И. Гечайте, А.И. Погорельцев, А.И. Угрюмов

ВОЛНОВОЕ ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ СТРАТОСФЕРА–ТРОПОСФЕРА КАК ПРЕДВЕСТНИК АНОМАЛЬНЫХ ПОХОЛОДАНИЙ В ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ БАЛТИЙСКОГО РЕГИОНА

I. Gecaite, A.I. Pogoreltsev, A.I. Ugryumov

WAVE INTERACTIONS BETWEEN STRATOSPHERE AND TROPOSPHERE, AS A PRECURSOR OF ANOMALY COLD EVENTS IN THE EASTERN PART OF THE BALTIC REGION

В статье представлен анализ восходящих и нисходящих потоков волновой активности, который проводился с использованием данных MERRA. Баланс данных потоков (как механизм передачи вихревой энергии) характеризует взаимодействие тропосфера–стратосфера, что может быть использовано как возможный предиктор для аномальных погодных условий зимой. В исследовании рассмотрено 18 случаев аномальных похолоданий в восточном Балтийском регионе за временной интервал 1980–2012 гг. В работе установлена закономерность распределения потоков волновой активности перед существенным похолоданием, что может быть причиной дальнейшего усиления меридиональной атмосферной циркуляции. Подробно рассмотрено событие 1984–1985 гг., физические особенности которого характерны для 89 % всех исследованных случаев сильных похолоданий.

Ключевые слова: аномалии холода, трехмерные потоки волновой активности, внезапное стратосферное потепление.

This study provides the statistical analysis of anomaly cold events in the eastern part of Baltic Sea region in 1980–2012. There were determined 18 anomaly cold periods. The role of the stratosphere in modulating weather regimes in troposphere may be significant in these cases. For this reason the stratosphere — troposphere dynamical interaction via wave flux activity was investigated. Upward and downward wave activity and the divergence of wave flux on the horizontal plane was defined as dynamical coupling between the troposphere and stratosphere. It was found that on average 23 days before anomaly cold event there were significant disturbances in stratosphere circulation. This mechanism may be the initial signal for the forecast of cold wave events in the eastern part of Baltic Sea region. The analysis and prediction of these events is one of the most important task of long-range weather forecasters.

Key words: cold anomalies, wave flux activity, stratosphere sudden warming.

Введение

Аномальные похолодания оказывают существенное влияние на жизнь человека: экономическую, социальную, коммуникационную и другие сферы, а также жизнедеятельность самого человека. Долгосрочный прогноз аномальных погодных условий является одой из главнейших задач современной метеорологии.

В тропосфере доминируют волны синоптического масштаба с зональными волновыми числами $m = 4 - 8$, которые практически никакого влияния на стратосферу не оказывают. По этой причине еще в XX в. в прогностических моделях стратосфера описывалась очень «экономно», просто как верхняя граница динамической системы тропосферы. Однако волны планетарного масштаба (с волновыми числами $m = 1$ и 2) зимой могут проникнуть в стратосферу, что реализует обмен импульса между этими слоями. Поэтому с увеличением мощности вычислительных машин в последние годы большое внимание уделяется изучению взаимосвязей тропосфера–стратосфера–тропосфера как возможного механизма, который может использоваться для улучшения предсказаний погодных условий у поверхности земли со значительной заблаговременностью.

Стратосфера, в отличие от тропосферы, в последние десятилетия испытывала существенное похолодание. Температура снизилась примерно на 2 °C за промежуток времени 1958–2007 гг. [24]. Для более холодной стратосферы характерно усиление полярного вихря (ПВ), что, в свою очередь, связано с циркуляционными условиями тропосферы. Деформации ПВ (ослабление или обращение стратосферного струйного течения), которые сопровождаются повышением температуры, являются последствием распространения стационарных планетарных волн большой амплитуды из тропосферы в стратосферу [15].Особенно это заметно зимой в Северном полушарии. Все изменении первоначального состояния стратосферы в дальнейшем влияют на условия распространения планетарных волн, в частности на местоположение их обрушения. Когда меняется высота или положение обрушения волн, меняются атмосферные вертикальные движения, что влияет на структуру циркуляции Брюэра-Добсона[1] вплоть до поверхности земли. Таким образом, приземный температурный градиент будет реагировать на любые изменения вертикального движения атмосферы [6]. Еще в конце XX в. Baldwin and Dunkerton [3] показали, что аномалии ПВ передаются вниз из стратосферы в тропосферу, и данный механизм можно описать с помощью понятия Северной кольцевой моды (СКМ). СКМ является первой эмпирической ортогональной функцией в разложении аномалий геопотенциальных высот на любой изобарической поверхности. У поверхности земли данную характеристику называют Арктическим колебанием. Во время слабого ПВ индекс СКМ бывает отрицательным, а положительный индекс отражает временные периоды с аномально сильным ПВ [10].

