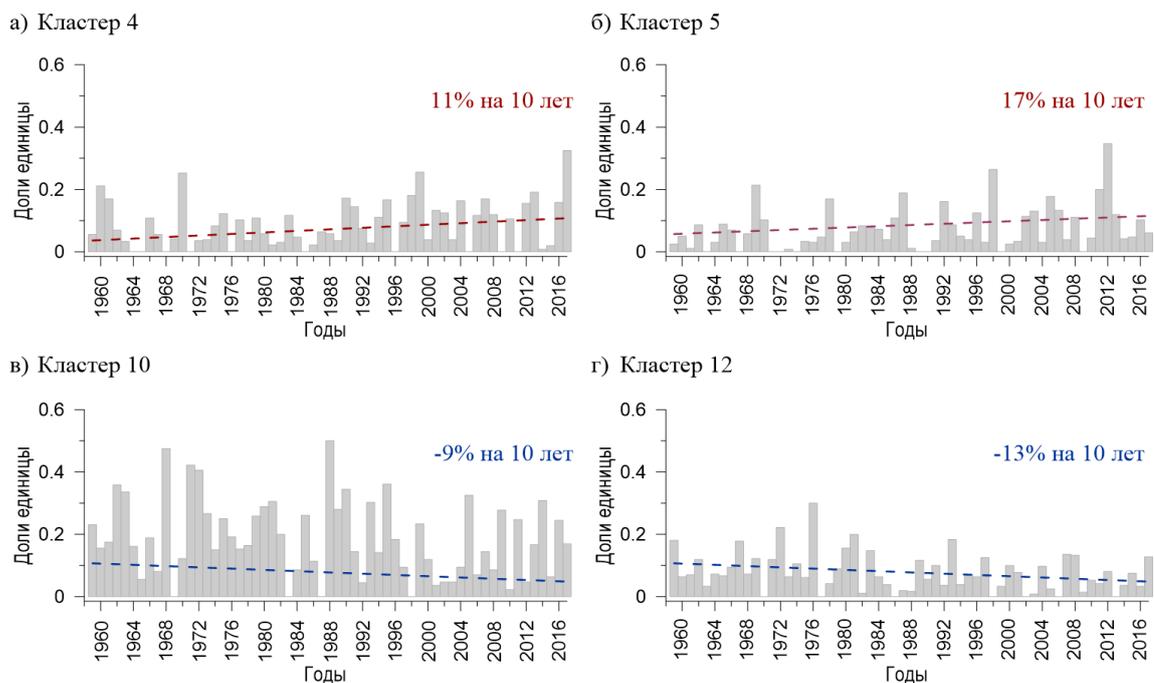


Рисунок 4.8 — Частота повторяемости кластеров 4 (а), 5 (б), 10 (в) и 12 (г) в зимний сезон за период 1958–2017 гг. Пунктиром показаны линейные тренды (положительные — красным, отрицательные — синим)

показал, что «смещенное» состояние СПВ чаще сохраняется в течение короткого периода (1–3 дня). Такие события можно назвать «переходными» (то есть идет или разрушение вихря или его восстановление). Однако наряду с этим существуют события продолжительностью более 7 дней, и отдельные события продолжительностью более 10 дней.

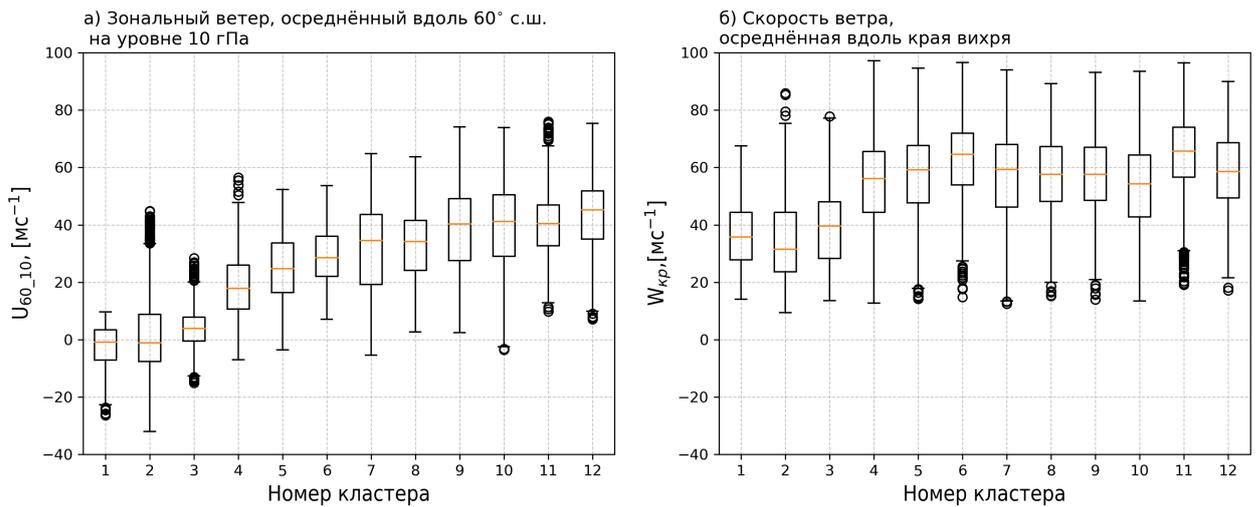


Рисунок 4.9 — Диаграммы Тьюки для U_{60_10} (а) и $W_{кр}$ (б), где оранжевым показана медиана распределения, прямоугольником определяются значения попадающие в диапазон от 1го до 3го квартиля ($Q1$ и $Q3$), вертикальными линиями обозначены значения в диапазоне от $Q1 - 1.5 * (Q3 - Q1)$ до $Q3 + 1.5 * (Q3 - Q1)$, кругами обозначены выбросы распределения

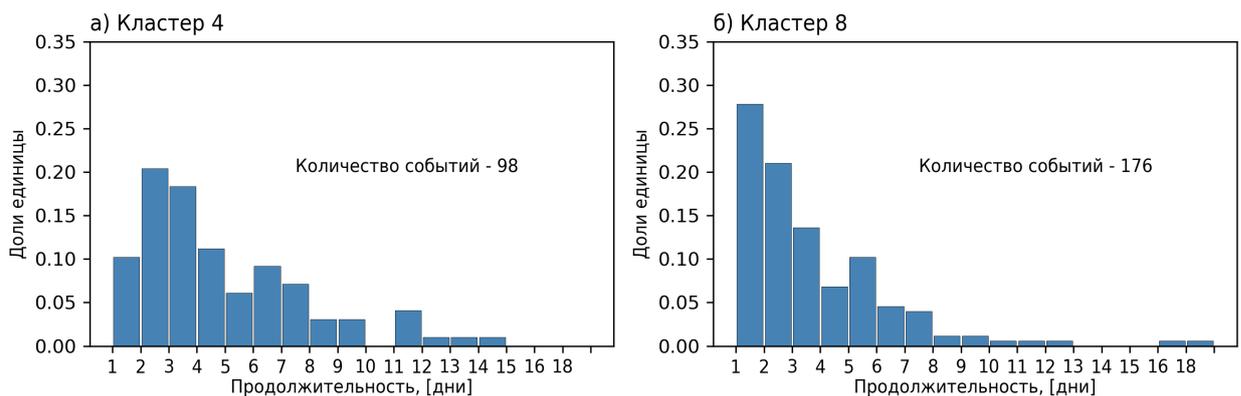


Рисунок 4.10 — Распределение продолжительности периодов для кластеров 4 (при построении рассматривалось 98 событий) (а) и 8 (при построении рассматривалось 108 событий) (б)

Таким образом, были выбраны экстремальные события, для которых скорость струйного течения превышала значения 90-го квантиля (скорость ветра вдоль края вихря не ниже 80 м/сек) соответствующие СПВ со смещенным с полюса центром вращения и имеющие продолжительность не менее 7 дней. Анализ был проведен для кластеров 4, 8 (смещение центра вихря в сторону Евразии) и 7 (смещение центра вихря в сторону Гренландии).

