

УДК 551.50

ОТКЛИК ТРОПОСФЕРНОЙ ДИНАМИКИ НА ЭКСТРЕМАЛЬНЫЕ СОСТОЯНИЯ СТРАТОСФЕРНОГО ПОЛЯРНОГО ВИХРЯ В РАЗЛИЧНЫЕ ФАЗЫ ЭНЮК В ИДЕАЛИЗИРОВАННЫХ МОДЕЛЬНЫХ ЭКСПЕРИМЕНТАХ

© 2023 г. Ю. А. Зюляева^{a, b}, Д. А. Собаева^{a, c, *}, С. К. Гулев^a

^aИнститут океанологии им. П.П. Ширинова РАН, Нахимовский проспект, д. 36, Москва, 117997 Россия

^bФакультет географии и геоинформационных технологий, Высшая школа экономики, Покровский бульвар, д. 11, Москва, 109028 Россия

^cМосковский физико-технический институт, Институтский переулок, д. 9, Долгопрудный, Московская область, 141701 Россия

*e-mail: dasha.sobaeva@gmail.com

Поступила в редакцию 10.03.2023 г.

После доработки 11.07.2023 г.

Принята к публикации 28.08.2023 г.

Экстремальные состояния стратосферного полярного вихря (СПВ) могут влиять на среднее положение основных траекторий распространения синоптических вихрей в Северном полушарии на временном периоде от 2 недель до 2 месяцев. Данный временной масштаб считается одним из самых сложных периодов в практике прогнозирования. На основе анализа данных идеализированных численных экспериментов, с использованием программной среды Isca, были изучены процессы формирования аномальных положений шторм-треков в Атлантико-Европейском регионе как отклика на внезапные стратосферные потепления и события экстремально сильного СПВ при различных фазах Эль-Ниньо Южного колебания. Было показано, что в зимний период нельзя однозначно сказать о смещении Атлантического шторм-трека к югу при событиях Эль-Ниньо без учета интенсивности СПВ. Максимальным прогностическим потенциалом интенсивность СПВ, выраженная как зональная компонента скорости ветра, осредненная вдоль 60° с.ш. на уровне 10 гПа, обладает в условиях Эль-Ниньо.

Ключевые слова: стратосферно-тропосферное взаимодействие, сезонный прогноз, шторм-треки Северного полушария, внезапные стратосферные потепления

DOI: 10.31857/S0002351523060135, **EDN:** ТХКQWF

1. ВВЕДЕНИЕ

Изменчивость Северо-Атлантического шторм-трека, области максимальной синоптической активности, является одним из важнейших факторов формирования климата Европейского региона [например, Hoskins and Valdes, 1990]. Показано что формирование, протяженность, интенсивность и другие характеристики шторм-треков связаны не только с районами высокой бароклинности, но и со структурой крупномасштабного планетарного потока [Orlanski, 1997; Blackmon et al., 1984; Hoskins, 1983; Held et al., 1989]. Северо-Атлантический шторм-трек начинается в районе ложбины

стационарной волны в западной части океана и протягивается до Европейского побережья, района положения стационарного гребня. Смещение шторм-трека от его среднемноголетнего положения, когда циклоны проходят или севернее, или южнее своего обычного пути, приводит к увеличению вероятности возникновения экстремальных погодных условий [Tilina et al., 2013; Ulbrich et al., 2003; Fink et al., 2009; Chang et al., 2002]. При экстремально южном положении шторм-трека адвекция арктического воздуха в тылу циклонов в южные районы Европы может приводить к заморозкам и сильным негативным социальным и экономическим последствиям, а при прохождении циклонов севернее происходит заток теплого воздуха в более северные районы, что приводит к таким явлениям как оттепели, гололед, ледяной дождь, которые сопровождают переход температуры через ноль.

Статья подготовлена на основе устного доклада, представленного на IV Всероссийской конференции с международным участием “Турбулентность, динамика атмосферы и климата”, посвященной памяти академика А.М. Обухова (Москва, 22–24 ноября 2022 г.).

В свою очередь пространственная структура стационарных планетарных волн зависит не только от орографической неоднородности, но и от крупномасштабных термических аномалий подстилающей поверхности. Одним из самых сильных колебаний климатической системы, формирующим крупномасштабные аномалии температуры поверхности океана (ТПО) является Эль-Ниньо Южное колебание (ЭНЮК). Усиление глубокой конвекции в экваториальной зоне Тихого океана в года Эль-Ниньо приводит к формированию источника волн Россби, которые распространяясь в умеренные широты взаимодействуют со средним потоком, формируют особенности крупномасштабной циркуляции в умеренных широтах Северного полушария [Gushina, 2022; Коленникова и др., 2021; Vargin et al., 2019; Chang et al., 2013; Trenberth, 1998; Hoskins and Karoly, 1981; Horel and Wallace, 1981]. Так в фазу Эль-Ниньо усиливается мода Тихоокеанского-северо-американского колебания, а во время фазы Ла-Нинья, когда аномалии ТПО в тропической зоне Тихого океана отрицательные происходит усиление моды Арктической осцилляции [Leathers et al., 1991; Seager et al., 2003; L'Heureux and Thompson, 2006; Lu et al., 2008].

Но также известно, что на положение шторм-трека может влиять стратосферная динамика [Baldwin and Dunkerton, 2001; Ambaum, 2002; Baldwin, 2003; Kolstad, 2010]. При экстремальных состояниях вихря шторм треки меняют свое положение, имея тенденцию отступать на юг после внезапных стратосферных потеплений (ВСП) и синоптическая активность увеличивается севернее среднеклиматического положения шторм-трека в данном районе после событий экстремально сильного СПВ [Hitchcock and Simpson, 2014; Kidston, 2015; Kretschmer, 2018; White, 2019].

В работе [Sobaeva et al., 2023] было показано, что аномалии ТПО, соответствующие фазам ЭНЮК, ослабляют интенсивность СПВ. Несмотря на то, что внутритропические аномалии ТПО не оказывают статистически значимого влияния на динамику стратосферного полярного вихря, их добавление к фазам ЭНЮК приводит к корректровке эффекта последних. Так, в отличие от положительной фазы ТДК, добавление которой к Эль-Ниньо приводит к еще большему ослаблению вихря, добавление отрицательной фазы увеличивает интенсивность СПВ, по сравнению со значениями, полученными в эксперименте Эль-Ниньо. Эффект Ла-Нинья ослабляется при добавлении как положительной, так и отрицательной фаз ТДК. Кроме того, в экспериментах с Эль-Ниньо было получено, что аномалии геопотенциала в средней тропосфере, соответствующие Тихоокеанскому-северо-американскому колебанию, усиливаются, а в экспериментах с Ла-Нинья интенсифицируется Арктическая осцилляция.

В данной работе решалась задача определения особенности отклика тропосферной динамики, на экстремальные состояния СПВ в условиях различных фаз ЭНЮК. То есть мы попытались ответить на вопрос, влияет ли пространственная структура крупномасштабного планетарного потока, сформированная под влиянием аномалий ТПО в экваториальной зоне Тихого океана, на характер отклика Северо-Атлантического шторм-трека на ВСП и события экстремально сильного СПВ.

2. МЕТОДЫ АНАЛИЗА И ИСПОЛЬЗУЕМЫЕ ДАННЫЕ

2.1. Программная среда для моделирования ISCA

Наиболее эффективным методом исследования изолированного эффекта отдельных компонент климатической системы на различные динамические процессы в атмосфере является метод идеализированного моделирования. В настоящей работе для проведения численных экспериментов была использована программная среда для моделирования глобальной циркуляции атмосферы Isca [Vallis, 2018]. Динамическим ядром модели является GFDL—модель, разработанная Лабораторией геофизической гидродинамики (Geophysical Fluid Dynamics Laboratory). В работе использовалась конфигурация модели, которая учитывает основные требования для реалистичного воспроизведения стратосферной динамики: горизонтальное спектральное разрешение — T42, 40 вертикальных уровней, 18 из которых находились выше тропопаузы, верхняя граница модели находилась на уровне 0.02 гПа (около 73 км) и имела диссипативный характер с нижней границей — 150 Па. Данный набор параметризаций уже был успешно применен в моделировании стратосферной динамики в данной программной среде [Thompson and Valis, 2018, Sobaeva et al., 2023]. В экспериментах было использовано фиксированное зонально-симметричное распределение озона, созданное из наборов данных SIRA и наблюдений с радиозондов [Fortuin, 1995; Jucker, 2017].

