

УДК 551.581

О ВИХРЕВЫХ ПОТОКАХ ТЕПЛА И ПРОИЗВОДСТВЕ ЭНТРОПИИ В ОБЛАСТИ СУБТРОПИЧЕСКОГО СТРУЙНОГО ТЕЧЕНИЯ И НА ЗЕМНОЙ ПОВЕРХНОСТИ В КЛИМАТИЧЕСКОЙ МОДЕЛИ ИВМ РАН

© 2025 г. В. Н. Крупчатников^{а,с,*}, А. В. Гочаков^б, О. Ю. Антохина^д,
В. С. Градов^а, И. В. Боровко^а

^аИнститут вычислительной математики и математической геофизики СО РАН,
проспект Акад. Лаврентьева, 6, Новосибирск, 630090 Россия

^бСибирский региональный научно-исследовательский гидрометеорологический институт,
ул. Советская, 30, Новосибирск, 630099 Россия

^сИнститут физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН, Пыжевский пер., 3, стр. 1, Москва, 119017 Россия

^дИнститут оптики атмосферы им. В.Е. Зуева СО РАН, площадь Акад. Зуева, 1, Томск, 634055 Россия

*e-mail: vkрупчатnikov@yandex.ru

Поступила в редакцию 05.07.2024 г.

После доработки 09.01.2025 г.

Принята к публикации 05.03.2025 г.

В данной работе обсуждаются некоторые результаты исследования вихревых потоков тепла в районе субтропического струйного течения. Многие крупномасштабные динамические явления в атмосфере Земли связаны с процессами распространения и обрушения волн Россби. Здесь мы обращаем внимание на области противогradientных вихревых потоков тепла в районе субтропического струйного течения в Северном полушарии, связанные с опрокидыванием волн Россби. В этих областях мы наблюдаем меридиональный перенос энергии на северном фланге струйного течения в экваториальном направлении по данным реанализа ERA-5 и данным моделирования с климатической моделью INM-CM4-8 Института вычислительной математики им. Г.И. Марчука РАН, а производство энтропии, за счет горизонтального переноса тепла, становится отрицательным, поскольку тепло переносится против температурного градиента, но это не является нарушением второго закона термодинамики, поскольку основная доля производства энтропии происходит за счет процессов вертикального теплообмена, например конвекция, и других необратимых процессов. Производство энтропии чувствительно к земному покрову, баланс энтропии больше всего связан с радиацией на поверхности. Количественная оценка термодинамического баланса энтропии и производства энтропии является полезным показателем для оценки взаимодействий системы атмосфера-поверхность. Некоторые оценки производства энтропии поверхностью представлены в данной работе.

В традиционном подходе к исследованию климатической системы основное внимание уделяется динамическим механизмам и физическим процессам, ответственным за преобразование энергии из одной формы в другую, но также важен подход, основанный на анализе баланса энтропии климатической системы и, особенно, производства энтропии.

Ключевые слова: турбулентность, обрушение волн Россби, струйные течения, вихревые потоки тепла, моделирование климата, баланс и производство энтропии

DOI: 10.31857/S0002351525030054

1. ВВЕДЕНИЕ

В работах [Программа “Разрезы”, 1981; Марчук и др., 1984], по инициативе Г.И. Марчука, была сформулирована концепция энергоактивных зон Мирового океана, которая стала методологической основой программы “Разрезы”, имеющей целью исследование роли океана в изменчивости климата и проблемы реакции циркуляции атмосферы на аномалии температуры поверхности океана.

В верхней тропосфере струйное течение является одной из основных особенностей общей циркуляции атмосферы планетарного масштаба. Принято считать, что существуют два типа струй (субтропическая струя и полярный фронт). Субтропическая струя обусловлена термически опрокидывающей циркуляцией между тропиками и субтропиками, и она в основном расположена на широте субтропиков (~30° с.ш.) вблизи тропопаузы, субтропическая струя расположена на краю ячейки Хэдли. Следовательно, перенос импульса, связанный с тропическими ячейками Хэдли, является ключевым процессом, ответственным за движение субтропических струйных течений [Held and Hou, 1980].

Взаимодействия океана и атмосферы влияют на изменчивость струйных течений, которые тесно связаны с крупномасштабными модами изменчивости климата и системы погоды. Большие меридиональные отклонения струйных течений (меандрирование) способствуют образованию блокировок [Lupo et al., 2019] и связанных с ними экстремальных погодных явлений в средних широтах, однако физический механизм меандрирования струйного течения недостаточно изучен. Например, исследование роли потоков вихревой кинетической энергии, тепла и трассеров представляется сложным, вихри преимущественно формируются в некоторых локализованных областях неустойчивости, что приводит к их росту и градиентным вихревым потокам, а в конце жизненного цикла вихри распадаются, происходит процесс обрушения волн [McIntyre and Palmer, 1983; Thorncroft et al., 1993; Barnes and Hartmann, 2012; Krupchatnikov and Borovko, 2020], что может приводить к противогradientным потокам. Например, вихревые потоки потенциального вихря (ПВ), в окрестности субтропического струйного течения, при затухании

вихрей могут временно создавать противогradientные вихревые потоки ПВ [Крупчатников и Курбаткин, 1991; Salmon et al., 2001; Birner et al., 2013]. Взаимодействие поверхности суши и атмосферы играет важную роль в балансе энергии и гидрологии Земли, оказывает влияние на приземный климат, включая облака и осадки, и на частоту таких экстремальных явлений, как засуха.

Существует интерес к глобальной скорости производства энтропии как для диагностики, так и для прогноза динамики климата, исследуются процессы, которые вносят положительный и отрицательный вклад в производство материальной энтропии. В данной работе будет проведена оценка производства энтропии для некоторых процессов климатической системы на основе данных реанализа и данных моделирования с помощью глобальной климатической модели ИВМ РАН.

2. ДАННЫЕ И МЕТОДЫ АНАЛИЗА

2.1. Данные

На данных реанализа ERA5 (E5), за период 1980–2020 гг, авторами была рассчитана и визуализирована климатология и многолетняя изменчивость обрушений волн Россби (ОВР), в частности, тренды толщины контура ПВ области 2–6 PVU для уровня 350 К, карты повторяемости зон ОВР и диаграммы изменчивости. Характеристики были представлены в месячном и сезонном, а также среднегодовом разрешении [Gochakov et al., 2022; Крупчатников и др., 2013].