Теория взаимодействия тропосфера–стратосфера была представлена в работах [8, 25], где показано, как энергетический баланс стратосферы зависит от вертикальных потоков волновой активности. Указывается, что усиленный (ослабленный) волновой поток вихревой энергии из тропосферы в стратосферу благоприятен для условий теплого (холодного) ПВ над Арктикой. Далее развитие стратосферной циркуляции сильно зависит от количества энергии, которая покинет стратосферу и через так называемую «волновую дыру» уйдет в тропосферу. Данная «волновая дыра» находится над Северной Атлантикой и Канадой (в идеализированной схеме). Тут важно отметить, что даже если восходящие волновые потоки незначительны, но «волновая дыра» закрыта, то энергия накапливается в стратосфере, и формируются условия теплого ПВ. Это

1 Меридиональная опрокидывающая циркуляция стратосферы, связана с переносом воздуха от тропиков в полярные области. Включает процессы, связанные с подъемом воздушных масс в тропиках и оседанием в умеренных и высоких широтах.

так называемый «блокирующий режим» взаимодействия стратосфера–тропосфера, который благоприятен для возникновения внезапных стратосферных потеплений (ВСП)[1]. В противоположном случае, когда стратосферная «волновая дыра» открыта, большое количество волновой энергии покидает стратосферу, и по этой причине она становится более холодной. Данный режим получил название «режим вентиляции».

Безусловно, когда волновые потоки проникают в тропосферу Северного полушария, они оказывают существенное влияние на циркуляционные процессы в нижней атмосфере. Исследования показывают, что изменения характеристик стратосферного полярного вихря влияют на погоду приземного слоя с некоторой задержкой [3, 13, 16]. При этом в умеренных широтах наблюдаются изгибы тропопаузы, в дальнейшем связанные с крупномасштабным циклогенезом, отсеченными (высотными) циклонами и квазиадиабатическим переносом через изоэнтропические поверхности[2] [7, 22]. В работах [5, 12] отмечено, что нисходящая волновая активность, достигающая тропосферу, может повлиять на формирование аномалий давления в определенных регионах: усиление циклогенеза или блокирования. Holton et al. [7] показали, что во время взаимодействия стратосфера–тропосфера наблюдаются так называемые изгибы тропопаузы, что создает благоприятные условия для формирования тропосферных тропических высотных ложбин. Данные ложбины являются зоной бароклинной нестабильности планетарного масштаба и могут стать причиной образования взрывного циклона[3], который играет большую роль при дальнейшем формировании блокирующих гребней [2, 18].

Анализ [17] взаимодействия стратосфера–тропосфера, как причины существенных похолоданий в Северной Европе, показал, что уменьшение высоты тропопаузы связано с ВСП. В это время давление над Арктикой растет и увеличивается вероятность адвекции холодного воздуха из высоких в умеренные широты. Указывается, что такая ситуация описывается как отрицательная фаза СКМ. Также в работе [4] отмечается, что существенные деформации ПВ оказывают влияние на распределение, частоту и интенсивность барических образований над Европой.

Известно, что для формирования аномальных холодов решающую роль играют блокирующие процессы в атмосфере. Однако, несмотря на развитие численных методов моделирования, долгосрочный прогноз таких процессов не всегда бывает успешным, а также имеет ограничение во времени (до 10 сут.) [9]. Исходя из вышеизложенного, очевидно, что более точное описание механизма взаимодействия стратосфера–тропосфера важно не только для расширения наших знаний о динамической системе тропосферы, но и для моделирования и прогноза погодных и климатических условий у поверхности земли.