2.2. Модельные эксперименты, построение граничных условий

Для анализа различий в формировании динамического отклика тропосферной динамики на экстремальные состояния стратосферного полярного вихря Северного полушария в различные фазы ЭНЮК, были проведены численные модельные эксперименты, которые отличались граничными условиями, выраженными полями ТПО, соответствующими двум фазам ЭНЮК — Эль-Ниньо (ЭН эксперимент) и Ла-Нинья (ЛН эксперимент). Поля для граничных условий были построены по следующему алгоритму, который подробно описан в [Sobaeva et al., 2023]. В каче-

стве аномалий ТПО, характеризующих фазы ЭНЮК, были выбраны аномалии, соответствующие наиболее сильным событиям согласно календарям в работах Куга и Тренберта [Kug, 2009; Trenberth, 1997]. Для Эль-Ниньо – 1997/1998 года, для Ла-Нинья – 1975/1976. Аномалии ТПО, соответствующие выбранным событиям, были удвоены в районе $[140^\circ\text{--}280^\circ\text{ в.д. и } 20^\circ\text{ ю.ш.}\text{--}20^\circ\text{ с.ш.}]$. Аномалии рассчитывались, используя набор данных ТПО и концентрации морского льда Merged Hadley-NOAA/OI [Hurrell, 2008; Rayner, 2003; Reynolds, 2007].

Так же был проведен контрольный эксперимент, в котором в качестве граничных условий были использованы среднеклиматические значения ТПО по данным AMIP.

Продолжительность каждого эксперимента составила 100 лет, временное разрешение – 6 часов.

2.3. Методика определения событий экстремального состояния стратосферного полярного вихря

Как и в работах [Butler, 2015; Charlton, Polvani, 2007; White, 2019], в данной работе мы определяли центральную дату внезапных стратосферных потеплений (ВСП) как дату, когда значение зональной компоненты скорости ветра, осредненной вдоль 60° с.ш. на уровне 10 гПа ($U_{60_{10}}$) становится отрицательным. Между двумя ВСП $U_{60_{10}}$ должен быть положительным как минимум 20 последовательных дней, иначе данный период относится к одному событию. Другими словами, вихрь должен восстановиться после ВСП и циркумполярная циклоническая циркуляция должна сохраняться как минимум 20 дней после события, чтобы следующее разрушение вихря было оценено как отдельное событие.

В данной работе мы не рассматривали финальные потепления. Поэтому ВСП должно было удовлетворять еще одному критерию. Чтобы событие попало в календарь, $U_{60_{10}}$ должен был стать положительным не менее чем за 10 дней до 30 апреля.

Экстремально сильный вихрь определялся по превышению индекса Арктической осцилляции (АО) критического значения, которое было выбрано равным 2,5, на уровне 10 гПа.

Индекс АО рассчитывался по следующему алгоритму:

1. В полях геопотенциальной высоты (hgt) для каждой поверхности были отфильтрованы высокочастотные колебания (<60 дней).

2. Далее значения hgt были осреднены в полярной области, севернее 60° с.ш.

3. Полученные ряды были нормированы на среднеквадратическое отклонение ряда за 100 лет на каждом уровне.

4. Полученный индекс был умножен на -1 , чтобы отрицательные значения индекса АО соответствовали слабому, разрушенному вихрю [White, 2019; Baldwin, Thompson, 2009; Martineau, Son, 2015].

Так же в работе мы выделяли события, после которых аномалии индекса Арктической осцилляции распространялись в тропосферу и достигали поверхности (тип РТ) и события, при которых аномалии индекса АО не распространялись ниже тропопаузы (тип НРТ). ВСП относилось к типу РТ если оно удовлетворяло следующим трем критериям [White, 2019; Karpechko, 2017]:

1. Осредненный индекс АО на уровне 850 гПа за период с 8-го по 52-ой день после центральной даты ВСП должен был быть отрицательным.

2. Количество дней в этом 45-дневном периоде (с 8-го по 52-ой день после центральной даты ВСП), когда значения индекса АО на уровне 850 гПа ниже нуля, должно составлять не менее 50%.

3. Количество дней в этом 45-дневном периоде (с 8-го по 52-ой день после центральной даты ВСП), когда значения индекса АО на уровне 100 гПа ниже нуля, должно составлять не менее 70%.

2.4. Методика вычисления синоптической активности

Для анализа шторм-треков в данной работе применялся эйлеровский подход. Синоптическая активность рассчитывалась как среднеквадратическое отклонение высокочастотной изменчивости геопотенциальной высоты поверхности 1000 гПа [Blackmon, 1976; Blackmon et al., 1977; Yin, 2005; Sampe et al., 2010; Graff and LaCasce, 2012]. Фильтрация высокочастотных колебаний геопотенциальной высоты проводилась с использованием метода фильтрации Ланццоша [Duchon, 1979]. Отдельно синоптическая активность была рассчитана для колебаний с периодом менее 2 дней и для колебаний с периодом 2–6 дней (σ). Далее по тексту всегда уточняется о каком периоде идет речь. Но стоит отметить, что результаты для обоих диапазонов очень похожи по пространственной структуре и лишь незначительно отличаются по амплитуде.

Для определения реакции шторм-треков на события экстремального состояния СПВ синоптическая активность оценивалась для периода “ДО” экстремального события, который определялся как 24-дневный период от -25 до -1 дня до центральной даты экстремального события и период “ПОСЛЕ”, который соответствовал периоду от $+7$ до $+31$ дня после центральной даты события. Такие же периоды были использованы в работе [White, 2019].

Для анализа положения шторм-трека в Атлантико-Европейском регионе нами был предложен

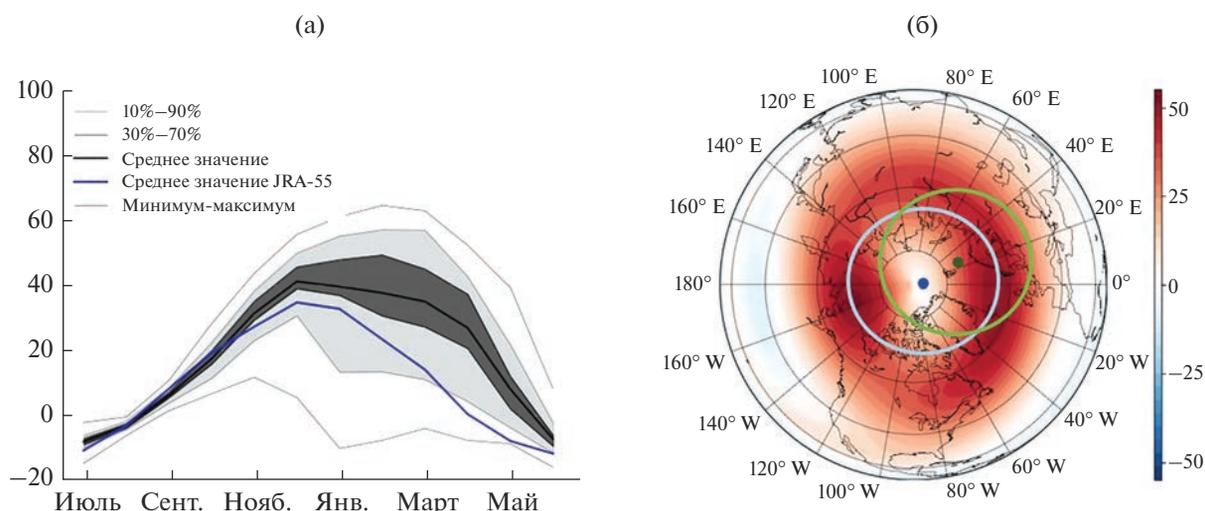


Рис. 1. Среднемесячные значения зональной компоненты скорости ветра, осредненной вдоль 60° с.ш. на уровне 10 гПа, осредненные за 100 лет по данным контрольного эксперимента (черная линия) и за 63 года (1958–2021 гг.) по данным реанализа JRA-55 (синяя линия), темно-серым цветом показана изменчивость значений для модельных данных в диапазоне от 30-го до 70-го перцентиля, светло-серым показана изменчивость значений в диапазоне от 10-го до 90-го перцентиля, (м/с) (а). Среднепогодное значение зональной компоненты скорости ветра на уровне 10 гПа для Северного полушария за 100 лет по данным контрольного эксперимента, (м/с) (б).

параметр P_{sa} , который рассчитывается по формуле (1):

$$P_{sa} = \text{synac}(60) - \text{synac}(40), \quad (1)$$

где $\text{synac}(60)$ – синоптическая активность, осредненная вдоль 60° с.ш. от 60° з.д. до 0° , а $\text{synac}(40)$ – синоптическая активность, осредненная вдоль 40° с.ш. от 60° з.д. до 0° . Таким образом, если значения P_{sa} отрицательные, то синоптическая активность выше на юге данного региона, а если P_{sa} положительный, то синоптическая активность выше на севере.

