

## К ВОПРОСУ О МЕХАНИЗМЕ ОБРАЗОВАНИЯ ТРОПИЧЕСКОГО ЦИКЛОНА

А.М. Нечаев<sup>1</sup>, А.А. Соловьев<sup>1</sup>, Д.А. Соловьев<sup>2</sup>

<sup>1</sup>МГУ имени М.В. Ломоносова, географический факультет

<sup>2</sup>Институт океанологии имени П.П. Ширишова РАН, solovev@ocean.ru

Обсуждается гипотеза о гидромеханическом механизме формирования восходящих течений сухого и влажного воздуха в атмосфере в контексте модели тропического циклона как неравновесной системы генерации энергии. Тропический циклон рассматривается как атмосферное возмущение, которое организуется в условиях динамического взаимодействия потоков завихренности и всплывающих теплых ядер влажного воздуха, сбрасывающих энергию в окружающую среду. Спусковым механизмом преобразования относительно однородного атмосферного вихря в ураган является формирование Ганновской неустойчивости интенсивности потоков воздуха с изменением давления в среде с существенно перераспределенными кинематическими и динамическими характеристиками. В качестве иллюстрации представлена идентификация гидродинамического механизма генерации восходящих течений с процессами формирования интенсивных атмосферных вихревых образований.

**Ключевые слова:** *атмосферный вихрь, ураган, неустойчивость Ганна, механизм образования вихря, теплое ядро*

## TO THE QUESTION ABOUT THE FORMATION MECHANISM OF TROPICAL CYCLONE

A.M. Nechaev<sup>1</sup>, A.A. Solovyev<sup>1</sup>, D.A. Soloviev<sup>2</sup>

<sup>1</sup>M.V. Lomonosov Moscow State University, Department of Geography

<sup>2</sup>P.P. Shirshov Institute of Oceanology of the RAS

The hypothesis of a hydro mechanical mechanism for the formation of ascending currents of dry and moist air in the atmosphere is discussed in the context of the model of a tropical cyclone as a non-equilibrium energy generation system. The tropical cyclone is considered as an atmospherical disturbance, and is formed under the conditions of dynamic interaction of vortex flows and emerging warm cores of moist air liberating energy in the environment. The triggering mechanism for the conversion of homogeneous atmospheric vortex into a hurricane is due to the formation of the Gunna' instability of the intensity of atmospheric air flows with change in pressure in a medium that has a substantially redistributed kinematics and dynamic characteristics. The identification of a hydrodynamic mechanism for the generation of ascending currents as the processes of intense atmospheric vortex formation is presented as an illustration.

**Keywords:** *vortex, hurricane, Gunna instability, vortex formation mechanism, warm core*

Разработке представлений о механизме образования и генезиса интенсивных атмосферных вихрей в течение длительного времени посвящено значительное число работ [4, 10, 11, 14]. Созданы физические модели ураганов с различной степенью приближения к реальным процессам [5, 6]. Применение математического моделирования позволило детализировать отдельные элементы развитого урагана, генезис его энергии и интенсивности производимых им разрушений [1, 8, 12, 15]. Многочисленные натурные исследования также не позволяют получить исчерпывающей картины относительно всех этапов генезиса ураганов, начиная от зарождения, формирования и затем их разрушению [3, 7, 13].

В настоящей работе обсуждается возможность рассмотрения тропического циклона как неравновесной системы генерации энергии. Основная задача – рассмотреть механизм преобразования относительно однородного атмосферного вихря (кластера, тропического шторма) в ураган, обладающий существенно перераспределенными кинематическими и динамическими характеристиками: скоростью ветра, давлением, температурой. В статье мы пытаемся предложить и проанализировать гидродинамические и термические факторы, которые в условиях формирования диссипативных структур с неустойчивостью Ганна при N-образной расходно-напорной характеристике, могут привести к формированию интенсивных тропических циклонов.

### Модель

При разработке представлений, уточняющих механизм интенсификации вихря, нами не ставится задача создания модели тропических циклонов, в которой воспроизводятся все без исключения признаки ураганов. Наша модель должна выделять минимальные требования, необходимые для выявления факторов определяющих механизм зарождения вихря и перехода его из стадии кластера в интенсивный ураган.

