

О ВОЗМОЖНОСТИ КОСМИЧЕСКОГО МОНИТОРИНГА ПРОЦЕССОВ ВОЗНИКНОВЕНИЯ ТРОПИЧЕСКИХ УРАГАНОВ

А.В. Карелин

(Институт земного магнетизма, ионосферы и распространения радиоволн им. Н.В. Пушкова РАН)

Впервые на основе развитой молекулярно-кинетической теории конденсации в атмосфере получено фундаментальное уравнение для тангенциальной составляющей скорости тропических ураганов, смерчей и торнадо, в котором не содержится физически не обоснованных параметров. Рассмотрена и исследована динамика развития и жизни тропического урагана в случае ионизации атмосферы радиоактивным газом радоном в сейсмически активных регионах океана или высыпания в тропосферу заряженных частиц из радиационного пояса Земли. На основе полученного уравнения продемонстрирована динамика развития обычного урагана в случае грозовой активности атмосферы. Показана возможность оценки развития тропических ураганов на основе космического мониторинга температуры, влажности и скорости ионизации.

Ключевые слова: тропический ураган, теория конденсации, сейсмическая активность, радон, скорость ионизации, относительная влажность, температура воды, космический мониторинг.

Введение

Тропические ураганы и циклоны (ТЦ) являются одним из самых грозных проявлений природных катаклизмов. Энергия ветра, запасенная в мощных ТЦ, может превышать 10^{18} Дж, что по своей ударной силе равняется примерно 250 термоядерным боеголовкам мощностью 1 Мт ТНТ. Ясное представление о природе этого явления, усиленное эффективными методами моделирования, необходимо для защиты населения прибрежных зон в тропических регионах Земли.

Тропическим циклонам посвящено значительное количество работ [1 – 4]. В основе математического моделирования лежит решение систем термогидравлических уравнений с заданными параметрами атмосферы, которые на самом деле, как правило, плохо известны, а физическое осмысление опирается на статистическую обработку данных многолетних наблюдений и полуэмпирические модели, коэффициенты которых физически плохо обоснованы. Знание истинной природы столь сложного природного явления необходимо для того, чтобы оценить перспективы и возможные методы борьбы с этим катаклизмом. Частичному восполнению этого пробела и посвящена настоящая статья.

Согласно существующим представлениям физики Земли «весь спектр процессов, изменяющих ход осадконакопления, миграцию гидросферы, образования структур надвига или симметричных сбросовых даек в ложе океанов, а также механизм переполюсовки поля, входят как следствия в описание развития приливной эволюции системы Земля-Луна.

Ритмика внешнего силового воздействия обусловлена «интерференцией» малых эффектов, которые формируют в огибающих следующие, более продолжительные ритмичности. Поэтому земная блоковая кора, располагающаяся на медленно изменяющейся во времени фигуре геоида (границу которого можно совместить с 700-километровой глубиной отсутствия сейсмических очагов), находится в постоянном динамически поддерживаемом напряженном состоянии. Сейсмический процесс изостазия-орогенез – звенья одного явления, имеющего общую природу и различные временные и пространственные масштабы проявления» [5].

Сравнение зон сейсмической активности с областями зарождения и распространения мощных тропических ураганов (рис. 1 – 3) дает основание увидеть связь между этими явлениями. Эта связь обусловлена выделением радиоактивного газа радона накануне землетрясений [6] в результате напряжений в блоковой коре, увеличением скорости ионизации и, как следствие, ростом концентрации заряженных центров конденсации в тропосфере. Кроме того, наше представление о важной роли заряженных центров конденсации совпадает с выводами работы [7] о том, что развитие ураганов вызвано солнечной активностью и связано с радиационным поясом Земли, и обусловлено воздействием высыпания частиц радиационного пояса по геомагнитному экватору во время магнитных бурь, вызванных корональными массовыми выбросами. Выводы работы [7] основаны на измерениях прибора AMS с указанием мест высыпания, точно совпавших с местами зарождения ураганов.

