

Механизм возникновения циклонических возмущений в области ВЗК и их раннее обнаружение

И.В. Мингалев¹, Н.М. Астафьева², К.Г. Орлов¹, В.С. Мингалев¹, О.В. Мингалев¹

¹*Полярный геофизический институт Кольского научного центра РАН, (ПГИ КНЦ РАН)
184209, г. Анадырь Мурманской обл., ул. Академгородок, 26а*

E-mail: mingalev_i@pgia.ru;

²*Институт космических исследований РАН (ИКИ РАН)
117997, Москва, Профсоюзная 84/32*

E-mail: ast@iki.rssi.ru

На основе созданной авторами 3-мерной модели циркуляции атмосферы исследуются механизмы формирования циклонических вихрей в тропической атмосфере Земли в области внутритерапической зоны конвергенции (ВЗК). Используется полная система уравнений газовой динамики с учетом переноса инфракрасного излучения, фазовых переходов водяного пара в микрокапли воды и частицы льда и с учетом оседания этих капель и частиц льда в поле силы тяжести. Область численного моделирования представляет собой часть шарового слоя над ограниченным участком земной поверхности с размерами: до высоты 15 км, 32 градуса по долготе и 25 градусов по широте; с разрешением 200 м по высоте и 0.04 градуса по горизонту. В начальных и граничных условиях модели используются наблюдательные данные о структуре доминирующих воздушных потоков, формирующихся во внутритерапической зоне конвергенции над северной Атлантикой в периоды ее наибольшей термодинамической интенсивности и неустойчивости. Проведено сравнение численно полученных результатов с данными микроволнового спутникового мониторинга — глобальными радиотепловыми полями Земли из электронной коллекции GLOBAL–Field (<http://www.iki.rssi.ru>). Показано, что циклонические возмущения возникают при достаточно сильных изгибах внутритерапической зоны конвергенции и только при учете вертикального и меридионального переноса воздушных масс в начальных и граничных условиях. Работа выполнена при поддержке Программы №16 Президиума РАН.

Ключевые слова: циркуляция атмосферы, циклонические возмущения, численное моделирование, микроволновый спутниковый мониторинг, радиотепловые поля.

Введение

Исследование физических механизмов образования циклонических возмущений важно как для теоретических, так и для практических целей, поскольку позволяет создать эффективную методику раннего предсказания возникновения катастрофических ураганов над тропическими районами океанов, основанную на анализе данных микроволнового спутникового мониторинга. Несмотря на большие объемы исследований, проведенных в результате численного и лабораторного моделирования, а также накопленных данных наблюдений, физические механизмы образования тропических циклонов однозначно не установлены. В частности, не установлены достоверно механизмы формирования первичных депрессий – слабых циклонических возмущений в тропической атмосфере из которых в дальнейшем развиваются тропические циклоны. Решение этой проблемы открыло бы возможность создания эффективной методики раннего предсказания возникновения ураганов над тропическими районами океанов, основанной на анализе данных спутниковых наблюдений. Создание такой методики является очень важной и актуальной задачей.

В настоящее время не представляется возможным получить детальную картину термодинамики атмосферы при зарождении тропического циклона, используя исключительно данные наблюдений. Современные технические средства не позволяют измерить поле скоростей ветра, поля давления и температуры в области с горизонтальными размерами в несколько сотен километров и вертикальным размером более 10 км с достаточно хорошим разрешением. В то же время использование численной модели, которая адекватно описывает динамику атмосферы и основные физические процессы в ней и имеет достаточно пространственное разрешение, дает возможность детально исследовать динамические процессы в атмосфере при помощи численного моделирования и, в результате, позволяет интерпретировать имеющиеся данные наблюдений более точно, чем ранее.

Численное моделирование уже применялось для исследования поведения циклонов. Так, например, в [1, 2] используется численная негидростатическая мезомасштабная модель эволюции циклона. В этой модели в качестве начального условия задается достаточно интенсивный горизонтальный вихрь и рассчитывается его эволюция, приводящая к формированию циклона или урагана. Вопрос же о возникновении собственно начального горизонтального вихревого течения остается открытым.

В настоящей работе излагаются результаты численного моделирования динамики тропосферы в районе внутритропической зоны конвергенции при наличии изгибов этой зоны в начальный момент. Проводится сравнение полученных результатов с данными микроволнового спутникового мониторинга – глобальными радиотепловыми полями Земли [3] из электронной коллекции GLOBAL-Field (<http://www.iki.rssi.ru>), позволяющими изучать структуру атмосферных движений в широком диапазоне пространственно–временных масштабов.

Для численного моделирования использована созданная авторами 3–мерная региональная модель циркуляции атмосферы. В модели учитываются процессы нагрева–охлаждения воздуха за счет поглощения–испускания инфракрасного излучения, а также за счет фазовых переходов водяного пара в микрокапли воды и частицы льда, которые играют важную роль. Также учитывается оседание микрокапель воды и частиц льда в поле силы тяжести. Принимается во внимание, что по данным наблюдений достаточно крупные циклонические вихревые течения – депрессии со скоростью ветра до 10-15 м/с часто возникают на границах внутритропической зоны конвергенции (ВЗК) во время ее наибольшей интенсивности и неустойчивости. В начальных и граничных условиях модели используются данные о структуре доминирующих воздушных потоков в ВЗК: в интервале высот от поверхности Земли до высоты примерно 3 км меридиональная компонента ветра направлена к центру, а на высотах более 3 км – от центра зоны; вертикальная компонента ветра внутри ВЗК направлена вверх; зональная компонента ветра – восточная.

Варианты созданной авторами 3-мерной региональной модели циркуляции атмосферы с меньшими размерами по горизонту использовались в [4], где исследовался процесс формирования течения воздуха над теплым пятном воды на поверхности океана при отсутствии движения воздуха в начальный момент, и в [5], где исследовалась эволюция зонального сдвигового течения в нижней атмосфере на тропических широтах при наличии в начальный момент большой области с малым понижением давления.