Рассмотрим вертикальный слой однородной невязкой жидкости на горизонтальной вращающейся плоскости бесконечной протяженности. Вертикальный слой представляет собой тропосферу, горизонтальная поверхность – океан. Будем иметь в виду, что первичный разогрев тропосферы при образовании тропического циклона урагана происходит в тропических кластерах и штормах благодаря выделению скрытого тепла конденсации в поднимающихся частицах (молях) влажного воздуха. Воздух приобретает высокую влажность за счет испарения с поверхности теплого океана и, перемещаясь вверх, достигает уровня конденсации [4]. Разогрев тропосферного столба создает провал гидростатического давления  $\Delta p$  между центром шторма и его периферией, который приводит воздух в движение. Характер этого движения (прямолинейный, либо вращательный) зависит от формы поверхности потенциала на различных высотах в виде изоповерхности отношения давления  $p$  к плотности  $\rho$ . Если эта поверхность имеет провал в виде ямы, воздух стремится к ее центру, возникает циркуляция. Соответствующее центростремительное сжатие воздуха помогает ему достигать по вертикали уровня конденсации  $z = H$  и соответственно подниматься вверх. Напор  $\Delta p$  радиусом  $L$ , приложенный к слою толщиной  $H$ , будет приводить к возникновению вихря с азимутальной  $V$ , радиальной  $U$  и вертикальной  $W$  скоростями. Структура идеализированного атмосферного вихря удовлетворяет условиям:  $V = U = 0$  при  $r = 0$ ,  $L = 0$  и  $W = 0$  при  $z = 0$ . Тангенциальная скорость будет иметь максимум  $V_m$  на радиусе максимального ветра  $R_m$ , радиальная скорость – максимум  $U_m$  на расстоянии  $r_m$  от центра. Осевая составляющая скорости в вихре будет определять подъем воздуха ( $W > 0$ ) в области отрицательной дивергенции скорости. Именно в этой области, на высотах превышающих уровень конденсации должен происходить разогрев тропосферного столба.

В поднимающихся частицах (молях) следует ожидать существование двух конкурирующих тепловых процессов – адиабатического охлаждения и изобарического нагрева за счет конденсации. Большая часть тепла конденсации идет на компенсацию адиабатического охлаждения. Существенно меньшая часть – рассеивается в окружающую атмосферу, увеличивая ее температуру. Некоторая часть тепла должна оставаться в молях, обеспечивая их дальнейший подъем. Можно предположить, что моли смешиваются с атмосферой частично, теряя некоторую внешнюю часть своего объема, и соответственно тепла. Одновременно моли сохраняет ядро с максимальной температурой и, уменьшаясь в массе, перемещаются к верхнему пределу своей плавучести. Изменение удельной влажности, отнесенное к перепаду температуры до определенных высот увеличивается и затем на верхних уровнях уменьшается. Это означает, что должен существовать некий высотный слой, где разогрев молей и их обмен теплом с атмосферой идет быстрее, чем на других уровнях. Разогрев тропосферного столба в центре вихря инициирует формирование горизонтального перепада гидростатического давления. С увеличением высоты подъема молей и ростом суммарного горизонтального конденсационного перегрева, провал давления по вертикали должен нарастать. Провал давления будет вызвать центростремительный поток, который при соответствующих условиях (сила Кориолиса, вихрь-зародыш) способен привести к возникновению циркуляции. Циркуляция благодаря конвергенции радиального потока сможет длительное время поддерживать разогревающий подъем влажного воздуха в центре вихря. Именно циркуляция, вместе с увеличивающимся провалом давления и нарастанием максимальной скорости будет обеспечивать интенсификацию вихря в режиме положительной обратной связи «скорость – перепад температуры – перепад давления – скорость».

### Аналитическое представление механизма зарождения урагана

Для обоснования модели зарождения урагана остановимся на анализе аналитических соотношений, определяющих взаимосвязь конвекции, давления и нагрева атмосферного влажного воздуха. В слое толщиной  $H$  при конвективном подъеме воздуха скорость  $Q_L$  изобарического нагрева может быть выражена следующим образом:

$$Q_L = \frac{L_c}{c_p} \frac{\partial q_s}{\partial T_b} \frac{\partial T_b}{\partial z} W, \quad (1)$$