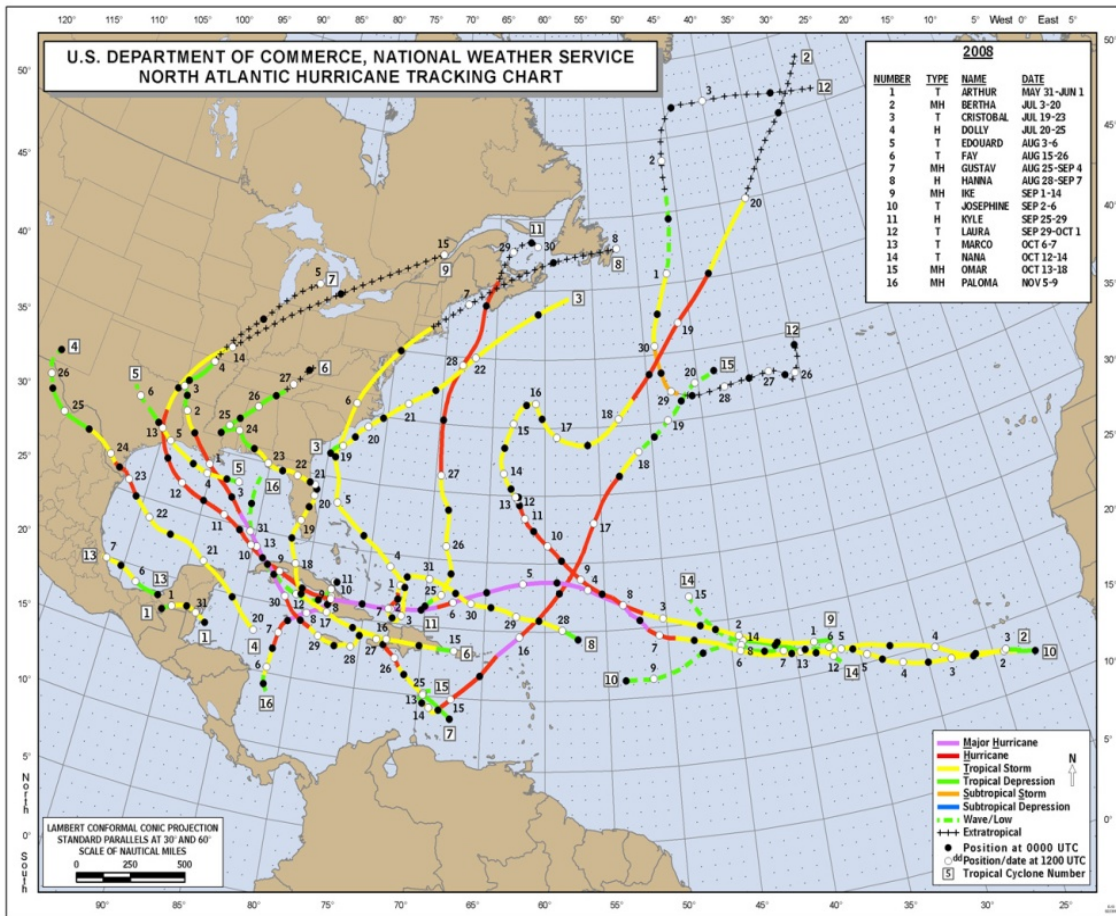


Рис. 1. Области возникновения и траектории движения тропических ураганов в Атлантическом океане в 2008 г. (<http://www.nhc.noaa.gov/2008atlan.shtml>)

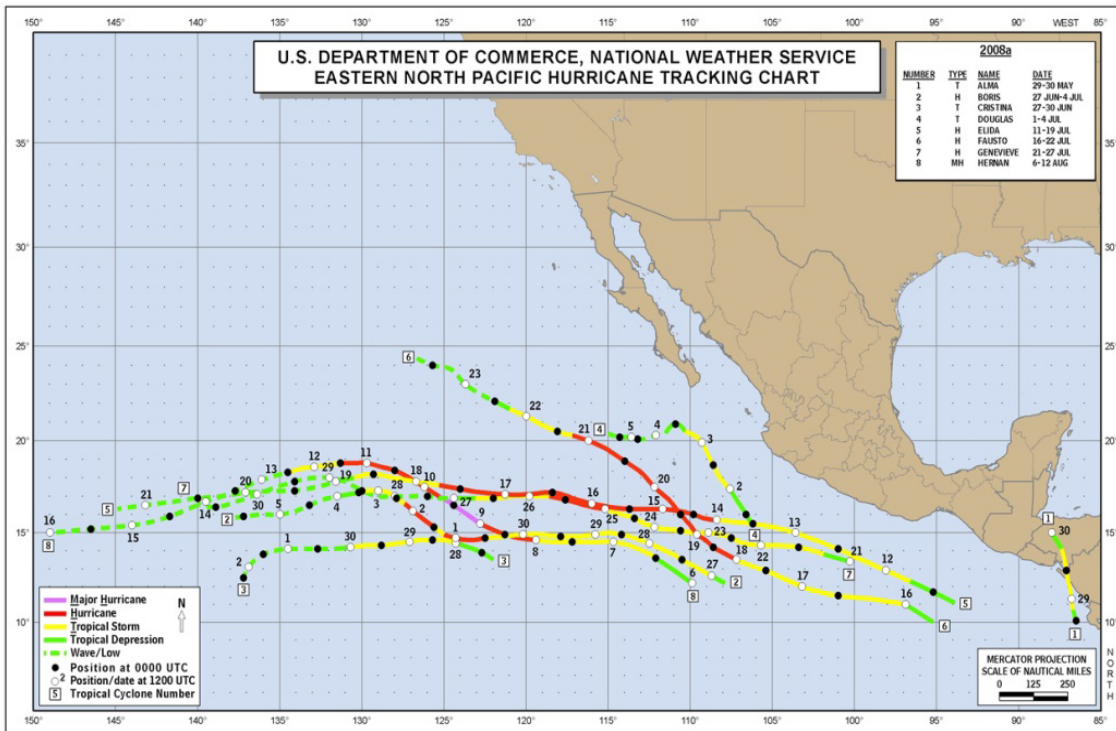


Рис. 2. Области возникновения и траектории движения тропических ураганов в восточной части Тихого океана в 2008 г. (http://neic.usgs.gov/neis/epic/epic_global.html)