3. РЕЗУЛЬТАТЫ

3.1. Воспроизведение стратосферной динамики моделью Isca в контрольном эксперименте

Для оценки реалистичности воспроизведения стратосферной динамики в модели данные контрольного эксперимента мы сравнили с данными реанализа JRA-55. На рис. 1а приведены среднемесячные значения $U_{60,10}$, осредненные за 100 лет по данным контрольного эксперимента модели Isca (черная линия) и за 63 года (1958–2021 гг.) по данным реанализа JRA-55. Видно, что в среднем интенсивность СПВ по модельным данным выше, чем в данных реанализа. Это объясняется тем, что в контрольном эксперименте в качестве граничных условий использовались поля ТПО соответствующие среднеклиматическим значениям АМIP. На фоне нулевых крупномасштабных аномалий ТПО Мирового океана активность квазистационарных планетарных волн ниже, чем, на-

пример, при событиях Эль-Ниньо [Domeisen, 2019; Trenberth, 1998]. Снижение интенсивности вертикального распространения планетарных волн из тропосферы в стратосферу приводит к тому, что вихрь усиливается.

Так же при возмущении вихря происходит часто смещение его центра вращения с полюса, это видно на рис. 1б, по данным реанализа среднее положение центра вращения вихря смещено в сторону Евразии (показано зеленым цветом на рис. 1б), в то время как в контрольном эксперименте вихрь более центрирован (показано синим цветом на рис. 1б). Более центрированный вихрь характеризуется более высокими значениями индекса $U_{60,10}$, так как данная характеристика очень чувствительна к положению СПВ относительно полюса.

В [Asbaghi et al., 2017; Нерушев и другие, 2018] показано, что динамика основных шторм-треков Северного полушария зависит от фазы квазидвухлетнего колебания (КДК). При конфигурации модели, используемой в данном исследовании, КДК в тропической стратосфере не воспроизводятся, так как разрешение модели в нижней стратосфере более 1 км и отсутствует параметризация сильного сигнала неорографических гравитационных волн [Anstey, 2017]. Поэтому стоит еще раз отметить, что наша работа показывает изолированное от других факторов влияние условий на границе океан-атмосфера на стратосферно-тропосферное взаимодействие. Тогда как в реальности эти процессы могут модифицироваться фазой КДК.

Таблица 1. Частота повторяемости событий экстремального состояния арктического стратосферного полярного вихря в различных экспериментах

Эксперимент	События			
	ВСП	ВСП (тип РТ)	ВСП (тип НРТ)	Экстремально сильный вихрь
Контрольный	0.40	0.26	0.14	0.13
Эль-Ниньо (ЭН)	1.10	0.38	0.72	0.19
Ла-Нинья (ЛН)	0.76	0.39	0.37	0.13

3.2. Экстремальные состояния СПВ

Возмущенность вихря значительно отличается в экспериментах ЭН и ЛН. В табл. 1 приведены значения частоты повторяемости событий экстремального состояния СПВ, таких как внезапные стратосферные потепления по двум типам и состояния экстремально сильного вихря в различных экспериментах.

Максимальное количество ВСП было идентифицировано в эксперименте ЭН и составило 1.1 событий в год, минимальная частота повторяемости ВСП наблюдается в контрольном эксперименте. Стоит отметить, что в данных реанализа частота ВСП в среднем составляет 0.61, что выше, чем в контрольном эксперименте. Так же сильно различается соотношение повторяемости различных типов ВСП в различных экспериментах. В экспериментах ЭН и контрольном на ВСП по типу НРТ приходится 65% всех событий, а в ЛН — 50%. Вероятность события экстремально сильного вихря приблизительно одинакова во всех экспериментах и составляет 0.13–0.19.

Частота ВСП непосредственно влияет на средние значения интенсивности СПВ. На рисунке 2а приведены среднегодовые (осреднение за 100 лет) среднемесячные значения U_{60-10} по данным различных экспериментов. Самый слабый вихрь во все месяцы наблюдается в ЭН эксперименте, что соответствует самой высокой частоте повторяемости ВСП, самый сильный в контрольном эксперименте. Распределение частоты ВСП по отдельным месяцам также отличается в различных экспериментах (рис. 2б–2г). В контрольном эксперименте мы видим, что вероятность ВСП в январе–марте существенно выше, чем в ноябре–декабре и стоит отметить, что в ноябре в контрольном эксперименте не было идентифицировано ни одного события. Но если посмотреть на распределение событий различного типа, то видно, что события типа РТ наблюдаются чаще в январе, а НРТ в марте. В январе доля НРТ событий крайне мала. Но на фоне Эль-Ниньо распределение ВСП имеет совсем другой характер. Сразу бросается в глаза высокая вероятность событий в ноябре–декабре, сравнимая с вероятностью января и марта ВСП обоих типов. В начале зимнего периода наблюдается максимальная вероятность

ВСП РТ типа, а для НРТ максимальная вероятность в январе–феврале. Совершенно другое распределение в ЛН эксперименте (рис. 2г), оно больше напоминает распределение в контрольном эксперименте, с мало возмущенным вихрем в первую половину зимы (ноябрь–декабрь), и повышение вероятности ВСП обоих типов в январе–марте.

Различия в характере вертикального распространения из стратосферы в тропосферу аномалий индекса АО наиболее ярко выражены для событий экстремально сильного вихря (рис. 3в, 3е, 3з). В эксперименте ЛН аномалия в стратосфере через приблизительно 2 недели меняет знак, что говорит о быстром ослаблении вихря после события. Аномалии достигающие поверхности прослеживаются менее 45 дней и имеют меньшую амплитуду по сравнению с другими экспериментами.

Низкие значения аномалий индекса АО после ВСП в ЭН эксперименте могут объясняться тем, что в данном эксперименте средняя скорость вихря сильно ниже по сравнению с другими экспериментами и поэтому его ослабление до нуля имеет меньшую амплитуду.

3.3. Отклик тропосферной динамики на события экстремального состояния СПВ

На рис. 4а показано пространственное распределение интенсивности синоптической активности в 24-дневный период перед центральной датой ВСП в контрольном эксперименте. Хорошо идентифицируются шторм-треки в Атлантическом секторе Северного полушария и над экваторией Тихого океана. В период “ДО” ВСП интенсивность синоптической активности практически не отличается от средноклиматических значений (рис. 4б), есть статистически значимые различия вдоль 50° с.ш. в районе Евразии, но по амплитуде они не большие. В районе основного шторм-трека в Атлантическом регионе значимых разниц нет. А вот различие между пространственным распределением интенсивности синоптической активности между периодом “ДО” ВСП и “ПОСЛЕ” значительное (рис. 4в). Видно ослабление σ во всей полярной области, севернее 60° с.ш. и усиление σ в поясе 40°–50° с.ш. Подобная дипольная структура значений разниц свиде-

