

ВЛИЯНИЕ ЛОКАЛИЗАЦИИ ПОЛОЖИТЕЛЬНЫХ АНОМАЛИЙ ТПО В ЭКВАТОРИАЛЬНОЙ ЗОНЕ ТИХОГО ОКЕАНА НА ТРОПОСФЕРНО-СТРАТОСФЕРНУЮ ДИНАМИКУ В ИДЕАЛИЗИРОВАННЫХ МОДЕЛЬНЫХ ЭКСПЕРИМЕНТАХ

Д. А. Собаева^{1,2}, Ю. А. Зюляева^{1,3}, С. К. Гулев¹

¹ Институт океанологии им. П. П. Ширшова РАН,
Россия, 117997, Москва, Нахимовский проспект, д. 36,
e-mail: sobaeva@sail.msk.ru;

² Московский физико-технический институт,
Россия, 141701, Московская область, г. Долгопрудный, Институтский переулок, д. 9;

³ Факультет географии и геоинформационных технологий, Высшая школа экономики,
Россия, 109028, Москва, Покровский бульвар, д. 11

В работе показаны особенности динамики арктического стратосферного полярного вихря (СПВ) в зимний период при различных крупномасштабных аномалиях температуры поверхности океана (ТПО) в экваториальной зоне Тихого океана. На основе анализа данных идеализированного моделирования было показано, что положительные аномалии ТПО в районе Ниньо-3 (каноническое Эль-Ниньо) и Ниньо-4 (Эль-Ниньо Модоки) приводят к различной степени ослабления СПВ. В экспериментах аномалии ТПО были увеличены относительно данных наблюдений. При равных по амплитуде аномалиях ТПО, в экспериментах с граничными условиями, соответствующими Эль-Ниньо Модоки (ЭНМ), вихрь за зимний период (ноябрь–март) в среднем на 50 % слабее относительно контрольного эксперимента, а в экспериментах, соответствующих каноническому Эль-Ниньо (КЭН), – на 40 %. Анализ вертикальной компоненты потока волновой активности Пламба показал, что в эксперименте ЭНМ происходит более интенсивное распространение волн Россби из тропосферы в стратосферу, основные различия наблюдаются в квазистационарной планетарной волне 2. При этом, в отличие от некоторых современных исследований, было получено, что отклик поля давления в средней тропосфере на Эль-Ниньо Модоки сходен с откликом на каноническое Эль-Ниньо и выражается в усилении Тихоокеанского-северо-американского колебания. Отличие лишь в том, что в эксперименте ЭНМ отрицательные аномалии геопотенциала смещены к югу относительно Алеутского минимума, а максимальные положительные аномалии расположены западнее района, где они находятся в эксперименте КЭН.

Ключевые слова: тропосферно-стратосферная динамика, стратосферный полярный вихрь, Эль-Ниньо Модоки, каноническое Эль-Ниньо, идеализированное моделирование, Isca

Введение

Эль-Ниньо – Южное Колебание (ЭНЮК) является одним из важнейших внутренних колебаний климатической системы на межгодовом масштабе (Garfinkel, Hartmann, 2008; Xie et al., 2012; Gushchina et al., 2022). Теплая фаза

ЭНЮК – Эль-Ниньо – характеризуется распространением аномально теплых приповерхностных вод из западной части экваториального Тихого океана в восточную, что сопровождается высвобождением большого количества тепла и влаги в атмосферу. Новые источники тепла приводят к формированию циркуляционных аномалий в тропической зоне Тихого океана, которые могут перемещаться в средние и высокие широты через распространение и диссипацию волн Россби (Hurwitz et al., 2011; Xie et al., 2012; Gushchina et al., 2022; Kolennikova, Gushchina, 2022).

Влияние ЭНЮК на состояние стратосферного полярного вихря (СПВ) в обоих полушариях было определено как в модельных данных (Sassi et al., 2004; Manzini et al., 2006; Cagnazzo et al., 2009), так и в данных наблюдений (Brönnimann et al., 2004; Free, Seidel, 2009). В годы с Эль-Ниньо полярная стратосфера в Северном полушарии в зимний период значительно более теплая, по сравнению с годами с нейтральной фазой ЭНЮК (Sassi et al., 2004; Manzini et al., 2006; Garcia-Herrera et al., 2006; Garfinkel, Hartmann, 2007; Brönnimann, 2007; Sobaeva et al., 2023). Кроме этого, в работах (Manzini et al., 2006; Garcia-Herrera et al., 2006) получено, что холодная фаза ЭНЮК – Ла-Нинья – приводит к формированию более холодного вихря, однако этот эффект значительно слабее. При этом модельные эксперименты показали, что на фоне более теплой стратосферы в условиях Эль-Ниньо увеличивается частота внезапных стратосферных потеплений, и как следствие вихрь в среднем за сезон более слабый, чем в условиях нейтральной фазы (Taguchi, Hartmann, 2006). В модельных экспериментах (Sobaeva et al., 2023) было получено, что аномалии температуры поверхности океана (ТПО), соответствующие и Эль-Ниньо, и Ла-Нинья, приводят к более теплой зимней стратосфере в Северном полушарии.

Начиная с конца 1970-х годов, все чаще стал наблюдаться новый тип Эль-Ниньо, отличающийся как пространственно-временными характеристиками, так и физическими механизмами связей в атмосфере (Ashok et al., 2007; Weng et al., 2007; Weng et al., 2009; Yeh et al., 2009). Обычно Эль-Ниньо характеризуется положительными аномалиями ТПО в регионе Nino-3 [210°–270° в. д. и 5° ю. ш. – 5° с. ш.], в новом типе они локализуются в центре экваториального Тихого океана (район Nino-4 – [160°–210° в. д. и 5° ю. ш. – 5° с. ш.]) (Larkin, Harrison, 2005; Ashok et al., 2007; Kug et al., 2009; Hurwitz et al., 2011). Такое Эль-Ниньо получило название Эль-Ниньо Модоки (с японского – «похожий, но другой»). Эль-Ниньо, характеризующееся аномалиями ТПО в регионе Nino-3, получило название каноническое Эль-Ниньо. Новый тип Эль-Ниньо отличается меньшей продолжительностью (примерно 8 месяцев) и сопровождается аномальными западными ветрами над западной и центральной частями экваториального Тихого океана, аномальными восточными – над восточной частью (Mo, 2010; Железнова, 2015). Стоит отметить, что амплитуда аномалий ТПО при Эль-Ниньо Модоки ниже, чем при каноническом Эль-Ниньо (Iskandar et al., 2019).

Различия между каноническим Эль-Ниньо и Эль-Ниньо Модоки наблюдаются не только в пространственной и временной структуре. Показано, что региональные осадки и циркуляция над Тихоокеанским-Северо-Американским регионом чувствительны к положению аномалий ТПО в тропическом Тихом океане (Barsugli,

Sardeshmukh, 2002; Mo, 2010). В работе (Ashok et al., 2007) определено, что во время Эль-Ниньо Модоки наблюдаются триполярная структура давления на уровне моря и 2 аномальные ячейки циркуляции Уокера, в отличие от канонического Эль-Ниньо, при котором наблюдается 1 ячейка. Кроме того, показано, что наблюдаются различия в осадках и температуре, как над Тихим океаном (Ashok et al., 2007; Weng et al., 2007; Weng et al., 2009), так и над Китаем, Японией и Северной Америкой (Weng et al., 2007; Weng et al., 2009). В работах (Taschetto, England, 2009; Cai, Cowan, 2009; Zhang et al., 2010; Feng, Li, 2011) также показано, что каноническое Эль-Ниньо и Эль-Ниньо Модоки оказывают противоположное влияние на пространственную структуру региональных осадков.

Отклик на два типа Эль-Ниньо в тропосфере отмечается через усиление Тихоокеанского-Северо-Американского колебания (PNA). Исследование (Ermakova et al., 2022) показывает различия в динамике планетарных волн 1, 2 и 3 для лет с событиями канонического Эль-Ниньо и Эль-Ниньо Модоки. Самый сильный поток восходящей волновой активности наблюдается в условиях Эль-Ниньо Модоки типа 1 с максимумом в районе Евразии, в то время как Модоки типа 2 характеризуется самым слабым и наименьшим по площади потоком восходящей волновой активности. При каноническом Эль-Ниньо достаточно сильный поток восходящей волновой активности занимает наибольшую площадь, по сравнению с условиями Эль-Ниньо Модоки. Эти различия могут объяснять, что при Эль-Ниньо Модоки усиление PNA менее интенсивное, чем при каноническом Эль-Ниньо. В работе (Gushchina et al., 2022) карты регрессий аномалий геопотенциала на уровне 1000 гПа на индекс Эль-Ниньо Модоки показывают структуру, схожую с Арктическим колебанием. Регрессии аномалий геопотенциала на уровне 1000 гПа на индекс канонического Эль-Ниньо, как и в (Trenberth et al., 1998), формируют структуру PNA: длинные волны Россби распространяются из тропиков и усиливают Гавайский и Канадский максимумы, углубляют Алеутский минимум и Мексиканскую депрессию (Gushchina et al., 2022). При этом в условиях канонического Эль-Ниньо Алеутский минимум глубже и южнее, чем при Эль-Ниньо Модоки (Weng et al., 2009).

На данный момент у научного сообщества нет согласованного ответа на вопрос о различиях во влиянии канонического Эль-Ниньо и Эль-Ниньо Модоки на полярную стратосферу. Так, в (Zubiaurre, Calvo, 2012) показано, что в отличие от канонического Эль-Ниньо, Эль-Ниньо Модоки не оказывает значимого влияния на полярную стратосферу Северного полушария. В работах (Calvo et al., 2017) наблюдается ослабление СПВ только на фоне канонического Эль-Ниньо. Однако в работах (Xie et al., 2012; Hurwitz et al., 2014; Garfienkel et al., 2012; Weinberger et al., 2019) показано, что Эль-Ниньо Модоки также приводит к ослаблению стратосферного полярного вихря Северного полушария, однако в меньшей степени, чем каноническое Эль-Ниньо. Это объясняется тем, что во время канонического Эль-Ниньо наблюдается большая амплитуда волны 1, которая приводит к более глубокому Алеутскому минимуму в случае канонического Эль-Ниньо, по сравнению с Эль-Ниньо Модоки.

Поэтому, изучая отклик стратосферы на Эль-Ниньо, необходимо различать явления канонического Эль-Ниньо и Эль-Ниньо Модоки. Иначе влияние аномалий ТПО может быть ослаблено (усилено) в регионах, где сигналы канонического Эль-Ниньо и Эль-Ниньо Модоки имеют разные знаки (один знак).