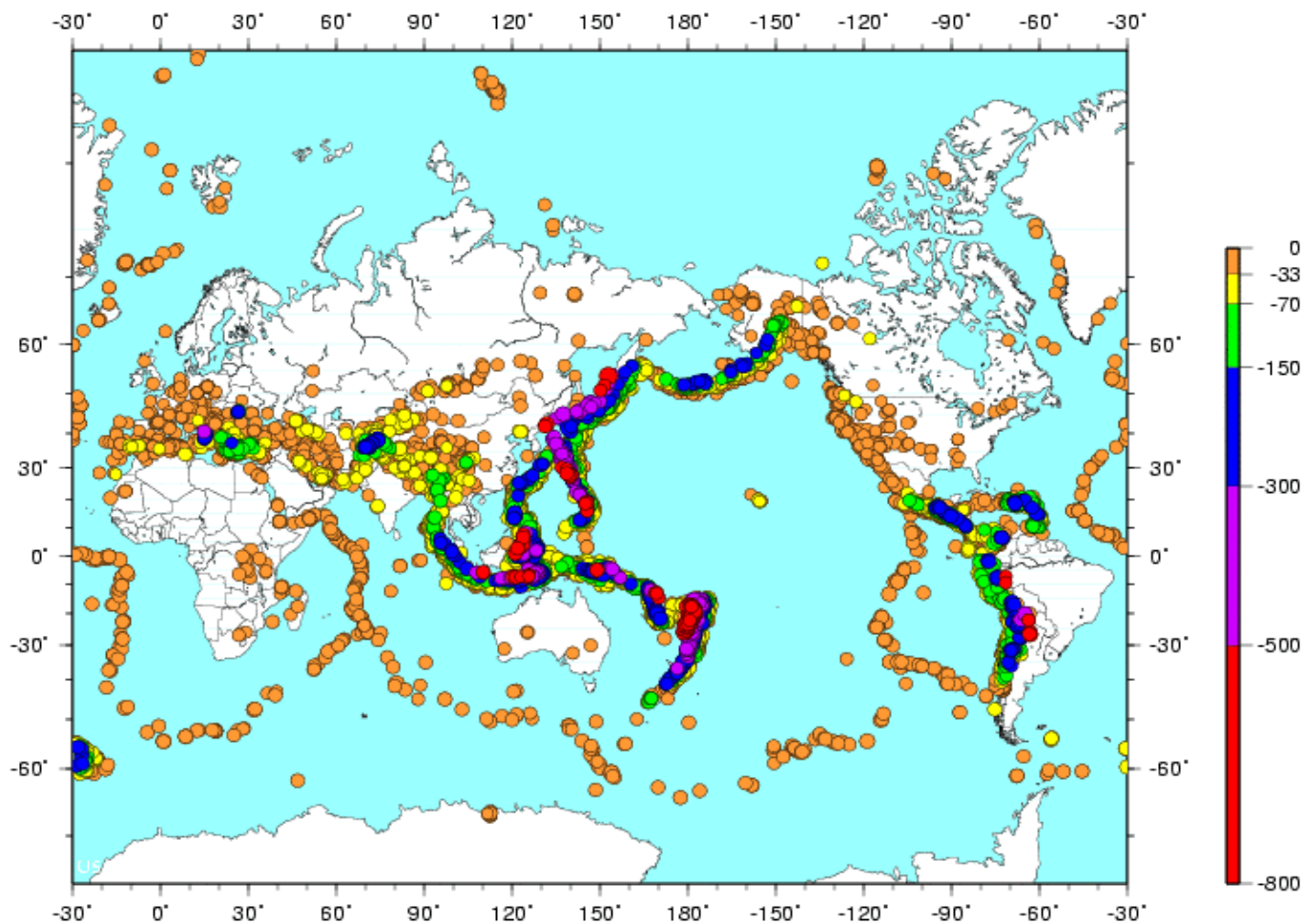


Рис. 3. Зоны расположения эпицентров землетрясений с 1.05.08 по 1.11.08 (<http://www.nhc.noaa.gov/2008epac.shtml>)

Уравнение динамики тропического урагана

В основу дальнейшего рассмотрения положения развита нами молекулярно-кинетическая теория конденсации [8] и использованный ранее В.В. Шулейкиным [2] метод расчета интенсивности (характерной скорости) тропических ураганов. Суть метода заключается в том, что мощность вращения тропического урагана представляется в виде разности преобразованной в поступательное вращение атмосферного воздуха мощности конденсационного тепловыделения и потерь мощности на трение потока воздуха о поверхность воды. КПД преобразования тепла в движение воздуха в заданном направлении будем принимать равным отношению ускоряющего перепада давления к полному давлению атмосферы на поверхности океана $\Delta p/p$, что согласуется с результатами работы Г.С. Голицына [4]. Тогда уравнение для характерной скорости ТЦ можно записать в следующем виде:

$$v \frac{dv}{dt} = \frac{[(A_c - A_{dt})U_{cd}N_c(t) + (A_{ass} - A_{diss})U_{dd}N_n]V_h \Delta p}{Mp} - \frac{\kappa \rho v^3 S_h}{M}, \quad (1)$$