Краткое описание численной модели и результаты моделирования

Атмосферный газ рассматривается как смесь воздуха и водяного пара, в которой могут присутствовать аэрозоли двух видов – из микрокапель воды и из микрочастиц льда. Предполагается, что микрокапли воды и микрочастицы льда являются сферами (с радиусами 0.1 мм и 0.03 мм, соответственно), движущимися относительно смеси воздуха и водяного пара со скоростями осаждения во внешнем силовом поле $\mathbf{V}_{\text{вн}}^{\text{ос}}$ и $\mathbf{V}_{\text{п}}^{\text{ос}}$, определяемыми по формуле Стокса с поправкой Каннингэма. Выбранные размеры частиц аэрозолей соответствуют реальным средним размерам частиц в облаках; температура смеси и частиц аэрозолей T считается одинаковой. Предполагается, что аэрозоль из капель воды может присутствовать только при условиях насыщенности водяного пара и $T \geq T_0 = 273,15\text{K}$, а аэрозоль из частиц льда – только при условиях насыщенности водяного пара и $T \leq T_0$. При $T = T_0$ температура среды не может увеличиться, пока не расплавятся все частицы льда, и не может уменьшиться, пока не замерзнут все капли воды. Зависимость плотности насыщенного пара $\rho_{\text{п}}^{\text{max}}$ от температуры задается уравнением

$$\rho_{\text{п}}^{\text{max}}(T) = (T/T_0)^a \exp(b(T - T_0)/TT_0) \rho_0^{\text{max}}/(R_{\text{п}}T), \quad (1)$$

где ρ_0^{max} – давление насыщенного пара при $T = T_0$, а параметры a и b определяются по формулам

$$\text{при } T \geq T_0 \quad a = (3/2 - C_{\text{в}}/R_{\text{п}}), \quad b = (q_{\text{исп}}^0 - T_0(3R_{\text{п}}/2 - C_{\text{в}}))/R_{\text{п}},$$

$$\text{при } T \leq T_0 \quad a = (3/2 - C_{\text{п}}/R_{\text{п}}), \quad b = (q_{\text{исп}}^0 + q_{\text{пл}} - T_0(3R_{\text{п}}/2 - C_{\text{п}}))/R_{\text{п}},$$

где $R_{\text{п}}$ – газовая постоянная водяного пара, $q_{\text{исп}}^0$ и $q_{\text{пл}}$ – удельная теплота испарения воды и плавления льда при $T = T_0$, а $C_{\text{в}}$ и $C_{\text{п}}$ – постоянные удельные теплоемкости воды и льда. Зависимость, заданная уравнением (1), хорошо согласуется с экспериментальной.

В каждом узле расчетной сетки вычисляются следующие переменные: T – температура, $\rho_{\text{вн}}$ и $\rho_{\text{п}}$ – плотности воздуха и водяного пара, \mathbf{V} – 3-мерный вектор гидродинамиче-

ской скорости смеси, $\rho_{\text{вд}}$ и $\rho_{\text{п}}$ – общая масса водяных капель и микрочастиц льда в единице объема. В систему уравнений модели входят уравнения неразрывности для воздуха и для полного содержания воды во всех фазовых состояниях, уравнение для 3-мерного вектора скорости воздуха в консервативной форме и уравнение для полной энергии единицы объема среды W

$$\frac{\partial \rho_{\text{вд}}}{\partial t} + \operatorname{div}(\rho_{\text{вд}} \mathbf{V}) = 0, \quad (2)$$

$$\frac{\partial(\rho_{\text{вд}} + \rho_{\text{вд}} + \rho_{\text{п}})}{\partial t} + \operatorname{div}(\rho_{\text{п}} \mathbf{V} + \rho_{\text{вд}} (\mathbf{V} + \mathbf{V}_{\text{вд}}^{\text{oc}}) + \rho_{\text{п}} (\mathbf{V} + \mathbf{V}_{\text{п}}^{\text{oc}})) = 0, \quad (3)$$

$$\frac{\partial(\rho_{\text{вд}} \mathbf{V})}{\partial t} + \operatorname{div}(\rho_{\text{вд}} \mathbf{V} \otimes \mathbf{V}) = (-\nabla p + \operatorname{div} \boldsymbol{\tau}) + (\rho_{\text{вд}} + \rho_{\text{вд}} + \rho_{\text{п}}) \mathbf{F}, \quad (4)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial W}{\partial t} + \operatorname{div}(W_{\text{вд}} \mathbf{V} + W_{\text{вд}} (\mathbf{V} + \mathbf{V}_{\text{вд}}^{\text{oc}}) + W_{\text{п}} (\mathbf{V} + \mathbf{V}_{\text{п}}^{\text{oc}})) = \\ = (\rho_{\text{вд}} \mathbf{V} + \rho_{\text{вд}} (\mathbf{V} + \mathbf{V}_{\text{вд}}^{\text{oc}}) + \rho_{\text{п}} (\mathbf{V} + \mathbf{V}_{\text{п}}^{\text{oc}}), \mathbf{F}) + \operatorname{div}(\boldsymbol{\tau} \mathbf{V} - p \mathbf{V} - \mathbf{j}) + Q. \end{aligned} \quad (5)$$