В данной работе для оценки градиентных и противогradientных вихревых потоков тепла на поверхности 200 гПа в окрестности субтропического струйного течения и в средних широтах (20–50 с.ш.), были также использованы данные реанализа ERA5 для зимнего и летнего сезона и данные моделирования модели ИВМ РАН.

2.2. Методы анализа

В работах [White, 1954; Peng, 1965; Wallace, 1978; Lau and Wallace, 1979; Thompson and Birner, 2012; Murakami, 1962] показано, что противогradientный перенос тепла крупномасштабными вихрями является общей чертой нижней стратосферы и верхней тропосферы. Это означает, что противогradientный перенос

тепла может быть важным фактором в поддержании положительного меридионального градиента температуры в нижней стратосфере, поскольку он предполагает конвергенцию тепла в высоких широтах и дивергенцию тепла в низких широтах, если тепловые потоки не пересекают экватор. Это относится к области субтропического струйного течения. Субтропическая струя — это в основном термически обусловленная струя на границе ячейки Хэдли, центр которой находится на поверхности 200 гПа на широте $\sim 30^\circ$ с.ш. Субтропическая струя играет важную роль в динамических процессах, которые связывают тропики с субтропиками и средними широтами, и в динамике волн Россби. Рассмотрим стационарное уравнение вихревой потенциальной энергии (ВПЭ) [Holland and Rhines, 1980; Plagi and Marshall, 1983], которое связывает поток тепла через средний температурный градиент $(\overline{\vec{v}'T' \cdot \nabla T})$, скорость преобразования ВПЭ в кинетическую энергию вихря $(\overline{w'T' \frac{\partial T}{\partial z}})$ и ад-

векцию ВПЭ $(\overline{\vec{v} \cdot \nabla \cdot \frac{T'^2}{2}})$. Если пренебречь источ-

никами и диссипацией тепла, и малой адвекцией ВПЭ вихревой скоростью, то можно записать

$$\overline{\vec{v} \cdot \nabla \cdot \frac{T'^2}{2}} + \overline{\vec{v}'T' \cdot \nabla T} + \overline{w'T' \frac{\partial T}{\partial z}} \approx 0,$$

где \vec{v} — горизонтальная скорость, w — вертикальная скорость, T — температура; верхняя черта представляет среднее время по сравнению со временем жизни вихря, штрих — отклонение от среднего. В области бароклинных неустойчивых вихрей, потеря ВПЭ за счет преобразования

в кинетическую энергию вихрей $\overline{w'T' \frac{\partial T}{\partial z}} > 0$

и его перенос вниз по течению $\overline{\vec{v} \cdot \nabla \cdot \frac{T'^2}{2}} > 0$, уравновешивается градиентным переносом тепла $\overline{\vec{v}'T' \cdot \nabla T} < 0$. В областях затухания вихрей, с малым или отрицательным значением $\overline{w'T' \frac{\partial T}{\partial z}}$,

пространственное затухание вихрей $\overline{\vec{v} \cdot \nabla \cdot \frac{T'^2}{2}} < 0$ часто приводит к противогradientному пере-

носу тепла $\overline{\vec{v}'T' \cdot \nabla T} > 0$. В случае противогradientного переноса тепла система получает тепло при более высокой температуре и будет испытывать отрицательное производство энтропии.

Для любой системы можно разложить скорость изменения ее энтропии $\frac{d\bar{S}}{dt}$ как $\frac{d\bar{S}}{dt} = \frac{d_e \bar{S}}{dt} + \frac{d_i \bar{S}}{dt}$, где первое слагаемое называется внешним, а второе — внутренним вклад в баланс энтропии. Внешний вклад соответствует потоку энтропии через границы системы, тогда как внутреннее производство энтропии связано с необратимыми процессами, происходящими в системе. Вторым законом термодинамики требуется, чтобы внутреннее производство энтропии было неотрицательным во все моменты времени, так что $d_i \bar{S}/dt \geq 0$. Когда достигается статистически устойчивое состояние, внешнее и внутреннее производство энтропии должны уравновешивать друг друга так, чтобы общая скорость изменения энтропии была равна нулю, мы имеем:

$$\frac{d\bar{S}}{dt} = 0 \rightarrow \frac{d_i \bar{S}}{dt} = -\frac{d_e \bar{S}}{dt} \geq 0,$$

где верхняя линия указывает на усреднение за длительный интервал времени по сравнению с внутренними масштабами системы. Предыдущее выражение означает, что неравновесная система генерирует в среднем положительное количество энтропии посредством необратимых процессов, и такой избыток энтропии вытесняется на границах.

В климатической системе вклад в общее производство энтропии вносят два разных процесса [Goody, 2000; Peixoto et al., 1991]. Первый набор процессов ответственен за необратимую термализацию фотонов, испускаемых вблизи солнечной короны при температуре примерно 5700 К, и при гораздо более низких температурах, типичных для климата Земли. Это дает около 95% общей средней скорости производства энтропии для нашей планеты, что составляет около 0.90 Вт/м². Оставшийся вклад представляет собой так называемое производство материальной энтропии, представляющей основной интерес с точки зрения свойств климатической системы.

Разделив баланс энтропии для радиации и сплошной среды климатической системы

и взяв средние долгосрочные значения, можно вывести следующее уравнение [Goody, 2000]:

$$\int_V \left[\frac{\dot{q}_{rad}}{T} + \dot{S}_{mat} \right] dV \approx 0,$$

где интеграл по всему объему V климатической системы, \dot{q}_{rad} — скорость радиационного нагрева, \dot{S}_{mat} — мгновенная удельная скорость локального производства материальной энтропии за счет необратимых процессов в среде, T — температура.

Для \dot{S}_{mat} обычно принимают следующее выражение:

$$\dot{S}_{mat} = \frac{KE_{diss}}{T} + Flux_{LH} \cdot \nabla \left(\frac{1}{T} \right) + Flux_{SH} \cdot \nabla \left(\frac{1}{T} \right),$$

где KE_{diss} — удельная скорость диссипации кинетической энергии, $Flux_{SH}$ — турбулентный поток явного тепла, $Flux_{LH}$ — турбулентный поток скрытого тепла. В правой части уравнения скорости локального производства энтропии второй член представляет собой вклад в производство энтропии за счет вихревого переноса явного тепла, поэтому, в случае противогradientных потоков явного тепла, он будет давать вклад в отрицательное производство энтропии.