где v – искомая скорость ТЦ; M , V_h , S_h – полная масса, объем и площадь соприкосновения ТЦ с океаном, соответственно; ρ – плотность воздуха; U_{dd} и U_{cd} – потенциалы диполь-дипольного

$$U_{dd} = \frac{2\mu_{H_2O}^4}{3k_B T_g r^6}$$

и заряд-дипольного

$$U_{cd} = \frac{q^2 \mu_{H_2O}^2}{3k_B T_g r^4}$$

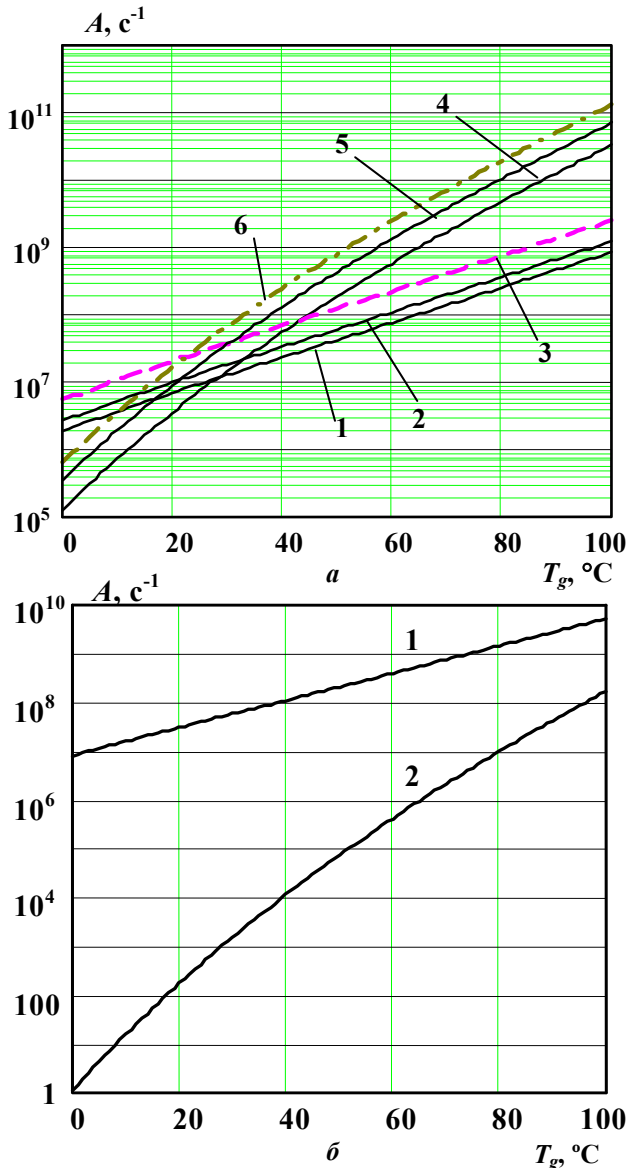
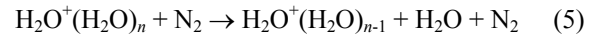
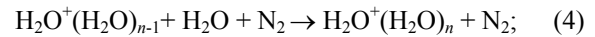
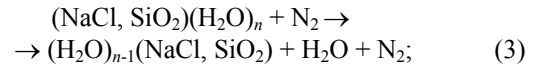
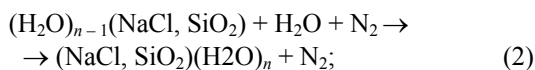


Рис. 4. Температурные зависимости вероятностей: *a* – ассоциации 1 – H₂O; 2 – NaCl; 3 – SiO₂ и диссоциации 4 – H₂O; 5 – NaCl; 6 – SiO₂ с участием нейтральных молекул; *b* – конверсии 1 и отрыва 2 нейтральных молекул от заряженных частиц

взаимодействия, соответственно; *k* – коэффициент трения воздуха о поверхность воды, равный 0,0011 [2]; *N_n* и *N_c* – концентрации нейтральных и заряженных центров конденсации; *A_c*, *A_{dt}*, *A_{ass}*, *A_{diss}* – вероятности процессов конверсии и отрыва молекул воды на заряженных центрах конденсации, а также ассоциации и диссоциации на нейтральных центрах, соответственно, которые оцениваются на основании констант скоростей реакций



с использованием формул

$$k_{ac} = \frac{4\pi^2}{3} \left(\frac{\beta_{N_2} \mu_{H_2O}^2}{k_B T_g} \right)^{1/3} \left(\frac{\mu_{H_2O}^2}{k_B T_g} \right) \left(\frac{2k_B T_g}{M} \right)^{1/2};$$

$$k_{con} = \frac{4\pi^2}{3} \left(\frac{q \mu_{H_2O}}{k_B T_g} \right)^{0,75} \left(\frac{q^2 \beta_{N_2}}{M} \right)^{0,5}.$$

Здесь *M* – приведенная масса; β_{N_2} – поляризуемость молекулы азота. Константы скоростей реакций диссоциации *k_{diss}* (3) и отрыва *k_{dt}* (5) связаны с константами скоростей ассоциации (2) и конверсии (4) принципом детального равновесия

$$k_{dis,dt} = \frac{g_{n-1} g_{H_2O}}{g_n} k_{ac,con} K_{eq1,2};$$

$$K_{eq1,2} = 6,53 \cdot 10^{26} \exp\left(-\frac{U_{dd,cd}}{k_B T_g}\right),$$

где *g_n*, *g_{n-1}*, *g_{H₂O}* – статистические веса кластеров и молекулы воды; *K_{eq1,2}* – константы равновесия для обоих случаев.

Характерные вероятности ассоциации (2), конверсии (3), диссоциации (4) и отрыва (5) для ядра конденсации размером 10⁻⁷ см приведены на рис. 4. Видно, что для реакций с участием только нейтральных молекул вероятности диссоциации начинают превышать вероятности ассоциации в диапазоне температур 22 – 28° С, а кривые вероятностей конверсии и отрыва с участием заряженных частиц не пересекаются вплоть до температуры кипения. Это означает, что в отсутствие значительного количества заряженных частиц в атмосфере в приповерхностном слое при относительно высоких температурах воздуха и воды испарение начинает превышать конденсацию. Это может быть источником энергии при возникновении различных природных катаклизмов – тропических ураганов, торнадо, смерчей. Именно этим обстоятельством объясняется хорошо известное из опытных наблюдений значение температуры поверхности океана 26,5° С [1, 2], при котором начинают возникать тропические ураганы. Конкретное значение температуры

определяется соленостью океана и концентрацией аэрозолей над его поверхностью.