Здесь $\rho_{\text{вд}} = \rho_{\text{вд}} + \rho_{\text{п}}$, $\mathbf{V} \otimes \mathbf{V}$ – тензорное произведение вектора \mathbf{V} на себя, $p = (\rho_{\text{вд}} R_{\text{вд}} + \rho_{\text{п}} R_{\text{п}}) T$ – давление смеси, $R_{\text{вд}}$ – газовая постоянная воздуха, $\boldsymbol{\tau}$ – тензор вязких напряжений, а \mathbf{F} – ускорение внешних сил, складывающееся из ускорений сил тяжести, Кориолиса и центробежной. Поверхность Земли считается сферической и меридиональная составляющая центробежной силы, которая в реальности компенсируется несферичностью Земли, не учитывается. Ускорение \mathbf{F} задается формулой $\mathbf{F} = -\mathbf{r}(g_0 r_{\oplus}^2/r^3 - \Omega^2 + (\Omega \cdot \mathbf{r})^2/r^2) + 2[\mathbf{V} \times \boldsymbol{\Omega}]$, где g_0 – ускорение силы тяжести на полюсах на поверхности Земли, \mathbf{r} – радиус вектор от центра Земли до точки рассмотрения, r – его длина, r_{\oplus} – радиус Земли, $\boldsymbol{\Omega}$ – вектор угловой скорости вращения Земли. Тензор вязких напряжений $\boldsymbol{\tau}$ задается с учетом турбулентного обмена как девиатор симметричного тензора \mathbf{D} по формулам $\boldsymbol{\tau} = \mathbf{D} - \mathbf{I} \operatorname{Tr}(\mathbf{D})/3$, $\mathbf{D} = \eta(\nabla \mathbf{V}) + (\nabla \mathbf{V})^T \boldsymbol{\eta}$, где \mathbf{I} – единичный тензор, $\operatorname{Tr}(\mathbf{D})$ – след тензора \mathbf{D} , $\nabla \mathbf{V}$ – тензор градиента гидродинамической скорости, а $\boldsymbol{\eta}$ – симметричный тензор коэффициентов вязкости.

Коэффициенты турбулентного обмена зависят от шага сетки в направлении данного орта и задаются по формуле Ричардсона [6], как в модели общей циркуляции атмосферы Земли [7]. Полная энергия единицы объема среды определяется с учетом скрытой теплоты фазовых переходов водяного пара по формулам $W = W_{\text{вд}} + W_{\text{вд}} + W_{\text{п}}$, $W_{\text{п}} = \rho_{\text{п}}((\mathbf{V} + \mathbf{V}_{\text{п}}^{\text{oc}})^2/2 + C_{\text{п}} T)$, $W_{\text{вд}} = \rho_{\text{вд}}((\mathbf{V} + \mathbf{V}_{\text{вд}}^{\text{oc}})^2/2 + C_{\text{вд}}(T - T_0) + q_{\text{пв}} + C_{\text{п}} T_0)$, $W_{\text{вд}} = \rho_{\text{вд}} + V^2/2 + 3p/2 + \rho_{\text{п}}(q_{\text{неп}}^0 + q_{\text{пв}} + C_{\text{п}} T_0 - 3R_{\text{п}} T_0/2)$.

Кроме того, в уравнении (5) используются обозначения $\mathbf{j} = -\lambda \nabla T$ – вектор потока тепла, λ – симметричный тензор коэффициентов теплопроводности, а Q – скорость выделения-поглощения энергии в единице объема за счет поглощения-испускания инфракрасного излучения, для определения которой в модель введен блок расчета переноса инфракрасного излучения (с учетом результатов эталонных расчетов [8]).

Область моделирования представляет собой часть шарового слоя над ограниченным участком земной поверхности с размерами по высоте от поверхности Земли до высоты 15 км, по долготе 32° , а по широте 25° . Южная граница области моделирования для разных вариантов расчетов находилась на широтах от 5° южной широты до экватора. Расчетная сетка выбрана равномерной с шагом 200 м по высоте и 0.04° по широте и долготе. Для численного решения системы (2)–(5) использовалась явная разностная схема – модификация монотонной явной схемы для системы уравнений газовой динамики, представленной в работах [9, 10]. Последняя схема является обобщением явной гибридной монотонной схемы [11] второго порядка точности для одномерного уравнения неразрывности и хорошо себя зарекомендовала при расчетах динамики сложных трехмерных течений сжимаемого газа.

На нижней границе области моделирования заданы: условие прилипания $\mathbf{V} = 0$; условие насыщенности воздуха водяным паром $\rho_{\text{в}} = \rho_{\text{в}}^{\max}(T)$; поток тепла, пропорциональный разности температур воздуха и поверхности воды, и восходящий поток теплового излучения, пропорциональный 4-й степени температуры поверхности (температура поверхности океана считалась постоянной и равной 25°C). На верхней границе области моделирования заданы: нисходящий поток теплового излучения, нулевые значения производных по высоте от горизонтальных компонент \mathbf{V} (непротекание), нулевые значения производных по высоте от вертикальных компонент \mathbf{V} (проскальзывание) и от вертикальной компоненты вектора потока тепла \mathbf{j} .

На северной и южной вертикальных границах области моделирования вертикальная и зональная компоненты скорости ветра считаются заданными. Вертикальная компонента полагается равной нулю, зональная компонента – 5 м/с (направлена с востока на запад). На высотах ниже 3 км меридиональная компонента задана и направлена внутрь области моделирования, на высоте 3 км эта компонента равна нулю, выше 3 км задана равной нулю 1-я производная от этой компоненты в меридиональном направлении. Температура воздуха на этих границах также считается заданной. В тех точках границы, где воздух втекает в область моделирования, его плотность считается заданной, а в тех точках границы, где воздух вытекает из области моделирования, его плотность рассчитывается с использованием условия равенства нулю 1-й производной плотности вдоль нормали через границу.

На восточной вертикальной границе области моделирования заданы постоянные по времени значения всех компонент скорости ветра, температуры, плотности воздуха и содержание в нем водяного пара, а также нулевое содержание микрокапель воды и частиц льда. Заданные распределения компонент скорости ветра моделируют течение в районе ВЗК. Зональная компонента ветра направлена на запад и увеличивается при приближении к центру ВЗК. Меридиональная компонента направлена к центру ВЗК на высотах менее 3 км и от центра ВЗК на высотах более 3 км. Плотность воздуха удовлетворяет условию гидростатического равновесия. Вертикальная компонента ветра определяется из уравнения неразрывности. Вне центральной области ВЗК она равна нулю, а над этой областью направлена вверх, достигая максимальных значений над центром ВЗК. На западной вертикальной границе задаются нулевые значения производной вдоль нормали к границе от всех переменных.

