

Анализ результатов наблюдений и методы расчета гидрофизических полей океана

УДК 551.46+528.88

Н.А. Тимофеев

Парниковый эффект атмосферы и его влияние на климат Земли (спутниковая информация)

По радиационно-облачной модели на основе многолетней спутниковой информации исследованы связи парникового эффекта с приземной температурой воздуха и эффективной облачностью, равной произведению количества облаков на их условную оптическую плотность. Получены формулы спутникового мониторинга за изменениями аномалий глобальной температуры воздуха вследствие избыточного содержания в атмосфере продуктов извержений вулканов и парниковых газов, образующихся от сжигания ископаемого топлива; даются реалистические оценки похолодания – потепления современного климата. При сохранении наблюдаемых с ИСЗ за последние 20 лет линейных трендов потоков уходящей в космос коротко- и длинноволновой радиации глобальная температура во второй половине XXI века может повыситься на $1.6 - 2.0^{\circ}\text{C}$.

Введение

Парниковый эффект – защитное действие атмосферы в процессе лучистого теплообмена Земли с мировым пространством. Подобно стеклам оранжереи атмосфера хорошо пропускает к земной поверхности солнечную радиацию, а длинноволновое излучение с поверхности Земли $F_{\uparrow}$ сильно поглощается атмосферой, преимущественно ее водяным паром и углекислотой. Наряду с этим повышение в атмосфере концентраций некоторых малых газовых компонент (метана, азота, тропосферного озона, фреонов и др.) также ведет к потеплению климата [1]. Эти газы слабо поглощают солнечное излучение, но заметно увеличивают непрозрачность атмосферы в тепловой (инфракрасной) области спектра, т. е. усиливают парниковый эффект. Нагретая таким образом атмосфера посылает вниз встречное длинноволновое излучение $F_{\downarrow}$, в значительной мере компенсирующее радиационную потерю тепла земной поверхностью.

В современных условиях содержание в атмосфере CO_2 возросло с 1800 г. на 27 – 35%, а концентрация метана увеличилась на 126 – 176%. Это привело к повышению глобальной температуры на $0,2 \pm 0,6^{\circ}\text{C}$, на суше — на $0,6 - 0,8^{\circ}\text{C}$. Однако точные оценки влияния парниковых газов антропогенного происхождения на рост температуры затруднены, так как эти изменения мас-

кируются колебаниями в прозрачности атмосферы. Многолетние данные измерений прямой солнечной радиации на мировой сети станций обнаруживают существенное влияние на прозрачность атмосферы вулканических извержений, но совершенно не выявляют какой-либо вековой тенденции, которая может быть связана с хозяйственной деятельностью человека [1, 2]. Текущие проявления глобального потепления были бы более значительными в отсутствие воздействий на климат продуктов вулканических извержений. Наиболее крупными за последние годы были извержения вулканов Эль-Чичон в Мексике (1982) и Пинатубо на Филиппинах (1991). В стратосферу произошли выбросы большого количества сернистых соединений, и образовались облака аэрозолей, которые в течение некоторого времени экранировали солнечное излучение и препятствовали нагреву Земли.

Водно-кристаллические облака также играют важную роль в энергетическом балансе Земли, в ее естественном парниковом эффекте. Облака поглощают и излучают ИК-радиацию, внося свой вклад в нагрев атмосферы подобно парниковым газам. С другой стороны, облачность интенсивно отражает в космос коротковолновую радиацию, способствуя охлаждению климатической системы. Результирующее влияние облачности на климат считается охлаждающим и сильно изменчивым в зависимости от ее количества, типа, высоты и оптических свойств.

При парниковом эффекте

$$ПЭ = \frac{(1 - A_s)Q_n}{(1 - A_{cn})Q_0} - \frac{F_n}{F_{cn}} \quad (1)$$

отношение результирующего излучения с поверхности Земли $F_n = F_{\uparrow} - F_{\downarrow}$ к уходящей в космос длинноволновой радиации (УДР) F_{cn} гораздо меньше отношения соответствующих количеств поглощенной солнечной радиации $(1 - A_s)Q_n / (1 - A_{cn})Q_0$. Произведения $A_{cn}Q_0$, A_sQ_n определяют солнечную радиацию, отраженную в космос (УКР) и в атмосферу от земной поверхности.