В данной статье представлено исследование взаимосвязей стратосфера–тропосфера в периоды аномальных похолоданий на востоке Балтийского региона в 1980–2012 гг. Рассматривается термобарическое состояние атмосферы от 10 гПа до нижней тропосферы и определяются процессы взаимодействия стратосфера–тропосфера, которые могут быть предикторами похолоданий.

1 Внезапное стратосферное потепление — это повышение температуры в стратосфере над любой широтой зимнего полушария не менее чем на 25 °С в течении несколько дней.

2 Изоэнтропическая поверхность — поверхность постоянной энтропии, которая также является поверхностью постоянной потенциальной температуры.

3 Взрывной циклон — это внетропический циклон, который заглубляется со скоростью 1 гПа/ч и более в течение 24 ч в слое от 850 до 300 гПа.

Методика

Для вычисления периодов аномальных похолоданий применяется критерий 10-го процентиля. По определению ВМО, индикатор продолжительности периода аномальных похолоданий — это число дней (как минимум 6 последующих), когда $T_{мин}$ < 10-го процентиля [23]. На основе этой методики для зимних месяцев 1980–2012 гг. выделены периоды аномальных похолоданий. Для расчетов использовались данные минимальной суточной температуры из базы данных European Climate Assessment and Dataset KNMI ClimateExplorer (http://eca.knmi.nl) [19], созданного при проекте ECA. Для анализа выбрано 11 метеостанций (МС) восточной части Балтийского региона: Хельсинки, Санкт-Петербург, Псков, Великие Луки, Тарту, Таллин, Рига, Лиепая, Клайпеда, Вильнюс и Минск (рис. 1). Период аномальных похолоданий (см. табл.) — это промежуток времени между начальной и конечной датами похолоданий в анализируемом регионе.

Рис. 1. Положение метеостанций, данные которых использовались при выделении периодов аномальных похолоданий

Даты аномальных похолоданий на востоке Балтийского региона и полного отсутствия нисходящего волнового потока в стратосфере в 1980–2012 гг.

№	Годы	Даты аномальных похолоданий	Даты полного отсутствия нисходящего волнового потока
1	1980	26 января — 1 февраля 1980	31 декабря 1979
2	1985	4–21 января 1985	2 декабря 1984
3	1985	4–17 февраля 1985	10 января 1985
4	1986	3–8 февраля 1986	19 января 1986
5	1986	23–29 декабря 1986	1 декабря 1986
6	1986–1987	31 декабря 1986 — 21 января 1987	1 декабря 1986 / 26 декабря 1986
7	1995–1996	21 декабря 1995 — 2 января 1996	2 декабря 1995*

Окончание таблицы

№	Годы	Даты аномальных похолоданий	Даты полного отсутствия нисходящего волнового потока
8	1996	6–12 февраля 1996	14 января 1996*
9	1996–1997	23 декабря 1996 — 1 января 1997	13 декабря 1996
10	1999	6–11 февраля 1999	21 января 1999
11	2002–2003	27 декабря 2002 — 8 января 2003	30 ноября 2002
12	2006	18–24 января 2006	1 января 2006
13	2006	3–8 февраля 2006	18 января 2006
14	2007	7–12 февраля 2007	10 января 2007
15	2009	14–22 декабря 2009	30 ноября 2009
16	2010	21–28 января 2010	27 декабря 2009
17	2011	13–25 февраля 2011	26 января 2011
18	2012	30 января — 8 февраля 2012	7 января 2012

* учитываются минимальные значении нисходящего волнового потока из стратосферы

Для анализа трехмерной волновой активности Элиассена-Пальма в стратосфере и дивергенции ее в горизонтальной плоскости использовался алгоритм Р.А. Пламба [14]. Алгоритм Р.А. Пламба позволяет оценить направление распространения волнового пакета Россби на трехмерной плоскости, что очень успешно применяется в изучении вертикального перехода волн Россби между стратосферой и тропосферой. Трехмерный вектор потока волновой активности описывает распространение планетарных волн по долготе (Fx), широте (Fy) и высоте (Fz) и рассчитывается по уравнению

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

где p — давление; p_0 — давление, равное1000 гПа; Ω — угловая скорость вращения Земли; λ — долгота; φ — широта; a — радиус Земли; S — параметр статической устойчивости; u' – возмущение зональной скорости (отклонение от среднего по долготе значения); v' – возмущение меридиональной скорости; T' – возмущение температуры; φ' — возмущение геопотенциала.