Когда система выходит из состояния термодинамического равновесия, возникает пространственная и временная неоднородность. Для оценки этого явления можно рассмотреть баланс энтропии и роль производства и переноса энтропии между поверхностью и атмосферой. Здесь мы рассмотрим баланс энтропии поверхности Северного полушария Земли и дадим оценку производства энтропии поверхностью континентов на основе данных моделирования. Для этого рассмотрим суммарную радиацию на поверхности R_{net} ($Втм^{-2}$), т.е. баланс между приходящим и уходящим потоками радиации, которые распределяются на поверхности суши, между турбулентным переносом явного H и скрытого тепла L , а также теплового потока в почву G [Peixoto, 1991]:

$$R_{net} = Q_S + Q_{L,in} - Q_{L,out} = H + LE + G + \epsilon, \quad (1)$$

где Q_S — поглощенное солнечное излучение, а члены Q_L представляют собой входящий и исходящий потоки длинноволнового излучения L соответственно. Существует также остаток энергетического баланса (ϵ), который не учиты-

вается в потоках, связанных с другими процессами (например, фотосинтез, гидрология).

При рассмотрении баланса энтропии, связанного с этими потоками, отметим, что энтропийные члены, обусловленные солнечным излучением, состоят из двух компонентов: (1) переноса энтропии (J , $[ДжК^{-1} м^{-2} с^{-1}]$) и (2) производства энтропии (σ). Мы вычисляем эти значения на основе данных моделирования модели ИВМ РАН. Перенос энтропии и производство энтропии на единицу площади определяются как [Gibbins and Haigh, 2020; Kleidon, 2004; Kleidon and Schymanski, 2008; Brunsell et al., 2011]

$$J_{Q_S} + \frac{Q_S}{T_{sun}}, \quad (2)$$

$$\sigma_S = Q_S \left(\frac{1}{T_s} - \frac{1}{T_{sun}} \right), \quad (3)$$

где температура Солнца T_{sun} предполагается постоянной и составляет $5780K$, а T_s — температура излучения поверхности. Это приближение не учитывает направленность солнечного излучения. Аналогично рассматривается длинноволновое излучение с переносом энтропии за счет потока длинноволнового излучения J_{Q_L} , ($ДжК^{-1} м^{-2} с^{-1}$):

$$J_{Q_L} = J_{Q_{L,in}} - J_{Q_{L,out}} = \frac{Q_{L,in}}{T_{atm}} - \frac{Q_{L,out}}{T_s} \quad (4)$$

и производство энтропии за счет поглощения длинноволнового излучения и преобразования в тепло σ_L , ($ДжК^{-1} м^{-2} с^{-1}$):

$$\sigma_L = Q_{L,in} \left(\frac{1}{T_s} - \frac{1}{T_{atm}} \right), \quad (5)$$

где T_{atm} — температура излучения атмосферы.

Общий перенос энтропии J , ($ДжК^{-1} м^{-2} с^{-1}$) для земной поверхности составит:

$$J = J_{Q_L} + J_{Q_S} + J_H + J_{LE} + J_G. \quad (6)$$

Производство энтропии (σ , $[ДжК^{-1} м^{-2} с^{-1}]$) земной поверхностью равно

$$\sigma = \sigma_S + \sigma_L, \quad (7)$$

где $\sigma_S = Q_S \left(\frac{1}{T_s} - \frac{1}{T_{sun}} \right)$ — производство энтропии, связанное с поглощением и преобразованием низкоэнтропийного солнечного излуче-

ния в тепло, и $\sigma_L = Q_{L,in} \left(\frac{1}{T_s} - \frac{1}{T_{atm}} \right)$ — производство энтропии за счет поглощения длинноволнового излучения и преобразования в тепло. Баланс энтропии земной поверхности тогда определяется суммой:

$$\frac{dS}{dt} = J + \sigma. \quad (8)$$

В разделе 3 представлены результаты оценок вихревых потоков явного тепла и производства энтропии на уровне 200 гПа в области субтропического струйного течения и средних широт Северного полушария (СП) для зимнего и летнего сезонов, а также оценка производства энтропии в уравнении баланса энтропии (8) на поверхности континентов Земли.

3. РЕЗУЛЬТАТЫ

3.1. Вихревые потоки тепла и производство энтропии в окрестности субтропических струйных течений

На рис. 1 показаны области градиентных и противоградиентных вихревых потоков тепла на поверхности 200 гПа на основе данных реанализа ERA5 для зимнего и летнего сезонов. На рис. 2 то же на основе данных моделирования модели ИВМ РАН. Можно отметить расхождение

в оценке вихревых потоков явного тепла по данным реанализа и данным моделирования. Для анализа причин этого расхождения можно вспомнить, что векторные потоки в атмосфере, которые можно разложить на вращательную и дивергентную компоненты, часто имеют большие вращательные компоненты, которые бывают как градиентными, так и противоградиентными потоками [Lau and Wallace, 1979; Illari and Marshall, 1983]. Они циркулируют вокруг контуров вихревой потенциальной энергии (ВПЭ), представляя собой пространственный рост и распад вихрей, и уравнивают адвекцию вихревой потенциальной энергии в среднем потоке [Lau and Wallace, 1979]. Кроме того, было обнаружено [Lau and Wallace, 1979], что выше 500 гПа в вихревых потоках преобладает вращательная компонента. В нижних слоях вихревой поток тепла, в котором уже не доминирует вращательная компонента, направлен по градиенту поля средней температуры. Различия в результатах на основе данных реанализа и моделирования, вероятнее всего, объясняется разностью в структуре вихревых потоков в верхней тропосфере, в окрестности субтропического течения. Однако это требует дополнительного исследования.