Трансформация свойств подстилающей поверхности может иметь существенное значение только с точки зрения микроклимата или сезонных аномалий погоды отдельных регионов. Это относится, например, к изменениям альбедо A_s поверхности суши, обусловленным процессами опустынивания.

Внеатмосферная инсоляция имеет вид

$$Q_0 = \frac{S_0 \overline{\sin h}}{r^2} \quad (2)$$

Здесь $\overline{\sin h}$ — среднее значение синуса высоты Солнца h за период от восхода до захода. Вследствие закономерного изменения в течение года расстояния Земли от Солнца количество лучистой энергии, поступающей на условную верхнюю границу атмосферы, принятую равной 30 км, меняется в пределах $\pm 3,4\%$ от среднего значения. Это учитывается коэффициентом

$\rho^2 = 1 - 0,034 \cos N$ (N — порядковый номер дней года). Численно ρ^2 равен отношению квадрата фактического к квадрату среднего расстояния Земли от Солнца. С целью определения интегральной по спектру солнечной постоянной S_0 на ИСЗ «*Nimbus*» по программе *ERBE* применен многоканальный радиометр. Комиссия Всемирной метеорологической организации (ВМО) по приборам и методам наблюдений рекомендовала среднюю величину $S_0 = 1368 \text{ Вт} \cdot \text{м}^{-2}$, полученную за 24 года непрерывных измерений. Наблюдалась слабая изменчивость S_0 : тренд составлял $\sim 0,005\%$ за год.

Дневной ход суммарной солнечной радиации, поступающей на поверхность океана, описывается формулой

$$Q_H(h) = \frac{\kappa_H (\sin h)^2}{\rho^2 (\sin h + 0,107)}, \quad (3)$$

где величина κ_H детерминирована по влагосодержанию атмосферы. Интегрированием $Q_H(h)$ по времени, от восхода до захода Солнца, находим дневную сумму радиации Q_H . Эта величина, не имеющая межгодовых колебаний, описывает режим суммарной солнечной радиации в условиях безоблачной океанической атмосферы с типичными («нормальными») концентрациями водяного пара и аэрозолей над акваториями, удаленными от огромных резервуаров пыли — континентальных пустынь. Влияние континентальных аэрозолей на облученность солнечной радиацией океанов в «запыленных» районах, включая периоды с вулканическими извержениями, учитывается через измеряемые с ИСЗ альbedo A_{cn} и УДР F_{cn} .

Надежность расчетов ПЭ зависит от точности определения с ИСЗ потоков радиации и эффективной облачности $\mathcal{EO} = nf$. Величина $\mathcal{EO} = 0$, если $n = 0$, и $\mathcal{EO} = 1$, когда небосвод полностью заполнен ($n=1$) облаками предельно высокой оптической плотности $f = 1$. Во втором случае потоки коротко- и длинноволновой радиации $(1 - A_s)Q_n$ и F_n на уровне подстилающей поверхности оказываются близкими к нулю. Эти условия можно наблюдать по показаниям самописцев, с помощью которых производится непрерывная регистрация радиации.

Возрастающий интерес общества к наблюдаемым в последние годы катаклизмам погоды, подогреваемый дебатами на различных симпозиумах, проводившихся на этапах подготовки и ратификации Киотского протокола, породил в СМИ противоречивые мнения относительно причин колебаний современного климата и прогноза его изменений в будущем. В центре проблемы оказываются вопросы влияния на глобальный парниковый эффект океанов, продуктов жизнедеятельности животного и растительного сообществ Земли, вариаций количества и оптической плотности облаков, вулканических извержений, промышленного аэрозоля, фреонов и, в особенности, эмиссии оптических активных газовых компонент атмосферы, образующихся при сжигании ископаемого топлива.

В настоящей работе в рамках радиационно-облачной модели [2, 3] на основе многолетней спутниковой информации исследуются связи парниковых эффектов с приземной температурой воздуха t и эффективной облачностью для трех регионов: 1 — Мировой океан (63° с. ш. — 63° ю. ш.), 2 — суша и полярные области океанов, 3 — Земля. Получены формулы, связывающие аномалии Δt , обусловленные извержениями вулканов и антропогенными факторами, с аномалиями $\Delta UДР$ и ΔUKP , наблюдаемыми с ИСЗ. Анализируются современные фазы похолоданий — потеплений глобального климата. По линейным трендам $\Delta UДР$ и ΔUKP за последние 20 лет дается «прогноз» повышения температуры в XXI в.