Начальные распределения компонент скорости ветра моделируют течение в районе ВЗК и задаются так же, как на восточной границе, являясь продолжением граничных условий внутрь области моделирования. При этом ВЗК задавалась с изгибами, размер и форма которых соответствовали данным спутниковых наблюдений. Содержание водяных капель и микрочастиц льда в воздухе в начальный момент полагалось равным нулю во всей области моделирования. Начальная температура задавалась горизонтально однородной, а ее зависимость от высоты определялась по эмпирической модели NRLMSISE–00 [12] для центра расчетной области. Начальная плотность воздуха и начальная плотность водяного пара также задавались горизонтально однородными. Значение начальной плотности воздуха на поверхности определялось по эмпирической модели NRLMSISE–00 для центра расчетной области. Зависимости начальной плотности воздуха и водяного пара от высоты определялись из условия гидростатического равновесия и насыщенности водяного пара, соответственно.

Проведено численное моделирование эволюции течения при разных изгибах ВЗК в начальный момент. Форма и размеры изгибов выбирались соответствующими данным микроволнового спутникового мониторинга тропосферы над Атлантикой. В результате проведенных расчетов выявлены два типа изгибов ВЗК, при которых зарождаются циклонические течения.

Первый тип характеризуется тем, что ВЗК имеет в восточной своей части изгиб – выгнутый на север участок длиной 800–1000 км с величиной максимального отклонения в меридиональном направлении 300 км или более. При этом западный склон изгиба ВЗК имеет наклон существенно больший, чем восточный склон, а центральная линия зонального течения ВЗК к западу от изгиба может находиться южнее или севернее центральной

линии этого течения к востоку от изгиба. В случае изгибов ВЗК первого типа в течение суток на южной границе ВЗК формируется циклоническое горизонтальное вихревое течение. На рис. 1 представлены результаты моделирования для случаев, когда центральная область зонального течения ВЗК к западу от изгиба находится на разных широтах по отношению к восточной от изгиба части: на той же широте (в верхней части рис. 1), южнее (в середине) или севернее (внизу).

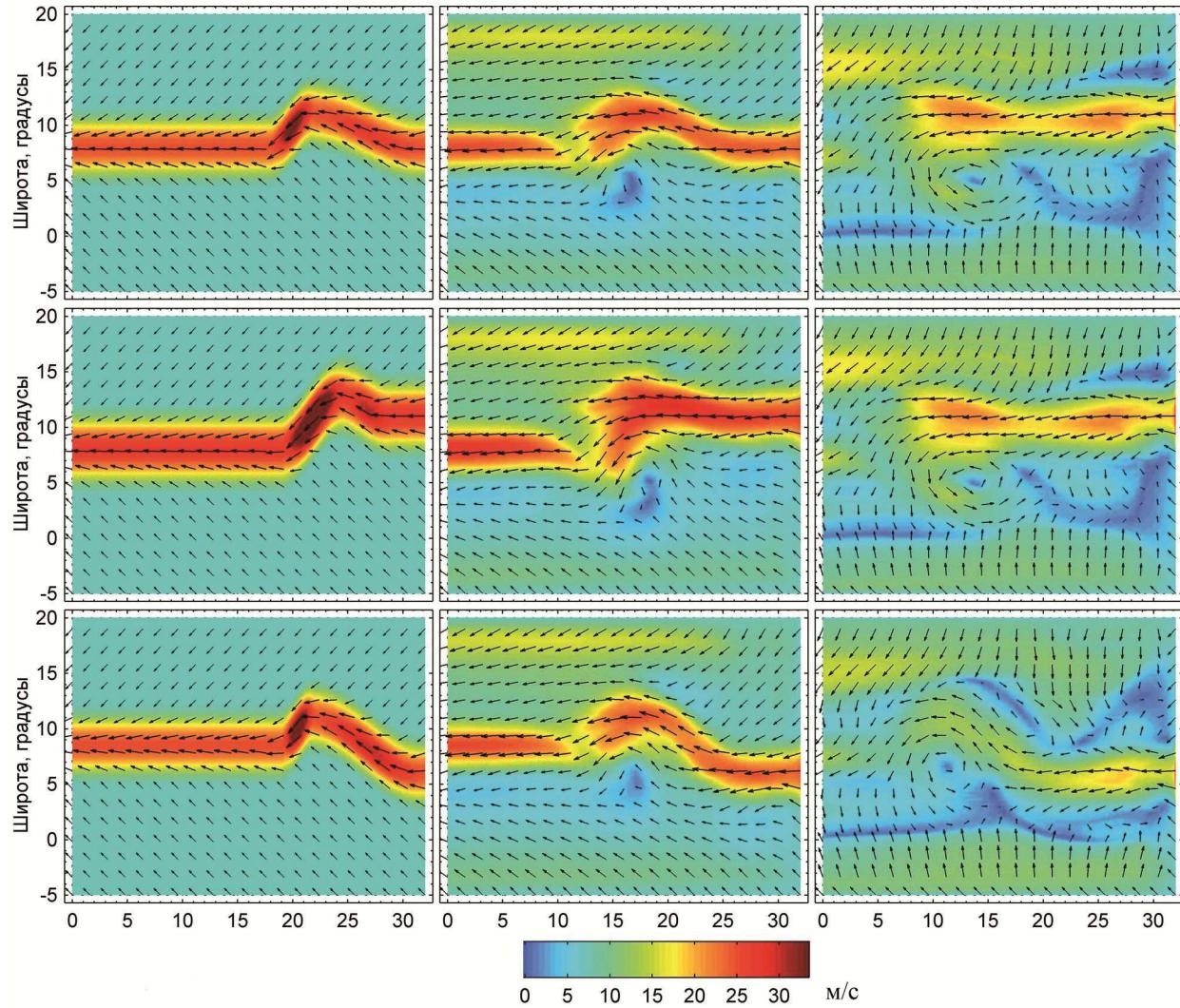


Рис. 1. Распределение горизонтальной составляющей ветра в (м/с) на высоте 600 м в начальный момент, через 12 часов и через 27 часов после начала моделирования (слева направо) для случаев, когда центральная область ВЗК к западу от изгиба находится на той же широте, южнее или севернее восточной (сверху вниз)