Для выявления долговременной изменчивости вихревых потоков тепла за каждый день

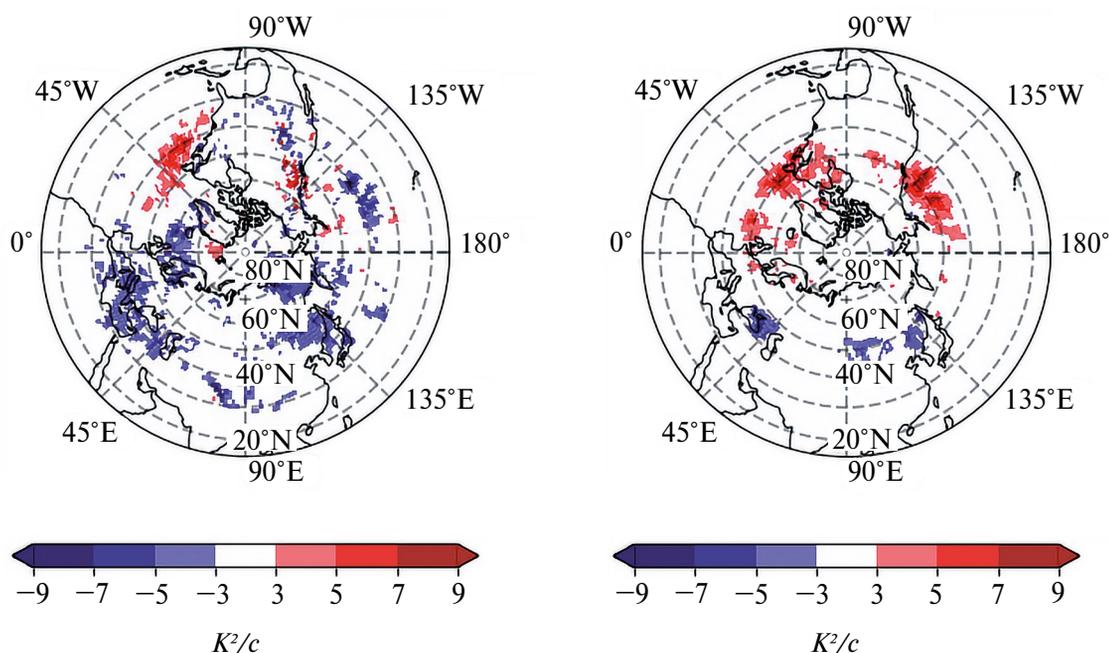


Рис. 1. Области с градиентным (синий) и противоградиентным (красный) вихревым потоком тепла на 200 гПа по данным реанализа ERA5 для сезонов: зима (слева), лето (справа)

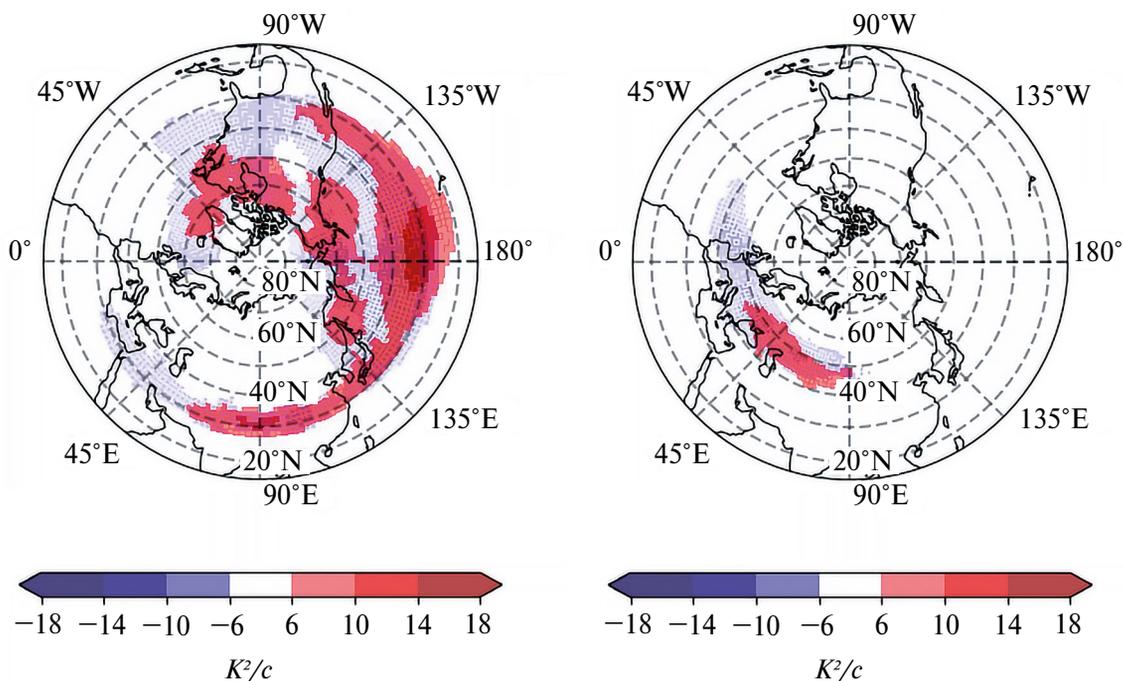


Рис. 2. Области с градиентным (синий) и противоградиентным (красный) вихревым потоком тепла ($\times 10$) по данным модели ИВМ (CMIP6) для сезонов: зима (слева), лето (справа)

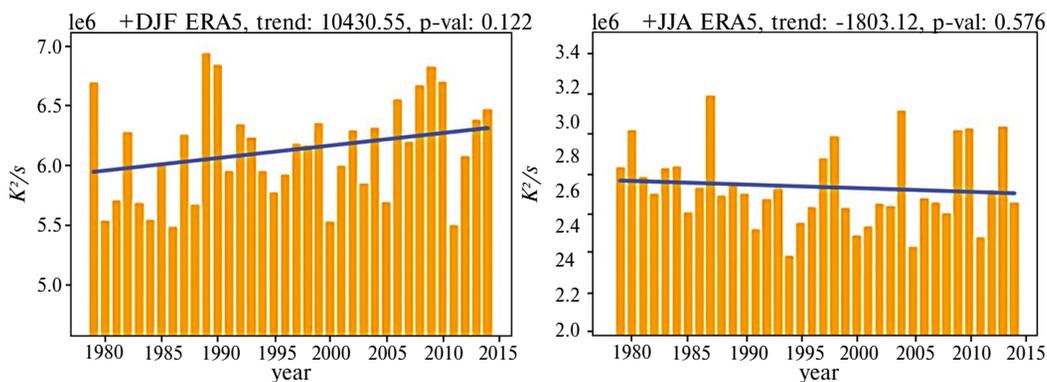


Рис. 3. Данные реанализа ERA5. Изменчивость суммарного противоградиентного вихревого потока тепла в области $20\text{--}50^\circ$ с.ш. для зимнего (слева) и летнего (справа) периодов

летнего периода (JJA) и зимнего периода (DJF) были просуммированы противоградиентные и градиентные потоки в каждом узле сетки для всех долгот от 0 до 360 для субтропической зоны ($20\text{--}50$ с.ш.). Результаты по данным реанализа показаны на рис. 3, где видно, что для зимнего периода присутствует значимый положительный тренд, тогда как для летнего периода — отрицательный тренд, однако его значимость не высока ($\approx 75\%$). Результаты, полученные для зимнего периода, согласуются с положительным трендом в количестве антициклонических опрокидываний, а результаты для летнего периода в большей

степени схожи с результатами для циклонического типа, для которых либо тренд отсутствует, либо он отрицательный [Thorncroft, 1993].