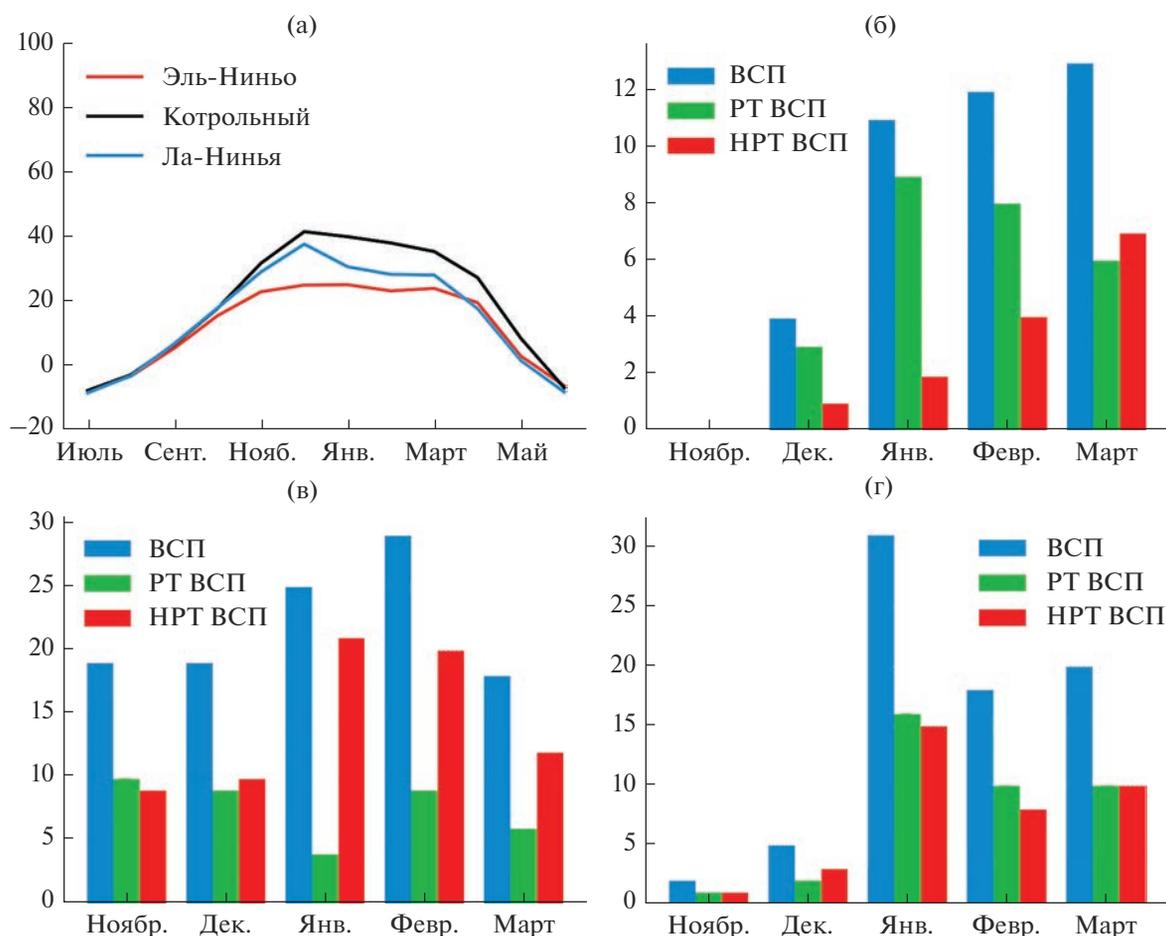


Рис. 2. Среднемесячные значения зональной компоненты скорости ветра, осредненной вдоль 60° с.ш. на уровне 10 гПа, осредненные за 100 лет по данным контрольного эксперимента модели Isca (черная линия), ЭН эксперимента (красная линия) и ЛН эксперимента (синяя линия), (м/с) (а). Частота повторяемости ВСП по месяцам для CTRL (б), ЭН (в) и ЛН эксперимента (г), синим цветом обозначены значения для общего количества ВСП, красным – ВСП типа НРТ, зеленым – ВСП типа РТ.

тельствует об отступлении шторм-треков к югу в период после ВСП, что согласуется с ранее полученными результатами как по данным наблюдений, так и по данным модельных численных экспериментов [Baldwin and Dunkerton, 2001; Kidston, 2015].

Выявлено, что события Эль-Ниньо и Ла-Нинья имеют оказывают влияние на возникновение аномальных погодных условий в Европейском регионе [Santoso et al., 2017; Schneidereit et al., 2012; Sun and Ding 2016]. Известно, что при Эль-Ниньо формируются крупномасштабные аномалии поля давления в средней тропосфере, которые по пространственной структуре похожи на усиление моды Тихоокеанского-северо-американского колебания, а во время события Ла-Нинья аномалии поля давления в Северном полушарии усиливают АО.

Как выражается данный отклик тропосферной динамики в положении шторм-треков в Атланти-

ко-Европейском секторе показано на рис. 5б и 5в. Видно, что в эксперименте ЭН шторм-трек находится в более южном положении уже перед событиями ВСП по сравнению с контрольным экспериментом. А в эксперименте ЛН синоптическая активность снижена в районе основного шторм-трека в Атлантико-Европейском регионе. Таким образом, пространственная крупномасштабная структура тропосферной циркуляции, соответствующая ЭН и ЛН уже вносит вклад в формирование аномалий положения шторм-трека в регионе относительно среднеклиматического положения.

На рис. 6 показан отклик шторм-трека в Атлантико-Европейском регионе на события экстраметаного вихря в различных экспериментах. Отклики на ВСП типа РТ в эксперименте ЛН и контрольном очень похожи. Значимое ослабление синоптической активности над северной частью Атлантического океана с максимумом в районе Исландии и слабым, но значимым усилением

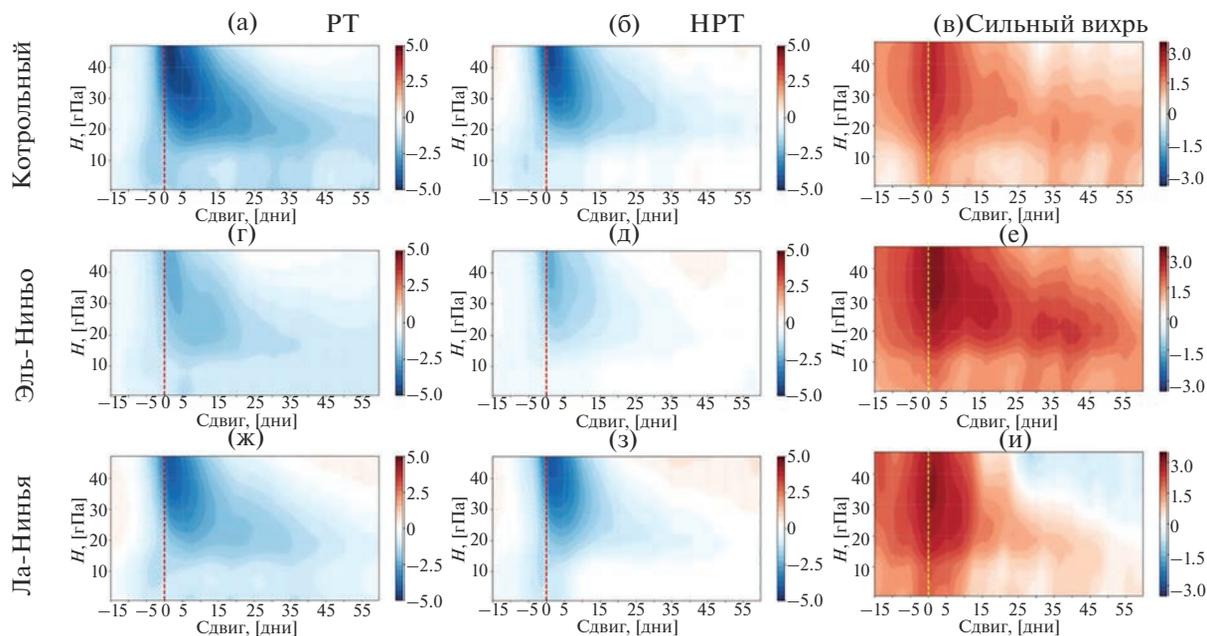


Рис. 3. Высотно-временное распределение значений индекса Арктической осцилляции, осредненных по событиям ВСП типа РТ (а, г, ж), типа НРТ (б, д, з) и событиям экстремально сильного вихря (в, е, и) по данным контрольного эксперимента (а, б, в), ЭН эксперимента (г, д, е) и ЛН эксперимента (ж, з, и). Центральные даты событий отмечены красной пунктирной линией для ВСП и зеленой пунктирной линией для событий экстремально сильного СПВ.

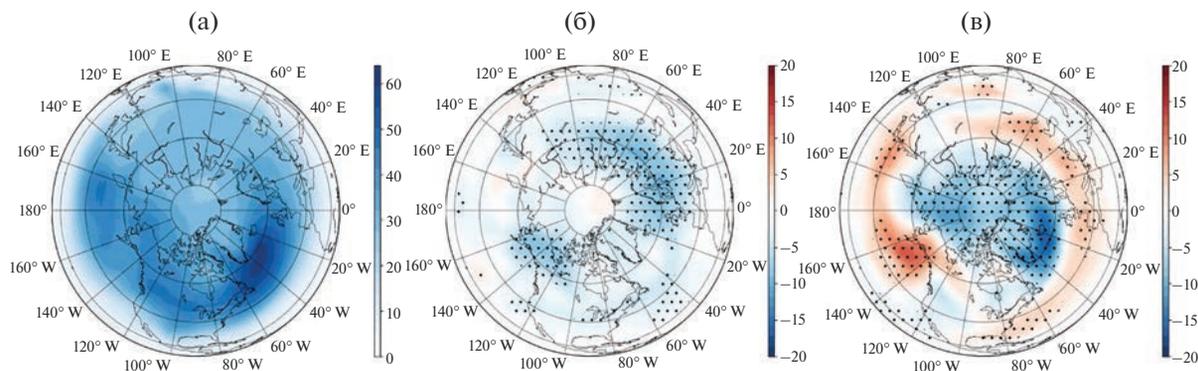


Рис. 4. Синоптическая активность (2–6 дней) Северного полушария в 24-дневный период перед центральной датой внезапного стратосферного потепления, осредненная по 40 событиям, идентифицированным по данным контрольного эксперимента, (а). Разница между значениями синоптической активности, приведенной в (а) и среднеголетним значением интенсивности синоптической активности Северного полушария за зимний сезон (декабрь–февраль), (б). Разница между значениями синоптической активности Северного полушария в 24-дневный период до центральной даты ВСП и 24-дней период после 7 дней после центральной даты ВСП (в). На б и в разницы статистически значимые на уровне 5% отмечены точками.