Концентрация заряженных центров конденсации оценивается как $N_c = 2\sqrt{f(t)/\beta_{ii}}$, где β_{ii} – скорость ион-ионной рекомбинации тяжелых ионных кластеров (принимается равной 10^{-9} см³/с [5]), $f(t) = \nu_i(t)N$ – скорость ионизации в атмосфере (при естественных условиях над сушей составляет около 10 см⁻³·с⁻¹, над морем – не более 5 см⁻³·с⁻¹); ν_i – частота ионизации; N – концентрация молекул воздуха. Ускоряющий перепад давления равен $\Delta p = \rho v^2$. Вероятность отрыва молекул от заряженного центра конденсации во всем рассматриваемом диапазоне температур много меньше вероятности прилипания (см. рис. 4), поэтому ею можно пренебречь. С учетом всего вышесказанного, уравнение (1) преобразуется к виду

$$\frac{dv}{dt} = -\frac{\kappa v^2}{h} + \frac{\left[A_c(T_g)U_{cd}(T_g)\sqrt{\frac{\nu_i(t)N}{\beta_{ii}}} + (A_{diss}(T_g) - A_{diss}(T_g))U_{dd}(T_g)N_n(t) \right] v}{p}, \quad (6)$$

где $h = 7200$ м [2] – высота эквивалентного столба равной плотности, оказывающего на поверхность океана давление $p = 10^5$ Па; T_g в скобках указывает на зависимость соответствующих параметров от температуры среды. При этом предполагается, что тяжелые частицы в воздухе находятся в состоянии локального термодинамического равновесия с поверхностью океана.

Уравнение (6) отличается от уравнений, используемых в [2, 3], тем, что все коэффициенты в нем понятны с физической точки зрения и не являются результатом аппроксимации результатов наблюдений (за исключением коэффициента трения κ), а также наличием в первом члене множителя искомой характерной скорости ТЦ v . Откуда следует принципиальная невозможность запуска ТЦ в условиях полного штиля. Требуется какая-то начальная скорость ветра или неоднородность подстилающей поверхности, обеспечивающая ее. По видимому, это является одной из причин того, что тропические ураганы запускаются в районе островов Зеленого мыса или Антильских островов (см. рис. 1, 2). Область Антильских островов является к тому же зоной сейсмической активности (см. рис. 3). То же в сочетании с геомагнитным экватором можно отнести и к островам Зеленого мыса.

Основную роль в процессе запуска тропического урагана играет количество центров конденсации,

особенно заряженных, испарение молекул воды с поверхности которых сильно затруднено. Концентрация нейтральных центров конденсации, согласно [8], принималась равной $N_n = 10^3$ см⁻³. Следует отметить, что концентрация фракции ядер Айткена (радиус частиц в диапазоне $10^{-7} - 10^{-5}$ см) в обычных условиях может достигать 10^5 см⁻³ [9], однако, величина морской компоненты значительно ниже. При этом концентрация средних и тяжелых ионов может значительно превышать величину 10^4 см⁻³.

Концентрация заряженных центров конденсации, как отмечалось выше, оценивается через скорость ионизации, которая в дальнейших оценках с учетом суточного вращения Земли и высыпания высокоэнергетичных заряженных частиц из радиационного пояса задавалась в следующем виде

$$f(t) = f_0 \sin^2(\omega t) + f_1 \exp(-\alpha t) \sin^2(\omega t),$$

где $\omega = 3,6 \cdot 10^{-5}$ с⁻¹ – циклическая частота вращения Земли; $\alpha = 3,8 \cdot 10^{-6}$ с⁻¹ – постоянная затухания максимальной скорости ионизации (соответствует характерному времени затухания 3 сут); f_0 – характерная максимальная скорость ионизации под воздействием солнечных и галактических космических лучей высокой энергии (СКЛ и ГКЛ) без учета высыпания частиц из радиационного пояса; f_1 – максимальная скорость ионизации с учетом высыпания заряженных частиц, вспышечного воздействия СКЛ и ГКЛ, а также выделения радиоактивного газа радона перед землетрясениями.

Результаты расчетов

Результаты расчетов характерной скорости ТЦ для различных управляющих параметров (скорости ионизации, начальной скорости, температуры среды и относительной влажности) в уравнении (6) приведены на рис. 5 – 7. Видно, что в обычных условиях при невысокой скорости ионизации в атмосфере, независимо от начальной скорости и температуры среды даже при высокой относительной влажности воздуха, развития мощного тропического урагана (максимальная скорость ветра свыше 60 м/с или 200 км/ч [2]) не происходит (рис. 5). Однако, даже при не очень большом повышении максимальной скорости ионизации до значения $f_1 \approx 50$ см⁻³·с⁻¹ (примерно на порядок превышающего обычное) происходит развитие мощного тропического урагана в течение 3 – 5 сут с плавным переходом в длительный тропический шторм. Важную роль при этом играет начальная скорость воздушного потока, которая имела место к моменту начала скачка