В левой части рис. 1 изображены распределения горизонтальной составляющей ветра в (м/с) на высоте 600 м в начальный момент времени; в середине и справа – те же распределения в моменты времени через 12 и 27 часов после начала моделирования, соответственно. Стрелки на рисунках указывают направление, а цвет – абсолютную величину горизонтальной составляющей ветра (цветовая шкала скорости показана в нижней части рис. 1, там же – масштабы по осям). Центральная область ВЗК на рисунках в начальный

момент представляет собой полосу (желто-красную) с изгибом и с наиболее длинными стрелками. На каждом из рисунков через 27 часов после начала моделирования хорошо виден сформировавшийся циклонический вихрь с центром, лежащим на широте около $5\text{--}6^{\circ}\text{с.ш.}$ и примерно на 14° к востоку от западной границы области моделирования. Видно, что скорость ветра в этом циклоническом вихре может достичь 15–20 м/с, а горизонтальный поперечный размер вихря составляет примерно 700–1000 км.

Второй тип изгибов ВЗК, при которых выявлено зарождение циклонического течения, характеризуется тем, что ВЗК имеет изогнутый на юг или на север участок длиной 800–1000 км с величиной максимального отклонения в меридиональном направлении 300 км или более. При этом западный и восточный склоны изгиба ВЗК имеют примерно равные наклоны, а центральная линия зонального течения ВЗК к западу от изгиба находится на той же широте, что и к востоку от изгиба. В случае изгибов ВЗК второго типа в течение суток формируется горизонтальное вихревое течение с парой вихрей циклон-антициклон.

Результаты моделирования представлены в верхней части рис. 2 для случая, когда изгиб ВЗК направлен на север, а в нижней части – для случая, когда изгиб ВЗК направлен на юг. Структура рис. 2 и обозначения такие же, как на рис. рис. 1.

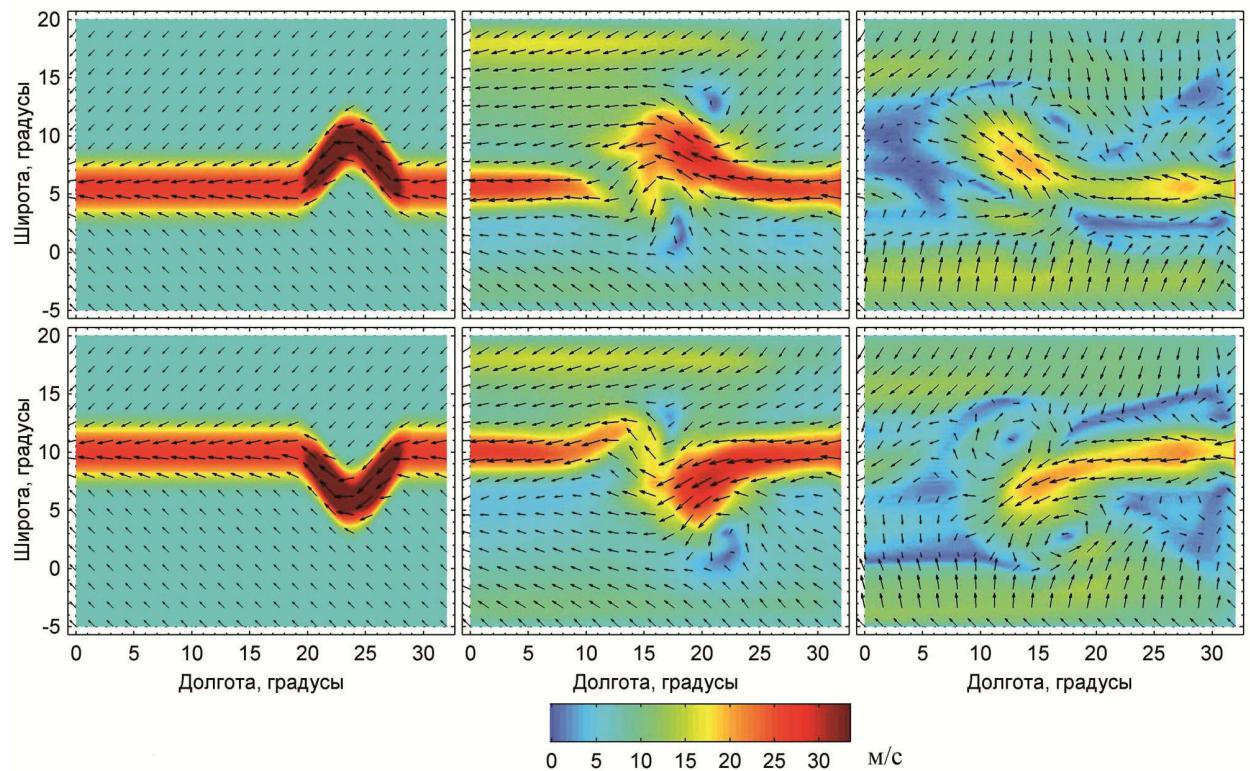


Рис. 2. То же, что на рис. 1 для случаев, когда ВЗК с обеих сторон от изгиба находится на одной широте, а изгиб направлен на север или на юг (сверху вниз)

На этих рисунках в момент времени через 27 часов после начала моделирования хорошо видны циклонический и антициклонический вихри. В верхней части рис. 2 центр

циклонического вихря лежит на широте $\sim 5,5^{\circ}$ с.ш. и около 11° к востоку от западной границы области моделирования, а центр антициклонического вихря лежит на широте примерно 11° с.ш. и около 17° к востоку от западной границы области моделирования. В нижней части рис. 2 центр циклонического вихря лежит на широте примерно $3,5^{\circ}$ с.ш. и вблизи $17,5^{\circ}$ к востоку от западной границы области моделирования, а центр антициклонического вихря лежит на широте примерно $11,5^{\circ}$ с.ш. и около 12° к востоку от западной границы области моделирования. Видно, что горизонтальные размеры этих вихревых течений примерно 700 км, а скорость ветра в них достигает значений 15–20 м/с. Отметим, что одновременное зарождение вихревой пары циклон–антициклон (так же как и одного вихря) многократно фиксировалось спутниковыми наблюдениями.