над западной частью Европы. По амплитуде усиление выше в контрольном эксперименте. Можно отметить, хотя пространственная структура отклика для экспериментов ЛН и контрольного очень похожи, в ЛН эксперименте основные центры реакции смещены немного на восток (на 10°–15° вдоль широты) и в ЛН эксперименте мы видим усиление синоптической активности во всем Средиземноморском регионе, в то время как

в контрольном эксперименте аномалии наблюдаются лишь в районе Португалии и Испании. Отклик тропосферной динамики на ВСП типа РТ в ЭН эксперименте характеризуется аномалиями в западной части Атлантического океана. Основные районы изменения – полуостров Лабрадор и западная часть Атлантического океана в поясе 20°–40° с.ш.

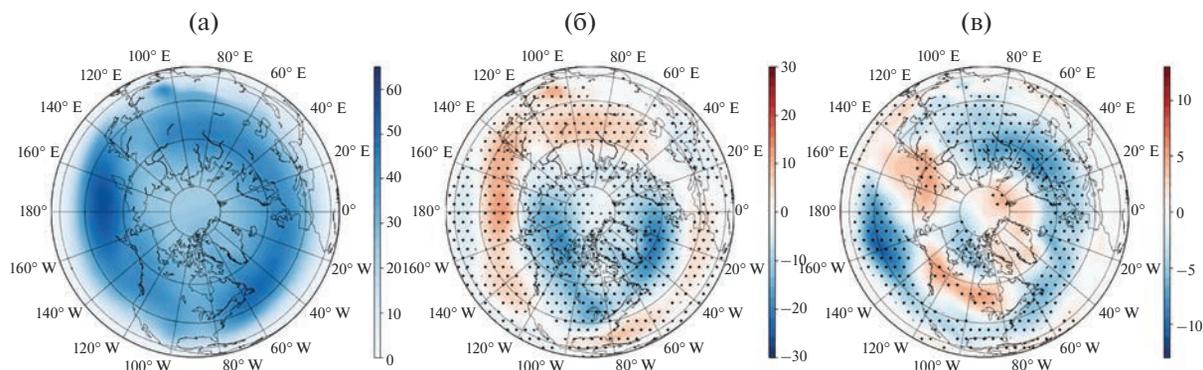


Рис. 5. Синоптическая активность (2–6 дней) Северного полушария в 24-дневный период перед центральной датой внезапного стратосферного потепления, осредненная по 110 событиям, идентифицированным по данным ЭН эксперимента, (м) (а). Разница между значениями синоптической активности, приведенной в (а) и среднемноголетним значением синоптической активности Северного полушария за зимний сезон (декабрь–февраль) по данным контрольного эксперимента, (м) (б). Разница между значениями синоптической активности в 24-дневный период перед центральной датой внезапного стратосферного потепления, осредненная по 76 событиям, идентифицированным по данным ЛН эксперимента и среднемноголетним значением синоптической активности Северного полушария за зимний сезон (декабрь–февраль) по данным контрольного эксперимента, (м) (в). На б и в разницы статистически значимые на уровне 5% отмечены точками.

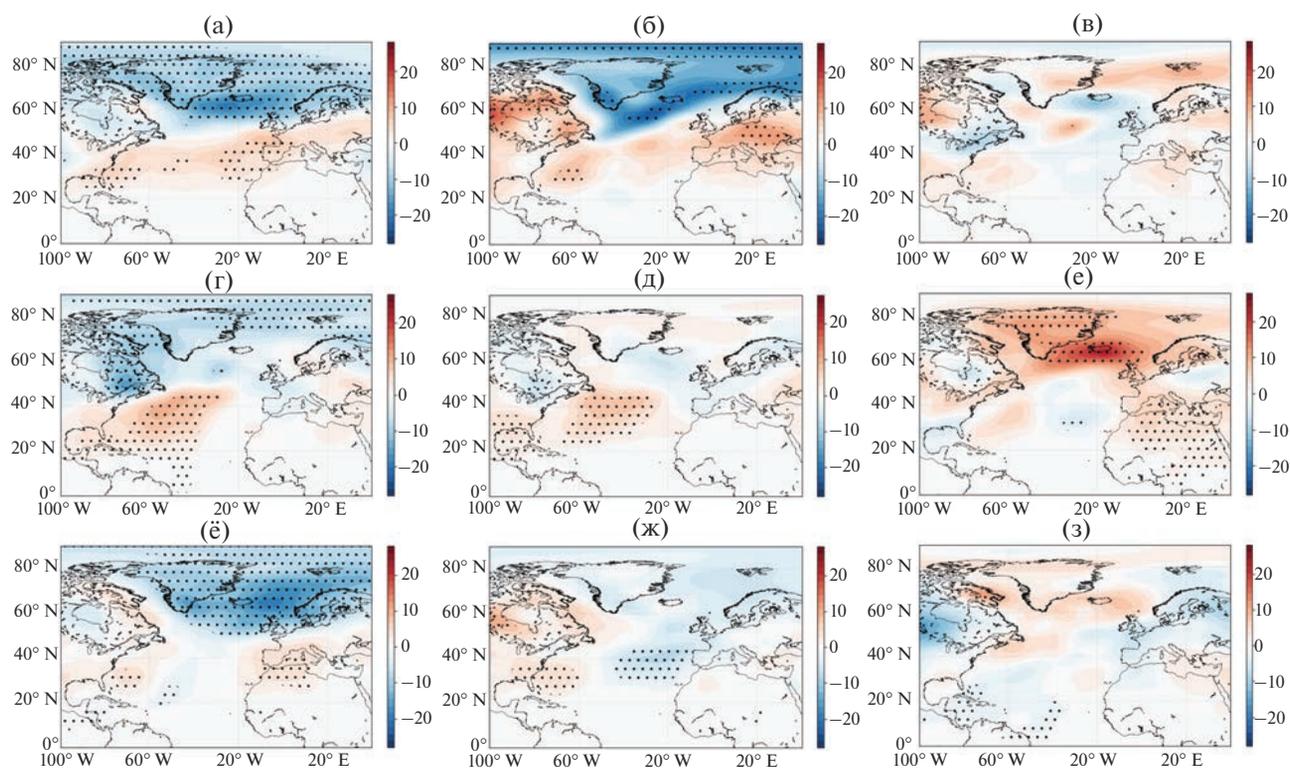


Рис. 6. Разница между значениями синоптической активности (2-6 дней) в 24-дневный период до центральной даты экстремального события и в 24-дневный период после 7-го дня после центральной даты экстремального события по данным контрольного эксперимента (а, б, в), по данным ЭН эксперимента (г, д, е) и ЛН эксперимента (ё, ж, з). Для ВСП по типу РТ (а, г, ё), по типу НРТ (б, д, ж) и для событий экстремально сильного СПВ (в, е, з).