где  $T_b$  – температура моля,  $W$  – его вертикальная скорость,  $L_c$  – удельная теплота конденсации),  $c_p$  – теплоемкость воздуха при постоянном давлении. Для  $q_s$  – удельной насыщающей влажности с учетом упругости насыщающих паров  $e_s$  для температур в интервале  $0 < t < 60$  °C [2] имеем:

$$q_s = 0.62 \frac{e_s}{p}, \quad e_s = 6.105 \exp\left(\frac{17.6t}{t + 243.5}\right) \quad (2)$$

В соответствии с (1) скорость выделения скрытого тепла конденсации пропорциональна произведению двух производных:  $\partial q_s / \partial T_b$ ,  $\partial T_b / \partial z$  и изменению с высотой скорости конвективного движения  $W(z)$ . С учетом (2)  $\partial q_s / \partial T_b \approx q_s / 15$  при  $0 < t < 30$  °C. Тогда для оценок изменений вертикального температурного градиента молей получаем:

$$\gamma_b = -\frac{\partial T_b}{\partial z} = \left( \frac{L_c}{c_p} \frac{\partial q_s}{\partial T_b} \frac{\partial T_b}{\partial z} + \gamma_d \right) \cong \frac{\gamma_d}{1 + q_s / 6} \quad (3)$$

На больших высотах, где  $q_s$  достаточно мало значения температурного градиента

молей  $\gamma_b$  должны быть близки к сухоадиабатическому градиенту  $\gamma_d$  (см. формулу (3)). В нижних слоях  $\gamma_b$  изменяется между минимальным значением (моли сохраняет свою температуру) и температурным градиентом окружающей атмосферы. Производная  $\partial q_s / \partial T_b$  уменьшается с высотой, а  $W(z)$  увеличиваются (рис. 1). Такой характер изменения  $\partial q_s / \partial T_b$  и скорости  $W(z)$  подтвержден в работе [12]. В этой работе показывается, что  $\partial q_s / \partial T_b$  на уровнях от 1 до 4 км уменьшается в 2–3 раза, а вертикальная скорость подъема влажного воздуха в кластерах на тех же высотах возрастает в 3–4 раза [12].

Это означает, что, скорость выделения скрытого тепла конденсации будет иметь максимум на некоторой высоте  $z_m$ . В соответствующем слое атмосферы разогрев молей и их обмен теплом с атмосферой будет происходить быстрее, чем на других уровнях (см. рис. 1). В результате будет снижаться средний температурный градиент температуры  $\partial \bar{T} / \partial z$  на высотах, расположенных ниже уровня конденсации так как

$$\frac{\partial \bar{T}}{\partial z} \approx -\frac{T_m - T_F}{z_m - H}, \quad (4)$$

где  $T_m$  – температура воздуха на уровне максимального разогрева, а  $T_F$  – температура на уровне конденсации  $z = H$ , которая практически не меняется.

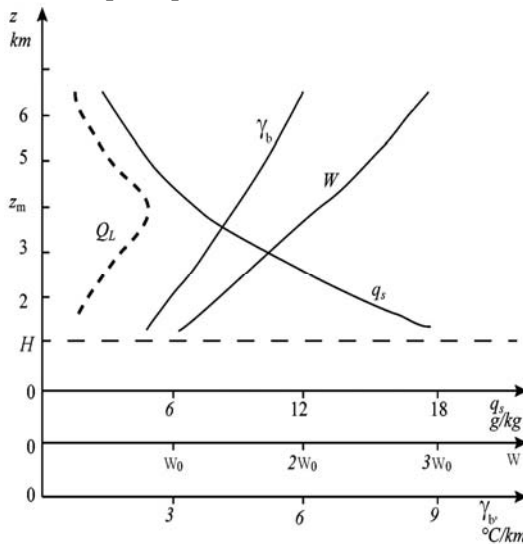


Рисунок 1. Высотные изменения скорости тепловыделения  $Q_L(z)$ , температурного градиента молей  $\gamma_b(z)$ ,  $q_s(z)$ , вертикальной скорости молей  $W(z)$  – с уровнем максимального разогрева  $z_m$  и уровнем конденсации  $H$

Разогрев тропосферного столба в центре вихря обеспечивает горизонтальный перепад гидростатического давления, который всегда максимален у поверхности земли. Обозначив высоту подъема молей  $H$ , а перегрев центра столба относительно его периферии  $\Delta T(z)$ , мы можем записать для относительно малых высотных изменений плотности воздуха  $\Delta \rho(z)$  следующее выражение:

$$\Delta \rho(z) = \rho \left( -\frac{\Delta T}{T} + \frac{\Delta p}{p} \right),$$