Для оценки отклика тропосферной динамики была рассчитана синоптическая активность, которая определялась как среднеквадратичное отклонение отфильтрованных полей геопотенциальной высоты для поверхности 1000 гПа.

Для фильтрации полей использовался фильтр Ланцоша (раздел 3.1). На рисунке 4.11 показаны аномалии синоптической активности Sigma(ГПВ2-6) на уровне 1000 гПа, выраженные в процентах относительно среднеклиматических значений.

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.

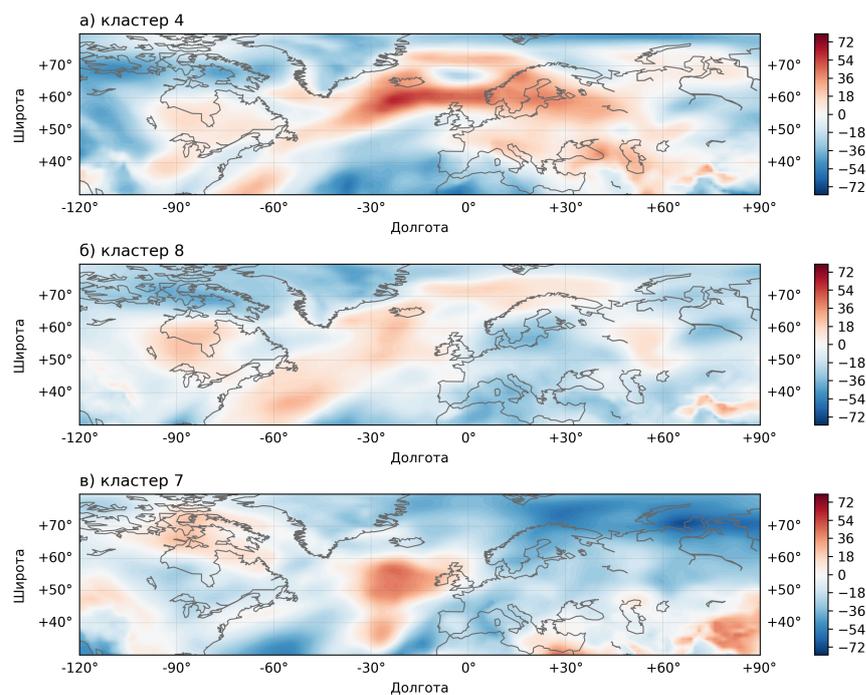


Рисунок 4.11 — Аномалии синоптической активности sigma ГПВ2-6 на уровне 1000 гПа, выраженные в процентах от среднеклиматических значений

4.4 Выводы по Главе 4

В данной главе было проведено исследование долгопериодной изменчивости различных состояний стратосферного полярного вихря, выделенных с использованием методов машинного обучения. Получено, что в последние годы стратосферный полярный вихрь все чаще смещен с полюса в сторону Евразии. Однако смещение не обязательно влечет за собой ослабление вихря: существуют ситуации, когда смещенный вихрь имеет экстремально высокую интенсивность на протяжении до двух недель. Кроме того, получен значимый отрицательный тренд для состояний вихря, центрированных на полюсе.

Показано, что отклик тропосферной динамики на экстремально сильный (> 80 м/сек) стратосферный вихрь, центр которого смещен с полюса в сторону Евразии, сопоставим с откликом на экстремально сильный вихрь, центрированный на полюсе: в обоих случаях происходит смещение районов высокой синоптической активности в тропосфере на север. В основном усиление синоптической активности наблюдается в районе Скандинавии и над северной частью Атлантического океана, где оно составляет более 50 % от средних климатических значений (1958–2017 гг.). Таким образом, можно сделать вывод о том, что климатические изменения в состоянии стратосферного полярного вихря (интенсивность и положение центра вращения относительно полюса) усиливают эффект отклонения к полюсу шторм-треков в Европейско-Атлантическом секторе. Также важно отметить, что для анализа влияния экстремальных состояний СПВ на динамику тропосферы, необходимо оценивать интенсивность вихря как среднюю скорость ветра вдоль края вихря.

Заключение

В работе были исследованы особенности стратосферно-тропосферного взаимодействия в Северном полушарии в зимний период в различные фазы тихоокеанского десятилетнего колебания (ТДК). Анализ динамики средней атмосферы на основе средней скорости ветра вдоль края вихря на уровне 850 К и зональной компоненты скорости ветра, осредненной вдоль 60° с.ш. на уровне 10 гПа, показал, что в изменчивости интенсивности стратосферного полярного вихря (СПВ) существуют колебания, совпадающие по фазе с ТДК. Детальное рассмотрение потенциальных предикторов экстремальных состояний СПВ в различные фазы ТДК позволило разработать схему формирования «предсостояния» экстремально сильного и слабого СПВ в раннюю зиму (ноябрь–январь). Анализ трехмерных потоков волновой энергии Пламба выявил пространственные различия в характере вертикального распространения планетарных волн из тропосферы в стратосферу в различные фазы ТДК. Предложенная кластеризация состояний СПВ на основе пространственной структуры полей потенциальной завихренности и геопотенциальной высоты позволила оценить долгопериодную изменчивость положения центра вращения СПВ. Впервые были получены оценки отклика тропосферной динамики (положения шторм-треков) на экстремально сильный вихрь со смещенным центром вращения.

Основные результаты работы: В результате анализа зональной компоненты ветра, осредненной вдоль 60° с.ш. на уровне 10 гПа (U_{60_10}), и скорости ветра вдоль края вихря на уровне 850 К ($W_{кр}$) была обнаружена квазидесятилетняя изменчивость интенсивности стратосферного полярного вихря, которая соответствует фазам тихоокеанского десятилетнего колебания. Так как данное колебание было обнаружено и для U_{60_10} и для $W_{кр}$, квазидесятилетние флуктуации проявляются и для интенсивности струйного течения полярной ночи, и для возмущения вихря. Причем возмущение вихря выражается не только в его ослаблении/усилении, но и в смещении центра вращения относительно полюса. Важным результатом данной работы является обнаружение противоположных по знаку линейных трендов для U_{60_10} и $W_{кр}$. Линейный тренд для $W_{кр}$ составляет 8,7 % на 60 лет относительно своего среднего значения (55,3 м/сек), а для U_{60_10} — -9,5 % на 60 лет относительно среднего значения (30,5 м/сек) за

период 1958–2017 гг. Отрицательный тренд для U_{60_10} может объясняться тем, что в последние годы СПВ чаще находится в «смещенном» с полюса в сторону Евразии состоянии. При такой локации значения U_{60_10} низкие. А положительный тренд для $W_{кр}$ согласуется с трендом температур нижней стратосферы, которые показывают выхолаживание полярных областей средней атмосферы в последние десятилетия. Поскольку данная характеристика не чувствительна к положению вихря относительно полюса, то она отражает усиление струйного течения полярной ночи на краю вихря. Амплитуда квазидесятилетнего колебания значительно превышает значения среднеклиматического тренда интенсивности СПВ, и за последние 15 лет значимый линейный тренд U_{60_10} составляет более 20 % от среднего значения U_{60_10} на 10 лет.