Результаты по данным моделирования модели ИВМ РАН показаны на рис. 4. На рисунках видно, что для зимнего периода присутствует слабо выраженный положительный тренд, тогда как для летнего периода он практически отсутствует.

На рис. 5 показано среднесезонное распределение удельной скорости производства материальной энтропии за счет вихревых потоков

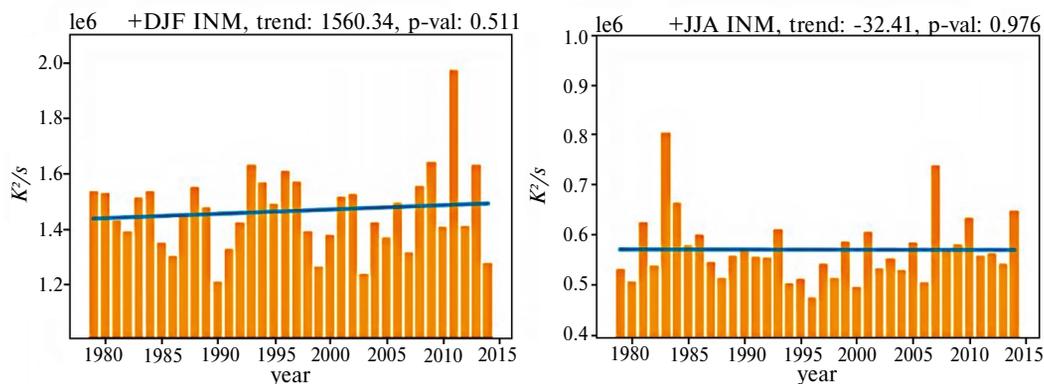


Рис. 4. Данные модели ИВМ (СМIP6). Изменчивость суммарного противогradientного вихревого потока тепла в области 20–50° с.ш. для зимнего (слева) и летнего (справа) периодов

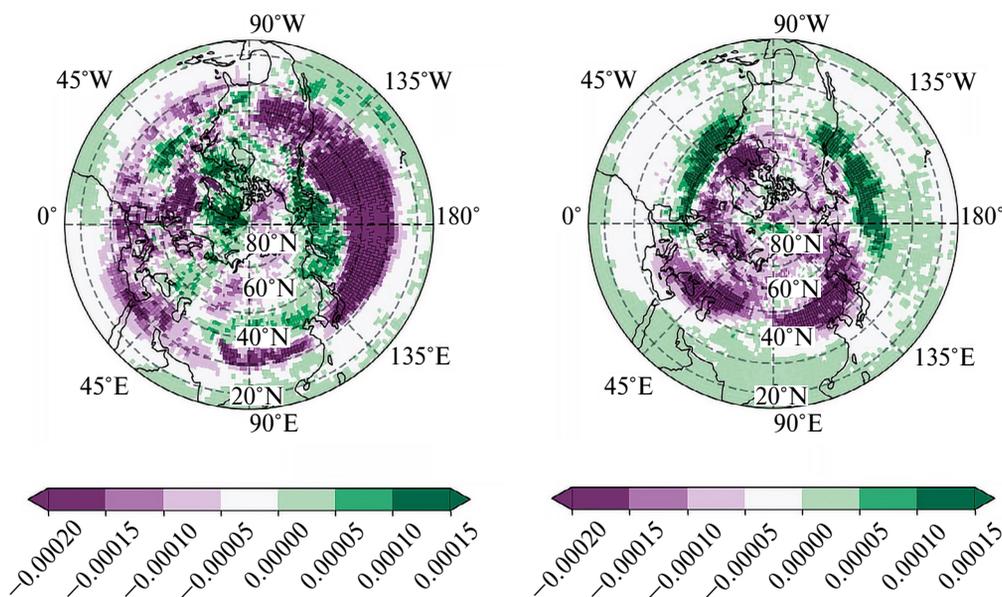


Рис. 5. Удельная скорость производства материальной энтропии за счет вихревых потоков тепла по данным реанализа ERA5 для сезонов: зима (слева), лето (справа)

явного тепла по данным реанализа ERA5 для зимнего и летнего сезонов, на рис. 6 то же по результатам моделирования модели ИВМ РАН. На рисунках отмечены области с отрицательным производством материальной энтропии, которые расположены на северном фланге струйного течения.

Отметим, что локально отрицательная скорость производства энтропии не противоречит второму закону термодинамики, поскольку она компенсируется ростом энтропии за счет других внутренних необратимых процессов.

Традиционно производство энтропии не является одной из первых физических величин,

которую изучают разработчики климатических моделей при оценке эффективности глобальной модели климатической системы или реакции климатической системы на воздействия. Внимание к производству энтропии в климатической системе и климатических моделях возобновилось, когда некоторые авторы начали предлагать его в качестве целевой функции для оптимальной настройки свободных или эмпирических параметров численных моделей [Golitsyn and Mokhov, 1978; Paltridge, 1975; Kleidon and Lorenz, 2005] для получения хорошего приближения состояния климата [Goody, 2000]. Это версия так называемого принципа производства максимальной энтропии (max-