где  $\Delta p$  – снижение давления вышележащих слоев воздуха. Вычисление  $\Delta p$  требуют итерационной процедуры. Однако грубая оценка провала поверхностного давления в центре столба возможна в виде первой итерации:

$$\Delta p = g \int_0^H \rho \frac{\Delta T}{T} dz + g^2 \int_0^H \frac{1}{p} \left( \int_z^H \rho \frac{\Delta T}{T} dz \right) dz \quad (5)$$

Провал давления как видно, растет с увеличением высоты подъема молей и с суммарным горизонтальным перегревом  $\Delta T$ . Величина горизонтального градиента давления слабо меняется по толщине слоя ( $0 < z < H$ ), так как основной разогрев характерен для средних и верхних слоев тропосферы. Данные о температуре восходящих потоков воздуха на высоту  $z$  позволяют оценить его интегральную плавучесть  $B(z)$ . Задача эта не столь проста, так как изменение плотности воздуха происходит не только за счет его нагрева или охлаждения, но и из-за сжимаемости под действием веса вышележащих слоев. В первом приближении оценка этого фактора была выполнена в [5]:

$$B(z) = g \int_H^z \Delta \rho dz = g \int_H^z \rho \frac{T_b - T_o}{T_o} dz = g \int_H^z \frac{p}{R T_o^2} (T_b - T_o) dz \quad (6)$$

Входящие в формулу (6) вертикальные распределения температур  $T_b(z)$  и  $T_o(z)$  будут участвовать в формировании восходящей части кучевого облака. Вершина облака, находящаяся в тропопаузе, будет состоять из воздуха, более холодного и соответственно более тяжелого, чем окружающий. Возникший при этом горизонтальный перепад давления приведет к растеканию воздуха с образованием характерной «наковальни».

### Обсуждение результатов

Из анализа модели интенсификации следует, что основной причиной образования урагана является конфликт между нарастающим перепадом давления, приложенным к граничному слою, и торможением подъема воздуха вследствие разогрева тропосферы. Ведущую роль при этом играет температурное поле, прежде всего в области максимального разогрева воздуха. В этой области мы имеем диссипативную структуру вихря с двумя параметрами: вертикальной скоростью подъема влажного воздуха и температурой окружающей атмосферы [13]. Эта диссипативная структура управляется рядом уравнений, которые можно записать в упрощенной форме. Первое – это уравнение баланса тепла для области  $r < r_m, z > H$ , (радиационный нагрев и охлаждение, а также охлаждение осадками не учитываются).

$$\frac{\partial T}{\partial t} + \frac{\partial T}{\partial r} U + \frac{\partial T}{\partial z} W = \frac{T_b - T}{\tau_T} + \frac{L_c}{c_p} \frac{\partial q_s}{\partial T_b} \frac{\partial T_b}{\partial z} W \varphi(V) + \lambda_{turb} \Delta T \quad (7)$$

Первый член в правой части (7) отвечает за теплообмен между молями и атмосферой. Теплообмен осуществляется с характерным временем  $\tau_T$  (максимален в верхних слоях тропосферы и минимален в нижних). Второй член в правой части (7) – скорость выделения скрытого тепла конденсации (минимальна в верхних слоях и максимальна на уровне  $z_m$ ). Причем  $\varphi$  – это часть выделенного тепла, переданная атмосфере ( $\varphi < 1$ ). Она зависит от азимутальной скорости  $V$  моля. С увеличением  $V$  фактор  $\varphi$  должен уменьшаться, так как количество тепла, переданное атмосфере при подъеме, должно распределяться по пути, пройденному молем, который пропорционален азимутальной скорости. Множитель  $\lambda_{turb}$  в последнем члене (7) при операторе Лапласа – коэффициент турбулентной теплопроводности, зависящий от поля скоростей.

Второе уравнение, которое следует иметь в виду при описании диссипативной структуры вихря это уравнение движения. В правую часть этого уравнения следует добавить ньютоновскую силу сопротивления.

$$\frac{\partial W}{\partial t} + \frac{\partial W}{\partial r} U + \frac{\partial W}{\partial z} W = \frac{T_b - T}{T} - C_b d_b W_0^2 \quad (8)$$

Здесь  $d_b$  – диаметр молей,  $C_b$  – коэффициент сопротивления,  $W_0$  – вертикальная скорость на уровне конденсации  $z = H$ . Скорость должна удовлетворять интегральному условию сохранения массы, усредненному по граничному слою:

$$\int_0^{r_m} 2\pi r W_0(r) dr = -2\pi r_m U_m W = I(\Delta p), \quad (9)$$

где через  $I(\Delta p)$  обозначен полный поток воздуха, идущий через вихрь и определяемый перепадом давления.