Основной задачей данной статьи является сравнение влияния положительных аномалий ТПО, которые по локализации соответствуют каноническому Эль-Ниньо и Эль-Ниньо Модоки, на тропосферно-стратосферную динамику Северного полушария с использованием идеалистического моделирования.

Методика

Так как феномен Эль-Ниньо Модоки наблюдается намного реже, чем каноническое Эль-Ниньо, одной из главных проблем изучения влияния этого явления на динамику атмосферы является ограниченный размер выборки, и, следовательно, низкий уровень значимости полученных средних характеристик динамики тропосферно-стратосферного взаимодействия (Мо, 2010). Поэтому необходимо подтверждать выводы, сделанные на основе данных наблюдений, модельными экспериментами.

В данной работе крупномасштабная атмосферная динамика исследуется с помощью идеализированного моделирования. Для проведения численных экспериментов на определение различий в отклике динамики зимней стратосферы Северного полушария на различные типы Эль-Ниньо была использована программная среда для моделирования глобальной циркуляции атмосферы Isca (Vallis et al., 2018). Конфигурация модели для проведенных экспериментов подробно описана в (Thompson, Valis, 2018; Sobaeva et al., 2023).

Модельные эксперименты отличались граничными условиями, в качестве которых были использованы поля ТПО из базы данных Merged Hadley-NOAA/OI (Rayner et al., 2003; Reynolds et al., 2007; Hurrell et al., 2008). В контрольном эксперименте были использованы среднеклиматические поля ТПО по данным AMIP (Taylor et al., 2000).

Для выявления отклика стратосферной динамики на различные фазы ЭНЮК к ТПО AMIP были добавлены аномалии, соответствующие фазам ЭНЮК. Аномалии канонического Эль-Ниньо (эксперимент КЭН) и Ла-Нинья (эксперимент ЛН) определялись в регионе $[210^{\circ}\text{--}270^{\circ}$ в. д. и 5° ю. ш. – 5° с. ш.] (Nino-3) по годам максимальных событий для Эль-Ниньо – 1997/1998 года, для Ла-Нинья – 1975/1976 (Trenberth, 1997; Kug, 2009). Далее аномалии ТПО удваивались в регионе $[140^{\circ}\text{--}280^{\circ}$ в. д. и 20° ю. ш. – 20° с. ш.] во избежание возникновения резких градиентов на границе (Sobaeva et al., 2023) и добавлялись к ТПО AMIP (эксперименты КЭН и ЛН). Аномалии ТПО, соответствующие Эль-Ниньо Модоки, были определены в районе $[160^{\circ}\text{--}210^{\circ}$ в. д. и 5° ю. ш. – 5° с. ш.] (Nino-4) по 1994/1995 гг. (Trenberth, 1997; Kug, 2009). Для сравнения влияния равных по амплитуде положительных аномалий ТПО, которые по локализации соответствуют КЭН и ЭНМ, на тропосферно-стратосферное взаимодействие,

амплитуды аномалий ТПО, соответствующих Эль-Ниньо Модоки, были умножены на коэффициент 5.4 и добавлены к ТПО AMIP.

В анализе внезапных стратосферных потеплений (ВСП) центральная дата определялась как дата, когда значение зональной компоненты скорости ветра, осредненной вдоль 60° с. ш. на уровне 10 гПа ($U_{60_{-10}}$), становится отрицательным (Charlton, Polvani, 2007; Butler et al., 2015; White et al., 2019). Кроме того, чтобы два события считались отдельными, необходимо, чтобы $U_{60_{-10}}$ был положительным между ними на протяжении минимум 20 последовательных дней. Третьим критерием была проверка на финальные потепления, которые не рассматривались в данной работе: $U_{60_{-10}}$ должен был стать положительным не менее, чем за 10 дней до 30 апреля, иначе событие рассматривалось как финальное потепление. Все ВСП были разделены на два типа: распространяющиеся в тропосферу (РТ) и не распространяющиеся в тропосферу (НРТ) согласно (Karpechko, 2017; White et al., 2019).

Для расчета индекса Арктической осцилляции (АО) отфильтрованные высокочастотные колебания в полях геопотенциальной высоты (hgt) для каждой поверхности были осреднены в полярной области, севернее 60° с. ш. Далее эти ряды были нормированы на среднеквадратическое отклонение ряда за 100 лет на каждом уровне. Для того, чтобы отрицательные значения индекса АО соответствовали слабому, разрушенному вихрю, данные индекса были умножены на -1 (Baldwin, Thompson, 2009; Martineau, Son, 2015; White et al., 2019). Если индекс АО на уровне 10 гПа превышал критическое значение (2.5), вихрь определялся как экстремально сильный.

Результаты

Пространственная структура квазистационарных планетарных волн в средней тропосфере

Источником волн Россби, которые влияют на пространственную структуру и распространение квазистационарных планетарных волн в высоких широтах, является положительная аномалия ТПО в экваториальной части Тихого океана.

Над центральной частью экваториального Тихого океана в эксперименте ЭНМ наблюдается формирование более сильной зоны конвергенции у поверхности и более интенсивной зоны дивергенции на уровне 200 гПа, по сравнению с экспериментом КЭН (рисунки 1а, б). В поле осадков наблюдается смещение области усиленных осадков вслед за аномалиями ТПО к центральной части Тихого океана в эксперименте ЭНМ (рисунок 1в).

Далее были проанализированы различия в пространственной структуре квазистационарных планетарных волн 1 и 2 в средней тропосфере.

Из рисунков 2а, г, ё видно, что волна 1 находится в противофазе в экспериментах КЭН/ЭНМ и ЛН. При этом ее амплитуда во всех экспериментах равна и составляет 50 м в декабре. К февралю амплитуда волны 1 в экспериментах КЭН и ЭНМ уменьшается до 40 м.

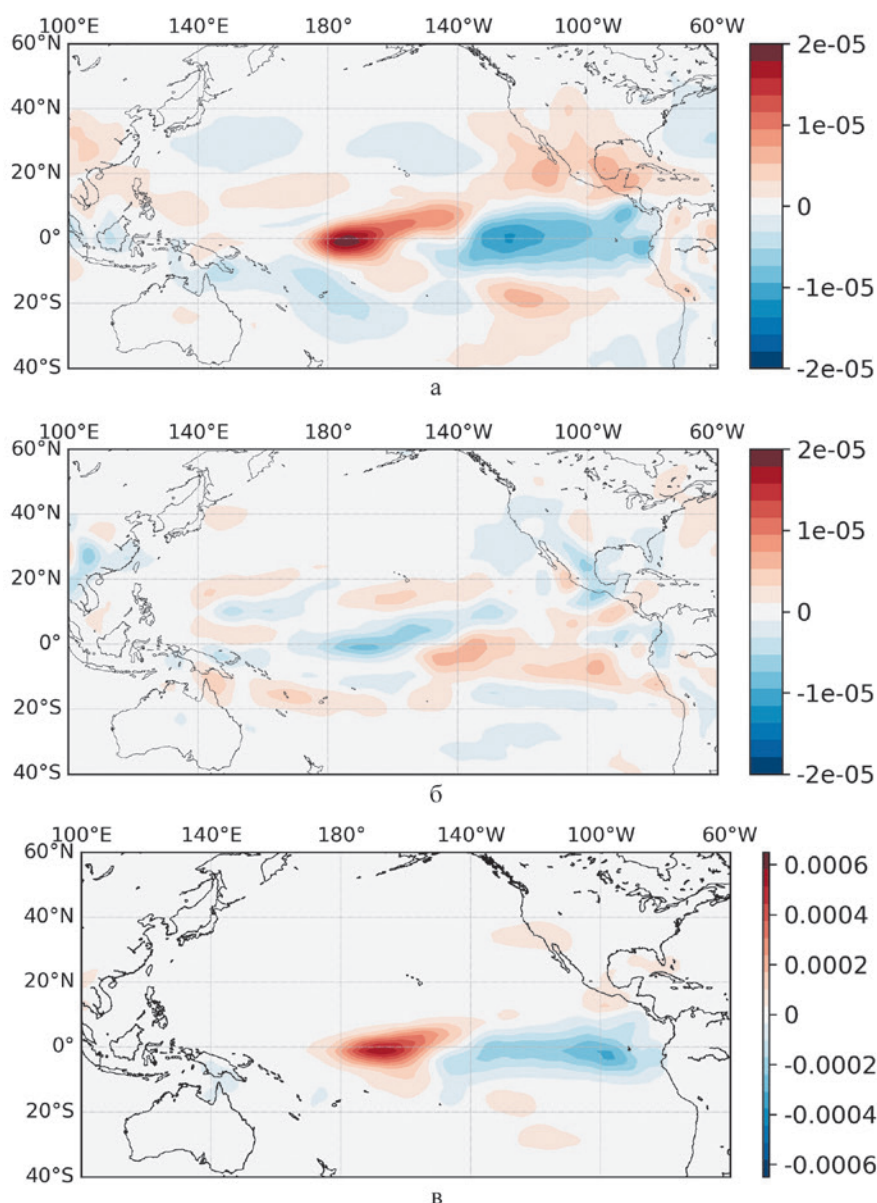


Рис. 1 – Разница дивергенции (с^{-1}) в экспериментах ЭНМ и КЭН на уровне:
а – 200 гПа; **б** – на уровне 1000 гПа; **в** – разница осадков ($\text{кг/м}^2\text{с}$), осредненных за зимний период (декабрь – февраль), в экспериментах ЭНМ и КЭН

Одним из главных отличий в экспериментах является амплитуда волны 2 (рисунки 2б, д, ж). Так, в эксперименте ЛН эта волна интенсивна, ее амплитуда в среднем составляет 52 м. В экспериментах с типами Эль-Ниньо амплитуда волны 2 меньше, кроме того, наблюдается ее уменьшение с декабря по февраль. В эксперименте КЭН ее амплитуда в среднем составляет 10 м и уменьшается от 12 м до 7 м за зимний период, а в эксперименте ЭНМ амплитуда волны 2 – в среднем 24 м и уменьшается от 32 м до 18 м. При этом стоит отметить стационарность волны 2 в эксперименте ЭНМ: один из максимумов находится на 60° в. д. В эксперименте КЭН, наоборот, присутствует сдвиг: такой же максимум в среднем смещается на 60° на запад за зиму.