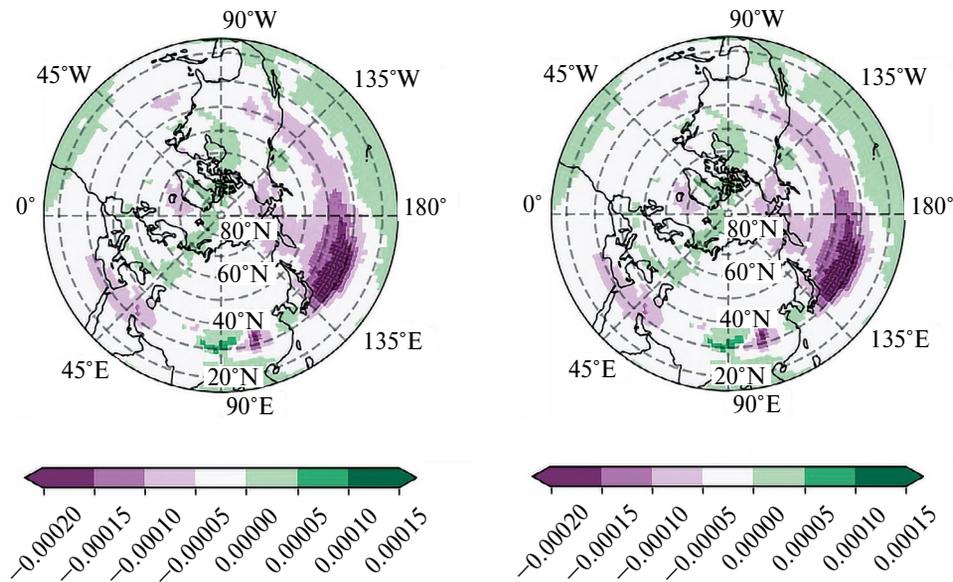


Рис. 6. Удельная скорость производства материальной энтропии за счет вихревых потоков тепла по данным модели ИВМ РАН (СМIP6) для сезонов: зима (слева), лето (справа)

imum entropy production principle) [Peixoto et al., 1991], который предполагает, что любые неравновесные системы приспособляются к максимизации производства энтропии. Климат — это многомасштабная система, динамика которой имеет место в широком диапазоне взаимодействующих масштабов. Определение параметризации для неразрешенных масштабов является важной проблемой — моделирования климата, а предложение теорий замыкания, связывающих мелко- и крупномасштабные свойства, является основной частью любой попытки сформулировать приближенные теории динамики климата. Проблема понимания влияния малых масштабов на большие и наоборот, а также правильного выполнения масштабирования выходных данных модели, является крайне важной. Это имеет большое значение для взаимного сравнения характеристик различных версий данной числовой модели или набора численных моделей, моделирующих одну и ту же систему и различающихся принятым пространственным и временным разрешением, а также сравнением данных модели с наблюдениями.

3.2. Баланс энтропии на поверхности Земли

За последние несколько лет был достигнут ряд успехов в применении подходов термодинамики для лучшего описания процессов в системе Земли в целом и на поверхности, в частности

[Gibbins and Haigh, 2020; Kleidon, 2004; Kleidon and Schymanski, 2008; Brunzell et al., 2011].

В этом разделе дана количественная оценка производства энтропии в уравнении баланса энтропии на поверхности земли. Для этого мы используем данные моделирования с помощью модели ИВМ РАН за период 2000–2010 гг.

Мы рассмотрим только компоненты и суммарное производство энтропии за счет радиации поверхностью на континентах в уравнении (8), соответственно σ_s , σ_L и $\sigma = \sigma_s + \sigma_L$. Результаты расчетов производства энтропии за счет радиации поверхностью (уравнение 7) показаны на рис. 7. Данные результаты моделирования поверхности земли дают основания предполагать, что растительность, по-видимому, увеличивает производство энтропии за счет преобразования коротковолнового излучения в тепло. В то же время растительность увеличивает и вынос энтропии, в котором доминирует скрытый теплообмен. Это может приводить к уменьшению общего баланса энтропии по сравнению с моделью с уменьшенным растительным покровом. Все это требует дополнительных исследований и моделирования на основе модели Земной системы.

4. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Результаты исследования вихревых потоков тепла в районе субтропического струйного течения, с учетом их термодинамических свойств,