Для исследования формирования «предсостояния» был проведен анализ трехмерного потока волновой энергии Пламба. Это позволило оценить пространственные неоднородности вертикального распространения волновой активности из тропосферы в стратосферу. Величина главной компоненты первой естественной ортогональной функции (ЕОФ) вертикальной компоненты потока Пламба (F_z), которая характеризует интенсивность вертикального распространения волновой энергии в районе восточной Сибири, определяет аномалию U_{60_10} в последующем месяце. Однако данная связь не демонстрирует устойчивой картины в различные фазы ТДК. Основные районы интенсификации распространения планетарных волн различны в различные фазы ТДК. 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 ведут себя как независимые величины. В нейтральную фазу ТДК средняя аномалия U_{60_10} составляет $-9,3$ м/сек, в положительную фазу ТДК при значениях индекса от 2 до 9 средняя аномалия интенсивности СПВ составляет $6,2$ м/сек, а при значениях выше 9 — $-4,5$ м/сек. Такая нелинейная зависимость интенсивности СПВ и индекса ТДК связана с различиями в районах интенсификации вертикального распространения волновой активности.

Для кластеризации состояний СПВ на основе пространственной структуры полей потенциальной завихренности и геопотенциальной высоты для поверхности 10 гПа были применены методы машинного обучения. Был разработан особый вид нейронных сетей — сверточный вариационный разреженный автокодировщик (SpCVAE), который позволил сократить размерность полей с извлечением параметров, содержащих полную информацию о пространственной структуре поля. С помощью разработанного метода состояния СПВ были сгруппированы в 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. В работе были впервые получены оценки отклика тропосферной динамики (положения шторм-треков) на события экстремально сильного вихря со смещенным с полюса центром вращения. Были выделены периоды, при которых интенсивность СПВ ($W_{кр}$) была выше 90 перцентиля (80 м/сек), центр вращения смещен с полюса в сторону Евразии, и данное состояние наблюдалось не менее 7 дней. Было показано, что при таких условиях происходит увеличение синоптической активности в тропосфере более чем на 40 % относительно среднеклиматических значений над Скандинавским полуостровом, в то время как в районе Средиземного моря синоптическая активность уменьшается. По структуре отклик аналогичен эффекту «отклонения к полюсу» и реакции тропосферных шторм-треков на экстремально сильный вихрь, центрированный на полюсе. Таким образом, при оценке интенсивности вихря крайне важно учитывать характеристику ветра вдоль края вихря ($W_{кр}$). При использовании U_{60_10} влияние стратосферных процессов на тропосферную динамику недооценивается за счет того, что не рассматриваются состояния «смещенного» сильного СПВ.

Список литературы

1. *Матвеев Л. Т.* Основы общей метеорологии. Физика атмосферы. — Ленинград : Гидрометеиздат, 1984. — с. 751.
2. *Хромов С. П., Петросянц М. А.* Метеорология и климатология. — Москва : МГУ им. М.В. Ломоносова., 2012. — с. 519.
3. *Scherhag R. A.* Neue Methoden der Wetteranalyse und Wetterprognose. — Berlin : Springer Verlag., 1948. — P. 424.
4. *Gutenberg B.* New Data on the Lower Stratosphere // Bulletin of the American Meteorological Society. — 1949. — Vol. 30, no. 2. — P. 62–64.
5. *Murgatroyd R.* Winds and temperatures between 20 km and 100 km - a review // Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society. — 1957. — Vol. 83, no. 358. — P. 417–458.
6. *Palmer C. E.* The stratospheric polar vortex in winter // Journal of Geophysical Research. — 1959. — Vol. 64, no. 7. — P. 749–764.
7. *Hoskins B. J., McIntyre M. E., Robertson A. W.* On the use and significance of isentropic potential vorticity maps // The Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society. — 1985. — Vol. 111, no. 466. — P. 877–946.
8. *McIntyre M. E., Palmer T. N.* The 'surf zone' in the stratosphere // Journal of Atmospheric and Terrestrial Physics. — 1984. — Vol. 46, no. 9. — P. 825–849.
9. *Mcintyre M. E., Palmer T. N.* Breaking planetary waves in the stratosphere // Nature. — 1983. — Vol. 305, no. 5935. — P. 593–600.
10. *Nash E. R.* An objective determination of the polar vortex using Ertel's potential vorticity // Journal of Geophysical Research: Atmospheres. — 1996. — Vol. 101, no. D5. — P. 9471–9478.
11. *Lawrence Z. D., Manney G. L.* Characterizing Stratospheric Polar Vortex Variability With Computer Vision Techniques // Journal of Geophysical Research: Atmospheres. — 2018. — Vol. 123, no. 3. — P. 1510–1535.

12. On the Motion of Air through the Stratospheric Polar Vortex / G. L. Manney [et al.] // Journal of the Atmospheric Sciences. — 1994. — Vol. 51, no. 20. — P. 2973–2994.
13. The structure of the Polar Vortex / M. R. Schoeberl [et al.] // Journal of Geophysical Research. — 1992. — Vol. 97, no. D8. — P. 7859–7882.
14. *Solomon S.* Stratospheric ozone depletion: A review of concepts and history // Reviews of Geophysics. — 1999. — Vol. 37, no. 3. — P. 275–316.
15. *WMO.* Scientific assessment of ozone depletion: 2014 (Global Ozone Research and Monitoring Project WMO Rep. 25).Tech. rep. — Geneva, Switzerland, 2015.
16. *Andrews D., Holton J. R., Leovy C.B.* Middle Atmosphere Dynamics. — Academic Press, 1987. — P. 489.
17. *Dunn-Sigouin E., Shaw T. A.* Comparing and contrasting extreme stratospheric events, including their coupling to the tropospheric circulation // Journal of Geophysical Research. — 2015. — Vol. 120, no. 4. — P. 1374–1391.
18. Classification of stratospheric extreme events according to their downward propagation to the troposphere / T. Runde [et al.] // Geophysical Research Letters. — 2016. — Vol. 43, no. 12. — P. 6665–6672.
19. *Matsuno T.* A Dynamical Model of the Stratospheric Sudden Warming // Journal of the Atmospheric Sciences. — 1971. — Vol. 28, no. 8. — P. 1479–1494.
20. *Limpasuvan V., Thompson D. W., Hartmann D. L.* The life cycle of the Northern Hemisphere sudden stratospheric warmings // Journal of Climate. — 2004. — Vol. 17, no. 13. — P. 2584–2596.
21. *Charlton A. J., Polvani L. M.* A New Look at Stratospheric Sudden Warmings . Part I : Climatology and // American Meteorological Society. — 2007. — Vol. 20. — P. 449–470.
22. Stratosphere-troposphere evolution during polar vortex intensification / V. Limpasuvan [et al.] // Journal of Geophysical Research: Atmospheres. — 2005. — Vol. 110, no. 24. — P. 1–15.

23. *Shaw T. A., Perlwitz J., Weiner O.* Troposphere-stratosphere coupling: Links to North Atlantic weather and climate, including their representation in CMIP5 models // *Journal of Geophysical Research*. — 2014. — Vol. 119, no. 10. — P. 5864–5880.
24. *Quiroz R. S.* The association of stratospheric warmings with tropospheric blocking // *Journal of Geophysical Research*. — 1986. — Vol. 91, no. 4. — P. 5277.
25. *Baldwin M. P., Dunkerton T. J.* Propagation of the Arctic Oscillation from the stratosphere to the troposphere // *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*. — 1999. — Vol. 104, no. D24. — P. 30937–30946.
26. *Baldwin M. P., Dunkerton T. J.* Stratospheric harbingers of anomalous weather regimes // *Science*. — 2001. — Vol. 294, no. 5542. — P. 581–584.
27. *Kuroda Y.* Effect of stratospheric sudden warming and vortex intensification on the tropospheric climate // *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*. — 2008. — Aug. — Vol. 113, no. 15. — P. D15110. — URL: <http://doi.wiley.com/10.1029/2007JD009550>.
28. Stratospheric influence on tropospheric jet streams, storm tracks and surface weather / J. Kidston [et al.] // *Nature Geoscience*. — 2015. — Vol. 8, no. 6. — P. 433–440.
29. *Andrews D. G., McIntyre M. E.* Planetary Waves in Horizontal and Vertical Shear: the Generalized Eliassen-Palm Relation and the Mean Zonal Acceleration. // *Journal of the Atmospheric Sciences*. — 1976. — Vol. 33, no. 11. — P. 2031–2048.
30. *Chen P., Robinson W. A.* Propagation of Planetary Waves between the Troposphere and Stratosphere // *Journal of the Atmospheric Sciences*. — 1992. — Vol. 49, no. 24. — P. 2533–2545.
31. *Perlwitz J., Harnik N.* Observational evidence of a stratospheric influence on the troposphere by planetary wave reflection // *Journal of Climate*. — 2003. — Vol. 16, no. 18. — P. 3011–3026.
32. *Douville H.* Stratospheric polar vortex influence on Northern Hemisphere winter climate variability // *Geophysical Research Letters*. — 2009. — Vol. 36, no. 18. — P. 1–5.