Радиационно-облачная модель

По данным наблюдений, полученным в 1969–1990 гг. с помощью различных космических систем, в том числе российских и украинских — «Метеор», «Космос», «Океан», NOAA, «Nimbus», ERS, были реконструированы для региона 1 составляющие радиационного баланса на верхней границе атмосферы $R_{cn} = (1 - A_{cn})Q_0 - F_{cn}$, а также потоки радиации на поверхности океана [2, 3]. Данные за 1974–1983 гг. осреднены по квадратам 500×500 км, осреднение по времени составляет месяц. Потоки радиации имеют размерность $Вт \cdot м^{-2}$, альbedo и облачность выражены в долях единицы; Q_0 и Q_H за табулированы по времени года и широте.

Суммарная солнечная радиация Q_n , поступающая на поверхность океана, рассчитывается по интегральным (спектры 0,2 – 3,8 и 3,8 – 50 мкм) полусферическим альbedo A_{cn} и уходящей в космос длинноволновой радиации F_{cn} :

$$Q_n = \mu_{1,2} Q_H, \quad (4)$$

где нормализованные параметры

$$\mu_{1,2} = \left(\frac{A_{\max} - A_{cn}}{A_{\max} - A_c} \right)_1 = \left(\frac{F_{cn} - F_{\min}}{F_c - F_{\min}} \right)_2. \quad (5)$$

Величины A_{cn} , F_{cn} , A_c , F_c , $A_{\max}$, $F_{\min}$ определяются фактическими, характерными для океанов, сочетаниями концентраций атмосферных газов, водяного пара, аэрозолей, количества облаков, их оптических свойств.

При $ЭО = 0$ не имеющие межгодовых колебаний альbedo системы океан – атмосфера (COA) принимают вид

$$A_c = 0,06 + 0,031 \cdot 10^{1,62(0,637 - \sin h)}, \quad (6)$$

поверхности океана

$$A_s = \frac{0,04}{\sin h + 0,04}. \quad (7)$$

В условиях сплошной облачности ($n=1$) с предельно высокой оптической плотностью ($f=1$), т.е. при $\mathcal{EO}=1$, $A_s = 0,06$, а

$$A_{\max} = 0,88 - 0,38 \overline{\sin h} + 0,48 (\overline{\sin h})^2 - 0,98 (\overline{\sin h})^3. \quad (8)$$

Модельным оценкам A_c и $A_{\max}$ соответствуют минимальные и максимальные альбедо СОА, наблюдаемые с ИСЗ. Точность расчетов A_s такова, что дальнейшие измерения на судах отраженной от поверхности океана солнечной радиации можно считать излишними [2].

Потоки УДР F_c , $F_{\min}$ соответственно при $\mathcal{EO}=0$ и $\mathcal{EO}=1$ параметризованы по ТПО (t_0 °C):

$$F_c = 259 + 3 t_0 + 0,015 t_0^2 - 0,002431 t_0^3 \quad (9)$$

и температуре T_T (K) на уровне тропопаузы:

$$F_{\min} = 1,1 \sigma T_T^4, \quad (10)$$

где $\sigma = 0,5693 \cdot 10^{-10}$ кВт·м⁻²·град⁻⁴ — постоянная Стефана — Больцмана.

Зависимость F_c от ТПО нелинейная с максимумом при $t_0 \approx 24^\circ\text{C}$. При дальнейшем росте температуры воды в экваториальной области океанов величины F_c уменьшаются в связи с преобладанием при формировании поля УДР излучений холодной тропосферы с высоким влагосодержанием. Условие с $\mathcal{EO}=1$ реализуется при полностью покрывающих небосвод слоисто-дождевых (Ns) или кучево-дождевых (Cb) облаках, если из них выпадают атмосферные осадки большой интенсивности. Верхняя граница Cb достигает уровня тропопаузы, а вершины кучево-дождевых «лысых» облаков ($Cb\text{ calv.}$) проникают в стратосферу. Длинноволновая радиация $F_{\min}$, излучаемая в космос такими облаками, подобна излучению черного тела, имеющего температуру T_T (K) на их верхней границе [4]. В стратосфере наблюдается небольшое (~10%) увеличение УДР с высотой [5].