Отклик на события по типу НРТ в контрольном эксперименте по структуре похож на отклик на события по типу РТ, но областей значимых значений гораздо меньше и усиление синоптической

активности видно над центральной Европой. В экспериментах ЭН и ЛН отклик намного меньше по амплитуде чем в контрольном, он не имеет меридиональной дипольной структуры, а

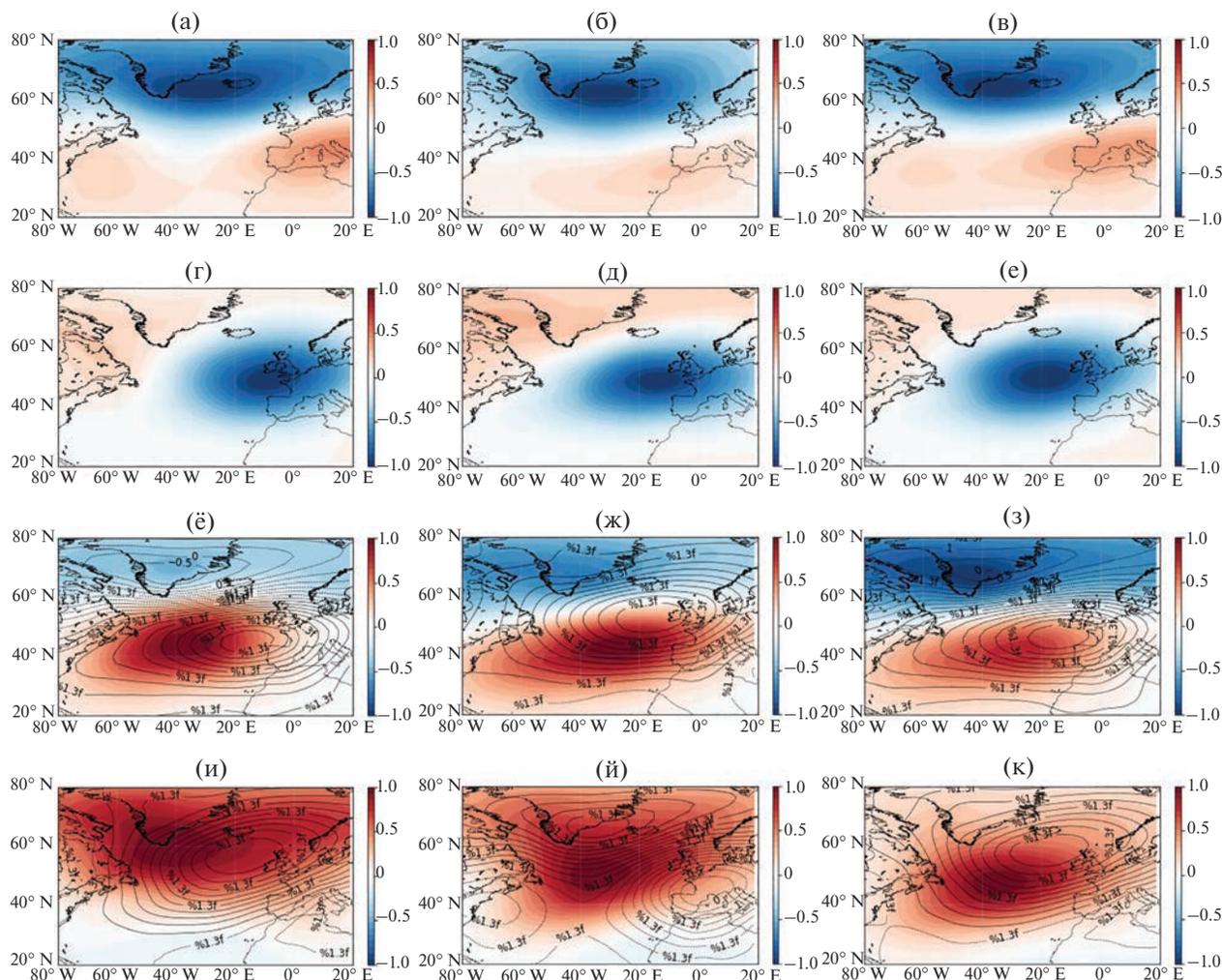


Рис. 7. Пространственная структура 1-ой ЕОФ геопотенциальной высоты поверхности 1000 гПа по данным контрольного эксперимента (а, б, в), по данным ЭН эксперимента (б, ж, з, показано цветом) и ЛН эксперимента (в, ж, з, показано изолиниями). Пространственная структура 2-ой ЕОФ геопотенциальной высоты поверхности 1000 гПа по данным контрольного эксперимента (г, д, е), по данным ЭН эксперимента (и, й, к, показано цветом) и ЛН эксперимента (и, й, к, показано изолиниями). Для ВСП по типу РТ (а, г, е, и), по типу НРТ (б, д, ж, й) и всех событий ВСП (в, з, з, к).

скорее характеризуется усиление синоптической активности в западной части Атлантического океана и ее ослаблением в восточной.

Значимая реакция тропосферной динамики в Атлантическом районе на экстремально сильный арктический стратосферных полярный вихрь наблюдается только в эксперименте ЭН и характеризуется значительным усилением синоптической активности в районе Исландского минимума и над Гренландией и слабым ослаблением σ в центральной части Атлантического океана, в районе 30° с.ш.

Далее мы рассчитали естественные ортогональные функции (ЕОФ) для объединенного ряда полей геопотенциальной высоты для поверхности 1000 гПа “ПОСЛЕ” событий экстремального состояния стратосферного полярного вихря

для различных экспериментов (рис. 7). В пространственной структуре 1-ых и 2-ых ЕОФ для экспериментов ЭН и ЛН (рис. 7б–7к) также видно меридиональное смещение центров действия относительно друг друга, в ЛН эксперименте центр действия находится восточнее чем в ЭН эксперименте.

3.5. Прогностический потенциал интенсивности СПВ

Выше было показано, что при событиях Эль-Ниньо и Ла-Нинья стратосферная динамика может влиять на изменение положения шторм-трека в Атлантическом регионе на внутресезонном масштабе. Для оценки того насколько этот эффект зависит от интенсивности экстремального события были построены диаграммы рассеяния

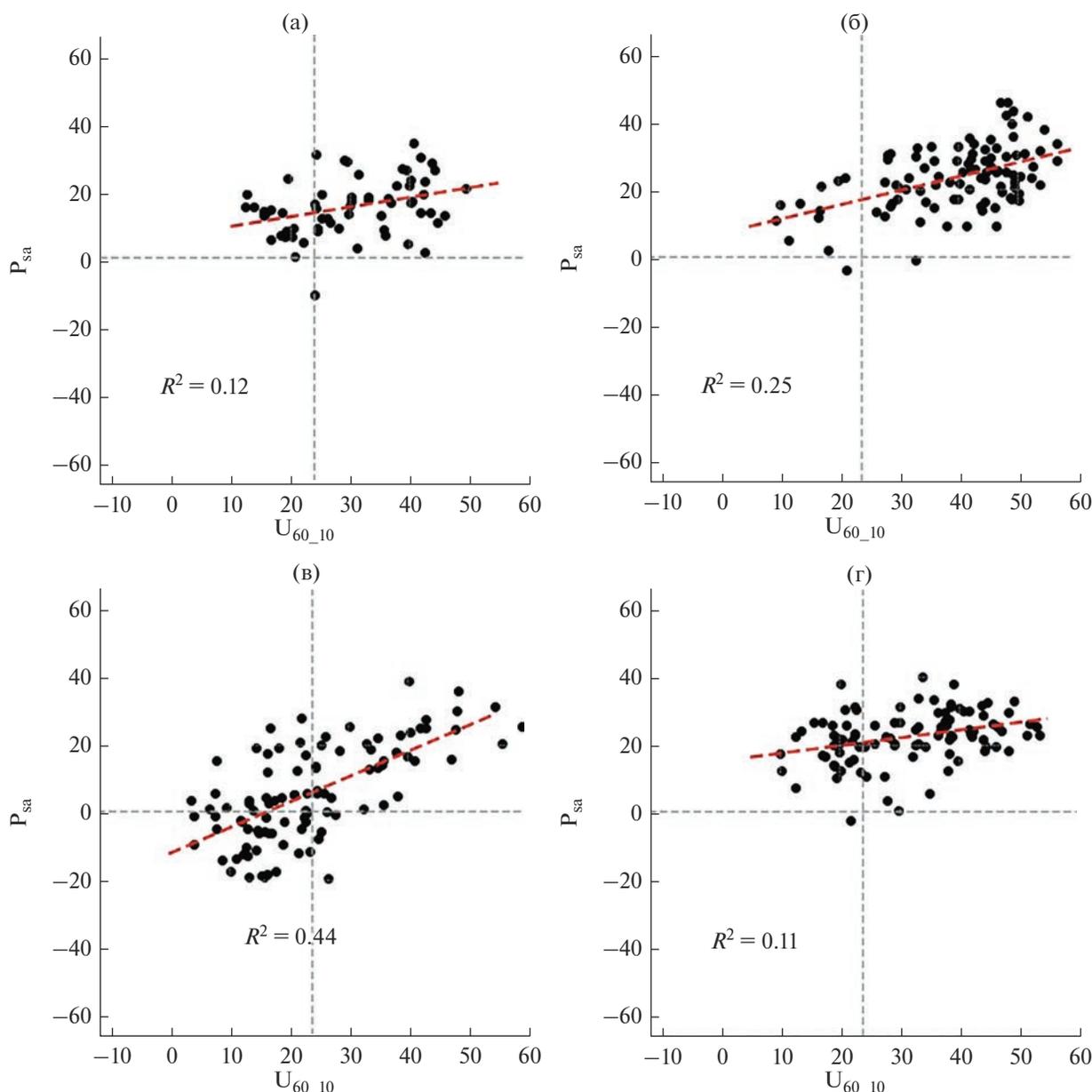


Рис. 8. Диаграммы рассеяния для P_{sa} и U_{60_10} для зимнего периода (декабрь–февраль) по данным реанализа JRA-55 (а), по данным контрольного эксперимента (б), по данным ЭН эксперимента (в) и ЛН эксперимента (г).