33. *Yin J. H.* A consistent poleward shift of the storm tracks in simulations of 21st century climate // *Geophysical Research Letters*. — 2005. — Vol. 32, no. 18. — P. 1–4.
34. *Kidston J., Gerber E. P.* Intermodel variability of the poleward shift of the austral jet stream in the CMIP3 integrations linked to biases in 20th century climatology // *Geophysical Research Letters*. — 2010. — Vol. 37, no. 9. — P. 1–5.
35. *Barnes E. A., Polvani L.* Response of the midlatitude jets, and of their variability, to increased greenhouse gases in the CMIP5 models // *Journal of Climate*. — 2013. — Vol. 26, no. 18. — P. 7117–7135.
36. *Chang E. K., Guo Y., Xia X.* CMIP5 multimodel ensemble projection of storm track change under global warming // *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*. — 2012. — Vol. 117, no. 23. — P. 1–19.
37. *Harvey B. J., Shaffrey L. C., Woollings T. J.* Equator-to-pole temperature differences and the extra-tropical storm track responses of the CMIP5 climate models // *Climate Dynamics*. — 2014. — Vol. 43, no. 5/6. — P. 1171–1182.
38. How large are projected 21st century storm track changes / *B. J. Harvey [et al.]* // *Geophysical Research Letters*. — 2012. — Vol. 39, no. 17. — P. 1–5.
39. *Woollings T., Blackburn M.* The north Atlantic jet stream under climate change and its relation to the NAO and EA patterns // *Journal of Climate*. — 2012. — Vol. 25, no. 3. — P. 886–902.
40. Diagnosing northern hemisphere jet portrayal in 17 CMIP3 global climate models: Twentieth-century intermodel variability / *S. C. Delcambre [et al.]* // *Journal of Climate*. — 2013. — Vol. 26, no. 14. — P. 4910–4929.
41. *Thompson D. W., Wallace J. M.* The Arctic oscillation signature in the wintertime geopotential height and temperature fields // *Geophysical Research Letters*. — 1998. — Vol. 25, no. 9. — P. 1297–1300.
42. *Thompson D. W., Baldwin M. P., Wallace J. M.* Stratospheric connection to Northern Hemisphere wintertime weather: Implications for prediction // *Journal of Climate*. — 2002. — Vol. 15, no. 12. — P. 1421–1428.

43. *Жадин Е.* Озон и изменения приземной температуры // *Метеорология и Гидрология.* — 2004. — т. 10. — с. 64–73.
44. *Chen W., Takahashi M., Graf H. F.* Interannual variations of stationary planetary wave activity in the northern winter troposphere and stratosphere and their relations to NAM and SST // *Journal of Geophysical Research: Atmospheres.* — 2003. — Vol. 108, no. 24. — P. 1–15.
45. *Boville B. A., Baumhefner D. P.* Simulated forecast error and climate drift resulting from the omission of the upper stratosphere in numerical models // *Monthly Weather Review.* — 1990. — Vol. 118, no. 7. — P. 1517–1530.
46. Sensitivity of tropospheric forecasts to stratospheric initial conditions / *A. J. Charlton [et al.]* // *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society.* — 2004. — Vol. 130. — P. 1771–1792.
47. *Starr V. P.* an Essay on the General Circulation of the Earth5 Atmosphere // *Journal of Meteorology.* — 1948. — Vol. 5, no. 2. — P. 39–43.
48. *Starr V. P.* Investigation of the General Circulation of the Atmosphere. — Massachusetts Institute of Technology, Department of Meteorology, 1949.
49. *Eliassen A., Palm E.* On the Transfer of Energy in Stationary Mountain Waves // *Geofysiske Publikasjoner.* — 1960. — Vol. 22. — P. 1–23.
50. *Plumb R. A.* On the Three-Dimensional Propagation of Stationary Waves // *Journal of the Atmospheric Sciences.* — 1985. — Vol. 42, no. 3. — P. 217–229.
51. *Володин Е. М.* Естественные колебания климата на временных масштабах порядка десятилетия // *Фундаментальная и прикладная климатология.* — 2015. — т. 1. — с. 78–95.
52. The influence of sea surface temperatures on the northern winter stratosphere: Ensemble simulations with the MAECHAM5 model / *E. Manzini [et al.]* // *Journal of Climate.* — 2006. — Vol. 19, no. 16. — P. 3863–3881.
53. *Taguchi M., Hartmann D. L.* Increased occurrence of stratospheric sudden warmings during El Niño as simulated by WACCM // *Journal of Climate.* — 2006. — Vol. 19, no. 3. — P. 324–332.

54. *Butler A. H., Polvani L. M.* El Niño, La Niña, and stratospheric sudden warmings: A reevaluation in light of the observational record // *Geophysical Research Letters*. — 2011. — Vol. 38, no. 13. — P. 1–5.
55. *Song K., Son S. W.* Revisiting the ENSO-SSW relationship // *Journal of Climate*. — 2018. — Vol. 31, no. 6. — P. 2133–2143.
56. Distinguishing stratospheric sudden warmings from ENSO as key drivers of wintertime climate variability over the North Atlantic and Eurasia / L. M. Polvani [et al.] // *Journal of Climate*. — 2017. — Vol. 30, no. 6. — P. 1959–1969.
57. Seasonal predictability over Europe arising from El Niño and stratospheric variability in the MPI-ESM seasonal prediction system / D. I. Domeisen [et al.] // *Journal of Climate*. — 2015. — Vol. 28, no. 1. — P. 256–271.
58. *Holton J. R., Tan H.-C.* The Influence of the Equatorial Quasi-Biennial Oscillation on the Global Circulation at 50 mb // *Journal of the Atmospheric Sciences*. — 1980. — Vol. 37, no. 10. — P. 2200–2208.
59. *Labitzke K.* On the Interannual Variability of the Middle Stratosphere during the Northern Winters // *Journal of the Meteorological Society of Japan*. Ser. II. — 1982. — Vol. 60, no. 1. — P. 124–139.
60. *Labitzke K., Loon H. V.* Association between the 11-Yr Solar Cycle, the QBO, and the Atmosphere. Part III: Aspects of the Association // *Journal of Climate*. — 1989. — Vol. 2, no. 6. — P. 554–565.
61. *Mcintyre E.* Well do we Understand the Dynamics of Stratospheric Warmings By Michael E . McIntyre Department of Applied Mathematics and Theoretical Physics , University of Cambridge , U . K . (Manuscript received 19 October 1981) Abstract // *Journal of the Meteorological Society of Japan*. — 1982. — February. — P. 37–65.
62. *Labitzke K.* On the solar cycle-QBO relationship: A summary // *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*. — 2005. — Vol. 67, no. 1/2. — P. 45–54.