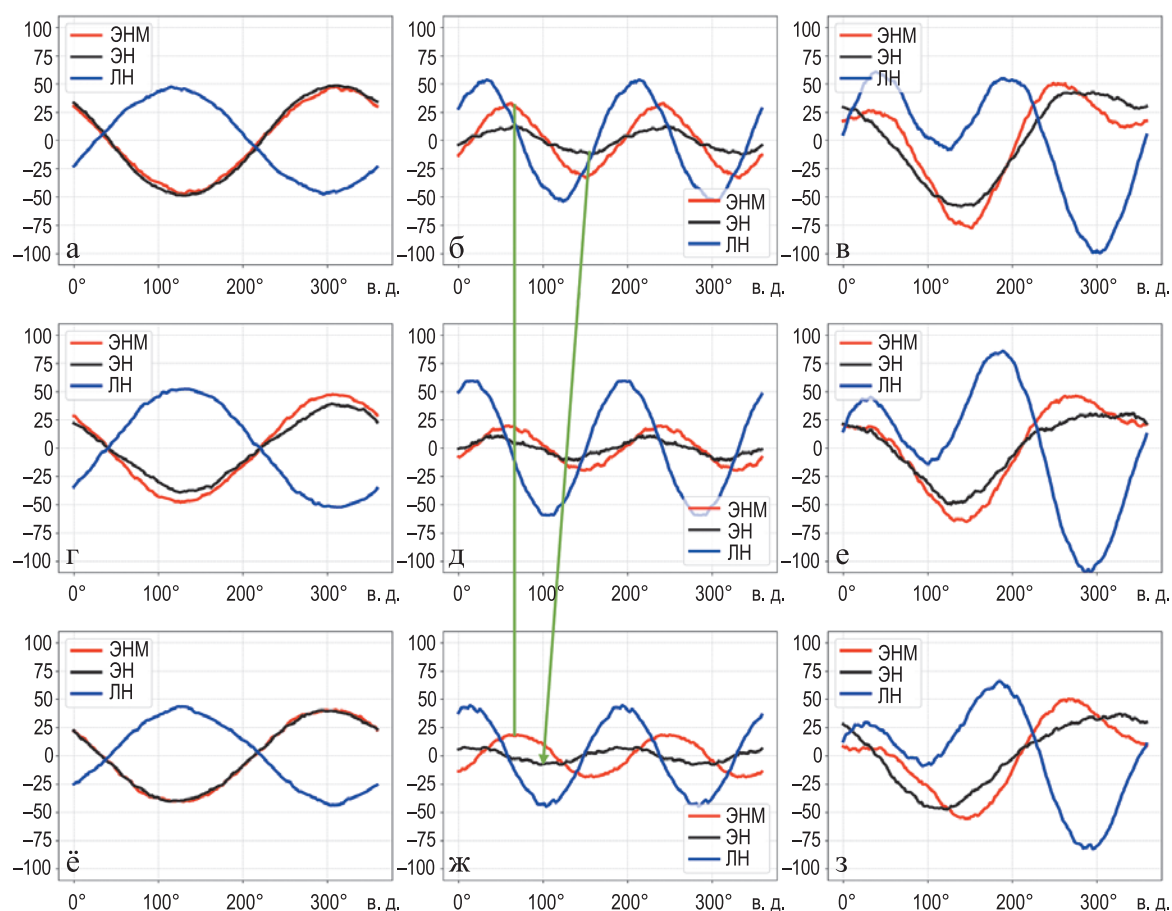


Рис. 2 – Положение 50 перцентиля волны 1 в экспериментах КЭН (черным), ЭНМ (красным), ЛН (синим) в: а – декабре; г – январе; ё – феврале. Положение 50 перцентиля волны 2 в экспериментах КЭН (черным), ЭНМ (красным), ЛН (синим) в: б – декабре; д – январе; ж – феврале. Положение 50 перцентиля суммы волн 1 и 2 в экспериментах КЭН (черным), ЭНМ (красным), ЛН (синим) в: в – декабре; е – январе; з – феврале

Отличия в пространственной структуре волн Россби в различных экспериментах хорошо видны из анализа поля меридиональной компоненты скорости ветра в средней тропосфере. На рисунках 3а, в прослеживаются квазистационарные планетарные волны, простирающиеся из экваториальной части Тихого океана в средние широты в обоих экспериментах Эль-Ниньо: отрицательные аномалии над восточной частью Тихого океана сменяются положительными над Канадским Арктическим Архипелагом, а затем вновь отрицательными над Гренландией и северной частью Атлантического океана. Такая же пространственная структура распределения меридиональной компоненты скорости ветра наблюдается в эксперименте с условиями Эль-Ниньо Модокки (рисунок 3г), но с более высокой амплитудой значений: аномалии над северо-восточной частью Тихого океана достигают -7 м/с, над Канадским Арктическим Архипелагом – 9 м/с. Для эксперимента КЭН эти значения достигают -6 м/с и 7 м/с соответственно.

В эксперименте ЛН не наблюдается структуры, соответствующей такому распространению волны. Кроме того, аномалии меридиональной скорости ветра в 2 раза меньше, чем в эксперименте КЭН (рисунок 3б).

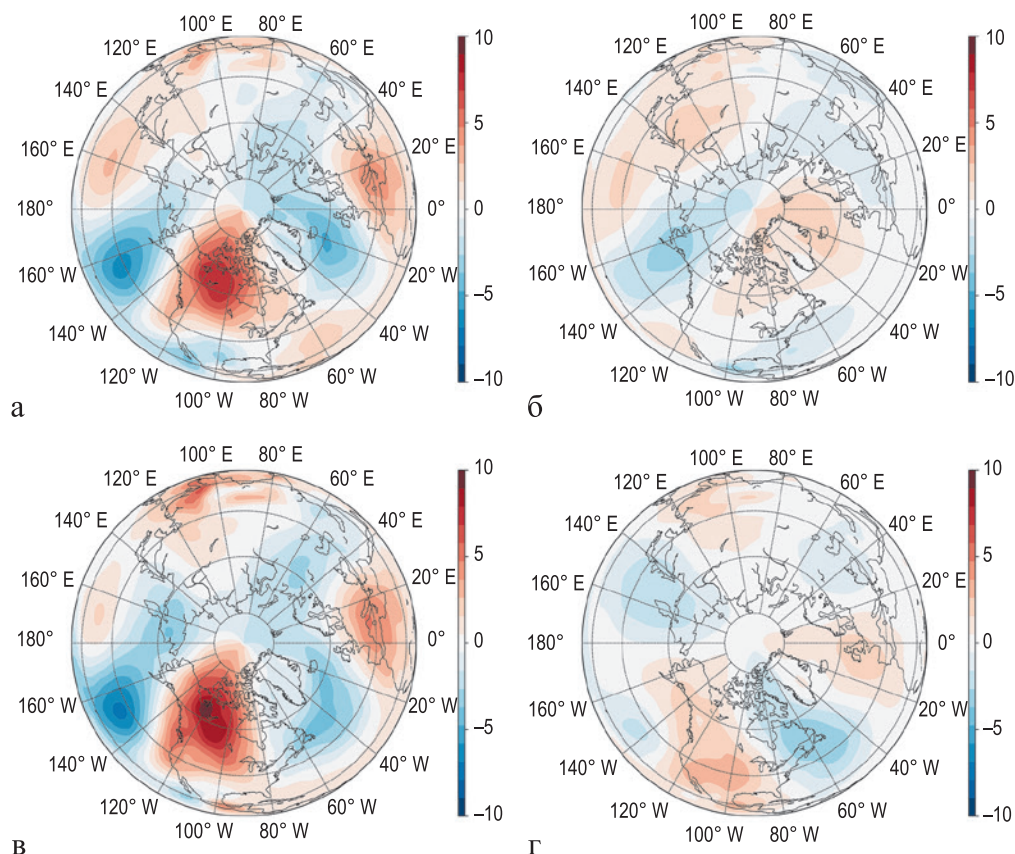


Рис. 3 – Разница зимней (декабрь – февраль) меридиональной компоненты скорости ветра (м/с) на уровне 850 гПа в экспериментах: **а** – КЭН и контрольном; **б** – ЛН и контрольном; **в** – ЭНМ и контрольном; **г** – ЭНМ и КЭН

Крупномасштабные аномалии геопотенциала в средней тропосфере

Волны Россби, сгенерированные вследствие аномального нагрева поверхности океана в тропической зоне Тихого океана во время положительной фазы ЭНЮК, распространяются в средние широты, где, взаимодействуя с квазистационарными волнами в умеренных широтах, приводят к усилению Тихоокеанского-северо-американского колебания (рисунки 4а, в) (Trenberth et al., 1998; Weng et al., 2009; Gushchina et al., 2022). На рисунке 4 представлен отклик крупномасштабной структуры поля давления в тропосфере в различных экспериментах.

Видно, что в экспериментах КЭН и ЭНМ структура аномалий геопотенциала похожа на смещенную на восток моду Тихоокеанского-северо-американского колебания. Аномалии высоты поверхности 850 гПа в районе Алеутского минимума в эксперименте КЭН достигают значения -159 м (рисунок 4а). В эксперименте ЭНМ

Алеутский минимум углублен еще больше: аномалии достигают значения -195 м (рисунок 4г). При этом минимум смещен на 4° южнее, чем в эксперименте КЭН. Максимум аномалий геопотенциальной высоты поверхности 850 гПа в районе южной оконечности Гренландии в эксперименте КЭН составляет 152 м, в отличие от эксперимента ЭНМ, где он всего 138 м, сдвинут на 28° на запад и находится над Гудзоновым проливом. Более глубокий Алеутский минимум в эксперименте ЭНМ хорошо согласуется с большей амплитудой волны 2 в этом эксперименте, по сравнению с КЭН.

Аномалии геопотенциала в эксперименте ЛН характеризуются более зонально симметричным откликом поля давления в нижней тропосфере (рисунок 4б). Аномалии геопотенциала образуют кольцевую структуру между 40° и 60° с. ш., которая напоминает моду Северной круговой моды (NAM). Амплитуда этой кольцевой структуры ниже, чем в экспериментах КЭН и ЭНМ, максимум аномалий достигает всего 90 м, а минимум – -61 м.