Параметр статической устойчивости рассчитывается следующим образом:

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

где $\widetilde{T}$ — температура, осредненная по территории Северного полушария от 20° с.ш.; k — коэффициент теплопроводности; H — высота.

Данные температуры воздуха, скорости зонального ветра, давления и геопотенциала взяты из базы данных MERRA (http://ozonewatch.gsfc.nasa.gov) [20]. Карты геопотенциальной высоты изобарической поверхности 10 гПа построены на основе данных Реанализа2 NCEP/NCAR (http://www.esrl.noaa.gov/) [21].

В качестве критерия для оценки изменения баланса притока и оттока вихревой энергии по вертикали было принято полное отсутствие нисходящего волнового потока, как максимальное нарушение энергетического баланса между стратосферой и тропосферой. Даты данных событий представлены в таблице.

Для визуализации выбран случай похолодания 1985 г. (январь), для которого характерно очень низкие значения температуры воздуха большой продолжительности со вторым периодом аномального похолодания в феврале (см. табл.). Характер потоков волновой активности между тропосферой и стратосферой для аномального похолодания января 1985 г. отражает 89 % всех типичных случаев за 1980–2012 гг. Важно отметить, что в разные годы возможны различные вариации и распределение на горизонтальной плоскости параметров температуры воздуха, скорости зонального ветра и аномалий геопотенциальной высоты.

Результаты

Подробный анализ карт волновой активности на изобарической поверхности 10 гПа (высота 30 км) показал, что в среднем за 23 дня до существенного похолодания в анализируемом регионе в стратосфере нарушился энергетический баланс: зафиксированы сильные восходящие потоки волновой активности над континентом Евразии, а нисходящие потоки полностью отсутствовали (рис. 2, *а*).