63. *Naito Y., Hirota I.* Interannual Variability of the Northern Winter Stratospheric Circulation Related to the QBO and the Solar Cycle // Journal of the Meteorological Society of Japan. — 1997. — Vol. 75, no. 4. — P. 925–937. — arXiv: [arXiv:1011.1669v3](https://arxiv.org/abs/1011.1669v3).
64. *Hu Y., Tung K. K.* Tropospheric and equatorial influences on planetary-wave amplitude in the stratosphere // Geophysical Research Letters. — 2002. — Vol. 29, no. 2. — P. 1–3.
65. Decadal-scale changes in the effect of the QBO on the northern stratospheric polar vortex / H. Lu [et al.] // Journal of Geophysical Research: Atmospheres. — 2008. — Vol. 113, no. 10. — P. 1–14.
66. A Pacific Interdecadal Climate Oscillation with Impacts on Salmon Production / N. J. Mantua [et al.] // Bulletin of the American Meteorological Society. — 1997. — Vol. 78, no. 6. — P. 1069–1079.
67. *Nitta T., Yamada S.* Recent warming of tropical sea surface temperature and its relationship to the Northern Hemisphere circulation // Journal of the Meteorological Society of Japan. — 1989. — Vol. 67, no. 3. — P. 375–383.
68. *Trenberth K. E.* Recent Observed Interdecadal Climate Changes in the Northern Hemisphere // Bulletin of the American Meteorological Society. — 1990. — Vol. 71, no. 7. — P. 988–993.
69. Weakening of the stratospheric polar vortex by Arctic sea-ice loss / B. M. Kim [et al.] // Nature Communications. — 2014. — Vol. 5.
70. More-persistent weak stratospheric polar vortex States linked to cold extremes / M. Kretschmer [et al.] // Bulletin of the American Meteorological Society. — 2018. — Vol. 99, no. 1. — P. 49–60.
71. Recent strengthening of the stratospheric Arctic vortex response to warming in the central North Pacific / D. Hu [et al.] // Nature Communications. — 2018. — Vol. 9, no. 1. — P. 1–10. — URL: <http://dx.doi.org/10.1038/s41467-018-04138-3>.
72. Stratospheric variability contributed to and sustained the recent hiatus in Eurasian winter warming / C. I. Garfinkel [et al.] // Geophysical Research Letters. — 2017. — Vol. 44, no. 1. — P. 374–382.

73. Trends of NAO and AO and their associations with stratospheric processes / S. Zhou [et al.] // *Geophysical Research Letters*. — 2001. — Vol. 28, no. 21. — P. 4107–4110.
74. Radiative and dynamical contributions to past and future Arctic stratospheric temperature trends / P. Bohlinger [et al.] // *Atmospheric Chemistry and Physics*. — 2014. — Vol. 14, no. 3. — P. 1679–1688.
75. *Randel W. J., Garcia R. R., Wu F.* Time-dependent upwelling in the tropical lower stratosphere estimated from the zonal-mean momentum budget // *Journal of the Atmospheric Sciences*. — 2002. — Vol. 59, no. 13. — P. 2141–2152.
76. Agreement in late twentieth century southern hemisphere stratospheric temperature trends in observations and ccmval-2, CMIP3, and CMIP5 models / P. J. Young [et al.] // *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*. — 2013. — Vol. 118, no. 2. — P. 605–613.
77. *Зюляева Ю., Жадин Е.* Анализ трехмерных потоков Элиассена-Пальма в нижней стратосфере // *Метеорология и Гидрология*. — 2009. — т. 8. — с. 5–14.
78. *Saravanan R., Mcwilliams J. C.* Advective ocean-atmosphere interaction: An analytical stochastic model with implications for decadal variability // *Journal of Climate*. — 1998. — Vol. 11, no. 2. — P. 165–188.
79. *Saravanan R., Mcwilliams J. C.* Stochasticity and spatial resonance in interdecadal climate fluctuations // *Journal of Climate*. — 1997. — Vol. 10, no. 9. — P. 2299–2320.
80. *Neelin J. D., Weng W.* Analytical prototypes for ocean-atmosphere interaction at midlatitudes. Part I: Coupled feedbacks as a sea surface temperature dependent stochastic process // *Journal of Climate*. — 1999. — Vol. 12, no. 2/3. — P. 697–721.
81. *Liu Z., Wu L.* Atmospheric response to North Pacific SST: The role of ocean-atmosphere coupling // *Journal of Climate*. — 2004. — Vol. 17, no. 9. — P. 1859–1882.

82. *Zhong Y., Lui Z.* A joint statistical and dynamical assessment of atmospheric response to North Pacific Oceanic variability in CCSM3 // *Journal of Climate*. — 2008. — Vol. 21, no. 22. — P. 6044–6051.
83. *Quinn T. P.* The behavior and ecology of Pacific salmon and trout. — University of Washington press., 2018. — P. 550.
84. *Zhu J., Kumar A., Huang B.* The relationship between thermocline depth and SST anomalies in the eastern equatorial Pacific: Seasonality and decadal variations // *Geophysical Research Letters*. — 2015. — Vol. 42, no. 11. — P. 4507–4515.
85. *Latif M., Barnett T. P.* Decadal climate variability over the North Pacific and North America: Dynamics and predictability // *Journal of Climate*. — 1996. — Vol. 9, no. 10. — P. 2407–2423.
86. *Fang J., Yang X. Q.* Structure and dynamics of decadal anomalies in the wintertime midlatitude North Pacific ocean–atmosphere system // *Climate Dynamics*. — 2016. — Vol. 47, no. 5/6. — P. 1989–2007.
87. *Latif M., Barnett T.* Causes of decadal climaty variability over the north pacific and north america : tech. rep. / Max-Planck Institut fur Meteorologie. — Hamburg, 1994. — P. 19. — September.
88. *Gu D., Philander S. G.* Interdecadal climate fluctuations that depend on exchanges between the tropics and extratropics // *Science*. — 1997. — Vol. 275, no. 5301. — P. 805–807.
89. *Qiu B., Miao W., Müller P.* Propagation and decay of forced and free baroclinic Rossby waves in off-equatorial oceans // *Journal of Physical Oceanography*. — 1997. — Vol. 27, no. 11. — P. 2405–2417.
90. *Smagorinsky J.* The dynamical influence of large-scale heat sources and sinks on the quasi-stationary mean motions of the atmosphere // *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*. — 1953. — Vol. 79, no. 341. — P. 342–366.
91. Introduction to the SPARC Reanalysis Intercomparison Project (S-RIP) and overview of the reanalysis systems / M. Fujiwara [et al.] // *Atmospheric Chemistry and Physics*. — 2017. — Vol. 17, no. 2. — P. 1417–1452.

92. *Shepherd T. G., Semeniuk K., Koshyk J. N.* Sponge layer feedbacks in middle-atmosphere models // *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*. — 1996. — Vol. 101, no. 18. — P. 23447–23464.
93. *Shepherd T. G., Shaw T. A.* The angular momentum constraint on climate sensitivity and downward influence in the middle atmosphere // *Journal of the Atmospheric Sciences*. — 2004. — Vol. 61, no. 23. — P. 2899–2908.
94. The JRA-25 reanalysis / K. Onogi [et al.] // *Journal of the Meteorological Society of Japan*. — 2007. — Vol. 85, no. 3. — P. 369–432.
95. Estimating low-frequency variability and trends in atmospheric temperature using ERA-Interim / A. J. Simmons [et al.] // *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*. — 2014. — Vol. 140, no. 679. — P. 329–353.
96. The NCEP NCAR 40-Year Reanalysis Project / E. Kalnay [et al.] // *Bulletin of the American Meteorological Society*. — 1996. — Vol. 77, no. 3. — P. 437–472.
97. The NCEP-NCAR 50-year reanalysis: Monthly means CD-ROM and documentation / R. Kistler [et al.] // *Bulletin of the American Meteorological Society*. — 2001. — Vol. 82, no. 2. — P. 247–267.
98. The Japanese 55-year reanalysis "JRA-55": An Interim Report / A. Ebita [et al.] // *Scientific Online Letters on the Atmosphere*. — 2011. — Vol. 7, no. 1. — P. 149–152.
99. The JRA-55 reanalysis: General specifications and basic characteristics / S. Kobayashi [et al.] // *Journal of the Meteorological Society of Japan*. — 2015. — Vol. 93, no. 1. — P. 5–48.
100. Extended reconstructed Sea surface temperature, Version 5 (ERSSTv5): Upgrades, validations, and intercomparisons / B. Huang [et al.] // *Journal of Climate*. — 2017. — Vol. 30, no. 20. — P. 8179–8205.
101. Defining sudden stratospheric warmings / A. H. Butler [et al.] // *Bulletin of the American Meteorological Society*. — 2015. — Vol. 96, no. 11. — P. 1913–1928.