для U_{60_10} и P_{sa} . Из рис. 8б видно, что в данных наблюдений интенсивность вихря объясняет не более 12% изменчивости положения шторм-трека. Это может объясняться тем, что в реальных условиях положение шторм-трека формируется под влиянием нескольких факторов и при различном сочетании этих факторов тот или иной процесс начинает играть главную роль. В данной работе аномалии ТПО в районе северной части Атлантического океана одинаковы для всех экспериментов. Стоит отметить, что диаграммы были построены по средним значениям U_{60_10} и P_{sa} за зимний период (декабрь–февраль), в средних

значениях связь может не так ярко выражаться. В ЭН эксперименте интенсивность вихря объясняет 44% изменчивости положения шторм-трека (рис. 8г). Такое высокое значение обеспечивается годами с сильным вихрем, когда синоптическая активность на 60° с.ш. выше, чем на 40° с.ш.

4. ВЫВОДЫ

На основе идеализированных модельных экспериментов можно сформулировать следующие выводы об отклике тропосферной динамики на события экстремального состояния арктического

стратосферного полярного вихря в условиях Эль-Ниньо и Ла-Нинья:

1. Районы максимальных значений синоптической активности в зимний сезон (декабрь—февраль) в Северном полушарии значительно отличаются в экспериментах ЭН, ЛН и контрольном. В ЭН эксперименте шторм-трек в Атлантико-Европейском регионе в среднем располагается южнее, чем в контрольном эксперименте и смещение статистически значимое. В ЛН эксперименте интенсивность синоптической активности значительно ниже, чем в контрольном эксперименте вдоль основных шторм-треков как над акваторией Атлантического, так и Тихого океанов.

2. Отклик тропосферной динамики на экстремальные состояния СПВ существенно отличается в экспериментах ЭН и ЛН. В ЭН экспериментах сдвиг шторм-трека на юг после ВСП наблюдается только в западной части Атлантического океана, а в ЛН экспериментах только в восточной. Динамические процессы, которые приводят к различию в реакции тропосферной динамики в Атлантическом океане, требуют дальнейших исследований.

3. Отклик на экстремально сильный СПВ наблюдается только в эксперименте ЭН и выражается в усилении синоптической активности в районе Исландии и Гренландии.

4. Сезонный прогноз широтного положения шторм-трека по сезонной интенсивности СПВ самая высокая в экспериментах ЭН. Интенсивность арктического стратосферного полярного вихря (U_{60-10}) определяет до 44% изменчивости положения шторм-трека в Атлантическом секторе Северного полушария. Хотим акцентировать внимание на том, что данный результат был получен в идеализированных экспериментах, где данные аномалий ТПО были удвоены. Полученные результаты могут отличаться от наблюдаемых значений, и в данной работе носят только теоретический характер.

Стоит отметить, что различные граничные условия меняют влияние нижней тропосферы на стратосферную динамику через генерацию волновой активности. Однако далее в стратосфере прошедшие в нее волны, взаимодействуют с ее зональным потоком и друг с другом (волна-волна). Таким образом, говоря про различие между экспериментами, необходимо учитывать, что стратосферное влияние на тропосферу формируется не только за счет граничных условий, но и указанных выше динамических процессов стратосферы. Так, например, в ряде случаев после ВСП наблюдается распространение сигнала стратосферы в тропосферу, а в некоторых случаях, включая с менее интенсивными и продолжительными ВСП, нет [Варгин, Медведева, 2015].

Работа выполнена при финансовой поддержке РНФ в рамках научного проекта № 22-27-00655.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Варгин П.Н., Медведева И.В. Исследование температурного и динамического режимов внетропической атмосферы Северного полушария в период внезапного стратосферного потепления зимой 2012-2013 гг. // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2015. Т. 51. №. 1. С. 20–20.
- Коленникова М.А., Варгин П.Н., Гущина Д.Ю. Влияние Эль-Ниньо на стратосферу Арктики по данным моделей CMIP5 и реанализа // Метеорология и гидрология. 2021. №. 6. С. 5–23.
- Нерушев А.Ф., Вишератин К.Н., Ивангородский Р.В. Динамика высотных струйных течений по данным спутниковых измерений и их связь с климатическими параметрами и крупномасштабными атмосферными явлениями // Исследование Земли из космоса. 2018. № 6. С. 24–38.
- Ambaum M.H.P., Hoskins B. . The NAO troposphere–stratosphere connection // J. Clim. 2002. V. 15. № 14. P. 1969–1978.
- Anstey J.A., Scinocca J.F., Keller M. Simulating the QBO in an atmospheric general circulation model: Sensitivity to resolved and parameterized forcing // J. Atmos. Sci. 2016. V. 73. № 4. P. 1649–1665.
- Asboghi G., Joghataei M., Mohebalhojeh A.R. Impacts of the QBO on the North Atlantic and Mediterranean storm tracks: An energetic perspective // Geophys. Res. Lett. 2017. V. 44. № 2. P. 1060–1067.
- Baldwin M.P. et al. Weather from the stratosphere? // Science. 2003. V. 301. № 5631. P. 317–319.
- Baldwin M.P., Dunkerton T.J. Stratospheric harbingers of anomalous weather regimes // Science. 2001. V. 294. № 5542.
- Baldwin M.P., Thompson D.W.J. A critical comparison of stratosphere–troposphere coupling indices // Q. J. R. Meteorol. Soc.: A journal of the atmospheric sciences, applied meteorology and physical oceanography. 2009. V. 135. № 644. P. 1661–1672.
- Blackmon M.L. A climatological spectral study of the 500 mb geopotential height of the Northern Hemisphere // J. Atmos. Sci. 1976. V. 33. № 8. P. 1607–1623.
- Blackmon M.L. et al. An observational study of the Northern Hemisphere wintertime circulation // J. Atmos. Sci. 1977. V. 34. № 7. P. 1040–1053.
- Blackmon M.L., Lee Y.H., Wallace J.M. Horizontal structure of 500 mb height fluctuations with long, intermediate and short time scales // J. Atmos. Sci. 1984. V. 41. № 6. P. 961–980.
- Butler A.H. et al. Defining sudden stratospheric warmings // Bull. Am. Meteorol. Soc. 2015. V. 96. № 11. P. 1913–1928.
- Chang E.K.M. et al. Storm-track activity in IPCC AR4/CMIP3 model simulations // J. Clim. 2013. V. 26. № 1. P. 246–260.
- Chang E., Lee S., Swanson K. Storm Track Dynamics // J. Climate. 2002. V. 15. P. 2163–2182.