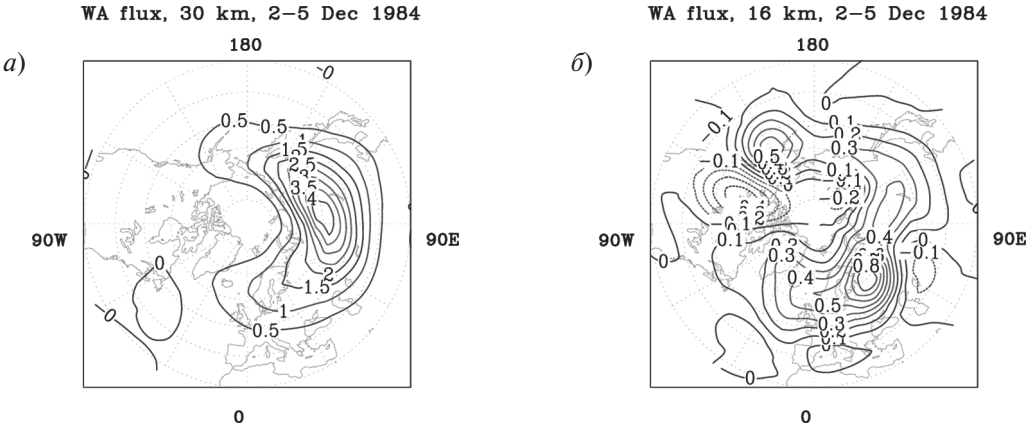


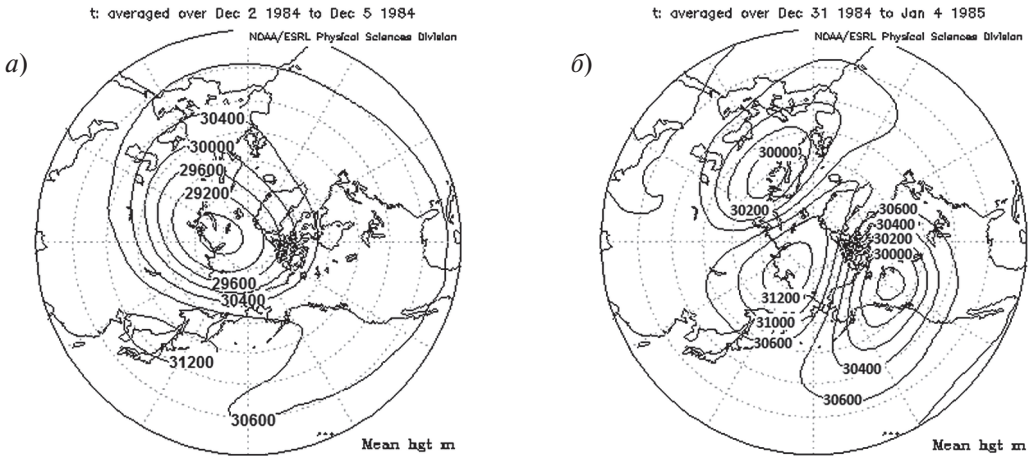
Рис. 2. Долготно-широтное распределение вертикального потока волновой активности на высоте 30 км (*а*) и 16 км (*б*), рассчитанное на 2–5 декабря 1984 г.

Такая ситуация является резко аномальной по отношению к средней (климатической) картине передачи вихревой энергии между стратосферой и тропосферой. На

рис. 2, *б* отражено долготно-широтное распределение вертикального потока волновой активности на изобарической поверхности 100 гП (высота 16 км) за тот же период. Как можно заметить, на данном уровне тоже проявляется усиление восходящих потоков волновой активности и ослабление ее распространения вниз, особенно над северной частью Атлантического океана. Во время таких случаев в тропосфере бывает ярко выражена меридиональная составляющая ветра в системе планетарных волн над Тихим океаном.

В работе [1] указано, что для образования сдвига тропосферных планетарных волн, которые оказывают влияние на температурный режим стратосферы, исключительно важную роль играют адвективно-динамические факторы и волновые процессы синоптического масштаба. Более активный циклогенез в сопровождении интенсивных процессов блокирования может способствовать развитию продолжительных периодов ВСП. Таким образом, первоначальный сигнал нарушения обмена энергией между стратосферой и тропосферой лежит в последней.

Усиление восходящих потоков волновой активности создает благоприятные условия для развития ВСП, так как при вертикальном притоке (без оттока) дополнительного тепла и импульса нарушается термобарические поля стратосферы. В это время энергия накапливается в средних слоях атмосферы и согревает их, что способствует ослабление полярного вихря. Карты (рис. 3), построенные по данным геопотенциальной высоты изобарической поверхности 10 гПа, показывают, что во время блокирования энергии в стратосфере наблюдается образование стратосферного антициклона с центром над восточным побережьем Тихого океана (рис. 3, *а*), который усиливаясь смещается в сторону полюса. Важно отметить, что в некоторых случаях [например, в 1986 и 2012 г. (не показано)] образование стратосферного антициклона зафиксировано и над Северной Атлантикой. Дальнейшее развитие антициклона приводит к деформации циркумполярного вихря (наблюдается его смещение к югу, сжатие и/или расщепление).



а) *б*)

Рис. 3. Геопотенциальная высота 10 гПа (30 км):
2–5 декабря 1984 г. (во время блокирования энергии в стратосфере) (*а*)
и 31 декабря 1984 г. — 4 января 1985 г. (5 дней до похолодания в восточной части Балтийского региона) (*б*)

Распространяющаяся вверх энергия планетарных волн из тропосферы в стратосферу является очень неустойчивым динамическим процессом, варьирующим во времени и в пространстве. Волны большой амплитуды, как следствие циркуляции меридионального характера в тропосфере, проникающие в стратосферу, не всегда способны нарушить термодинамическое ее состояние. Результат данного взаимодействия зависит и от самого состояния ПВ, а именно от распределения характеристик скорости зонального ветра и статической устойчивости с высотой.

Рис. 4 отражает скорость зонального ветра на поверхности 10 гПа (осредненного по 60° с.ш.) за ноябрь 1984 — март 1985 г. Во время блокирования волновой энергии и появления стратосферного антициклона (2–5 декабря 1984 г.) скорость зонального ветра близка к климатической норме. В дальнейшем отмечается его прогрессирующее отклонение от нормы в сторону отрицательных аномалий, достигающих −50,0 м/с и больше в период 1–3 января, а 7 января зафиксирована максимальная стадия развития ВСП (максимальное отклонение температуры и зонального ветра на уровне 10 гПа). Как можно заметить (см. рис. 4), ВСП происходит после блокирования энергии в стратосфере, которое отмечено прямоугольником. Данные даты совпадают с началом аномального похолодания на востоке Балтийского региона.