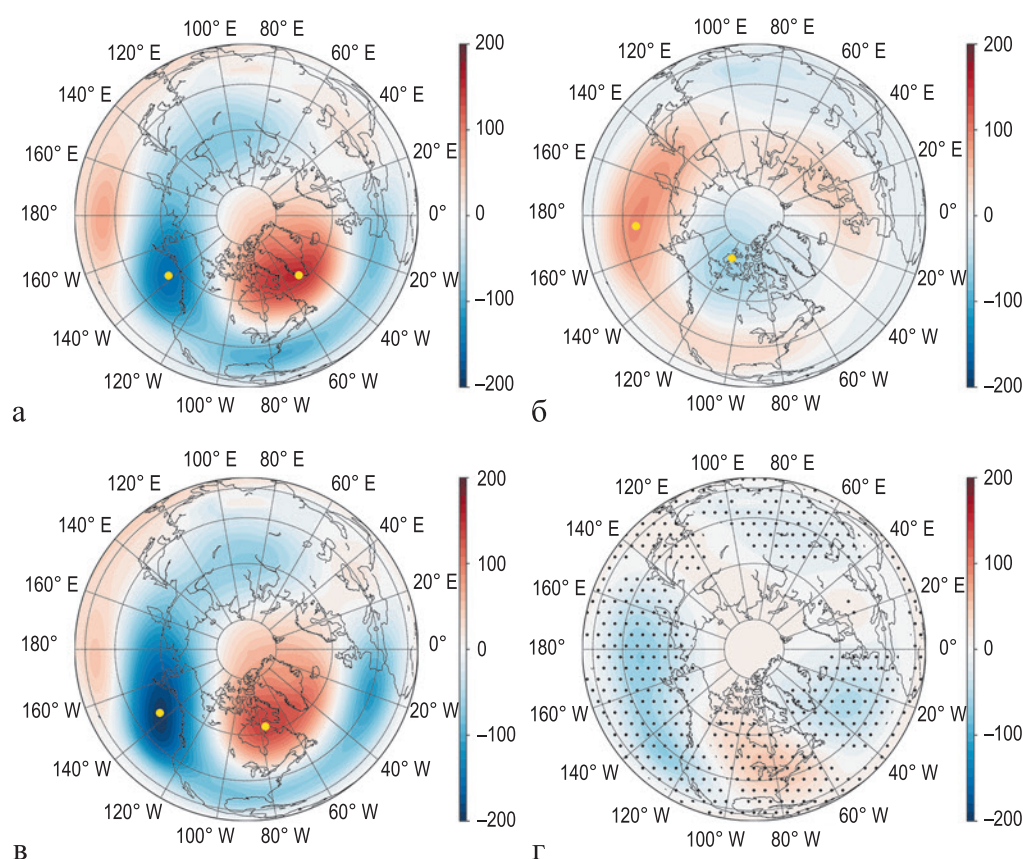


Рис. 4 – Разница зимней (декабрь – февраль) геопотенциальной высоты поверхности 850 гПа (метры) в экспериментах: **а** – КЭН и контрольном; **б** – ЛН и контрольном; **в** – ЭНМ и контрольном; **г** – ЭНМ и КЭН (области значимых по критерию Стьюдента разниц отмечены точками)

Интенсивность вертикального распространения планетарных волн в различных экспериментах

Квазистационарные волны, распространяясь из тропосферы в стратосферу, могут возмущать, а в отдельных случаях даже разрушать, стратосферный полярный вихрь. Для анализа различий в вертикальном распространении планетарных волн в экспериментах был рассчитан трехмерный поток волновой активности (Plumb, 1985). На рисунке 5 представлена вертикальная компонента потока Пламба на уровне 100 гПа в экспериментах с граничными условиями, соответствующими различным фазам ЭНЮК.

В КЭН эксперименте наблюдается интенсификация вертикальной компоненты над восточной Сибирью и западной частью севера Тихого океана (рисунок 5а). В условиях Эль-Ниньо Модоки, однако, эта область увеличивается и достигает северо-запада Канады (около о. Ванкувер) (рисунок 5б). При этом амплитуда вертикального потока над восточной Сибирью в эксперименте ЭНМ ниже, чем в КЭН (рисунок 5г).

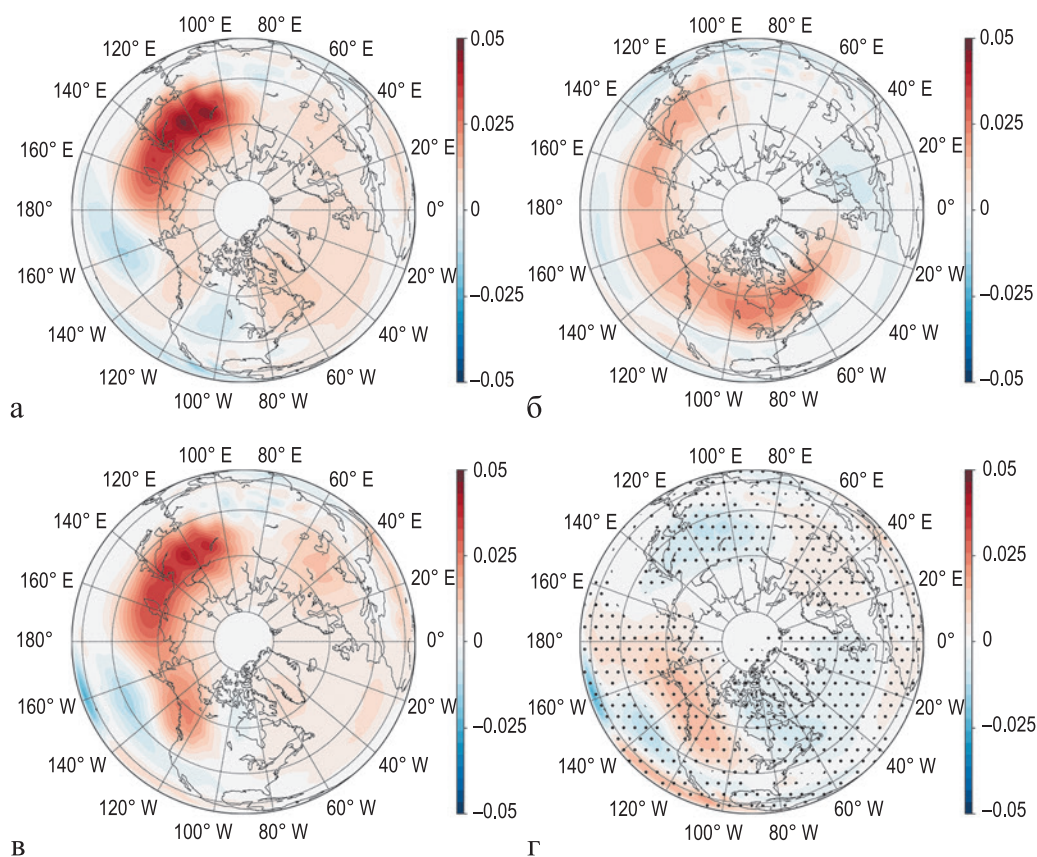


Рис. 5 – Волновая активность за зимний период (декабрь – февраль), выраженная как вертикальная компонента потока Пламба на уровне 100 гПа в эксперименте: **а** – КЭН; **б** – ЛН; **в** – ЭНМ; **г** – разница волновой активности на уровне 100 гПа в экспериментах ЭНМ и КЭН (области значимых по критерию Стьюдента разниц отмечены точками)

В ЛН эксперименте вертикальное распространение планетарных волн слабее, если сравнить с КЭН и ЭНМ экспериментами (рисунок 5б). Кроме того, основные зоны интенсификации находятся над Канадским Арктическим Архипелагом и южной оконечностью Гренландии.

Для определения влияния волн 1 и 2 в различных экспериментах были рассчитаны ЕОФ вертикальной компоненты потока Пламба.

В экспериментах КЭН и ЭНМ главную роль играет волна 2, она объясняет 23 % и 26 % изменчивости соответственно (рисунки 6а, б). Важно отметить, что в эксперименте ЭНМ положительные аномалии в районе Сибири и Канадского Арктического архипелага имеют меньшую амплитуду, чем в эксперименте КЭН. Волна 1 объясняет 17 % изменчивости в эксперименте КЭН, 18 % – в ЭНМ (рисунки 6г, д).

Однако в эксперименте ЛН главную роль играет волна 1, отвечая за примерно 27 % изменчивости (рисунок 6в). Максимальные значения ее амплитуды наблюдаются в районе Канадского Арктического архипелага и над южной частью Гренландии. Волна 2 в эксперименте ЛН объясняет 15 % изменчивости и смещена по фазе относительно волны 2 в экспериментах КЭН и ЭНМ (рисунок 6е).

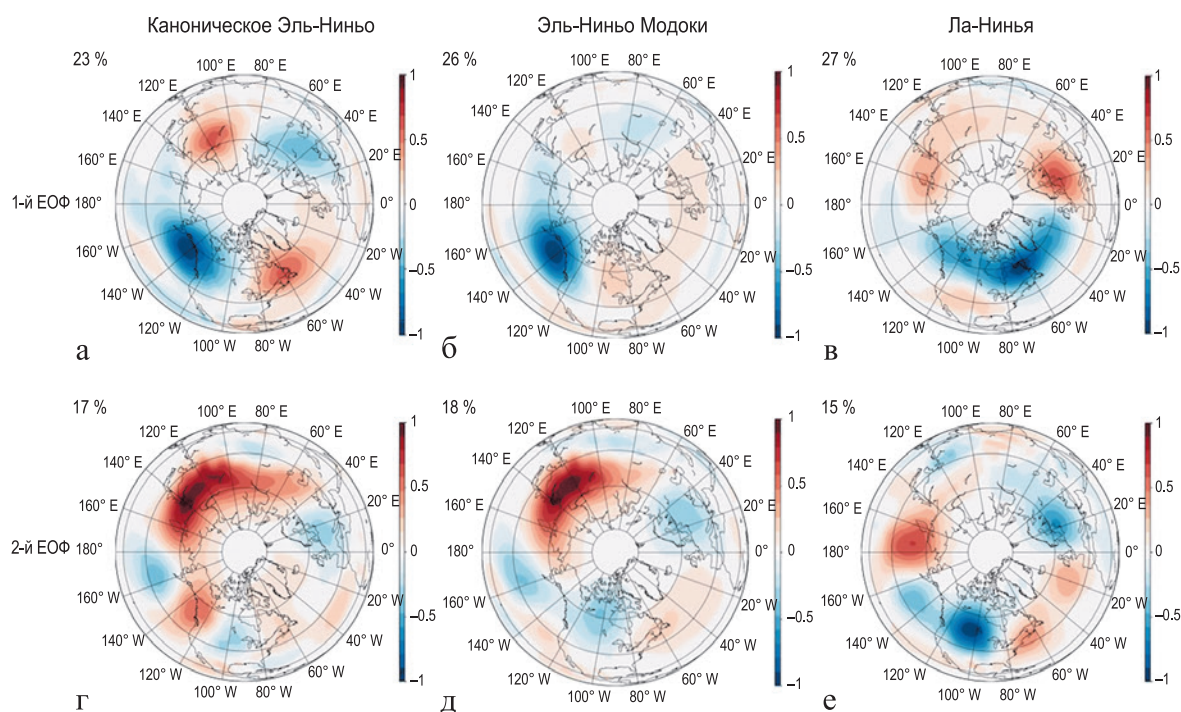


Рис. 6 – ЕОФ волновой активности в экспериментах:
КЭН а – 1-й; г – 2-й; ЭНМ б – 1-й; д – 2-й; ЛН в – 1-й; е – 2-й

Интенсивность СПВ

Более интенсивное вертикальное распространение волновой активности в экспериментах ЭНЮК, по сравнению с контрольным экспериментом, отражается и на интенсивности СПВ, выраженной как зональная компонента скорости ветра, осредненная вдоль 60° с. ш., на уровне 10 гПа ($U_{60_{10}}$). Значения интенсивности СПВ, осредненные за 100 лет по данным модельных экспериментов с различными граничными условиями, представлены на рисунке 7. Видно, что вихрь ослабляется на фоне всех фаз ЭНЮК, в том числе и Эль-Ниньо Модоки.