Контрольный пакет по суммарной солнечной радиации сформирован: из многолетних измерений на экспедиционных судах; в полигонных исследованиях по национальным и международным проектам; на основе 15–20-летних рядов, полученных на стационарных кораблях погоды A , C , D , I , M , P и с актинометрических станций на небольших островах; по наблюдениям на шельфе Гвиней, в широкомасштабных судово-спутниковых экспериментах, а также на основе ряда публикаций [2, 3]. Точность формул (4), (5) исследована по объединенному массиву судовой и спутниковой информации. Этот массив был разбит на 25 подмассивов по интервалам $t_0 - t_\varphi$ (t_φ — зонально осредненные климатические ТПО) и на 20 подмассивов по грациям разности ($A_{cm} - A_c$), соответствующим различным условиям облачности. В Атлантическом, Индийском и Тихом океанах имеем большое разнообразие температурного режима и свойств облачного покрова — от условий, когда $A_{cm} \approx A_c$ при

$n = 0$, до состояний $(A_{cn} - A_c) > 0,38$, соответствующих случаям с предельно высокими оптическими толщинами сплошной облачности. Для каждого подмассива найдены средние фактические Q_n и расчетные Q_n^* потоки суммарной радиации. В 99% случаев сдвиги $(Q_n - Q_n^*)$ по интервалам не выходят за пределы $\pm 1 - 2 \text{ Вт} \cdot \text{м}^{-2}$, а случайные ошибки $\sigma_Q = \sqrt{(Q_n^* - Q_n)^2}$ составляют $2 - 6 \text{ Вт} \cdot \text{м}^{-2}$. При нулевом сдвиге в среднем для всего массива $\sigma_Q = 1 \text{ Вт} \cdot \text{м}^{-2}$. Распределение плотности вероятности осуществления заданных градаций разностей $(Q_n - Q_n^*)$ описывается нормальным законом.

Типичными условиями формирования радиационного баланса на свободной от льда поверхности океанов являются слабый суточный ход температуры воды, воздуха, облачности и влагосодержания атмосферы, что позволяет считать постоянными в течение суток восходящий $F_{\uparrow}$ и нисходящий $F_{\downarrow}$ потоки длинноволновой радиации. Суточный ход УДР над океанами, по наблюдениям с ИСЗ «Метеор» [2], не обнаруживается. Этот вывод подтверждается данными с ИСЗ «Nimbus-7», который находился на солнечно-синхронной орбите и пересекал экватор в 12 ч дня и ночи по местному времени. В области Мирового океана $60^\circ \text{ с. ш.} - 60^\circ \text{ ю. ш.}$ в среднем за 5 лет отношение $(F_{cn})_{\text{день}} / (F_{cn})_{\text{ночь}} = 1,012$ с разбросом $\pm 0,0077$ по времени года и широте [6]. При $n = 0$ результирующее длинноволновое излучение океана F_n , равное разности между излучением с поверхности воды $F_{\uparrow}$ и противоизлучением атмосферы $F_{\downarrow}$, вычисляется по ТПО, температуре t и влажности e воздуха в приводном слое или только по t_0 и t вследствие высокой корреляции между t и e . Если иметь в виду малую величину отраженной солнечной радиации и ее небольшую изменчивость в течение дня, то становится очевидным, что при известных t_0 и t основным фактором, определяющим радиационный баланс на поверхности океана R_n , является суммарная солнечная радиация Q_n :

$$R_n = \{Q_H(0,94 + \frac{0,06 \sin h - 0,0376}{\sin h + 0,04} \mu_i) - 11,574[6,8 - 0,31 t_0 + 0,017 t_0^2 - 0,00037 t_0^3 + 0,5(t_0 - t)]\} \mu_i. \quad (11)$$

Результирующий поток длинноволновой радиации на поверхности океана при произвольной облачности имеет вид

$$F_n = R_n - (1 - A_s) Q_n. \quad (12)$$

Эффективная облачность

$$\mathcal{EO}_{1,2} = \left(\frac{A_{cn} - A_c}{A_{\max} - A_c} \right)_1 = \left(\frac{F_c - F_{cn}}{F_c - F_{\min}} \right)_2 \quad (13)$$

выступает как регулятор термодинамического состояния СОА при облачно-радиационных взаимодействиях. Через $\mathcal{E}O_1$ и $\mathcal{E}O_2$ проявляются основные свойства аэрозолей и облачности — поглощать в атмосфере и отражать в космос солнечную радиацию, экранировать длинноволновое излучение с поверхности Земли. Выявленные связи (5) и (13) позволяют создать модель, описывающую реальные процессы в колебаниях климата — похолодание или потепление — в зависимости от аномалий уходящей в космос коротковолновой (ΔUKP) и длинноволновой (ΔUDP) радиации, измеряемых с ИСЗ.