102. *Butchart N., Remsberg E. E.* The area of the stratospheric polar vortex as a diagnostic for tracer transport on an isentropic surface. // *Journal of the Atmospheric Sciences*. — 1986. — Vol. 43, no. 13. — P. 1319–1339.
103. A minor sudden stratospheric warming with a major impact: Transport and polar processing in the 2014/2015 Arctic winter / G. L. Manney [et al.] // *Geophysical Research Letters*. — 2015. — Vol. 42, no. 18. — P. 7808–7816.
104. *Manney G. L., Lawrence Z. D.* The major stratospheric final warming in 2016: Dispersal of vortex air and termination of Arctic chemical ozone loss // *Atmospheric Chemistry and Physics*. — 2016. — Vol. 16, no. 23. — P. 15371–15396.
105. *Efron B.* Bootstrap methods: another look at the jackknife // *Breakthroughs in statistics*. — Springer, 1992. — P. 569–593.
106. *Hu D., Guo Y., Guan Z.* Recent Weakening in the Stratospheric Planetary Wave Intensity in Early Winter // *Geophysical Research Letters*. — 2019. — Vol. 46, no. 7. — P. 3953–3962.
107. *Domeisen D. I., Garfinkel C. I., Butler A. H.* The Teleconnection of El Niño Southern Oscillation to the Stratosphere // *Reviews of Geophysics*. — 2019. — Vol. 57, no. 1. — P. 5–47.
108. Stratospheric Temperature Trends: Observations and Model Simulations / V. Ramaswamy [et al.] // *Reviews of Geophysics*. — 2001. — Vol. 39, no. 1. — P. 71–122.
109. A comparison of model-simulated trends in stratospheric temperatures / K. P. Shine [et al.] // *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*. — 2003. — Vol. 129, 590 PART A. — P. 1565–1588.
110. An update of observed stratospheric temperature trends / W. J. Randel [et al.] // *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*. — 2009. — Vol. 114, no. 2. — P. 1–21.
111. О Стратосферно-Тропосферных Взаимодействиях / П. Н. Варгин [и др.] // *Вестник Российской Академии Наук*. — 2015. — т. 85, № 1. — с. 39–46.

112. The influence of major sudden stratospheric warming and elevated stratopause events on the effects of energetic particle precipitation in WACCM / L. A. Holt [et al.] // *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*. — 2013. — Vol. 118, no. 20. — P. 11636–11646.
113. Tropical response to stratospheric sudden warmings and its modulation by the QBO / M. Gómez-Escolar [et al.] // *Journal of Geophysical Research*. — 2014. — Vol. 119, no. 12. — P. 7382–7395.
114. Tropical upper-tropospheric potential vorticity intrusions during sudden stratospheric warmings / J. R. Albers [et al.] // *Journal of the Atmospheric Sciences*. — 2016. — Vol. 73, no. 6. — P. 2361–2384.
115. *Kolstad E. W., Breiteig T., Scaife A. A.* The association between stratospheric weak polar vortex events and cold air outbreaks in the Northern Hemisphere // *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*. — 2010. — Vol. 136, no. 649. — P. 886–893.
116. *Hitchcock P., Simpson I. R.* Quantifying eddy feedbacks and forcings in the tropospheric response to stratospheric sudden warmings // *Journal of the Atmospheric Sciences*. — 2016. — Vol. 73, no. 9. — P. 3641–3657.
117. *Marshall A. G., Scaife A. A.* Improved predictability of stratospheric sudden warming events in an atmospheric general circulation model with enhanced stratospheric resolution // *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*. — 2010. — Vol. 115, no. 16. — P. 1–7.
118. Enhanced seasonal forecast skill following stratospheric sudden warmings / M. Sigmond [et al.] // *Nature Geoscience*. — 2013. — Vol. 6, no. 2. — P. 98–102.
119. Enhanced long-range forecast skill in boreal winter following stratospheric strong vortex conditions / O. P. Tripathi [et al.] // *Environmental Research Letters*. — 2015. — Vol. 10, no. 10.
120. Seasonal winter forecasts and the stratosphere / A. A. Scaife [et al.] // *Atmospheric Science Letters*. — 2016. — Vol. 17, no. 1. — P. 51–56.

121. *Polvani L. M., Waugh D. W.* Upward wave activity flux as a precursor to extreme stratospheric events and subsequent anomalous surface weather regimes // *Journal of Climate*. — 2004. — Vol. 17, no. 18. — P. 3548–3554.
122. *Harnik N.* Observed stratospheric downward reflection and its relation to upward pulses of wave activity // *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*. — 2009. — Vol. 114, no. 8. — P. 1–17.
123. *Ayarzagüena B., Langematz U., Serrano E.* Tropospheric forcing of the stratosphere: A comparative study of the two different major stratospheric warmings in 2009 and 2010 // *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*. — 2011. — Vol. 116, no. 18. — P. 1–15.
124. *Nishii K., Nakamura H., Miyasaka T.* Modulations in the planetary wave field induced by upward-propagating Rossby wave packets prior to stratospheric sudden warming events: A case-study // *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*. — 2009. — Vol. 135. — P. 39–51. — URL: [website:%20http://www.kemkes.go.id](http://www.kemkes.go.id).
125. Enhanced tropospheric wave forcing of two anticyclones in the prephase of the january 2009 major stratospheric sudden warming event / A. Schneiderit [et al.] // *Monthly Weather Review*. — 2017. — Vol. 145, no. 5. — P. 1797–1815.
126. Intra-seasonal variability of extreme boreal stratospheric polar vortex events and their precursors / A. Díaz-Durán [et al.] // *Climate Dynamics*. — 2017. — Vol. 49, no. 9/10. — P. 3473–3491.
127. *Martius O., Polvani L. M., Davies H. C.* Blocking precursors to stratospheric sudden warming events // *Geophysical Research Letters*. — 2009. — Vol. 36, no. 14. — P. 1–5.
128. Associations between stratospheric variability and tropospheric blocking / T. Woollings [et al.] // *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*. — 2010. — Vol. 115, no. 6. — P. 1–17.
129. *Варгин П. Н., Лукьянов А. Н., Ганьшин А. В.* Формирование и развитие блокирующего антициклона надо Европейской частью России летом