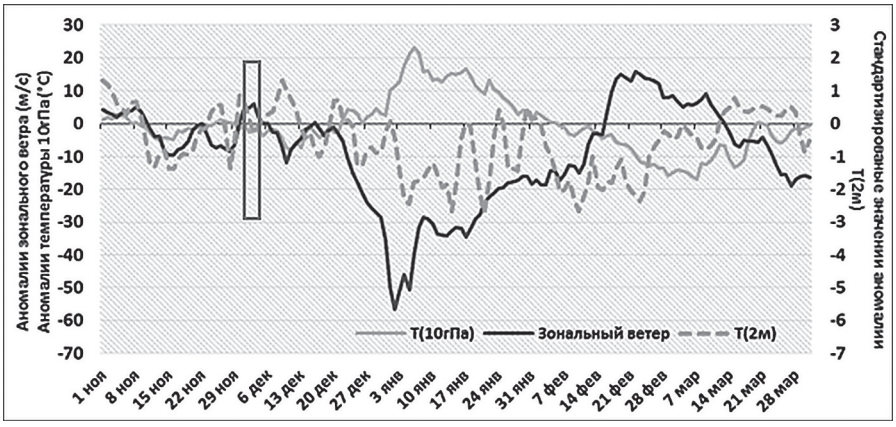
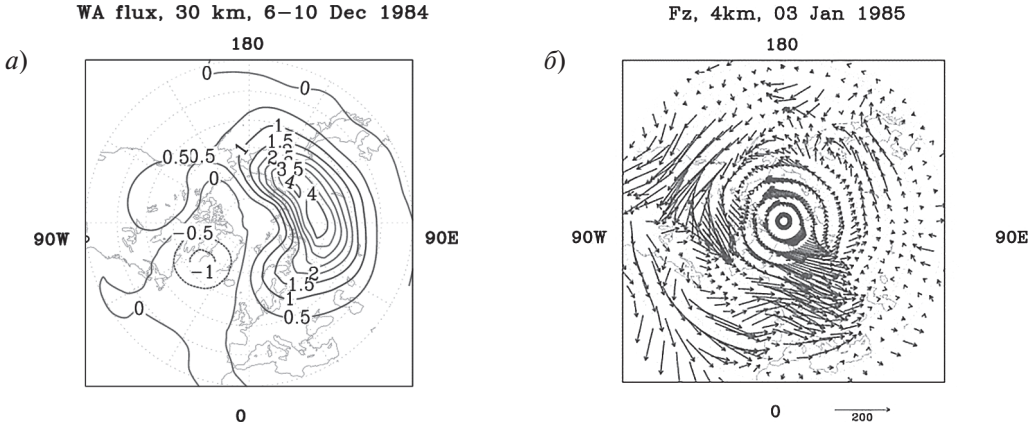


Рис. 4. Аномалии скорости зонального ветра на изобарической поверхности 10 гПа и аномалии температуры воздуха на изобарической поверхности 10 гПа (осредненные по 60° с.ш.), а также стандартизированные значения аномалий температуры приземного воздуха (2 м) за ноябрь 1984 — март 1985 г.

Далее рассмотрим волновую активность через 5 дней после блокирования вихревой энергии в стратосфере. На рис. 5, *а* хорошо видны сильные восходящие потоки волновой активности над Евразией. При этом усиливается и нисходящий поток волновой активности над Гренландией, то есть «волновая дыра» открывается и накопившаяся в стратосфере энергия проникает вниз, в тропосферу. В это время можно ожидать существенных изменений циркуляции и погоды в тропосфере Северного полушария. Карты распределения горизонтального потока волновой активности на высоте 4 км,

рассчитанных за день до аномального похолодания (рис. 5, *б*), показывают, что в тропосфере действительно усиливается поток волновой активности со стороны Арктики. В это время с большой вероятностью можно ожидать развития аномалий погоды, а именно существенных похолоданий.