При всех условиях среды (по ТПО и количеству облаков n) коэффициенты корреляции между $\mathcal{E}O_1$ и $\mathcal{E}O_2$, Q_{n1} и Q_{n2} , R_{n1} и R_{n2} близки к единице. Описанная модель по точности удовлетворяет требованиям международных климатических программ [7].

В регионах 2 и 3 наряду со спутниковыми измерениями используются параметры модели, определенные с учетом различий влагосодержания, аэрозольной замутненности атмосферы, альбедо подстилающей поверхности и температурного режима. Из данных, осредненных по массивам 1–3, исключен годовой ход.

Связи парниковых эффектов с температурой и облачностью

В табл. 1 представлены сведения о фактических и расчетных — формулы (1) – (13) — параметрах модели для климатических и предельных условий облачности: $\overline{\mathcal{E}O} = 0,3 - 0,36$; $\mathcal{E}O = 0$; $\mathcal{E}O = 1$. По этим данным построены графики связей $ПЭ$ с приземной температурой воздуха и эффективной облачностью (рис. 1):

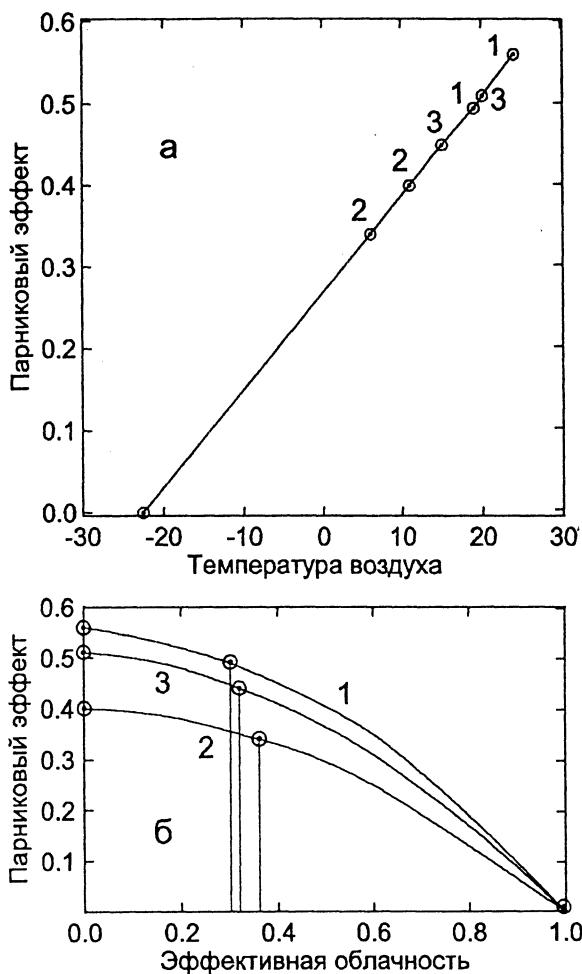
$$ПЭ = 0,27 + 0,012 t, \quad (14)$$

$$ПЭ_1 = 0,564 - 0,073 \mathcal{E}O - 0,491 \mathcal{E}O^2, \quad (15)$$

$$ПЭ_2 = 0,408 - 0,057 \mathcal{E}O - 0,351 \mathcal{E}O^2, \quad (16)$$

$$ПЭ_3 = 0,516 - 0,060 \mathcal{E}O - 0,456 \mathcal{E}O^2. \quad (17)$$

Парниковый эффект лучше всего выражен в океанической атмосфере, что обусловлено более высоким содержанием водяного пара — главного фактора, поддерживающего $ПЭ$, и меньшим количеством аэрозолей. Результирующее влияние эффективной облачности на климат является охлаждающим, увеличивающимся с ростом $\mathcal{E}O$ (табл. 2). В среднем по интервалам $\Delta \mathcal{E}O = 0,1$ облачность понижает температуру воздуха на $-4,7$; $-3,4$ и $-4,3$ °С соответственно в регионах 1, 2 и 3. При переходе от условий безоблачной атмосферы ($\mathcal{E}O = 0$) к сплошной облачности предельно высокой оптической плотности ($\mathcal{E}O = 1$) глобальная температура понизится на 43 °С и составит $-43 + 20,5 = -22,5$ °С. Соответственно по регионам 1 и 2 имеем: $-47 + 24,5 = -22,5$ °С и $-34 + 11,5 = -22,5$ °С — аналоги эпох оледенений, неоднократно происходящих в истории Земли [1, 8]. Парниковые эффекты в этом случае перестают оказывать влияние на климат.



Р и с. 1. Среднегодовые парниковые эффекты по регионам 1–3 в зависимости от приземной температуры воздуха (а) и эффективной облачности (б): кружочками помечены величины из табл. 1; линии – аппроксимации (14) – (17)