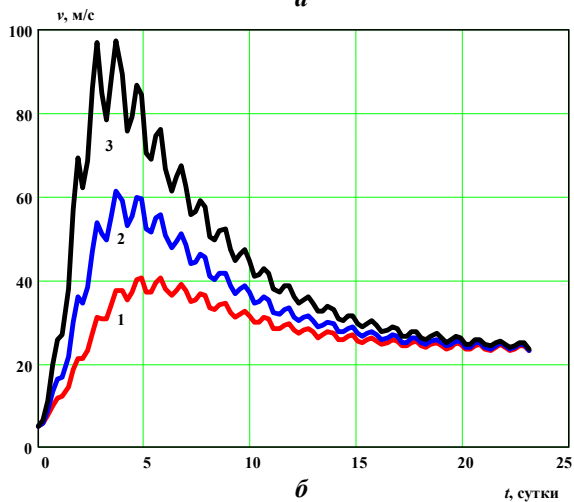
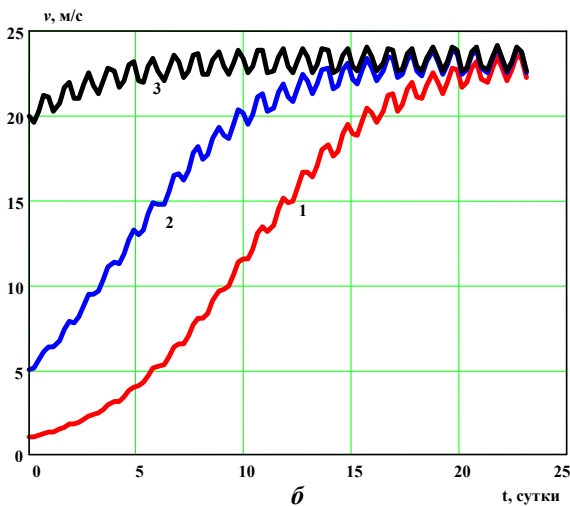
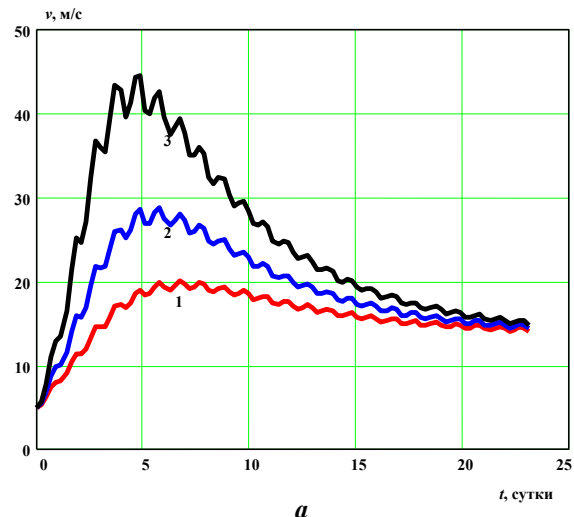
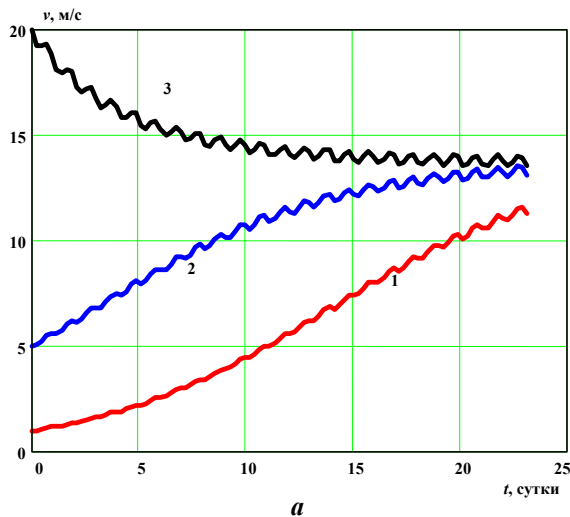


Рис. 5. Зависимости скорости ветра от времени при $f_0 = 2,6 \text{ см}^{-3} \cdot \text{с}^{-1}$ и $f_1 = 0 \text{ см}^{-3} \cdot \text{с}^{-1}$; $H = 95\%$; $T_g = 18^\circ \text{C}$ (а) и $T_g = 28^\circ \text{C}$ (б) и начальной скорости v_0 : 1 – 1 м/с; 2 – 5 м/с; 3 – 20 м/с

Рис. 6. Зависимости скорости ветра от времени при $v_0 = 5 \text{ м/с}$; $H = 95\%$; $T_g = 18^\circ \text{C}$ (а) и $T_g = 28^\circ \text{C}$ (б) и максимальной скорости ионизации f_1 : 1 – $26 \text{ см}^{-3} \cdot \text{с}^{-1}$; 2 – $52 \text{ см}^{-3} \cdot \text{с}^{-1}$; 3 – $104 \text{ см}^{-3} \cdot \text{с}^{-1}$

скорости ионизации, или дефицит давления в центре будущего урагана [4].