Обсуждение полученных результатов и заключение

Проведено сравнение полученных результатов с данными микроволнового спутникового мониторинга – глобальными радиотепловыми полями Земли из многолетней электронной коллекции GLOBAL–Field (два полных поля в сутки с разрешением $0,5 \times 0,5^{\circ}$ по земной поверхности за 1995–2007 гг.), позволяющими изучать структуру атмосферных движений в широком диапазоне пространственно–временных масштабов. Распределение радиояркостной температуры ассоциируется с влаго- и водозапасом атмосферы. Водяной пар, распределение которого в тропосфере контролируется крупно- и мелкомасштабными движениями, поскольку он вморожен в движения воздуха, можно рассматривать как очень репрезентативный трассер атмосферных движений. Анализ полей распределения радиояркостной температуры показал их высокую информативность [13, 14] и с успехом используется для изучения пространственно–временной динамики атмосферы и климатических изменений [15–17].

На рис. 3 приведены фрагменты глобального радиотеплового поля Земли над акваторией северной Атлантики с координатами 90° с.ш. – 30° ю.ш., 120° з.д. – 30° в.д. Фрагменты показаны в меркаторской проекции; на левом фрагменте нанесена линия экватора и показана цветовая шкала радиояркостной температуры, которая верна для всех приведенных фрагментов радиотеплового поля. Разные цвета отражают распределение радиояркостной температуры и согласуются с распределением влагозапаса тропосферы по широте и долготе в указанный день 2005 г. – распределением влагозапаса проходивших над северной Атлантикой воздушных масс. Каждая деталь радиотеплового поля отражает структуру атмосферных движений и является отпечатком течений воздуха, переносящих вморооженный водяной пар: в центральной части фрагмента видны циклон и атмосферный

фронт; повышенная радиояркостная температура вблизи экватора демонстрирует расположение ВЗК, которая в Атлантике обычно смешена к северу от экватора.

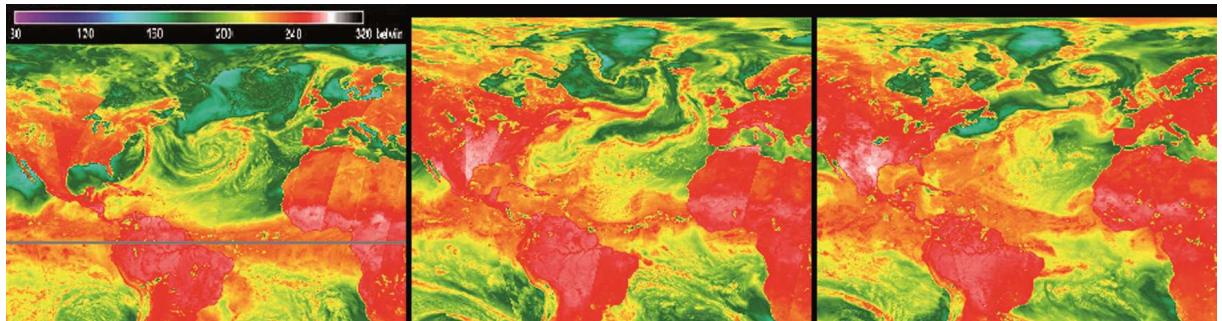


Рис. 3. Фрагменты глобального радиотеплового поля Атлантики по данным спутникового мониторинга от 3 апреля, 29 июня и 3 июля 2005 г. (слева направо)