в полярные области.

Найдем зависимости естественных и антропогенных аномалий ΔI от ΔU_{KP} и ΔU_{DP} . С этой целью по формулам (13) – (17) с использованием данных табл. 1 последовательно, как показано стрелками, выполним следующие операции:

Годовые радиационные балансы R_{en} , осредненные до середины 80-х гг. XX в. по регионам 1–3, в пределах погрешностей модельных расчетов не зависят от эффективной облачности. Для ПЭ характерны симметрии аномалий ΔU_{KP} и ΔU_{DP} , т.е. выполняется равенство

$$\Delta U_{KP} + \Delta U_{DP} = 0, \quad (18)$$

которое свидетельствует о естественном характере парникового эффекта в регионах 1–3 в указанный период.

Связи радиация – облачность являются важнейшими характеристиками перераспределения энергии между подстилающей поверхностью и атмосферой. Они определяют пространственные, сезонные, межгодовые и климатические циклы этих сред, стимулируют океанические и атмосферные течения, посредством которых осуществляются переносы избытков радиационной, других форм энергии, а также влаги с океанов на сушу и

Среднегодовые параметры радиационно-облачной модели, полученные из наблюдений и расчетов [2, 3]

Регионы	εO	A_{cn}	A_c	$A_{\max}$	F_{cn}	F_c	$F_{\min}$	R_{cn}	F_n	$(1-A_n)Q_n$	$ПЭ$	$t, ^\circ C$
1 – Мировой океан, $\varphi = \pm 63^\circ$ ш.	0		0,110			299,4		22	60,0	245,0	0,564	24,5
	0,30	0,273			240,7			22	35,9	170,1	0,498	19,0
$Q_0 = 361,1 \text{ Вт}\cdot\text{м}^{-2}$	1,0			0,648			105,1	22	0	0	0	-22,5
2 – суша и полярные области океанов, $Q_0 = 307 \text{ Вт}\cdot\text{м}^{-2}$	0		0,220			280,0		-40,4	90,0	174,0	0,408	11,5
	0,36	0,400			224,6			-40,4	58,2	111,2	0,342	6,0
$Q_0 = 307 \text{ Вт}\cdot\text{м}^{-2}$	1,0			0,720			126,4	-40,4	0	0	0	-22,5
3 – Земля, $Q_0 = 342 \text{ Вт}\cdot\text{м}^{-2}$	0		0,145			292,4		0	69,0	220,0	0,516	20,5
	0,32	0,313			235			0	43,8	149,3	0,450	15,0
$Q_0 = 342 \text{ Вт}\cdot\text{м}^{-2}$	1,0			0,668			113,5	0	0	0	0	-22,5

1. Заданные численные значения ΔUKP преобразуем в $\Delta A_{cn} = \Delta UKP / Q_0$ и далее $\rightarrow \Delta \mathcal{EO} = \Delta A_{cn} / (A_{\max} - A_c) \rightarrow \mathcal{EO} = \overline{\mathcal{EO}} + \Delta \mathcal{EO} \rightarrow ПЭ \rightarrow \rightarrow \Delta ПЭ = ПЭ - \overline{ПЭ} \rightarrow \Delta t = \Delta ПЭ / 0,012$.