На начальном этапе образования урагана полный поток воздуха  $I(\Delta p)$  растет с увеличением перепада давления  $\Delta p$ , так как растет вертикальная скорость  $W_0$  в соответствии с (8). В какой-то момент уменьшение вертикального температурного градиента в слое максимального разогрева приводит к замедлению скорости молей. Скорость вначале будет увеличиваться медленнее, затем совсем перестанет расти и может начать уменьшаться при  $T_b \rightarrow T$ . Однако общий разогрев тропосферного столба и провал давления будут увеличиваться, так как подъем влажного воздуха не останавливается. Наличие падающего участка на воображаемой характеристике  $W(T)$  может служить основой для нарастания неоднородностей в распределениях  $W$  и  $T$ . В электронике наличие  $N$ -образного участка на вольтамперной характеристике приводит к неустойчивости (известный эффект Ганна). В нашем случае можно условно ввести некую характеристику «поток-напор»  $I(\Delta p)$  как аналог вольтамперной характеристики (рис. 2). При приближении к критической точке (точка  $A$ , где  $\partial W / \partial T = 0$  и  $\partial I / \partial p = 0$ ), торможение вертикального потока в центре тропического шторма должно привести к перераспределению воздуха в периферийную область вращения (к радиусу максимального ветра), в зону относительно малых значений вертикального температурного градиента. Так образуется глаз урагана. При этом разогрев верхних слоев тропосферы продолжается (подъем воздуха там не прекращается), провал давления увеличивается, растут и скорости, а вращающаяся «стена глаза» начинает играть роль «печной трубы», изолирующей теплое центральное ядро от холодного окружающего воздуха.

Разумеется, анализ критических условий для подобной диссипативной структуры невозможен без численного моделирования. Мы оценим их, используя простые соображения. Два условия необходимы для одновременного подъема и конденсации влажного воздуха:  $T_b > T$  и  $\partial T / \partial z < \partial T_b / \partial z < 0$ . Торможение молей должно наступить, если их температура и температурный градиент, определяемый формулой (3), будут близки или равны температуре и температурному градиенту атмосферы. Таким образом, критическое состояние диссипативной структуры будет определяться условием:

$$\gamma_{kp} = \frac{\gamma_d}{1 + q_s / 6} \quad (10)$$

Появление хорошо известной температурной инверсии в глазу урагана на уровне давления 650 мбар [8, 9] трудно объяснить только адиабатическим нагревом воздуха при его опускании. Обращаясь к изложенному выше механизму перестройки диссипативной структуры, образование теплового «горба» можно рассматривать как продолжение нагрева в слое максимального разогрева, который заблокировал подъем воздуха в центре и привел к перераспределению вертикального потока. Можно предположить, что высота на уровне 650 мбар – это и есть согласно формуле (1) уровень максимального

разогрева. Для этого уровня тропической атмосферы  $T = 5^\circ\text{C}$ ,  $q_s \approx 10$  г/кг. В соответствии с критерием (10) имеем  $\gamma_{кр} = 3.8$  град/км. Сравним этот результат с данными наблюдений в [7]. В этой работе приведена статистика для относительно слабых ураганов с выраженным «глазом», и кроме того отсутствующей инверсией.

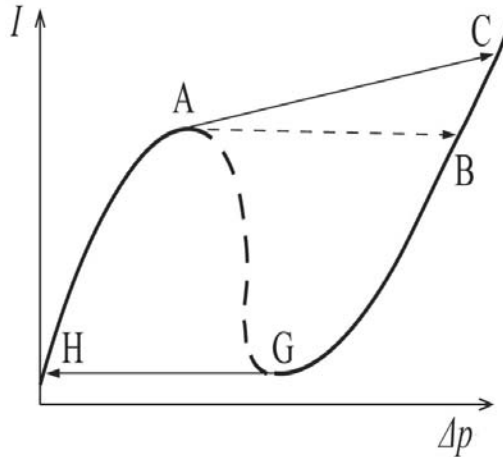


Рисунок 2. Характеристика «поток-напор»  $I(\Delta p)$  предполагаемой диссипативной структуры. Переход ABC сопровождается перераспределением  $W(r)$  и разогревом центрального столба