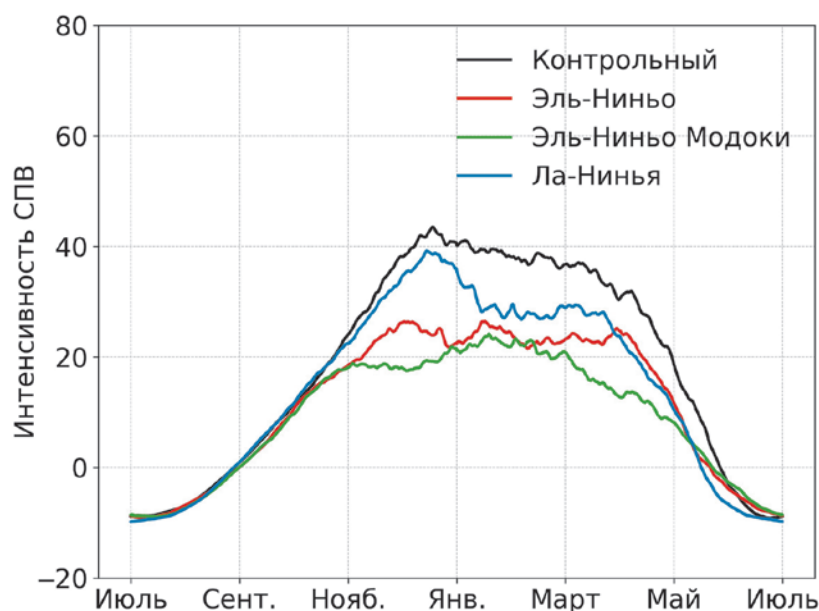


Рис. 7 – Среднемесячные значения интенсивности СПВ (м/с), осредненные за 100 лет по данным численных экспериментов: контрольного (черным), КЭН (красным), ЭНМ (зеленым), ЛН (синим)

В эксперименте КЭН средние значения $U_{60_{10}}$ в зимние месяцы (декабрь–февраль) на 40 % ниже контрольных значений. Так, например, в январе в эксперименте КЭН средняя скорость вихря, выраженная как $U_{60_{10}}$, составляет 24 м/с, в то время как в январе контрольного эксперимента ее значения достигают 39 м/с. Разницы для контрольного и эксперимента КЭН статистически значимы для всего расширенного зимнего периода (ноябрь–апрель).

В эксперименте Эль-Ниньо Модоки вихрь слабее, чем вихри в контрольном эксперименте и в эксперименте КЭН. Максимальные различия наблюдаются в начале зимы (ноябрь, декабрь), где $U_{60_{10}}$ в среднем на 21 м/с ниже в ЭНМ, чем в эксперименте КЭН, и в конце расширенного зимнего периода (март) скорость вихря слабее на 18 м/с. Скорость вихря в ЭНМ статистически значимо слабее скорости вихря в контрольном эксперименте в течение ноября–марта, слабее скорости вихря в КЭН в ноябре, декабре и марте.

В эксперименте ЛН интенсивность СПВ выше, чем в эксперименте КЭН, но она не достигает значений контрольного эксперимента. В среднем за зимний период (декабрь–февраль) вихрь слабее, чем в контрольном эксперименте, на 19 %. Как и в эксперименте КЭН, разницы ЛН и контрольного статистически значимы для всего расширенного зимнего периода (ноябрь–апрель).

Таким образом, влияние положительных аномалий ТПО, локализация которых соответствует фазам ЭНЮК, не симметрично как по воздействию, так и по интенсивности. Во всех экспериментах (КЭН, ЭНМ, ЛН) (рисунок 7) наблюдается ослабление вихря относительно контрольного эксперимента, но при этом наиболее сильный эффект оказывают положительные аномалии ТПО в центральной части экваториальной зоны Тихого океана, которые по пространственной структуре соответствует событию Эль-Ниньо Модоки.

Современные исследования показывают, что при Эль-Ниньо наблюдается ослабление интенсивности СПВ, а при Ла-Нинья – усиление, но гораздо меньшей амплитуды (van Loon, Labitzke, 1987; Labitzke, van Loon, 1989; Taguchi, Hartmann, 2006; Garfinkel et al, 2012). В данной работе интенсивность СПВ ослабляется при Ла-Нинья и при Эль-Ниньо относительно контрольного эксперимента. При этом, как видно из рисунка 7, интенсивность СПВ в контрольном эксперименте гораздо выше средней интенсивности по данным реанализа JRA55. Интенсивность вихря в эксперименте ЛН в среднем выше, чем по данным JRA55.

Одним из индикаторов стратосферной динамики является частота ВСП, в данной работе они были поделены на 2 типа: распространяющиеся в тропосферу (РТ) и не распространяющиеся (НРТ). В контрольном эксперименте на протяжении 100 лет произошло 35 ВСП (таблица 1).

Частота ВСП возрастает в экспериментах с фазами ЭНЮК, что согласуется с более слабым вихрем в этих экспериментах. В таблице 1 приведены значения частоты повторяемости событий экстремального состояния СПВ и соотношений двух типов событий. Так, в эксперименте ЛН зафиксировано уже 69 ВСП за 100 лет, в эксперименте КЭН – 105, а в эксперименте ЭНМ при наиболее ослабленном вихре зафиксировано 121 ВСП. При этом частота ВСП типа РТ противоположна в контрольном эксперименте и экспериментах КЭН/ЭНМ и составляет 63 % и 35/37 % соответственно. В эксперименте ЛН частота ВСП типов РТ и НРТ совпадает и составляет примерно 50 %. Некоторые современные модельные исследования показывают, что частота ВСП на фоне Эль-Ниньо выше, чем на фоне Ла-Нинья (Taguchi, Hartmann, 2006). С другой стороны, как модельные, так и исследования по данным наблюдений, показывают, что частота ВСП на фоне Эль-Ниньо и на фоне Ла-Нинья совпадает (Butler, Polvani, 2011; Garfinkel et al., 2012; Weinberger et al., 2019) и выше, чем в года нейтральной фазы (Butler, Polvani, 2011).

Частота возникновения экстремально сильного вихря незначительно варьируется в экспериментах, однако наиболее часто экстремально сильный вихрь наблюдался в экспериментах КЭН и ЭНМ.

Табл. 1 – Частота повторяемости событий экстремального состояния арктического СПВ в различных экспериментах

Эксперимент	Частота ВСП, соб. в год	Доля ВСП типа РТ, %	Доля ВСП типа НРТ, %	Частота экстремально сильного вихря, соб. в год
Контрольный	0.35	63	37	0.13
КЭН	1.05	35	65	0.19
ЭНМ	1.21	37	63	0.16
ЛН	0.69	49	51	0.13

Анализ высотно-временного распределения значений индекса АО (рисунок 8) показал, что наименьшие аномалии индекса наблюдаются после ВСП в экспериментах КЭН и ЭНМ и составляют всего -2 (рисунки 8г, д, ё, ж), что может объясняться сильно ослабленным фоновым состоянием СПВ в этих экспериментах. При этом аномалии в КЭН дольше сохраняются в атмосфере, чем аномалии в эксперименте ЭНМ. Наиболее высокие значения аномалий индекса АО наблюдаются и сохраняются более, чем на 45 дней, в контрольном эксперименте (-5) (рисунки 8а, б), где интенсивность вихря максимальна.

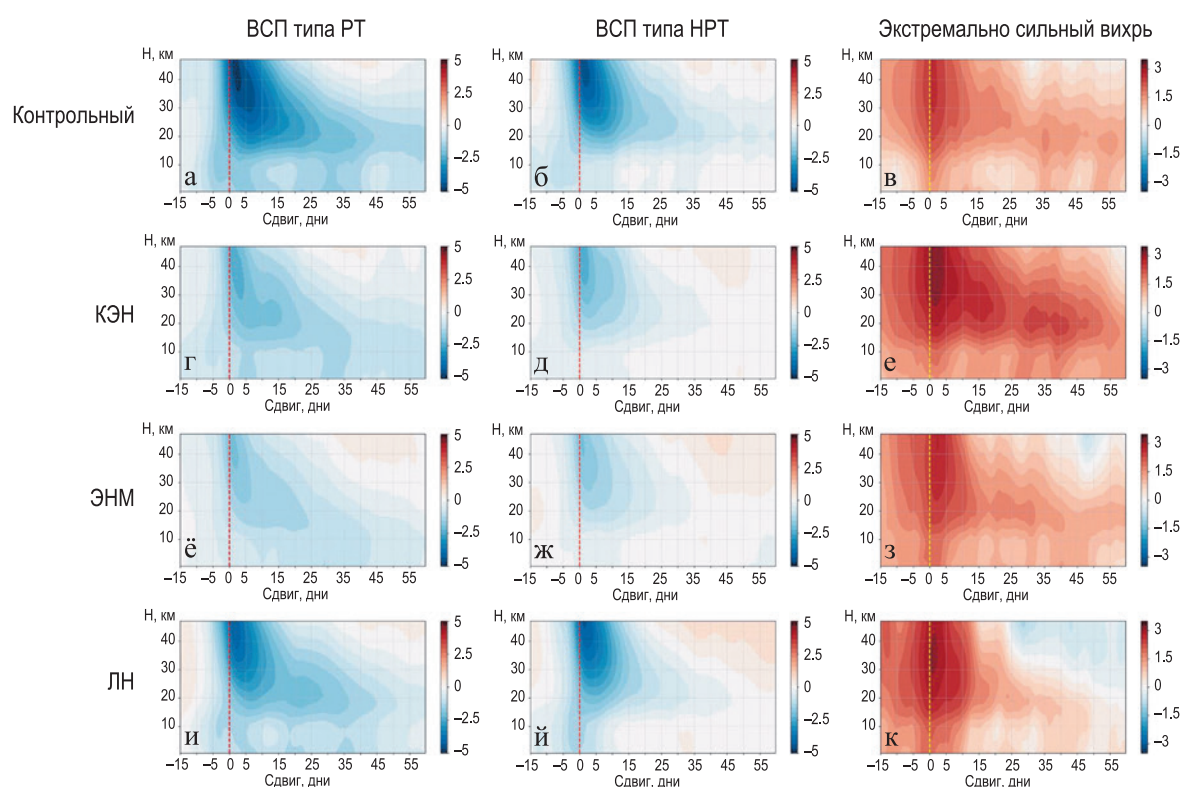


Рис. 8 – Высотно-временное распределение значений индекса Арктической осцилляции, осредненных по событиям ВСП типа РТ (а, г, ж, и), типа НРТ (б, д, з, й) и событиям экстремально сильного вихря (в, е, и, к) по данным контрольного эксперимента (а, б, в), эксперимента КЭН (г, д, е), эксперимента ЭНМ (ё, ж, з), эксперимента ЛН (и, й, к). Центральные даты событий отмечены красной пунктирной линией для ВСП и желтой пунктирной линией для событий экстремально сильного СПВ