Влияние скорости ионизации атмосферного воздуха и температуры океана демонстрирует рис. 6. Видно, что для развития мощного ТЦ требуется не только заметное повышение скорости ионизации, но и рост температуры океана до $27 - 28^\circ \text{C}$ при условии достаточно высокой влажности, что совпадает с результатами многочисленных экспериментальных наблюдений [1, 2]. Другим главным условием возникновения ТЦ является наличие достаточного количества паров воды (топлива в этой тепловой машине). Таким образом, можно представить себе метод по снижению мощности движущегося ТЦ, когда на его пути будет затруднено испарение с поверхности океана или сильно снижена относительная влажность воздуха путем

предварительной искусственной ионизации. Объемная картина поля максимальных скоростей ТЦ в зависимости от температуры среды и относительной влажности представлена на рис. 7.

Сравнение результатов численного моделирования с результатами наблюдений динамики развития характерной тангенциальной скорости реального ТЦ ГУСТАВ (кривая 7 на рис. 1) приведены на рис. 8. Зависимость коэффициента трения воздуха о подстилающую поверхность задавалась в виде

$$\kappa(t) = \begin{cases} 0,0011, & \text{если } 0 < t \leq 1,273 \text{ сут;} \\ 0,0026, & \text{если } 1,273 < t \leq 4,5 \text{ сут;} \\ 0,0011, & \text{если } 4,5 < t \leq 7,269 \text{ сут;} \\ 0,0026, & \text{если } t > 7,269 \text{ сут.} \end{cases}$$

Значения $\kappa = 0,0026$ обусловлены временем выхода ТЦ на поверхность суши. Максимальная скорость ионизации оценивалась по темпу нарастания скорости ТЦ за первые 1 – 2 сут и составляла $f_1 = 26 \text{ см}^3 \cdot \text{с}^{-1}$, что примерно в 5 раз больше максимальной обычной скорости ионизации над морем. Характерное время затухания максимальной скорости ионизации на пути следования ТЦ $\alpha^{-1} = 8 \text{ сут}$. Видно удовлетворительное согласие расчета с результатами наблюдений.

Важным параметром в динамике развития тропического урагана является коэффициент трения потока воздуха о воду. Этому вопросу была посвящена совместная работа сотрудников Калифорнийского университета (Беркли) А. Чорина, Г. Баренблатта и Института океанологии РАН (Москва) М. Простокишина, результаты которой были опубликованы в пресс-релизе Калифорнийского университета 25 июля 2005 г. В ней утверждается, что для развития тропического урагана требуется особая смазка в пятне контакта, в качестве которой выступают мелкие капли воздуха, поднятые с поверхности океана ветром. А в качестве метода борьбы с ураганами предлагается высыпание на океан поверхностно-активного вещества, которое предотвращало бы эмиссию этих капель. Результаты этой работы не противоречат нашим результатам. Нельзя исключать возможную положительную роль капель конденсата в развитии тропического урагана. А предложение по методу борьбы с ТЦ в целом согласуется с нашими выводами относительно методов борьбы с ураганами, но только физический смысл этого предложения по сути своей отличается от нашего. Мы предлагаем путем нанесения на поверхность океана активных веществ снизить эффективность испарения, т. е. доставку топлива в тепловую машину ТЦ, а не повысить трение. Впрочем, одно не противоречит другому. А совместно с предьонизацией атмосферы может послужить эффективным методом борьбы с таким катастрофическим природным явлением, как тропический ураган.

В заключение заметим, что уравнение (6) годится для описания торнадо, смерчей и других аналогичных явлений, возникающих возле открытых водоемов. Для иллюстрации сказанного на рис. 9 приведена временная динамика развития максимальной тангенциальной скорости урагана на суше, инициируемого грозовыми разрядами в объеме радиусом 1 км и высотой 3,5 км, для различных начальных скоростей ветра. Энергия молний, затрачиваемая на ионизацию воздуха в рассматриваемом объеме в течение полутора часов, составляет 4 МДж (или 1 кг ТНТ).

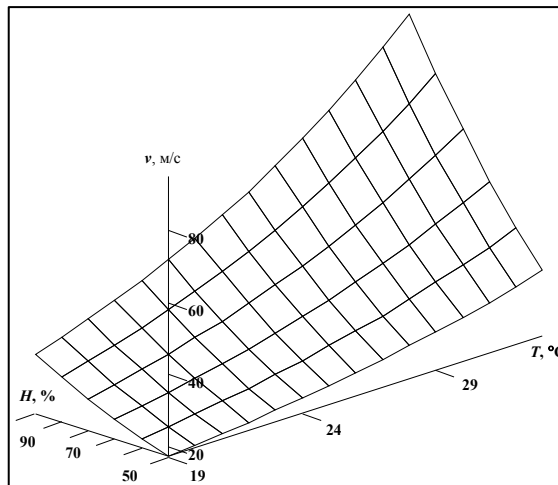


Рис. 7. Поверхность максимальной скорости ТЦ в зависимости от относительной влажности воздуха и температуры океана при $v_0 = 5 \text{ м/с}$; $f_0 = 2,6 \text{ см}^3 \cdot \text{с}^{-1}$ и $f_1 = 52 \text{ см}^3 \cdot \text{с}^{-1}$