Минимальный температурный градиент в глазу урагана  $= 3.8$  град/км наблюдался как раз на уровне между 600 и 700 мбар, где и отмечена характерная инверсия в зрелых ураганах [8]. В области «стены глаза», куда сместился поднимающийся воздух, температурный градиент  $= 4.0$  град/км. Можно предположить, что перестройка диссипативной структуры для данных ураганов при критическом градиенте  $\gamma = 3.8$  град/км уже произошла.

Учитывая вышесказанное, можно ввести понятие критического перегрева тропосферы  $\Delta T_{кр}$ , связанного с критическим температурным градиентом соотношением:

$$\Delta T_{кр} = T_H - \gamma_{кр}(z_m - H) - T_b, \quad (11)$$

где  $T_0$  – температура окружающей атмосферы на данной высоте.

В соответствии с концепцией диссипативной структуры критическое состояние атмосферы перед образованием урагана зависит от некоторого критического перегрева в зоне максимального разогрева тропосферы на некоторой высоте, где начинает блокироваться первичный подъем влажного воздуха. Параметры  $\Delta p$ ,  $q_s$ ,  $T_0$  влияют на скорость этого разогрева, следовательно, на вероятность образования урагана. Вихрь урагана может сформироваться даже при малых значениях  $q_s$  и  $T_0$  (это характерно для образования полярных ураганов). Главным здесь является «первичная тяга» – подъем влажного воздуха одновременно с циркуляцией на нижних уровнях, что должно сохраняться в течение времени, необходимого для достижения критического перегрева  $\Delta T_{кр}$ .

Перестройка диссипативной структуры, вероятно, начинается при равенстве температурных градиентов атмосферы и температурных градиентов поднимающихся молей. Максимальная температура молей может быть определена из уравнения (3), при известных граничных условиях  $T_b(z = H)$  и влажности  $q_s$ . Если  $q_s = 18$  г/кг, температура

моля на высоте 3.7 км (650 мбар) будет равна 11°C. Температура воздуха в глазу слабого урагана на этой высоте близка к 12°C [7], типичная начальная температура сформировавшейся инверсии на 650 мбар равна 13°C [8]. В области  $r < r_m$  подъем влажного воздуха приводит к разогреву тропосферы и соответствующему увеличению перепада давления. Распределения температуры и скорости подъема воздуха в тропическом шторме вначале близки к однородным. Так как центр структуры всегда имеет слабый перегрев, вертикальный температурный градиент в слое максимального разогрева достигает своей критической величины вблизи  $r = 0$ . Уменьшение скорости подъема вблизи центра ведет к соответствующему увеличению этой скорости в других областях. Блокировки движения воздуха нет – происходит перераспределения вертикального потока: в центре он падает до минимума, в области радиуса максимальных ветров существенно возрастает.

Чтобы обеспечить подъем воздуха в новом месте, силы давления также должны перераспределиться: в соответствии с  $N$ -образной характеристикой  $I(\Delta p)$  следует ожидать формирования домена негидростатических сил давления. Возможно, именно такой домен существует в урагане в зоне резкого градиента давления в области стены глаза. Центростремительный напор вращающихся струй должен создавать область кольцеобразного домена, примыкающего к радиусу максимальных ветров с внутренней стороны. Этот домен тормозит и закручивает центростремительные потоки, а также обеспечивает подъем воздуха в зоне кольца конвекции. Поднимающиеся и вращающиеся струи воздуха в области радиуса максимального ветра и рассеивает скрытое тепло конденсации слабее, чем вертикальные струи в центре шторма (в уравнении (8) фактор  $\varphi$  уменьшается). Так, на некотором расстоянии от центра формируется область вращения и подъема, где вертикальный температурный градиент ближе к стандартному градиенту тропической атмосферы. В действительности стена глаза имеет ширину 1-5 км и всегда примыкает к радиусу максимальных ветров со стороны центра [9]. Влажный воздух в стене глаза сохраняет свое тепло и уносит его к верхним слоям тропосферы вдаль от центра.