Наименьшую амплитуду в событиях экстремально сильного вихря имеют аномалии индекса АО в контрольном эксперименте – примерно 2 в момент центральной даты (рисунок 8в). В эксперименте КЭН (рисунок 8е) аномалии индекса АО максимальны практически на всем 45-дневном периоде и достигают 3. Аномалии индекса АО в эксперименте ЭНМ достигают меньших амплитуд – 2.5 и уменьшаются быстрее, чем в КЭН.

Аномалии в эксперименте ЛН в районе центральной даты достигают значений, близких по амплитуде к наблюдаемым в КЭН. Несмотря на это, аномалии в ЛН уже через 25 дней меняют знак, то есть вихрь быстро ослабевает.

Выводы

На базе программной среды Isca были проведены идеализированные численные эксперименты с различными граничными условиями, соответствующими усиленным аномалиям ТПО канонического Эль-Ниньо, Эль-Ниньо Модоки и Ла-Нинья. Анализ данных, полученных в результате этих экспериментов, позволил сделать следующие выводы:

1. Эффект, оказываемый ЭНЮК на интенсивность стратосферного полярного вихря, в Северном полушарии асимметричен. Так, СПВ ослаблен в экспериментах КЭН, ЛН и ЭНМ, по сравнению с контрольным экспериментом. Наименьшая интенсивность, выраженная как U_{60-10} , наблюдается в экспериментах КЭН и ЭНМ, где она на 40 % и 50 % ниже контрольных значений соответственно. Важно отметить, что этот результат был получен в условиях примерно равных по амплитуде, завышенных относительно данных наблюдений, аномалий ТПО в данных экспериментах, которые в реальности не наблюдаются. В эксперименте ЛН наблюдается ослабление на 19 % по сравнению с контрольным экспериментом. Характеристика U_{60-10} чувствительна к интенсивности и положению вихря относительно полюса. Поэтому необходим дополнительный анализ изменения пространственной структуры вихря и его центрирования к полюсу.

2. Наиболее интенсивное распространение волн Россби наблюдается в эксперименте ЭНМ, что и приводит к наиболее возмущенному и слабому вихрю.

3. В волновой структуре в экспериментах КЭН и ЭНМ отличий в волне 1 не наблюдается, в то время как волна 2 различна и по амплитуде, и по пространственной структуре.

4. Как и в (Zhu, Li, 2016; Zhu, Li, 2018; Gushchina et al., 2022), каноническое Эль-Ниньо в средней тропосфере приводит к возникновению аномалий поля геопотенциала, соответствующих моде Тихоокеанского-Северо-Американского колебания. Аналогичная структура наблюдается и при условиях Эль-Ниньо Модоки, однако аномалии отличаются более глубоким и смещенным к югу Алеутским минимумом, смещенным на запад максимумом над Гренландией. Аномалии ТПО, соответствующие Ла-Нинья, в эксперименте привели к формированию аномалий, усиливающих положительную фазу Северной круговой моды.

5. Наибольшее количество ВСП наблюдается в эксперименте ЭНМ, что согласуется с наиболее ослабленным вихрем в этом эксперименте. Наименьшее количество ВСП в условиях ЭНЮК наблюдается в эксперименте ЛН. Однако эти значения в 2 раза (для эксперимента ЛН) и в 3 раза (для экспериментов КЭН и ЭНМ) больше, чем количество ВСП в контрольном эксперименте.

Благодарности. Работы по численному моделированию на основе программной среды Isca и анализ интенсивности стратосферного полярного вихря были выполнены в рамках гос. задания № FMWE-2022-0002, анализ пространственной структуры и вертикального распространения квазистационарных планетарных волн по данным численного моделирования были выполнены в рамках гос. задания № FMWE-2021-0003.

Список литературы

1. Железнова И. В. Отклик в системе океан–атмосфера на каноническое Эль-Ниньо и Эль-Ниньо Модок: Дис. ... канд. географических наук: 25.00.30. М.: МГУ им. М. В. Ломоносова, 2015. 264 с.
2. Ashok K., Behera S. K., Rao S. A. et al. El Niño Modoki and its possible teleconnection // Journal of Geophysical Research: Oceans. 2007. Vol. 112. No. C11.
3. Baldwin M. P., Thompson D. W. J. A critical comparison of stratosphere–troposphere coupling indices // Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society: A journal of the atmospheric sciences, applied meteorology and physical oceanography. 2009. Vol. 135. No. 644. P. 1661–1672.
4. Barsugli J. J., Sardeshmukh P. D. Global atmospheric sensitivity to tropical SST anomalies throughout the Indo-Pacific basin // Journal of Climate. 2002. Vol. 15. No. 23. P. 3427–3442.
5. Brönnimann S., Luterbacher J., Staehelin J. et al. Extreme climate of the global troposphere and stratosphere in 1940–1942 related to El Niño // Nature. 2004. Vol. 431. No. 7011.
6. Brönnimann S. Impact of El Niño – southern oscillation on European climate // Reviews of Geophysics. 2007. Vol. 45. No. 3.
7. 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.
8. Butler A. H., Seidel D. J., Hardiman S. C. et al. Defining sudden stratospheric warmings // Bulletin of the American Meteorological Society. 2015. Vol. 96. No. 11. P. 1913–1928.
9. Cagnazzo C., Manzini E., Calvo N. et al. Northern winter stratospheric temperature and ozone responses to ENSO inferred from an ensemble of Chemistry Climate Models // Atmospheric Chemistry and Physics. 2009. Vol. 9. No. 22. P. 8935–8948.
10. Cai W., Cowan T. La Niña Modoki impacts Australia autumn rainfall variability // Geophysical Research Letters. 2009. Vol. 36. No. 12.
11. Calvo N., Iza M., Hurwitz M. M. et al. Northern hemisphere stratospheric pathway of different El Niño flavors in stratosphere-resolving CMIP5 models // Journal of Climate. 2017. Vol. 30. No. 12. P. 4351–4371.
12. Charlton A. J., Polvani L. M. A new look at stratospheric sudden warmings. Part I: Climatology and modeling benchmarks // Journal of Climate. 2007. Vol. 20. No. 3. P. 449–469.
13. Ermakova T. S. et al. Manifestations of different El Niño types in the dynamics of the extratropical stratosphere // Atmosphere. 2022. Vol. 13. No. 12 (2111).
14. Feng J., Li J. Influence of El Niño Modoki on spring rainfall over south China // Journal of Geophysical Research: Atmospheres. 2011. Vol. 116. No. D13.

15. *Free M., Seidel D. J.* Observed El Niño–Southern Oscillation temperature signal in the stratosphere // *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*. 2009. Vol. 114. No. D23.
16. *García-Herrera R., Calvo N., Garcia R. R., Giorgetta M. A.* Propagation of ENSO temperature signals into the middle atmosphere: A comparison of two general circulation models and ERA-40 reanalysis data // *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*. 2006. Vol. 111. No. D6.
17. *Garfinkel C. I., Hartmann D. L.* Effects of the El Niño–Southern Oscillation and the quasi-biennial oscillation on polar temperatures in the stratosphere // *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*. 2007. Vol. 112. No. D19.
18. *Garfinkel C. I., Hartmann D. L.* Different ENSO teleconnections and their effects on the stratospheric polar vortex // *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*. 2008. Vol. 113. No. D18.
19. *Garfinkel C. I., Butler A. H., Waugh D. W. et al.* Why might stratospheric sudden warmings occur with similar frequency in El Niño and La Niña winters? // *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*. 2012. Vol. 117. No. D19.
20. *Gushchina D., Kolennikova M., Dewitte B., Yeh S. W.* On the relationship between ENSO diversity and the ENSO atmospheric teleconnection to high-latitudes // *International Journal of Climatology*. 2022. Vol. 42. No. 2. P. 1303–1325.
21. *Hurrell J. W., Hack J. J., Shea D. et al.* A new sea surface temperature and sea ice boundary dataset for the Community Atmosphere Model // *Journal of Climate*. 2008. Vol. 21. No. 19. P. 5145–5153.
22. *Hurwitz M. M., Calvo N., Garfinkel C. I. et al.* Extra-tropical atmospheric response to ENSO in the CMIP5 models // *Climate dynamics*. 2014. Vol. 43. P. 3367–3376.
23. *Hurwitz M. M., Song I. S., Oman L. D. et al.* Response of the Antarctic stratosphere to warm pool El Niño events in the GEOS CCM // *Atmospheric Chemistry and Physics*. 2011. Vol. 11. No. 18. P. 9659–9669.
24. *Iskandar I., Lestrai D. O., Nur M.* Impact of El Niño and El Niño Modoki Events on Indonesian Rainfall // *Makara Journal of Science*. 2019. Vol. 23 (4). P. 217–222.
25. *Karpechko A. Y., Hitchcock P., Peters D. H., Schneidereit A.* Predictability of downward propagation of major sudden stratospheric warmings // *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*. 2017. Vol. 143. No. 704. P. 1459–1470.
26. *Kolennikova M., Gushchina D.* Revisiting the Contrasting Response of Polar Stratosphere to the Eastern and Central Pacific El Niños // *Atmosphere*. 2022. Vol. 13. No. 5. 682.
27. *Kug J. S., Jin F. F., An S. I.* Two types of El Niño events: cold tongue El Niño and warm pool El Niño // *Journal of climate*. 2009. Vol. 22. No. 6. P. 1499–1515.
28. *Labitzke K., Van Loon H.* The Southern Oscillation. Part IX: The influence of volcanic eruptions on the Southern Oscillation in the stratosphere // *Journal of climate*. 1989. P. 1223–1226.
29. *Larkin N. K., Harrison D. E.* On the definition of El Niño and associated seasonal average US weather anomalies // *Geophysical Research Letters*. 2005. Vol. 32. No. 13.
30. *Manzini E., Giorgetta M. A., Esch M. et al.* The influence of sea surface temperatures on the northern winter stratosphere: Ensemble simulations with the MAECHAM5 model // *Journal of Climate*. 2006. Vol. 19. No. 16. P. 3863–3881.
31. *Martineau P., Son S. W.* Onset of circulation anomalies during stratospheric vortex weakening events: The role of planetary-scale waves // *Journal of Climate*. 2015. Vol. 28. No. 18. P. 7347–7370.
32. *Mo K. C.* Interdecadal modulation of the impact of ENSO on precipitation and temperature over the United States // *Journal of Climate*. 2010. Vol. 23. No. 13. P. 3639–3656.
33. *Plumb R. A.* On the three-dimensional propagation of stationary waves // *Journal of Atmospheric Sciences*. 1985. Vol. 42. No. 3. P. 217–229.