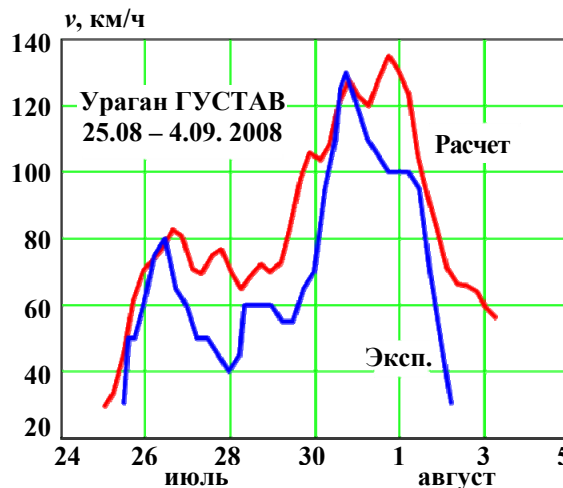


Рис. 8. Зависимость от времени характерной скорости ТЦ ГУСТАВ 25.08 – 4.09.08

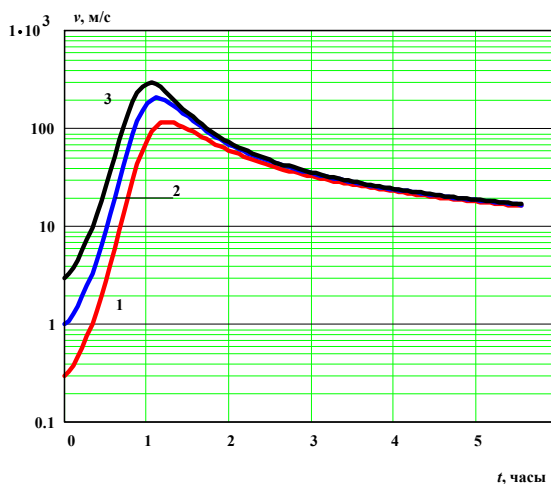


Рис. 9. Зависимости скорости урагана от времени при $H = 70\%$, $T_g = 22^\circ \text{С}$ и начальной скорости v_0 : 1 – 0,3 м/с; 2 – 1 м/с; 3 – 3 м/с

Заключение

Таким образом, в настоящей работе на основе развитой молекулярно-кинетической теории конденсации в атмосфере получено фундаментальное уравнение для тангенциальной составляющей скорости тропических ураганов, смерчей и торнадо, в котором не содержится физически необоснованных параметров. Единственным эмпирическим параметром в уравнении динамики урагана является коэффициент трения воздуха о поверхность земли или воды. Из полученного уравнения следует, что в условиях штиля (при нулевой начальной скорости) ураган не будет развиваться независимо от скорости ионизации, влажности и температуры атмосферы. Исследованы зависимости максимальной скорости урагана от температуры, влажности, скорости ионизации и начальной скорости ветра в случае выпадения в тропосферу заряженных частиц из радиационного пояса Земли. На основе полученного уравнения продемонстрирована динамика развития обычного урагана в случае грозовой активности атмосферы.

Состояние океана и атмосферы (температура, влажность, насыщенность центрами конденсации) можно оценивать в областях возникновения и распространения ТЦ с помощью космического мониторинга приборами МТВЗА-ГЯ [10], расположенными на спутниках «Метеор-М». Скорость ветра и динамику развития ТЦ можно оценить, используя бортовые лидары. Таким образом, перспективы возникновения и развития ТЦ можно оценить с использованием систем глобального космического мониторинга.

Литература

1. Голицын Г.С. Введение в динамику планетных атмосфер / Г.С. Голицын. – Л., 1973. – 104 с.
2. Шулейкин В.В. Расчет развития, движения и затухания тропических ураганов и главных волн, создаваемых ураганами / В.В. Шулейкин. – Л., 1978.
3. Ярошевич М.И. Тропический циклон как элемент системы океан-атмосфера / М.И. Ярошевич, Л.Х. Ингель // Доклады Академии наук. – 2004. – Т. 399. – № 3. – С. 397 – 400.
4. Голицын Г.С. Размеры циклонов и статистические свойства ансамбля / Г.С. Голицын // Доклады Академии наук. – 2005. – Т. 401. – № 1. – С. 72 – 74.
5. Садовский М.А. Физический эквивалент понятия «тектоническая сила». Атлас временных вариаций природных, антропогенных и социальных процессов / М.А. Садовский, Ю.Н. Авсюк – 2002. – Т. 3. – С. 84 – 93.
6. Pulinets S. Ionospheric precursors of earthquakes. Springer / S. Pulinets, K. Boyarchuk – 2004. – 318 с.
7. Лучков Б.И. Солнечное влияние на земную погоду / Б.И. Лучков // Научная сессия МИФИ-2006. Сб. научных трудов. – М.: МИФИ, 2006. – С. 79 – 80.
8. Боярчук К.А. Базовая модель кинетики ионизированной атмосферы / К.А. Боярчук, А.В. Карелин, Р.В. Широков. – М.: ФГУП «НПП ВНИИЭМ», 2006. – 204 с.
9. Грин Х. Аэрозоли – пыли, дымы и туманы / Х. Грин, В. Лейн. – Л.: Химия, 1972. – 214 с.
10. Болдырев В.В. Микроволновый сканер/зондировщик МТВЗА-ГЯ КА «Метеор-М» №1 / В.В. Болдырев, П.А. Ильгасов, В.Ю. Панцов и др. // Вопросы электромеханики. Труды НПП ВНИИЭМ. – М.: ФГУП «НПП ВНИИЭМ», 2008. – Т. 107. – С. 22 – 25.

Поступила в редакцию 17.06.2009

*Александр Витальевич Карелин, д-р физ.-мат. наук, заведующий лабораторией,
8-(496)-751-02-79, e-mail: avkarelin@mail.ru.*