Если ураган теряет свое «топливо» – водяной пар, например, во время выхода на сушу, защитная сила стены глаза ослабевает, холодный воздух прорывается к центру и перепад давления уменьшается. Полный поток воздуха через ураган уменьшается тоже. На характеристике  $I(\Delta p)$  сегмент  $BG$  (рис. 2) соответствует ослаблению урагана, возможно, он превращается в экстра-тропический циклон. Возвращение в состояние квазиоднородной атмосферы происходит, минуя стадию тропического шторма, благодаря наличию гистерезиса на характеристике  $I(\Delta p)$ .

### **Заключение**

В заключении мы считаем, что интенсификации кластерных возмущений к формированию устойчивых ураганов способствуют гидродинамические и термические факторы в тропосфере, взаимодействующие в режиме положительной обратной связи и обеспечивающие достижение критических значений температурного перегрева атмосферы. Неравновесность состояния атмосферы в тропосферном слое с конденсационным источником тепла при гистерезисном переходе через неустойчивость Ганна, для характеристики поток-напор может приводить к усилению и ослаблению урагана. Приведены упрощенные формулы для изменения скорости, давления, температуры, критические условия возникновения и усиления вихря, позволяющие проводить предиктивные оценки признаков, указывающих на возможность появления и развития интенсивных ураганов. Предложенный механизм генерации и диссипации



может быть использован для описания динамики интенсивных атмосферных вихрей различных типов.

*Считаем необходимым выразить признательность профессору К.В. Показееву за полезные обсуждения и рекомендации к представлению настоящей работы.*

*Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда (проект № 14-50-00095).*

### **Литература:**

1. Arsen'yev S.A. Mathematical modeling of tornadoes and squall storms // *Geoscience Frontiers*. 2011. No 2 (2). pp. 215–221.
2. Bolton D. The Computation of Equivalent Potential Temperature // *Monthly Weather Rev.* 1980. No 7 (108). pp. 1046–1053.
3. Chan J.C.L. The Physics of Tropical Cyclone Motion // *An. Rev. of Fluid Mech.* 2005. № 1 (37). pp. 99–128.
4. Charney J.G., Eliassen A. On the Growth of the Hurricane Depression // *J. of Atm. Sci.* 1964. V. 21. No 1. pp. 68–75.
5. Emanuel K. The Theory Of Hurricanes // *An. Rev. of Fluid Mech.* 1991. No 1 (23). pp. 179–196.
6. Emanuel K.A. The Finite-Amplitude Nature of Tropical Cyclogenesis // *J. of Atm. Sci.* 1989. V. 46. No 22. pp. 3431–3456.
7. Frank W.M. The Structure and Energetics of the Tropical Cyclone I. Storm Structure // *Monthly Weather Rev.* 1977. № 9 (105). pp. 1119–1135.
8. Hawkins H.F., Imbembo S.M. The Structure of a Small, Intense Hurricane - Inez 1966 // *Monthly Weather Rev.* 1976. No 4 (104). pp. 418–442.
9. Jorgensen D.P. Mesoscale and Convective-Scale Characteristics of Mature Hurricanes. Part II. Inner Core Structure of Hurricane Allen (1980) // *J. of Atm. Sci.* 1984. V. 41. No 8. pp. 1287–1311.
10. Josey S.A., Gulev S., Yu L. Exchanges Through the Ocean Surface (Chapter 5) // *Int. Geophys.* 2013. V. 103. pp. 115–140.
11. Levina G. V., Montgomery M.T. When will Cyclogenesis Commence Given a Favorable Tropical Environment? // *Procedia IUTAM*. 2015. No 2013 (17). pp. 59–68.
12. McBride J.L. Observational Analysis of Tropical Cyclone Formation. Part I: Basic Description of Data Sets // *J. of Atm. Sci.* 1981. V. 38. No 6. pp. 1117–1131.
13. Nechayev A.M. *Physics of the Atmospheric Vortex* // Moscow: LOGATA, 2011. 33 с.
14. Ooyama K.V. Conceptual Evolution of the theory and modeling of the tropical cyclone // *J. Meteor. Soc. Japan*. 1982. No 60 (Feb.). pp. 369–380.
15. Юсупалиев У., Савенкова Н.П., Шутеев С.А., Складчиков С.А., Еленский В.Г., Маслов А.К. Численное моделирование самоподдержания и усиления вихрей // *ВМУ. Физика и астрономия*. 2013. № 4. С. 51–54.