2. Заданные численные значения $\Delta UДР = \Delta F_{cn}$ преобразуем в $\Delta \mathcal{EO} = \Delta F_{cn} / (F_c - F_{\min})$ и далее $\rightarrow \mathcal{EO} = \overline{\mathcal{EO}} + \Delta \mathcal{EO} \rightarrow ПЭ \rightarrow \rightarrow \Delta ПЭ = ПЭ - \overline{ПЭ} \rightarrow \Delta t = \Delta ПЭ / 0,012$. Чертой сверху подчеркнуты климатические величины. Результаты расчетов приведены в табл. 3. Эффективная облачность является оптимальной характеристикой состояния атмосферы, величины Δt мало различаются по регионам. Средние данные аппроксимированы следующим образом:

$$\Delta t(\Delta UKP) = -0,162 \Delta UKP - 0,00116 \Delta UKP^2, \quad (19)$$

$$\Delta t(\Delta UДР) = 0,162 \Delta UДР - 0,00116 \Delta UДР^2. \quad (20)$$

В комбинации эти формулы позволяют проводить спутниковый мониторинг парникового эффекта.

Т а б л и ц а 2

Чувствительность среднегодовой приземной температуры воздуха ($^{\circ}\text{C}$) к вариациям эффективной облачности с шагом $\Delta \mathcal{EO} = 0,1$

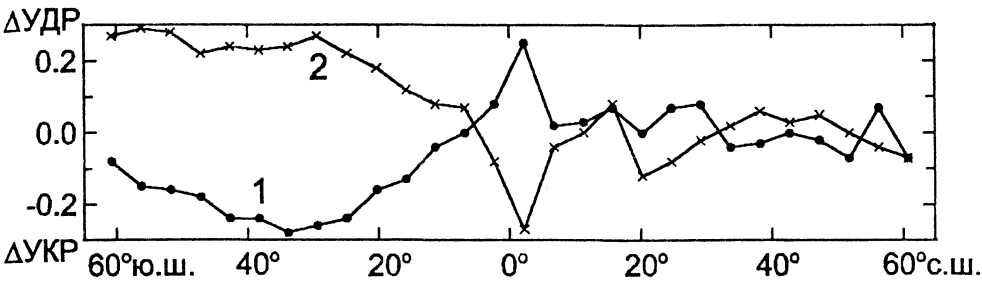
Регионы	Э ф ф е к т и в н а я о б л а ч н о с т ь					
	0 – 0,2	0,2 – 0,4	0,4 – 0,6	0,6 – 0,8	0,8 – 1,0	0 – 1,0
1	-1,4	-3,0	-4,7	-6,4	-8,0	-4,7
2	-1,0	-2,2	-3,4	-4,6	-5,8	-3,4
3	-1,2	-2,8	-4,3	-5,8	-7,4	-4,3

Т а б л и ц а 3

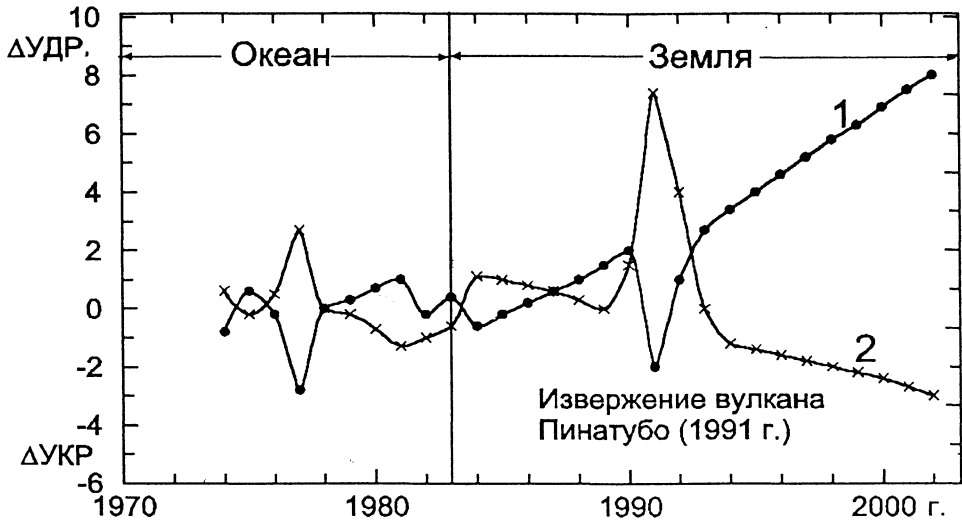
Аномалии температуры воздуха при различных грациях ΔUKP и $\Delta UДР$