- Charlton A.J., Polyani L.M.* A new look at stratospheric sudden warmings. Part I: Climatology and modeling benchmarks // *J. Clim.* 2007. V. 20. № 3. P. 449–469.
- Domeisen D.I.V., Garfinkel C.I., Butler A.H.* The teleconnection of El Niño Southern Oscillation to the stratosphere // *Rev. Geophys.* 2019. V. 57. № 1. P. 5–47.
- Duchon C.E.* Lanczos Filtering in One and Two Dimensions // *J. Appl. Meteorol.* 1979. V. 18. P. 1016–1022.
- Fink A.H. et al.* The European storm Kyrill in January 2007: synoptic evolution, meteorological impacts and some considerations with respect to climate change // *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.* 2009. V. 9. № 2. P. 405–423.
- Fortuin J.P.F., Langematz U.* Update on the global ozone climatology and on concurrent ozone and temperature trends // *Proc. SPIE.* 1995. V. 2311. P. 207–216.
- Graff L.S., LaCase J.H.* Changes in the extratropical storm tracks in response to changes in SST in an AGCM // *J. Clim.* 2012. V. 25. № 6. P. 1854–1870.
- Gushchina D. et al.* On the relationship between ENSO diversity and the ENSO atmospheric teleconnection to high-latitudes // *Int. J. Climatol.* 2022. V. 42. № 2. P. 1303–1325.
- Held I.M., Lyons S.W., Nigam S.* Transients and the extratropical response to El Niño // *J. Atmos. Sci.* 1989. V. 46. № 1. P. 163–174.
- Hitchcock P., Simpson I.R.* The downward influence of stratospheric sudden warmings // *J. Atmos. Sci.* 2014. V. 71. № 10. P. 3856–3876.
- Horel J.D., Wallace J.M.* Planetary-scale atmospheric phenomena associated with the Southern Oscillation // *Mon. Weather Rev.* 1981. V. 109. № 4. P. 813–829.
- Hoskins B.J., Karoly D.J.* The steady linear response of a spherical atmosphere to thermal and orographic forcing // *J. Atmos. Sci.* 1981. V. 38. № 6. P. 1179–1196.
- Hoskins B.J., Pearce R.* Large-Scale Dynamical Processes in the Atmosphere. London, N.Y.: Academic Press, 1983. 397 p.
- Hoskins B.J., Valdes P.J.* On the existence of storm-tracks // *J. Atmos. Sci.* 1990. V. 47. № 15. P. 1854–1864.
- Hurrell J.W. et al.* A new sea surface temperature and sea ice boundary dataset for the Community Atmosphere Model // *J. Clim.* 2008. V. 21. № 19. P. 5145–5153.
- Jucker M., Gerber E.P.* Untangling the annual cycle of the tropical tropopause layer with an idealized moist model // *J. Clim.* 2017. V. 30. № 18. P. 7339–7358.
- Karpechko A.Y. et al.* Predictability of downward propagation of major sudden stratospheric warmings // *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 2017. V. 143. № 704. P. 1459–1470.
- Kidston J. et al.* Stratospheric influence on tropospheric jet streams, storm tracks and surface weather // *Nat. Geosci.* 2015. V. 8. № 6. P. 433–440.
- Kolstad E.W., Breiteig T., Scaife A.A.* The association between stratospheric weak polar vortex events and cold air outbreaks in the Northern Hemisphere // *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 2010. V. 136. № 649. P. 886–893.
- Kretschmer M. et al.* The different stratospheric influence on cold-extremes in Eurasia and North America // *NPJ Clim. Atmos. Sci.* 2018. V. 1. № 1. P. 44.
- Kug J.S., Jin F.F., An S.I.* Two types of El Niño events: cold tongue El Niño and warm pool El Niño // *J. Clim.* 2009. V. 22. № 6. P. 1499–1515.
- Leathers D.J., Yarnal B., Palecki M.A.* The Pacific/North American teleconnection pattern and United States climate. Part I: Regional temperature and precipitation associations // *J. Clim.* 1991. V. 4. № 5. P. 517–528.
- L’Heureux M.L., Thompson D.W.J.* Observed relationships between the El Niño–Southern Oscillation and the extratropical zonal-mean circulation // *J. Clim.* 2006. V. 19. № 2. P. 276–287.
- Lu J., Chen G., Frierson D.M.W.* Response of the zonal mean atmospheric circulation to El Niño versus global warming // *J. Clim.* 2008. V. 21. № 22. P. 5835–5851.
- Martineau P., Son S.W.* Onset of circulation anomalies during stratospheric vortex weakening events: The role of planetary-scale waves // *J. Clim.* 2015. V. 28. № 18. P. 7347–7370.
- Orlanski I.* Poleward deflection of storm tracks // *J. Atmos. Sci.* 1998. V. 55. № 16. P. 2577–2602.
- Rayner N.A.A. et al.* Global analyses of sea surface temperature, sea ice, and night marine air temperature since the late nineteenth century // *J. Geophys. Res. Atmos.* 2003. V. 108. № D14.
- Reynolds R.W. et al.* Daily high-resolution-blended analyses for sea surface temperature // *J. Clim.* 2007. V. 20. № 22. P. 5473–5496.
- Sampe T. et al.* Significance of a midlatitude SST frontal zone in the formation of a storm track and an eddy-driven westerly jet // *J. Clim.* 2010. V. 23. № 7. P. 1793–1814.
- Santoso A., McPhaden M., Cai W.* The defining characteristics of ENSO extremes and the strong 2015/2016 El Niño // *Rev. Geophys.* 2017. V. 55. № 4. P. 1079–1129.
- Schneidereit A., Schubert S., Vargin P., Lunkeit F., Zhu X., Peters D., Fraedrich K.* Large scale flow and the long-lasting blocking high over Russia: Summer 2010 // *Mon. Wea. Rev.* 2012. V. 140. P. 2967–2981.
- Seager R. et al.* Mechanisms of hemispherically symmetric climate variability // *J. Clim.* 2003. V. 16. № 18. P. 2960–2978.
- Sobaeva D., Zyulyaeva Y., Gulev S.* ENSO and PDO Effect on Stratospheric Dynamics in Isca Numerical Experiments // *Atmosphere.* 2023. V. 14. № 459. <https://doi.org/10.3390/atmos14030459>
- Sun C., Li J., Ding R.* Strengthening relationship between ENSO and western Russian summer surface temperature. // *Geophys. Res. Lett.* 2016. V. 43. P. 843–851.
- Thomson S.I., Vallis G.K.* Atmospheric response to SST anomalies. Part I: Background-state dependence, teleconnections, and local effects in winter // *J. Atmos. Sci.* 2018. V. 75. № 12. P. 4107–4124.
- Tilinina N. et al.* Comparing cyclone life cycle characteristics and their interannual variability in different reanalyses // *J. Clim.* 2013. V. 26. № 17. P. 6419–6438.
- Trenberth K.E.* The definition of El Niño // *Bull. Am. Meteorol. Soc.* 1997. V. 78. № 12. P. 2771–2778.
- Trenberth K.E. et al.* Progress during TOGA in understanding and modeling global teleconnections associated with tropical sea surface temperatures // *J. Geophys. Res. Oceans.* 1998. V. 103. № C7. P. 14291–14324.
- Ulbrich U. et al.* The central European floods of August 2002: Part 1-Rainfall periods and flood development // *Weather.* 2003. V. 58. № 10. P. 371–377.

- Vallis G.K. et al.* Isca, v1. 0: A framework for the global modelling of the atmospheres of Earth and other planets at varying levels of complexity // *Geosci. Model Dev.* 2018. V. 11. № 3. P. 843–859.
- Vargin P. N. et al.* Investigation of boreal storm tracks in historical simulations of INM CM5 and reanalysis data // *IOP Conference Series: Earth and Environmental Science.* 2019. V. 386. № 1. P. 012007.
- White I. et al.* The downward influence of sudden stratospheric warmings: Association with tropospheric precursors // *J. Clim.* 2019. V. 32. № 1. P. 85–108.
- Yin J.H.* A consistent poleward shift of the storm tracks in simulations of 21st century climate // *Geophys. Res. Lett.* 2005. V. 32. № 18.
- <https://www.gfdl.noaa.gov/model-development>.

The Response of the Tropospheric Dynamics to Extreme States of the Stratospheric Polar Vortex during Enso Phases in Idealized Model Experiments

Y. A. Zyulyaeva^{1, 2}, D. A. Sobaeva^{1, 3, *}, and S. K. Gulev¹

¹*Shirshov Institute of Oceanology RAS, 36 Nakhimovsky ave., Moscow, 117997 Russia*

²*Faculty of Geography and Geoinformation Technology, HSE University, 11 Pokrovsky Bulvar, Moscow, 109028 Russia*

³*Moscow Institute of Physics and Technology, 9 Institutskiy per., Dolgoprudny, Moscow Region, 141701 Russia*

**e-mail: dasha.sobaeva@gmail.com*

Extreme states of the stratospheric polar vortex (SPV) affect the average position of the main propagation trajectories of synoptic vortices in the Northern Hemisphere over a time period from 2 weeks to 2 months. This time scale is considered to be one of the most difficult periods in forecasting. Based on the analysis of data from idealized numerical experiments on the Isca platform, we studied the processes of formation of anomalous positions of storm tracks in the Atlantic-European region as a response to sudden stratospheric warmings and events of extremely strong SPV during various phases of the El Niño Southern Oscillation. It was shown that in winter it is impossible to say unambiguously about the southward displacement of the Atlantic storm track during El Niño events without taking into account the intensity of SPV. The intensity of SPV, expressed as the zonal component of wind speed, averaged along 60° N at the level of 10 hPa, has its maximum predictive potential during El Niño.

Keywords: stratosphere-troposphere interaction, seasonal forecast, Northern hemisphere storm tracks, sudden stratospheric warmings