- 2010 г. // Известия Российской Академии Наук. Физика Атмосферы и Океана. — 2012. — т. 48, № 5. — с. 537–557.
130. *Barriopedro D., Calvo N.* On the relationship between ENSO, stratospheric sudden warmings, and blocking // *Journal of Climate*. — 2014. — Vol. 27, no. 12. — P. 4704–4720.
131. *Ineson S., Scaife A. A.* The role of the stratosphere in the European climate response to El Niño // *Nature Geoscience*. — 2009. — Vol. 2, no. 1. — P. 32–36. — URL: <http://dx.doi.org/10.1038/ngeo381>.
132. *Clark J. H. E.* Atmospheric Response to the Quasi-Resonant of Forced Planetary Waves By John H . E . Clark Growth Atmospheric Science of Civil Engineering The University of Texas at Austin , Texas U . S . A . (Manuscript received in revised form 7 February // *Journal of the Meteorological Society of Japan*. — 1974. — April. — P. 143–163.
133. *Geisler J. E.* A numerical model of the sudden stratospheric warming mechanism // *Journal of Geophysical Research*. — 1974. — Vol. 79, no. 33. — P. 4989–4999.
134. *Tung K. K., Lindzen R. S.* A theory of stationary long waves. Part II: resonant Rossby waves in the presence of realistic vertical shears. // *Monthly Weather Review*. — 1979. — Vol. 107, no. 6. — P. 735–750.
135. *Plumb R. A.* Instability of the Distorted Polar Night Vortex: a Theory of Stratospheric Warmings. // *Journal of the Atmospheric Sciences*. — 1981. — Vol. 38, no. 11. — P. 2514–2531.
136. *Esler J. G., Scott R. K.* Excitation of transient Rossby waves on the stratospheric polar vortex and the barotropic sudden warming // *Journal of the Atmospheric Sciences*. — 2005. — Vol. 62, no. 10. — P. 3661–3682.
137. *Matthewman N. J., Esler J. G.* Stratospheric sudden warmings as self-tuning resonances. Part I: Vortex splitting events // *Journal of the Atmospheric Sciences*. — 2011. — Vol. 68, no. 11. — P. 2481–2504.
138. A new look at stratospheric sudden warmings. Part III: Polar vortex evolution and vertical structure / N. J. Matthewman [et al.] // *Journal of Climate*. — 2009. — Vol. 22, no. 6. — P. 1566–1585.

139. *Scott R. K., Polvani L. M.* Stratospheric control of upward wave flux near the tropopause // *Geophysical Research Letters*. — 2004. — Vol. 31, no. 2. — P. 1–4.
140. *Hitchcock P., Haynes P. H.* Stratospheric control of planetary waves // *Geophysical Research Letters*. — 2016. — Vol. 43, no. 22. — P. 11, 884–11, 892.
141. Sensitivity of sudden stratospheric warmings to previous stratospheric conditions / *A. de la Cámara [et al.]* // *Journal of the Atmospheric Sciences*. — 2017. — Vol. 74, no. 9. — P. 2857–2877.
142. *Sjoberg J. P., Birner T.* Stratospheric wave-mean flow feedbacks and sudden stratospheric warmings in a simple model forced by upward wave activity flux // *Journal of the Atmospheric Sciences*. — 2014. — Vol. 71, no. 11. — P. 4055–4071.
143. *Birner T., Albers J. R.* Sudden stratospheric warmings and anomalous upward wave activity flux // *Scientific Online Letters on the Atmosphere*. — 2017. — Vol. 13, A. — P. 8–12.
144. The downward influence of sudden stratospheric warmings: Association with tropospheric precursors / *I. White [et al.]* // *Journal of Climate*. — 2019. — Vol. 32, no. 1. — P. 85–108.
145. *De La Cámara A., Birner T., Albers J. R.* Are sudden stratospheric warmings preceded by anomalous tropospheric wave activity? // *Journal of Climate*. — 2019. — Vol. 32, no. 21. — P. 7173–7189.
146. *Smith A. K.* Preconditioning for stratospheric sudden warmings: sensitivity studies with a numerical model // *Journal of the Atmospheric Sciences*. — 1992. — Vol. 49, no. 12. — P. 1003–1019.
147. Tropospheric and stratospheric precursors to the January 2013 sudden stratospheric warming / *H. E. Attard [et al.]* // *Monthly Weather Review*. — 2016. — Vol. 144, no. 4. — P. 1321–1339.
148. *Albers J. R., Birner T.* Vortex preconditioning due to planetary and gravity waves prior to sudden stratospheric warmings // *Journal of the Atmospheric Sciences*. — 2014. — Vol. 71, no. 11. — P. 4028–4054.

149. *Baldwin M. P., Dunkerton T. J.* The Stratospheric Major Warming of Early December 1987 // *Journal of the Atmospheric Sciences*. — 1989. — Vol. 46, no. 18. — P. 2863–2884.
150. *Kodera K., Chiba M.* Tropospheric circulation changes associated with stratospheric sudden warmings: a case study // *Journal of Geophysical Research*. — 1995. — Vol. 100, no. 6. — P. 11055–11068.
151. The early major warming in December 2001 - Exceptional? / B. Naujokat [et al.] // *Geophysical Research Letters*. — 2002. — Vol. 29, no. 21. — P. 29–32.
152. *Palmer T. N.* Diagnostic Study of a Wavenumber-2 Stratospheric Sudden Warming in a Transformed Eulerian-Mean Formalism // *Journal of the Atmospheric Sciences*. — 1981. — Vol. 38, no. 4. — P. 844–855.
153. *Coy L., Nash E. R., Newman P. A.* Meteorology of the polar vortex: Spring 1997 // *Geophysical Research Letters*. — 1997. — Vol. 24, no. 22. — P. 2693–2696.
154. *Pawson S., Naujokat B.* The cold winters of the middle 1990s in the northern lower stratosphere // *Journal of Geophysical Research*. — 1999. — Vol. 104. — P. 209–222.
155. *Charney J. G., Drazin P. G.* Propagation of planetary-scale disturbances from the lower into the upper atmosphere // *Journal of Geophysical Research*. — 1961. — Vol. 66, no. 1. — P. 83–109.
156. Effects of meridional sea surface temperature changes on stratospheric temperature and circulation / D. Hu [et al.] // *Advances in Atmospheric Sciences*. — 2014. — Vol. 31, no. 4. — P. 888–900.
157. Climate change projections and stratosphere-troposphere interaction / A. A. Scaife [et al.] // *Climate Dynamics*. — 2012. — Vol. 38, no. 9/10. — P. 2089–2097.
158. *Garcia R. R., Randel W. J.* Acceleration of the brewer-dobson circulation due to increases in greenhouse gases // *Journal of the Atmospheric Sciences*. — 2008. — Vol. 65, no. 8. — P. 2731–2739.

159. Simulation of recent northern winter climate trends by greenhouse-gas forcing / D. T. Shindell [et al.] // *Nature*. — 1999. — Vol. 399, no. 6735. — P. 452–455.
160. Климатические тренды температуры, зонального потока и стационарных планетарных волн по данным NCEP/NCAR реанализа / А. Канухина [и др.] // *Известия Российской Академии Наук. Физика Атмосферы И Океана*. — 2007. — т. 43, № 6. — с. 754–763.
161. *Kanukhina A., Jacobi C., Pogoreltsev A.* Stratospheric vacillations, QBO, and solar activity // *Meteorologische Arbeiten (XIII) und Jahresbericht 2007 des Instituts für Meteorologie der Universität Leipzig*. — 2008. — Vol. 42. — P. 183.
162. *Holton J. R., Mass C.* Stratospheric Vacillation Cycles. // *Journal of the Atmospheric Sciences*. — 1976. — Vol. 33, no. 11. — P. 2218–2225.
163. Planetary waves in coupling the lower and upper atmosphere. / A. I. Pogoreltsev [et al.] // *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*. — 2007. — Vol. 69, no. 17/18. — P. 2083–2101.
164. Variability of Planetary Waves as a Signature of Possible Climatic Changes / A. Pogoreltsev [et al.] // *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*. — 2009. — Vol. 71, no. 14/15. — P. 1529–1539.
165. *Duchon C. E.* Lanczos Filtering in One and Two Dimensions // *Journal of applied meteorology*. — 1979. — Vol. 18. — P. 1016–1022.
166. *Baldwin M. P., Holton J. R.* Climatology of the Stratospheric Polar Vortex and Planetary Wave Breaking // *Journal of the Atmospheric Sciences*. — 1988. — Vol. 45, no. 7. — P. 1123–1142.
167. *Castanheira J. M., Graf H. F.* North Pacific-North Atlantic relationships under stratospheric control? // *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*. — 2003. — Vol. 108, no. 1. — P. 1–10.
168. *Bretherton C. S., Smith C., Wallace J. M.* An Intercomparison of Methods for Finding Coupled Patterns in Climate Data // *Journal of Climate*. — 1992. — Vol. 5, no. 6. — P. 541–560.