34. *Rayner N. A. A., Parker D. E., Horton E. B. et al.* Global analyses of sea surface temperature, sea ice, and night marine air temperature since the late nineteenth century // *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*. 2003. Vol. 108. No. D14.
35. *Reynolds R. W., Smith T. M., Liu C. et al.* Daily high-resolution-blended analyses for sea surface temperature // *Journal of Climate*. 2007. Vol. 20. No. 22. P. 5473–5496.
36. *Sassi F., Kinnison D., Boville B. A. et al.* Effect of El Niño–Southern Oscillation on the dynamical, thermal, and chemical structure of the middle atmosphere // *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*. 2004. Vol. 109. No. D17.
37. *Sobaeva D., Zyulyaeva Y., Gulev S.* ENSO and PDO Effect on Stratospheric Dynamics in Isca Numerical Experiments // *Atmosphere*. 2023. Vol. 14. No. 3. P. 459.
38. *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.
39. *Taschetto A. S., England M. H.* El Niño Modoki impacts on Australian rainfall // *Journal of Climate*. 2009. Vol. 22. No. 11. P. 3167–3174.
40. *Taylor K. E., Williamson D., Zwiers F.* The sea surface temperature and sea-ice concentration boundary conditions for AMIP II simulations. In: *Program for Climate Model Diagnosis and Intercomparison*, Lawrence Livermore National Laboratory, University of California, 2000.
41. *Thomson S. I., Vallis G. K.* Atmospheric response to SST anomalies. Part I: Background-state dependence, teleconnections, and local effects in winter // *Journal of the Atmospheric Sciences*. 2018. Vol. 75. No. 12. P. 4107–4124.
42. *Trenberth K. E.* The definition of El Niño // *Bulletin of the American Meteorological Society*. 1997. Vol. 78. No. 12. P. 2771–2778.
43. *Trenberth K. E., Branstator G. W., Karoly D. et al.* Progress during TOGA in understanding and modeling global teleconnections associated with tropical sea surface temperatures // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 1998. Vol. 103. No. C7. P. 14291–14324.
44. *Vallis G. K., Colyer G., Geen R. et al.* A framework for the global modelling of the atmospheres of Earth and other planets at varying levels of complexity // *Geoscientific Model Development*. 2018. Vol. 11. No. 3. P. 843–859.
45. *Van Loon H., Labitzke K.* The Southern Oscillation. Part V: The anomalies in the lower stratosphere of the Northern Hemisphere in winter and a comparison with the quasi-biennial oscillation // *Monthly Weather Review*. 1987. Vol. 115. No. 2. P. 357–369.
46. *Weinberger I., Garfinkel C. I., White I. P., Oman L. D.* The salience of nonlinearities in the boreal winter response to ENSO: Arctic stratosphere and Europe // *Climate dynamics*. 2019. Vol. 53. P. 4591–4610.
47. *Weng H., Ashok K., Behera S. K., Rao S. A., Yamagata T.* Impacts of recent El Niño Modoki on dry/wet conditions in the Pacific rim during boreal summer // *Climate dynamics*. 2007. Vol. 29. No. 2–3. P. 113–129.
48. *Weng H., Behera S. K., Yamagata T.* Anomalous winter climate conditions in the Pacific rim during recent El Niño Modoki and El Niño events // *Climate Dynamics*. 2009. Vol. 32. No. 5. P. 663–674.
49. *White I., Garfinkel C. I., Gerber E. P. et al.* The downward influence of sudden stratospheric warmings: Association with tropospheric precursors // *Journal of Climate*. 2019. Vol. 32. No. 1. P. 85–108.
50. *Xie F., Li J., Tian W., Feng J., Huo Y.* Signals of El Niño Modoki in the tropical tropopause layer and stratosphere // *Atmospheric Chemistry and Physics*. 2012. Vol. 12. No. 11. P. 5259–5273.
51. *Yeh S. W., Kug J. S., Dewitte B. et al.* El Niño in a changing climate // *Nature*. 2009. Vol. 461. No. 7263. P. 511–514.

52. Zhang W., Li J., Zhao X. Sea surface temperature cooling mode in the Pacific cold tongue // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2010. Vol. 115. No. C12.
53. Zhu Z., Li T. A new paradigm for continental US summer rainfall variability: Asia–North America teleconnection // *Journal of Climate*. 2016. Vol. 29. No. 20. P. 7313–7327.
54. Zhu Z., Li T. Amplified contiguous United States summer rainfall variability induced by East Asian monsoon interdecadal change // *Climate Dynamics*. 2018. Vol. 50. No. 9–10. P. 3523–3536.
55. Zubiaurre I., Calvo N. The El Niño – Southern Oscillation (ENSO) Modoki signal in the stratosphere // *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*. 2012. Vol. 117. No. D4.

Статья поступила в редакцию 18.10.2023, одобрена к печати 12.03.2024.

Для цитирования: Собаева Д. А., Зюляева Ю. А., Гулев С. К. Влияние локализации положительных аномалий ТПО в экваториальной зоне Тихого океана на тропосферно-стратосферную динамику в идеализированных модельных экспериментах // *Океанологические исследования*. 2024. № 52 (1). С. 34–56. [https://doi.org/10.29006/1564-2291.JOR-2024.52\(1\).2](https://doi.org/10.29006/1564-2291.JOR-2024.52(1).2).

THE INFLUENCE OF LOCALIZATION OF POSITIVE SST ANOMALIES IN THE EQUATORIAL PACIFIC OCEAN ON TROPOSPHERE- STRATOSPHERIC DYNAMICS IN IDEALIZED MODELING

D. A. Sobaeva^{1,2}, Yu. A. Zyulyaeva^{1,3}, S. K. Gulev¹

¹*Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Science,
36, Nakhimovskiy prospekt, Moscow, 117997, Russia,
e-mail: sobaeva@sail.msk.ru;*

²*Moscow Institute of Physics and Technology,
9, Institutskiy per., Dolgoprudny, 141701, Russia;*

³*Faculty of Geography and Geoinformation Technology, HSE University,
11, Pokrovskiy b-r, Moscow, 109028, Russia*

The paper shows the features of the dynamics of the Arctic stratospheric polar vortex (SPV) in winter under various large-scale ocean surface temperature (SST) anomalies in the equatorial zone of the Pacific Ocean. Based on the analysis of idealized modeling data, it was shown that positive SST anomalies in the Niño 3 (canonical El Niño) and Niño 4 (El Niño Modoki) regions lead to SPV weakening of varying degrees. In the experiments, SST anomalies were increased relative to observational data. With equal amplitude of SST anomalies in experiments with boundary conditions corresponding to canonical El Niño (CEN) and El Niño Modoki (ENM), in ENM experiment the vortex is on average 50 % weaker relative to the control experiment for the winter period (November–March), and in CEN experiment, – by 40 %. Analysis of the vertical component of the wave activity showed that in the ENM experiment there is a more intense propagation of Rossby waves from the troposphere to the stratosphere, the main differences are observed in the quasi-stationary planetary wave 2. Moreover, in contrast to some modern studies, it was found that the response of the pressure field in the mid-troposphere to El Niño Modoki is similar to the response to canonical El Niño and is expressed in an intensification of the Pacific-North American Oscillation. The only difference is that in the ENM experiment the negative geopotential anomalies are shifted to the south relative to the Aleutian low, and the maximum positive anomalies are located to the west of the area where they are located in the CEN experiment.

Keywords: troposphere-stratospheric dynamics, stratospheric polar vortex, El Niño Modoki, canonical El Niño, idealized modeling, Isca

Acknowledgement: Numerical modeling using Isca platform and analysis of the intensity of the stratospheric polar vortex were supported by the program No. FMWE-2022-0002. Analysis of the spatial structure and vertical propagation of quasi-stationary planetary waves based on numerical modeling data was supported by the program No. FMWE-2021-0003.