а) *б*)

Рис. 5. Распределение вертикального потока волновой активности на высоте 30 км, рассчитанное на 6–10 декабря 1984 г. (после блокирования вихревой энергии в стратосфере) (*а*) и горизонтального потока волновой активности на высоте 4 км, рассчитанного на 3 января 1985 г. (один день до аномального похолодания) (*б*)

На рис. 5, *б*, представляющем геопотенциальную высоту поверхности 10 гПа за 5 дней до похолодания в восточной части Балтийского региона, видно полное расщепление полярного циклонического вихря, то есть в стратосфере произошли существенные изменения термодинамического состояния. В это время перестройка аномалий потенциальной завихренности, которые возникают во время деформации ПВ, вызывает существенные аномалии геопотенциальной высоты и на уровне тропопаузы. Понижение высоты тропопаузы, соответственно, может вызывать синоптический отклик в нижних слоях тропосферы.

Зимой 1984–1985 гг. зафиксированы даже два случая полного разбиения ПВ на две ячейки: в конце декабря и в середине января, при этом стратосферный антициклон над полюсом наблюдался большую часть января. После таких аномальных ситуаций в стратосфере в январе и феврале 1985 г. наблюдались аномальные/экстремальные похолодания в восточной части Балтийского региона (минимальная суточная температура в некоторых метеостанциях на северо-востоке достигала −37,0 °С).

Полученные в данном исследовании результаты хорошо согласуются с выводами других работ. Так, согласно исследованию [11], бароклинная неустойчивость планетарного масштаба в тропосфере модулируется изменениями вертикального сдвига ветра в нижней стратосфере. В работах [5, 12] отмечено, что нисходящая волновая активность, достигающая тропосферы, может быть причиной усиления циклогенеза и процессов блокирования. Также установлено, что за пять дней до формирования блокирующего

процесса в северо-восточной части Атлантического океана наблюдается активный циклогенез в его западной части из-за сильной бароклинной неустойчивости. Наиболее длительные блокинги формируются через 84 ч после прохождения взрывного циклона, который преимущественно является зимним явлением [2]. Таким образом, нисходящие потоки волновой активности над Гренландией, выявленные нами, усиливают циклогенез в западной части Атлантики и способствуют возникновению блокирующих процессов в восточной его части. В результате наблюдаются вторжения арктических антициклонов и восточный перенос воздушных масс над Европой. Это и приводит к существенным похолоданиям в анализируемом регионе Балтики.

Заключение

Для оценки взаимодействия тропосферы и стратосферы и влияния этого процесса на формирование существенных похолоданий в восточной части Балтийского региона важной характеристикой является баланс притока и оттока волновой энергии в средней стратосфере (10 гПа). Установлено, что в среднем за 23 дня до явления похолодания в стратосфере нарушался энергетический баланс: зафиксированы сильные восходящие потоки волновой активности над континентом Евразии, а нисходящие потоки полностью отсутствовали. Такая ситуация способствовала возникновению аномалий термобарического поля стратосферы — ослаблению полярного циклонического вихря и росту температуры. Далее наблюдается усиление нисходящего потока волновой активности над Гренландией, то есть накопившаяся энергия проникает вниз вплоть до тропосферы. Карты распределения горизонтального потока волновой активности на высоте 4 км показывают, что за день до начала аномального похолодания в восточной части Балтийского региона в результате описанного процесса усиливается поток волновой активности со стороны Арктики.