169. *Jadin E. A.* Arctic Oscillation and Interannual Variations in the Sea Surface Temperature in the Atlantic and Pacific Oceans // Russian Meteorology and Hydrology. — 2001. — Vol. 8. — P. 18–27.
170. *Karpetchko A., Nikulin G.* Influence of early winter upward wave activity flux on midwinter circulation in the stratosphere and troposphere // Journal of Climate. — 2004. — Vol. 17, no. 22. — P. 4443–4452.
171. Stratospheric memory and skill of extended-range weather forecasts / M. P. Baldwin [et al.] // Science. — 2003. — Vol. 301, no. 5633. — P. 636–640.
172. *Cohen N. Y., Gerber E. P., Bühler O.* Compensation between resolved and unresolved wave driving in the stratosphere: Implications for downward control // Journal of the Atmospheric Sciences. — 2013. — Vol. 70, no. 12. — P. 3780–3798.
173. The influence of stratospheric vortex displacements and splits on surface climate / D. M. Mitchell [et al.] // Journal of Climate. — 2013. — Vol. 26, no. 8. — P. 2668–2682.
174. *Nakagawa K. I., Yamazaki K.* What kind of stratospheric sudden warming propagates to the troposphere? // Geophysical Research Letters. — 2006. — Vol. 33, no. 4. — P. 3–6.
175. Absorbing and reflecting sudden stratospheric warming events and their relationship with tropospheric circulation Kunihiro / K. Kodera [et al.] // Journal of Geophysical Research: Atmospheres. — 2016. — Vol. 121. — P. 80–94.
176. *Melander M. V., Zabusky N. J., Styczek A. S.* A moment model for vortex interactions of the two-dimensional Euler equations. Part 1. Computational validation of a Hamiltonian elliptical representation. // Journal of fluid mechanics. — 1986. — Vol. 167. — P. 95–115.
177. *Waugh D. W.* Elliptical diagnostics of stratospheric polar vortices // Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society. — 1997. — Vol. 123. — P. 1725–1748.

178. *Mitchell D. M., Charlton-Perez A. J., Gray L. J.* Characterizing the variability and extremes of the stratospheric polar vortices using 2D moment analysis // *Journal of the Atmospheric Sciences*. — 2011. — Vol. 68, no. 6. — P. 1194–1213.
179. *Bellman R.* Dynamic programming. — Princeton univ/ press. N. - J., 1957. — P. 95.
180. Unsupervised learning of invariant feature hierarchies with applications to object recognition / M. Ranzato [et al.] // *Proceedings of the IEEE Computer Society Conference on Computer Vision and Pattern Recognition*. — 2007.
181. *Rumelhart D. E., Hinton G. E., Williams R. J.* Learning representations by back-propagating errors // *Nature*. — 1986. — Vol. 323, no. 6088. — P. 533–536.
182. Learning and transferring mid-level image representations using convolutional neural networks / M. Oquab [et al.] // *Proceedings of the IEEE Computer Society Conference on Computer Vision and Pattern Recognition*. — 2014. — P. 1717–1724.
183. *Caruana R.* Learning Many Related Tasks at the Same Time With Back-propagation // *Advances in Neural Information Processing Systems 7*. — 1995. — P. 657–664. — URL: <https://papers.nips.cc/paper/959-learning-many-related-tasks-at-the-same-time-with-backpropagation.pdf%7B%5C%%7D0Ahttps://pdfs.semanticscholar.org/6c3c/5b27e3788a815f67b21eafe8f7f47dc6153d.pdf>.
184. *Collobert R., Weston J.* A unified architecture for natural language processing. — 2008.
185. Unsupervised and transfer learning challenge: a deep learning Approach / G. Mesnil [et al.] // *Proceedings of the International Joint Conference on Neural Networks*. — 2012. — Vol. 27. — P. 97–111.
186. *Pan S. J., Yang Q.* A survey on transfer learning // *IEEE Transactions on Knowledge and Data Engineering*. — 2010. — Vol. 22, no. 10. — P. 1345–1359.

187. Direct Transfer of Learned Information Among Neural Networks. In (Vol. 91, pp. 584-589). / L. Y. Pratt [et al.] // AAAI. — 1991. — Vol. 91. — P. 584–589.
188. *Maclin R., Shavlik J. W.* Combining the predictions of multiple classifiers: Using competitive learning to initialize neural networks // 14th International Joint Conference on Artificial Intelligence (IJCAI-95). — 1995. — P. 524–530. — ISBN 1-55860-363-8.
189. *Schmidhuber J.* Deep Learning in neural networks: An overview // Neural Networks. — 2015. — Vol. 61. — P. 85–117. — arXiv: 1404.7828.
190. *Hinton G. E., Salakhutdinov R. R.* Reducing the dimensionality of data with neural networks // Science. — 2006. — Vol. 313, no. 5786. — P. 504–507.
191. *Kingma D. P., Welling M.* Auto-encoding variational bayes // 2nd International Conference on Learning Representations, ICLR 2014 - Conference Track Proceedings. — 2014. — P. 1–14. — arXiv: 1312.6114.
192. Deep convolutional neural networks capabilities for binary classification of polar mesocyclones in satellite mosaics / M. Krinitskiy [et al.] // Atmosphere. — 2018. — Vol. 9, no. 11. — P. 1–23.
193. *Wang Z., Simoncelli E., Bovik A.* Multi-Scale Structural Similarity for Image Quality Assessment // Proceedings of the 37th IEEE Asilomar Conference on Signals, Systems and Computers, Pacific Grove. — 2003. — P. 9–12. — ISBN 0-7803-8104-1. — URL: https://ieeexplore.ieee.org/xpls/abs%7B%5C_%7Dall.jsp?arnumber=1292216.
194. *Milligan G.* ULTRAMETRIC HIERARCHICAL CLUSTERING ALGORITHMS GLENN // PSYCHOMETRIK. — 1979. — Vol. 44, no. 3. — P. 343–346.
195. *Murtagh F., Contreras P.* Algorithms for hierarchical clustering: An overview // Wiley Interdisciplinary Reviews: Data Mining and Knowledge Discovery. — 2012. — Vol. 2, no. 1. — P. 86–97.
196. *Murtagh F., Contreras P.* Algorithms for hierarchical clustering: an overview, II // Wiley Interdisciplinary Reviews: Data Mining and Knowledge Discovery. — 2017. — Vol. 7, no. 6. — P. 1–16.

197. *Xinhua Cheng, Wallace J. M.* Cluster analysis of the Northern Hemisphere wintertime 500-hPa height field: spatial patterns // *Journal of the Atmospheric Sciences*. — 1993. — Vol. 50, no. 16. — P. 2674–2696.
198. *Feldstein S. B., Lee S.* Intraseasonal and interdecadal jet shifts in the Northern Hemisphere: The role of warm pool tropical convection and sea ice // *Journal of Climate*. — 2014. — Vol. 27, no. 17. — P. 6497–6518.
199. Contribution of changes in atmospheric circulation patterns to extreme temperature trends / D. E. Horton [et al.] // *Nature*. — 2015. — Vol. 522, no. 7557. — P. 465–469.
200. *Lee S., Feldstein S. B.* Detecting ozone-and greenhouse gas-driven wind trends with observational data. // *Science*. — 2013. — Vol. 339(6119). — P. 563–567.
201. *Joe H. Ward Jr.* Hierarchical grouping to optimize an objective function. // *Journal of the American statistical association*. — 1963. — Vol. 58(301). — P. 236–244.
202. *Mendel I. D.* Klasternyj analiz. M.: Finansy i statistika. — 1988. — P. 176.
203. A sudden stratospheric warming compendium / A. H. Butler [et al.] // *Earth System Science Data*. — 2017. — Vol. 9, no. 1. — P. 63–76.