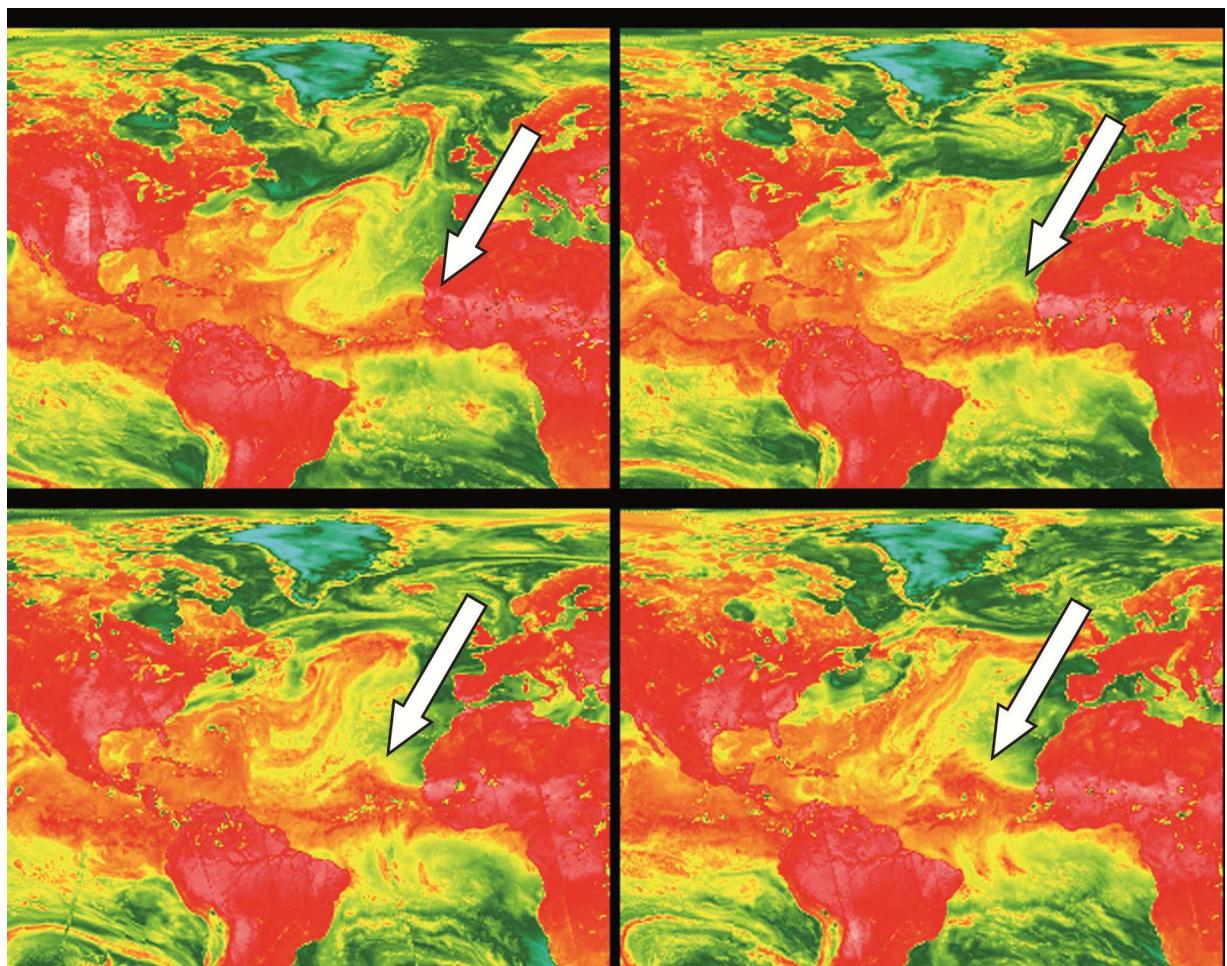


Рис. 4. Последовательные фрагменты глобального радиотеплового поля Атлантики по данным спутникового мониторинга от 3–6 августа 2005 г.

Фрагмент в левой части рис. 3 построен по данным спутникового мониторинга, полученным ранней весной – в начале апреля, когда атлантическая часть ВЗК не имеет

изгибов. В это время атлантические тропики еще недостаточно прогреты и ВЗК не возмущают интенсивные африканские волны, являющиеся причиной формирования многих атлантических ураганов в неспокойный летне-осенний период. Два другие фрагмента, показанные на рис. 3 получены в конце июня – начале июля. ВЗК на этих фрагментах заметно возмущена и имеет изгибы в своей восточной части похожие на те, которые были выбраны в качестве начальных условий при численном моделировании эволюции течения и зарождения циклонических и антициклонических вихревых течений. Спутниковые наблюдения показывают, что ситуации, когда в структуре ВЗК появляются волны и изгибы довольно часты в период интенсивного тропического циклогенеза. В результате формируются циклонические (и недолго живущие антициклонические) вихри. Некоторые из них, попадая в благоприятные условия, развиваются в интенсивные тропические циклоны и ураганы.

На рис. 4 показано развитие такого возмущения ВЗК в последовательные моменты времени – через сутки. На первом фрагменте возмущение находится над территорией Африки, на втором оно уже полностью над океаном и формирует изгиб ВЗК, на третьем фрагменте возмущение продвигается вместе с зональным восточным потоком в западном направлении, на четвертом можно видеть хорошо сформировавшийся циклонический вихрь. Параметры наблюдаемого течения (размеры и скорость продвижения на запад) согласуются с полученными в результате численного моделирования.

Результаты численного моделирования показали, что если начальные и граничные условия достаточно точно соответствуют горизонтальным и вертикальным движениям воздуха в области ВЗК, то циклонические течения формируются при двух типах изгибов ВЗК. Первый тип, когда ВЗК имеет изогнутый на север участок длиной 800–1000 км с максимальным отклонением в меридиональном направлении 300 км или более, и при этом западный склон изгиба ВЗК имеет наклон существенно больший, чем восточный склон, а центральная линия зонального течения ВЗК к западу от изгиба может находиться южнее или севернее центральной линии этого течения к востоку от изгиба. В этом случае в течение суток на южной границе ВЗК формируется циклоническое горизонтальное вихревое течение, а на северной границе ВЗК не формируется вихревых течений. Второй тип, когда ВЗК имеет изогнутый на юг или на север участок длиной 800–1000 км с величиной максимального отклонения в меридиональном направлении 300 км или более. В этом случае в течение суток на южной границе ВЗК формируется циклоническое горизонтальное вихревое течение, а на северной границе – антициклоническое горизонтальное вихревое течение. Горизонтальные размеры этих течений 600 км или более, а скорость ветра в них достигает 15–20 м/с.

Главной физической причиной формирования начального крупномасштабного циклонического вихря является возникновение изгиба ВЗК в период активного тропического циклогенеза и связанной с этим перестройки некоторых элементов общей циркуляции атмосферы. Дальнейший разгон сформировавшегося циклонического течения происходит за счет энергии, выделяющейся при конденсации водяного пара в восходящих потоках воздуха.

Работа выполнена при финансовой поддержке программы фундаментальных исследований Президиума РАН “Окружающая среда в условиях изменяющегося климата: экстремальные природные явления и катастрофы”.