References

1. Ashok, K., S. K. Behera, S. A. Rao, H. Weng, and T. Yamagata, 2007: El Niño Modoki and its possible teleconnection. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, **112** (C11).
2. Baldwin, M. P. and D. W. J. Thompson, 2009: A critical comparison of stratosphere–troposphere coupling indices. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society: A journal of the atmospheric sciences, applied meteorology and physical oceanography*, **135** (644), 1661–1672.
3. Barsugli, J. J. and P. D. Sardeshmukh, 2002: Global atmospheric sensitivity to tropical SST anomalies throughout the Indo-Pacific basin. *Journal of Climate*, **15** (23), 3427–3442.
4. Brönnimann, S., J. Luterbacher, J. Staehelin, T. M. Svendby, G. Hansen, and T. Svenøe, 2004: Extreme climate of the global troposphere and stratosphere in 1940–1942 related to El Niño. *Nature*, **431** (7011).
5. Brönnimann, S., 2007: Impact of El Niño–Southern Oscillation on European climate. *Reviews of Geophysics*, **45** (3).
6. Butler, A. H. and L. M. Polvani, 2011: El Niño, La Niña, and stratospheric sudden warmings: A reevaluation in light of the observational record. *Geophysical Research Letters*, **38** (13).
7. Butler, A. H., D. J. Seidel, S. C. Hardiman, N. Butchart, T. Birner, and A. Match, 2015: Defining sudden stratospheric warmings. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **96** (11), 1913–1928.
8. Cagnazzo, C., E. Manzini, and N. Calvo, et al., 2009: Northern winter stratospheric temperature and ozone responses to ENSO inferred from an ensemble of Chemistry Climate Models. *Atmospheric Chemistry and Physics*, **9** (22), 8935–8948.
9. Cai, W. and T. Cowan, 2009: La Niña Modoki impacts Australia autumn rainfall variability. *Geophysical Research Letters*, **36** (12).
10. Calvo, N., M. Iza, and M. M. Hurwitz, et al., 2017: Northern hemisphere stratospheric pathway of different El Niño flavors in stratosphere-resolving CMIP5 models. *Journal of Climate*, **30** (12), 4351–4371.
11. Charlton, A. J. and L. M. Polvani, 2007: A new look at stratospheric sudden warmings. Part I: Climatology and modeling benchmarks. *Journal of Climate*, **20** (3), 449–469.
12. Ermakova, T. S., A. V. Koval, S. P. Smyshlyaev, K. A. Didenko, O. G. Aniskina, E. N. Savenkova, and E. V. Vinokurova, 2022: Manifestations of different El Niño types in the dynamics of the extratropical stratosphere. *Atmosphere*, **13** (12), 2111.
13. Feng, J. and J. Li, 2011: Influence of El Niño Modoki on spring rainfall over south China. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, **116** (D13).
14. Free, M. and D. J. Seidel, 2009: Observed El Niño–Southern Oscillation temperature signal in the stratosphere. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, **114** (D23).

15. García-Herrera, R., N. Calvo, R. R. Garcia, and M. A. Giorgetta, 2006: Propagation of ENSO temperature signals into the middle atmosphere: A comparison of two general circulation models and ERA-40 reanalysis data. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, **111** (D6).
16. Garfinkel, C. I. and D. L. Hartmann, 2007: Effects of the El Niño–Southern Oscillation and the quasi-biennial oscillation on polar temperatures in the stratosphere. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, **112** (D19).
17. Garfinkel, C. I. and D. L. Hartmann, 2008: Different ENSO teleconnections and their effects on the stratospheric polar vortex. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, **113** (D18).
18. Garfinkel, C. I., A. H. Butler, and D. W. Waugh, et al., 2012: Why might stratospheric sudden warmings occur with similar frequency in El Niño and La Niña winters? *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, **117** (D19).
19. Gushchina, D., M. Kolennikova, B. Dewitte, and S. W. Yeh, 2022: On the relationship between ENSO diversity and the ENSO atmospheric teleconnection to high-latitudes. *International Journal of Climatology*, **42** (2), 1303–1325.
20. Hurrell, J. W., J. J. Hack, D. Shea, J. M. Caron, and J. Rosinski, 2008: A new sea surface temperature and sea ice boundary dataset for the Community Atmosphere Model. *Journal of Climate*, **21** (19), 5145–5153.
21. Hurwitz, M. M., N. Calvo, and C. I. Garfinkel, et al., 2014: Extra-tropical atmospheric response to ENSO in the CMIP5 models. *Climate dynamics*, **43**, 3367–3376.
22. Hurwitz, M. M., I. S. Song, and L. D. Oman et al., 2011: Response of the Antarctic stratosphere to warm pool El Niño events in the GEOS CCM. *Atmospheric Chemistry and Physics*, **11** (18), 9659–9669.
23. Iskandar I., D. O. Lestrai, and M. Nur, 2019: Impact of El Niño and El Niño Modoki Events on Indonesian Rainfall. *Makara Journal of Science*, **23** (4), 217–222.
24. Karpechko, A. Y., P. Hitchcock, D. H. Peters, and A. Schneidereit, 2017: Predictability of downward propagation of major sudden stratospheric warmings. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **143** (704), 1459–1470.
25. Kolennikova, M. and D. Gushchina, 2022: Revisiting the Contrasting Response of Polar Stratosphere to the Eastern and Central Pacific El Niños. *Atmosphere*, **13** (5), 682.
26. Kug, J. S., F. F. Jin, and S. I. An, 2009: Two types of El Niño events: cold tongue El Niño and warm pool El Niño. *Journal of climate*, **22** (6), 1499–1515.
27. Labitzke K., H. Van Loon, 1989: The Southern Oscillation. Part IX: The influence of volcanic eruptions on the Southern Oscillation in the stratosphere. *Journal of climate*, 1223–1226.
28. Larkin, N. K. and D. E. Harrison, 2005: On the definition of El Niño and associated seasonal average US weather anomalies. *Geophysical Research Letters*, **32** (13).
29. Manzini, E., M. A. Giorgetta, M. Esch, L. Kornblueh, and E. Roeckner, 2006: The influence of sea surface temperatures on the northern winter stratosphere: Ensemble simulations with the MAECHAM5 model. *Journal of Climate*, **19** (16), 3863–3881.
30. Martineau, P. and S. W. Son, 2015: Onset of circulation anomalies during stratospheric vortex weakening events: The role of planetary-scale waves. *Journal of Climate*, **28** (18), 7347–7370.
31. Mo, K. C., 2010: Interdecadal modulation of the impact of ENSO on precipitation and temperature over the United States. *Journal of Climate*, **23** (13), 3639–3656.
32. Plumb, R. A., 1985: On the three-dimensional propagation of stationary waves. *Journal of Atmospheric Sciences*, **42** (3), 217–229.
33. Rayner, N. A. A., D. E. Parker, and E. B. Horton, et al., 2003: Global analyses of sea surface temperature, sea ice, and night marine air temperature since the late nineteenth century. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, **108** (D14).

34. Reynolds, R. W., T. M. Smith, and C. Liu, 2007: Daily high-resolution-blended analyses for sea surface temperature. *Journal of Climate*, **20** (22), 5473–5496.
35. Sassi, F., D. Kinnison, and B. A. Boville, et al., 2004: Effect of El Niño–Southern Oscillation on the dynamical, thermal, and chemical structure of the middle atmosphere. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, **109** (D17).
36. Sobaeva, D., Y. Zyulyaeva, and S. Gulev, 2023: ENSO and PDO Effect on Stratospheric Dynamics in Isca Numerical Experiments. *Atmosphere*, **14** (3), 459.
37. Taguchi, M. and D. L. Hartmann, 2006: Increased occurrence of stratospheric sudden warmings during El Niño as simulated by WACCM. *Journal of Climate*, **19** (3), 324–332.
38. Taschetto, A. S. and M. H. England, 2009: El Niño Modoki impacts on Australian rainfall. *Journal of Climate*, **22** (11), 3167–3174.
39. Taylor, K. E., D. Williamson, and F. Zwiers, 2000: The sea surface temperature and sea-ice concentration boundary conditions for AMIP II simulations. *Program for Climate Model Diagnosis and Intercomparison, Lawrence Livermore National Laboratory, University of California*.
40. Thomson, S. I. and G. K. Vallis, 2018: Atmospheric response to SST anomalies. Part I: Background-state dependence, teleconnections, and local effects in winter. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **75** (12), 4107–4124.
41. Trenberth, K. E. The definition of El Niño, 1997: *Bulletin of the American Meteorological Society*, **78** (12), 2771–2778.
42. Trenberth, K. E., G. W. Branstator, and D. Karoly, 1998: Progress during TOGA in understanding and modeling global teleconnections associated with tropical sea surface temperatures. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, **103** (C7), 14291–14324.
43. Vallis, G. K., G. Colyer, and R. Geen, 2018: Isca, V1. 0: A framework for the global modelling of the atmospheres of Earth and other planets at varying levels of complexity. *Geoscientific Model Development*, **11** (3), 843–859.
44. Van Loon, H. and K. Labitzke, 1987: The Southern Oscillation. Part V: The anomalies in the lower stratosphere of the Northern Hemisphere in winter and a comparison with the quasi-biennial oscillation. *Monthly Weather Review*, **115** (2), 357–369.
45. Weinberger, I., C. I. Garfinkel, and I. P. White et al., 2019: The salience of nonlinearities in the boreal winter response to ENSO: Arctic stratosphere and Europe. *Climate dynamics*, **53**, 4591–4610.
46. Weng, H., K. Ashok, S. K. Behera, S. A. Rao, and T. Yamagata, 2007: Impacts of recent El Niño Modoki on dry/wet conditions in the Pacific rim during boreal summer. *Climate dynamics*, **29** (2–3), 113–129.
47. Weng, H., S. K. Behera, and T. Yamagata, 2009: Anomalous winter climate conditions in the Pacific rim during recent El Niño Modoki and El Niño events. *Climate Dynamics*, **32** (5), 663–674.
48. White, I., C. I. Garfinkel, and E. P. Gerber, 2019: The downward influence of sudden stratospheric warmings: Association with tropospheric precursors. *Journal of Climate*, **32** (1), 85–108.
49. Xie, F., J. Li, W. Tian, J. Feng, and Y. Huo, 2012: Signals of El Niño Modoki in the tropical tropopause layer and stratosphere. *Atmospheric Chemistry and Physics*, **12** (11), 5259–5273.
50. Yeh, S. W., J. S. Kug, and B. Dewitte, et al., 2009: El Niño in a changing climate. *Nature*, **461** (7263), 511–514.
51. Zhang, W., J. Li, and X. Zhao, 2010: Sea surface temperature cooling mode in the Pacific cold tongue. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, **115** (C12).
52. Zheleznova, I. V., 2015: Response in the ocean-atmosphere system to canonical El Niño and El Niño Modoki. *Dissertation for the degree of PhD of Geographical Sciences, Moscow*, 264 p.

53. Zhu, Z. and T. Li, 2016: A new paradigm for continental US summer rainfall variability: Asia–North America teleconnection. *Journal of Climate*, **29** (20), 7313–7327.
54. Zhu, Z. and T. Li, 2018: Amplified contiguous United States summer rainfall variability induced by East Asian monsoon interdecadal change. *Climate Dynamics*, **50** (9–10), 3523–3536.
55. Zubiaurre, I. and N. Calvo, 2012: The El Niño–Southern Oscillation (ENSO) Modoki signal in the stratosphere. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, **117** (D4).

Submitted 18.10.2023, accepted 12.03.2024.

For citation: Sobaeva, D. A., Yu. A. Zyulyaeva, S. K. Gulev, 2024: The influence of localization of positive SST anomalies in the equatorial Pacific Ocean on troposphere-stratospheric dynamics in idealized modeling. *Journal of Oceanological Research*, **52** (1), 34–56, [https://doi.org/10.29006/1564-2291.JOR-2024.52\(1\).2](https://doi.org/10.29006/1564-2291.JOR-2024.52(1).2).