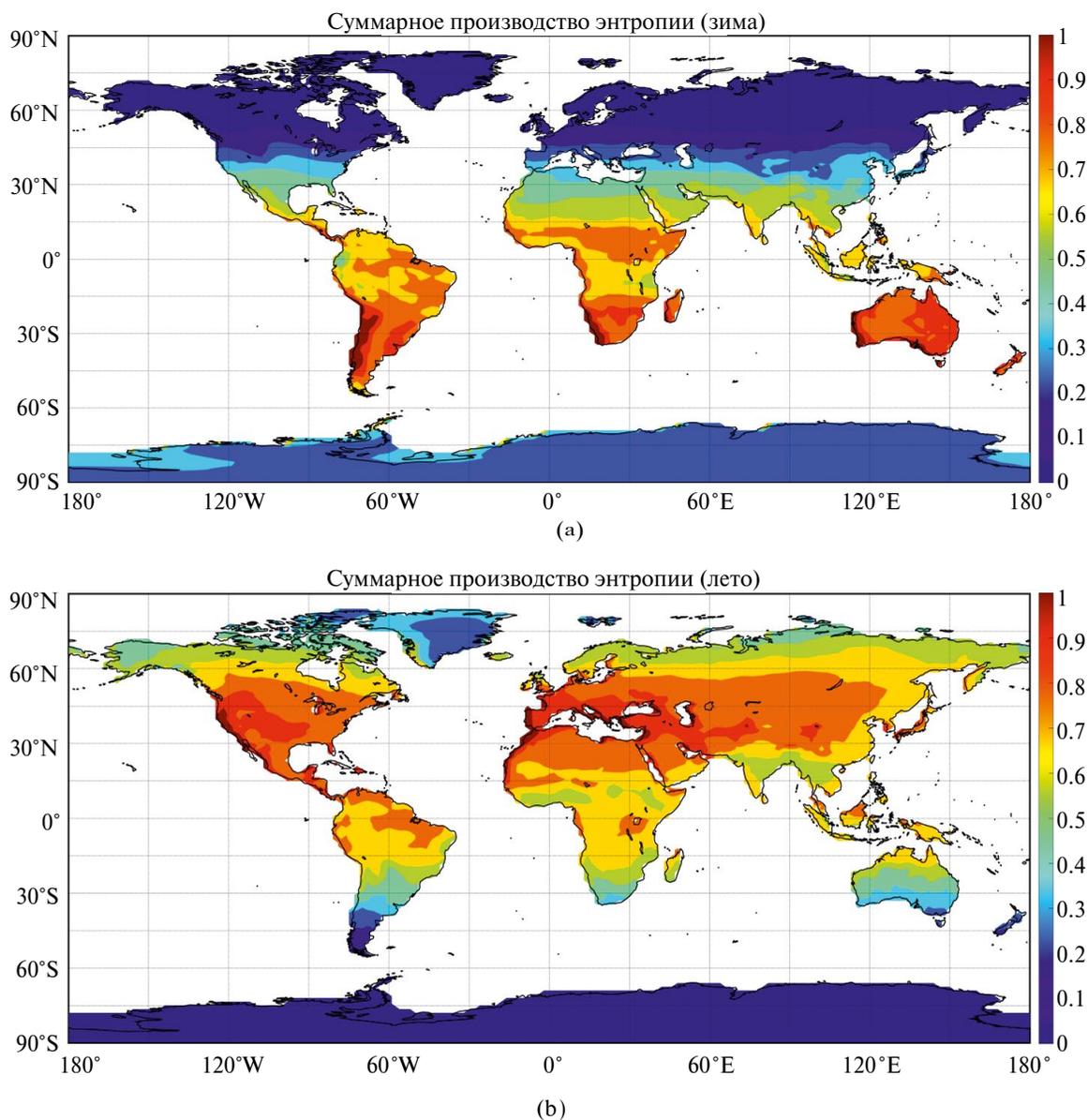


Рис. 7. Производство энтропии поверхностью $\sigma = \sigma_s + \sigma_L$ ($\text{ДжК}^{-1}\text{м}^{-2}\text{с}^{-1}$) над континентами за счет поглощения коротковолнового и длинноволнового излучения для сезонов: зима (a) и лето (b)

и производства энтропии за счет радиации поверхностью, представлены в данной работе.

- Дана оценка долговременной изменчивости вихревых потоков тепла, за каждый день летнего периода (JJA) и зимнего периода (DJF), были просуммированы противогradientные и gradientные потоки в каждом узле сетки для всех долгот от 0 до 360 для субтропической зоны ($20\text{--}50^\circ$ с.ш.) по данным реанализа и моделирования модели ИВМ РАН.

- Результаты показывают, что производство внутренней энтропии вихревого потока явного

тепла в окрестности северного фланга субтропического струйного течения отрицательно, что соответствует противогradientному вихревому потоку тепла в этой области.

- Получена оценка составляющих глобального производства энтропии поверхностью континентов, связанных с поглощением и преобразованием в тепло низкоэнтропийного солнечного излучения и длинноволнового излучения.

Численные модели динамики климата обычно не строятся для обеспечения точного учета энтропии. Однако следует отметить, что вни-

вание к производству энтропии в климатической системе и при моделировании климата возобновилось, когда некоторые авторы начали предлагать его в качестве целевой функции для максимизации при настройке свободных или эмпирических параметров приближенных численных моделей, но остается открытым вопрос, в какой степени второй закон термодинамики влияет на создание схем параметризации подсеточных процессов [Goody, 2000; Gassmann and Herzog, 2015; Gassmann, 2018].

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы благодарны анонимным рецензентам за полезные комментарии и предложения.

ФИНАНСИРОВАНИЕ

Работа выполнена при поддержке Российского научного фонда (грант № 23-17-00273).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Крупчатников В.Н., Гочаков А.В., Антохина О.Ю.* Исследование особенностей вихревых потоков импульса и тепла в области струйных течений // Сб. тр. СибНИГМИ, 2023. Вып. 108. С. 5–16.
https://doi.org/10.55235/0320359X_2023_108_5
- Крупчатников В.Н., Курбаткин Г.П.* Моделирование крупномасштабной динамики атмосферы. Численные методы. Новосибирск: ВЦ СО АН СССР, 1991. 169 с.
- Марчук Г.И., Дымников В.П., Курбаткин Г.П., Саркисян А.С.* Программа “Разрезы” и мониторинг Мирового океана // Метеорология и гидрология. 1984. № 8. С. 9–17.
- Программа исследования атмосферы и океана в целях изучения короткопериодных изменений климата (программа «Разрезы»). / Под ред. Г.И. Марчука // Итоги науки и техники. Атмосфера, океан, космос — программа “Разрезы”. 1981. Т. 1. 60 с.
- Barnes E.A., Hartmann D.L.* Detection of Rossby wave breaking and its response to shifts of the midlatitude jet with climate change // *J. Geophys. Res. Atm.* 2012. V. 117. №. D9.
<https://doi.org/10.1029/2012JD017469>
- Birner T., Thompson D.W., Shepherd T.G.* Up-gradient eddy fluxes of potential vorticity near the subtropical jet // *Geophys. Res. Lett.* 2013. V. 40. P. 5988–5993.
- Brunsell N.A., Schymanski S.J., Kleidon A.* Quantifying the thermodynamic entropy budget of the land surface: is this useful? // *Earth System Dynamics.* 2011. V. 2(1) P. 87–103.
<https://doi.org/10.5194/esd-2-87-2011>
- Gassmann A., Herzog H.-J.* How is local material entropy production represented in a numerical model? // *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society.* 2015. V. 141. P. 854–869.
- Gassmann A.* Entropy production due to subgrid-scale thermal fluxes with application to breaking gravity waves // *Q.J.R. Meteorol. Soc.* 2018. V. 144. P. 499–510. URL: <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1002/qj.3221>
- Gibbins G., Haigh, J.D.* Entropy Production Rates of the Climate // *J. Atmos. Sci.* 2020. V. 77. P. 3551–3566.
- Gochakov A.V., Antokhina O.Yu., Krupchatnikov V.N., Martynova Yu.V.* Long-term Variability of Rossby Wave Breaking in the Subtropical Jet Stream Area // *Russian Meteorology and Hydrology.* 2022. V. 47. № 2. P. 79–88.
- Golitsyn G.S., Mokhov I.I.* Stability and external properties of climate models // *Atmos. Oceanic Phys.* 1978. V. 14. P. 271–277.
- Goody R.* Sources and sinks of climate entropy // *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society.* 2000. V. 126. P. 1953–1970.
- Held I.M., Hou A.Y.* Nonlinear axially symmetric circulations in a nearly inviscid atmosphere // *J. Atmos. Sci.* 1980. V. 37. P. 515–533.
<https://doi.org/10.1175/1520-0469.037<0515:NASCIA>2.0.CO2>
- Holland W.R., Rhines, P.B.* An example of eddy-induced ocean circulation // *J. of Physical Oceanography.* 1980. V. 10. P. 1010–1031.
- Illari L., Marshall J.C.* On the interpretation of eddy fluxes during a blocking episode // *J. Atmos. Sci.* 1983. V. 40. P. 2232–2242.
- Kleidon A., Fraedrich K., Kirk E., Lunkeit F.* Maximum entropy production and the strength of boundary layer exchange in an atmospheric general circulation model // *Geophysical Research Letters.* 2006. V. 33.
<https://doi.org/10.1029/2005GL025373>
- Kleidon A., Lorenz R.* Non-equilibrium thermodynamics and the production of entropy, *Understanding Complex Systems*, Springer, Berlin, 2005.
- Kleidon A.* Optimized stomatal conductance of vegetated land surfaces and its effects on simulated productivity and climate // *Geophys. Res. Lett.* V. 31. P. 1–4.
<https://doi.org/10.1029/2004GL020769>, 2004.
- Kleidon A., Schymanski S.* Thermodynamics and optimality of the water budget on land: a review // *Geophys. Res. Lett.* V. 35. V. 1–6.
<https://doi.org/10.1029/2008GL035393>, 2008.