Литература

1. *Rotunno R., and Emanuel K.A.* An air-sea interaction theory for tropical cyclones. Part II. // J. Atmos. Sci., 1987. V. 44, P. 542–561.
2. *Emanuel K.A.* Genesis and maintenance of «Mediterranean hurricanes». // Advances in Geosciences, 2005. V. 2, P. 217–220.
3. *Астафьев Н.М, Раев М.Д., Шарков Е.А.* Глобальное радиотепловое поле системы океан – атмосфера по данным микроволновых космических комплексов // Исследования Земли из космоса, 2006, № 3. С. 64-69.
4. *Белоцерковский О.М., Мингалев И.В., Мингалев В.С., Мингалев О.В., Опарин А.М.* О механизме возникновения крупномасштабного вихря в тропосфере над неравномерно нагретой поверхностью. // ДАН, 2006, Т. 410, 6, с. 816–820.
5. *Белоцерковский О.М., Мингалев И.В., Мингалев В.С., Мингалев О.В., Опарин А.М., Чечеткин В.М.* Образование крупномасштабных вихрей в сдвиговых течениях в нижней атмосфере земли в области тропических широт // Космические исследования, 2009, Т. 47, 6, с. 501–514.
6. Обухов А.М. Турбулентность и динамика атмосферы. Л.: Гидрометеоиздат, 1988. 413с.
7. *Мингалев И.В., Мингалев В.С.* Модель общей циркуляции нижней и средней атмосферы Земли при заданном распределении температуры. // Мат. моделирование, 2005, Т. 17, 5, с. 24–40.
8. *Троценко А.Н., Фомин Б.А.* Расчет характеристик переноса теплового излучения в атмосфере на основе метода прямого интегрирования. Изв. АН СССР, ФАО, 1989, Т. 25, 1, с. 106–109.
9. *Опарин А.М.* Численное моделирование проблем, связанных с интенсивным развитием гидродинамических неустойчивостей. // Новое в численном моделировании: алго-

- ритмы, вычислительный эксперимент, результаты. М.: Наука, 2000.
10. Белоцерковский О.М., Крагинский Л.М., Опарин А.М. Численное моделирование пространственных течений в стратифицированной атмосфере, вызванных сильными крупномасштабными возмущениями. // ЖВМ и МФ, 2003, Т. 43, 11, стр. 1744–1758.
 11. Белоцерковский О.М., Гуцин В.А., Коншин В.Н. Метод расщепления для исследования течений стратифицированной жидкости со свободной поверхностью. // ЖВМ и МФ, 1987, Т. 27, С. 594.
 12. Picone J.M., Hedin A.E., Drob D.P., and Aikin A.C. NRLMSISE-00 empirical model of the atmosphere: Statistical comparisons and scientific issues. // J. Geophys. Res., 2002. V. 107, No. A12, P. 1468–1483.
 13. Гранков А.Г., Мильшин А.А. Взаимосвязь радиоизлучения системы океан – атмосфера с тепловыми и динамическими процессами на границе раздела. М.: Физматлит, 2004. 168 с.
 14. Астафьевая Н.М., Раев М.Д., Шарков Е.А. Междугодовые и сезонные изменения радиотеплового поля Земли по данным микроволнового спутникового мониторинга // Исследования Земли из космоса, 2008. № 5. С. 9-15.
 15. Астафьевая Н.М., Шарков Е.А. Траектория и эволюция урагана ALBERTO от тропических до средних и средневысоких широт: спутниковая микроволновая радиометрия // Исследования Земли из космоса, 2008. № 6. С. 60-66.
 16. Астафьевая Н.М., Раев М.Д. Методика изучения радиотеплового поля Земли и распределения влагозапаса тропосферы // Исследования Земли из космоса, 2009. № 6. С. 16-23.
 17. Астафьевая Н.М., Хайруллина Г.Р. Проявление некоторых климатических тенденций в структуре радиотеплового поля над Атлантикой // Исследования Земли из космоса, 2010. № 3. (в печати).

The mechanism of formation of cyclonic vortices in the intratropical zone of convergence and their early detection

I.V. Mingalev¹, N.M. Astafieva², K.G. Orlov¹, V.S. Mingalev¹, O.V. Mingalev¹

¹ *Polar Geophysical Institute of RAS, (PGI RAS),
184209 Murmansk region, Apatity, Academgorodok 26a,*

E-mail: mingalev_i@pgia.ru;

² *Space Research Institute of RAS, (IKI RAS)*

117997 Moskow, Profsojuznaja 84/32

E-mail: ast@iki.rssi.ru

On the basis of the 3-dimensional model of atmosphere circulation created by authors mechanisms of formation of cyclonic vortices in tropical atmosphere of the Earth in the field of an intratropical zone of convergence (IZC) are investigated. The model is based on numerical solving of full gas dynamic equations and produces three-dimensional distributions of the wind components, temperature, air density, water vapor density, concentration of microdrops of water, and concentration of ice particles in the height range from 0 to 15 km over a limited region of the Earth's surface. The dimensions of this region in longitudinal and latitudinal directions are 32° and 25°, respectively. This model takes into account heating/cooling of the air due to absorption/emission of infrared radiation, as well as due to phase transitions of water vapor to microdrops of water and ice particles, which play an important role. The finite-difference method and explicit scheme are applied for solving the system of governing equations. The calculated parameters are determined on a uniform grid. The latitude step and longitude step are equal to 0.04° and height step is equal to 200 m. Observations of the dominating air streams formed in an IZC over northern Atlantic during the periods of its greatest thermodynamic intensity and instability are used in initial and boundary conditions of model. Comparison of numerical results with data of microwave satellite monitoring - global radio thermal fields of the Earth from electronic collection GLOBAL-Field (<<http://www.iki.rssi.ru>>) is presented. It is shown, that cyclonic vortices arise at enough strong bends of IZC and only at the account vertical and meridional transport of air in the initial and boundary conditions. Work is executed at support of the Program №16 Presidium of the Russian Academy of Sciences.

Keywords: atmosphere circulation, cyclonic vortices, numerical modeling, microwave satellite monitoring, global radio thermal fields.