Литература

1. *Латышева И.В., Лощенко К.А., Шахаева Е.В.* Циркуляционные условия внезапных стратосферных потеплений в Северном полушарии в XXI веке // Известия Иркутского государственного университета. Сер. «Науки о Земле», 2013, т. 6, № 1, с. 106–121.
2. *Нестеров Е.С.* Североатлантическое колебание: атмосфера и океан. // Гидрометеорологический научно-исследовательский центр Российской Федерации. — М.: Триада, лтд, 2013. —144 с.
3. *Baldwin M.P., Dunkerton T.J.* Propagation of the arctic oscillation from the stratosphere to the troposphere // Journal of Geophysical Research, 1999, vol. 104(D24), pp. 30937–30946.
4. *Baldwin M.P., Dunkerton T.J.* Stratospheric Harbingers of Anomalous Weather Regimes // Science, 2001, vol. 294(5542), pp. 581–584.
5. *Bierly G.D.* The role of stratospheric intrusions in Colorado cyclogenesis // Physical Geography, 1997, vol. 18, iss. 4, pp. 346–362.
6. *Hitchman M., Huesmann A.S.* A seasonal climatology of Rossby wave breaking in the 320-2000-K layer // Journal of the Atmospheric sciences, 2007, no. 64, pp. 1922–1940.
7. *Holton J.R., Haynes P.H., McIntyre M.E., Douglass A.R., Rood R.B., Pfister L.* Stratosphere-troposphere exchange // Reviews of Geophysics, 1995, vol. 33, no. 4, pp. 403–439.
8. *Jadin E.A.* Stratospheric “wave hole” and interannual variations of the stratospheric circulation in late winter // Natural Science, 2011, vol. 3, no. 4, pp. 259–267.
9. *Jia X., Yang S., Song W., He B.* Prediction of Wintertime Northern Hemisphere Blocking by the NCEP Climate Forecast System // Journal of Meteorological Research, 2014, vol. 28, pp. 76–90.

10. *Limpasuvan V., Thompson D.W.J., Hartmann D.L.* The Life Cycle of the Northern Hemisphere Sudden Stratospheric Warmings // Journal of Climate, 2004, vol. 17, pp. 2584–2597.
11. *Nikulin G., Lott F.* On the time-scales of the downward propagation and of the tropospheric planetary wave response to the stratospheric circulation // Annfles Geophysicae, 2010, vol. 28, pp. 339–351.
12. *Nishii K., Nakamura H.* Upward and downward injection of Rossby wave activity across the tropopause: A new aspect of the troposphere-stratosphere dynamical linkage // Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 2005, vol. 131, pp. 545–564.
13. *Perlwitz J., Harnik N.* Downward coupling between the stratosphere and troposphere: The relative roles of wave and zonal mean processes // Journal of Climate, 2004, vol. 17, no. 24, pp. 4902–4909.
14. *Plumb R.A.* On the Tree-Dimensional Propagation of stationary waves // Journal of the Atmospheric Sciences, 1985, vol. 42, no. 3, pp. 217–229.
15. *Polvani L.M., Waugh D.W.* Upward Wave Activity Flux as a Precursor to Extreme Stratospheric Events and Subsequent Anomalous Surface Weather Regimes // Journal of Climate, 2004, vol. 17(18), pp. 3548–3554.
16. *Shaw T.A., Perlwitz J.* The Life Cycle of Northern Hemisphere Downward Wave Coupling between the Stratosphere and Troposphere // Journal of Climate, 2013, vol. 26, pp. 1745–1763.
17. *Tomassini L., Gerber E.P., Baldwin M.P., Bunzel F., Giorgetta M.* The role of stratosphere-troposphere coupling in the occurrence of extreme winter cold spells over northern Europe // Journal of advances in modeling Earth Systems, 2012, vol. 4, pp. M00A03.
18. *Uhl M.A., Smith P.J., Lupo A.R.* The diagnosis of a prie-blocking explosively-developing extratropical cyclone system // Tellus, 1992, vol. 44A, pp. 236–251.
19. URL: http://eca.knmi.nl (дата обращения: 01.11.2015).
20. URL: http://ozonewatch.gsfc.nasa.gov (дата обращения: 01.11.2015).
21. URL: http://www.esrl.noaa.gov (дата обращения: 01.11.2015).
22. *Vaughan G.* Stratosphere-troposphere exchange of ozone // Tropospheric ozone. Regional and Global Scale Interactions. Ed. I.S.A. Isaksen. — D. Reidel, Dordrecht, 1988, pp. 125–135.
23. Guide to climatological practices. 3rd ed. WMO-No. 100. — Geneva, WMO, 2011, p. 148.
24. Scientific Assessment of Ozone Depletion: 2006. Global Ozone Research and Monitoring Project. WMO Report No. 50. — Geneva, WMO, 2007.
25. *Zyulyaeva Yu.A., Zhadin E.A.* Analysis of Three-dimensional Eliassen-Palm Fluxes in the Lower Stratosphere // Russian Meteorology and Hydrology, 2009, vol. 34, no. 8, pp. 483–490.