- Krupchatnikov V.N., Borovko I.V.* Rossby wave breaking and blocking events associated with some atmospheric circulation regimes in the Northern Hemisphere based on a climate system model (PlaSim-ICMMG-1.0) // IOP Conf. Ser.: Earth Environ. Sci. 2020. V. 611. P. 012015.
<https://doi.org/10.1088/1755-1315/611/1/012015>.
- Lau N.C., Wallace J.M.* On the Distribution of Horizontal Transports by Transient Eddies in the Northern Hemisphere Wintertime Circulation // J. Atmos. Sci. 1979. V. 36. P. 1844–1861.
- Lucarini V., Pascale S.* Entropy production and coarse graining of the climate fields in a general circulation model // Climate Dynamics. 2014. V. 43 (3-4). P. 981–1000.
- Lupo A., Jensen A., Mokhov I., Timazhev A., Eichler T., Efe B.* Changes in Global Blocking Character in Recent Decades // Atmosphere. 2019. V. 10. № 2. P. 92.
<https://doi.org/10.3390/atmos10020092>
- McIntyre M.E., Palmer T.N.* Breaking planetary waves in the stratosphere // Nature. 1983. V. 305. P. 593–600.
- Murakami T.* Stratospheric Wind Temperature and Isobaric Height Conditions During the IGY Period. Part I. Report № 5. Planetary Circulation Project, Dept. of Meteor., Mass. Inst. Tech. 1962. P. 1–213.
- Paltridge G.W.* Global dynamics and climate—a system of minimum entropy exchange, Quarterly // J. of the Royal Meteorological Society 1975. V. 101. P. 475–484.
- Peixoto J. P., Oort A. H., Almeida M. De, Tomé A.* Entropy budget of the atmosphere // J. Geophys. Res. Atmos. 1991. V. 96 (D6). 10 981–10 988.
- Peng L.* A simple numerical experiment concerning the general circulation in the lower stratosphere // Pure and Applied Geophysics V. 61. 1965. P. 191–218.
<https://doi.org/10.1007/BF00875777>
- Salmon R., Held I.M., Fields J., Thiffeault J.L.* The General circulation of the atmosphere: 2000 program in Geophysical Fluid Dynamics. Woods Hole Oceanographic Institution. 2001.
<https://doi.org/10.1575/1912/15>
- Thompson D.W.J., Birner T.* On the linkages between the tropospheric isentropic slope and eddy fluxes of heat during northern hemisphere winter // J. Atmos. Sci. 2012. V. 69. P. 1811–1823.
- Thorncroft C.D., Hoskins B.J., McIntyre M.E.* Two paradigms of baroclinic-wave life-cycle behavior // Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society. 1993. V. 119 (509). P. 17–55.
<https://doi.org/10.1002/qj.49711950903>
- Wallace J.M.* Trajectory slopes, counter gradient heat fluxes and mixing by lower stratospheric waves // J. Atmos. Sci. 1978. V. 35 P. 554–558.
- White R.M.* The Counter-Gradient Flux of Sensible Heat in the Lower Stratosphere // Tellus. 1954. V. 6. № 2. P. 177–179.
<https://doi.org/10.3402/tellusa.v6i2.8724>

ON EDDY HEAT FLUXES AND ENTROPY PRODUCTION IN THE JET FLOW REGION AND ON THE EARTH'S SURFACE IN THE CLIMATE MODEL INM RAS

© 2025 V. N. Krupchatnikov^{1,3}, A. V. Gochakov², O. Yu. Antokhina⁴, V. S. Gradov¹, I. V. Borovko¹

¹*Institute of Computational Mathematics and Mathematical Geophysics SB RAS,
Prospekt Akademika Lavrentyeva, 6, Novosibirsk, 630090 Russia*

²*“Siberian Regional Research Hydrometeorological Institute”, Sovetskaya str., 30, Novosibirsk, 630099 Russia*

³*Obukhov Institute of Atmospheric Physics, RAS, Pyzhevsky per., 3, bld. 1, Moscow, 119017 Russia*

⁴*Zuev Institute of Atmospheric Optics SB RAS, Academician Zuev Square, 1, Tomsk, 634055 Russia*

*e-mail: vkupchatnikov@yandex.ru

This paper discusses some results of the study of eddy heat fluxes in the vicinity of a subtropical jet stream. Many large-scale dynamical phenomena in the Earth's atmosphere are associated with Rossby wave propagation and collapse processes. Here we focus on regions of counter-gradient eddy heat fluxes in the region of the subtropical jet stream in the Northern Hemisphere associated with Rossby wave overturning. In these regions, we observe meridional energy transfer on the northern flank of the jet stream in the equatorial direction from the ERA-5 reanalysis data and simulation data with the INM-CM4-8 climate model of the G.I. Marchuk Institute of Computational Mathematics of the Russian Academy of Sciences. The entropy production due to horizontal heat transfer becomes negative, since heat is transferred against the temperature gradient, but this is not a violation of the second law of thermodynamics, since the main part of entropy production occurs due to the processes of vertical heat transfer, such as convection, and other

irreversible processes. Entropy production is sensitive to land cover, the entropy balance being most related to radiation at the surface. Quantifying the thermodynamic balance of entropy and entropy production is a useful metric for evaluating the interactions of the atmosphere-surface system. Some estimates of entropy production by the surface are presented in this paper.

The traditional approach to studying the climate system focuses on the dynamic mechanisms and physical processes responsible for the conversion of energy from one form to another, but an approach based on analyzing the entropy balance of the climate system and especially entropy production is also important.

Keywords: turbulence, Rossby wave breaking, jet currents, eddy heat fluxes, climate modeling, entropy balance and production