$\Delta UKP, \text{Вт}\cdot\text{м}^{-2}$	$\Delta t, ^{\circ}\text{C}$			$\Delta UДР, \text{Вт}\cdot\text{м}^{-2}$
	Океан	Суша	Земля	
-30	3,75	3,92	3,83	30
-25	3,25	3,42	3,33	25
-20	2,67	2,83	2,75	20
-15	2,08	2,25	2,17	15
-10	1,42	1,58	1,50	10
-5	0,75	0,83	0,79	5
0	0	0	0	0
5	-0,83	-0,83	-0,83	-5
10	-1,67	-1,75	-1,71	-10
15	-2,58	-2,75	-2,66	-15
20	-3,58	-3,83	-3,75	-20
25	-4,67	-5,00	-4,84	-25
30	-5,67	-6,16	-5,92	-30

Над Мировым океаном, являющимся интенсивным поглотителем CO_2 , аномалии $\Delta\text{УКР}$ и $\Delta\text{УДР}$ симметричны по отношению друг к другу и близки к нулю (рис. 2 и 3). Несколько повышенные (с учетом знака) значения радиационных аномалий отмечены в 1977 г., когда наблюдались максимумы атмосферных осадков в тропических районах океанов, достигающие 10% относительно климатического уровня [9].



Р и с. 2. Меридиональные распределения средних годовых аномалий $\Delta\text{УДР}$ – 1 и $\Delta\text{УКР}$ – 2 ($\text{Вт}\cdot\text{м}^{-2}$) над Мировым океаном в 1974 – 1983 гг. [3]



Р и с. 3. Аномалии $\Delta\text{УДР}$ – 1 и $\Delta\text{УКР}$ – 2 ($\text{Вт}\cdot\text{м}^{-2}$) по годам (спутниковые наблюдения [3, 10])

Парниковый эффект с учетом антропогенных факторов

Антропогенные изменения парникового эффекта $\Delta t(z) = \Delta t(\Delta UДР) - \Delta t(\Delta УКР)$, обусловленные влиянием газов, образующихся от сжигания ископаемого топлива, определяются следующим образом:

$$\Delta t(z) = 0,162 (\Delta UДР + \Delta УКР) + 0,00116 (\Delta УКР^2 - \Delta UДР^2) . \quad (21)$$

При этом имеет место асимметрия аномалий потоков коротко- и длинноволновой радиации

$$\Delta R_{cn} + \Delta UДР + \Delta УКР = 0 . \quad (22)$$

По заключению международных экспертов [10], с середины 80-х гг. XX в. начался период кардинальной перестройки компонент глобального радиационного баланса R_{cn} : энергия УДР существенно возрастала, особенно в тропиках и некоторых регионах Северного полушария, одновременно уменьшалась УКР. За последние 20 лет непрерывных спутниковых измерений величины УДР увеличились на $15 \text{ Вт} \cdot \text{м}^{-2}$, соответственно на $10 \text{ Вт} \cdot \text{м}^{-2}$ уменьшилась УКР. К 2002 г. радиационные аномалии составили: $\Delta UДР = +8$, $\Delta УКР = -3$ и $\Delta R_{cn} = -5 \text{ Вт} \cdot \text{м}^{-2}$, что свидетельствует об увеличении прозрачности атмосферы и наличии антропогенной компоненты в парниковом эффекте. Это обстоятельство связывается с изменением глобального климата в сторону потепления. Подстановкой указанных аномалий в формулу (21) получим к 2002 г. $\Delta t(z) = 0,66 - 74^\circ \text{C}$, что соответствует оценкам потепления современного климата: средняя температура повышалась примерно на $0,35^\circ \text{C}$ в десятилетие. Если наблюдаемые в течение последних 20 лет линейные тренды $\Delta UДР$ и $\Delta УКР$ (рис. 3) сохраняются, то во второй половине XXI в. глобальная температура повысится, но не более чем на $1,6 - 2,0^\circ \text{C}$ (табл. 4). Дело в том, что антропогенная поправка $\Delta t(z)$ является квадратичной функцией от $\Delta UДР$. При достаточно больших значениях этой величины производная $d(\Delta t(z))/d(\Delta UДР)$ становится равной нулю (или отрицательной).

Т а б л и ц а 4

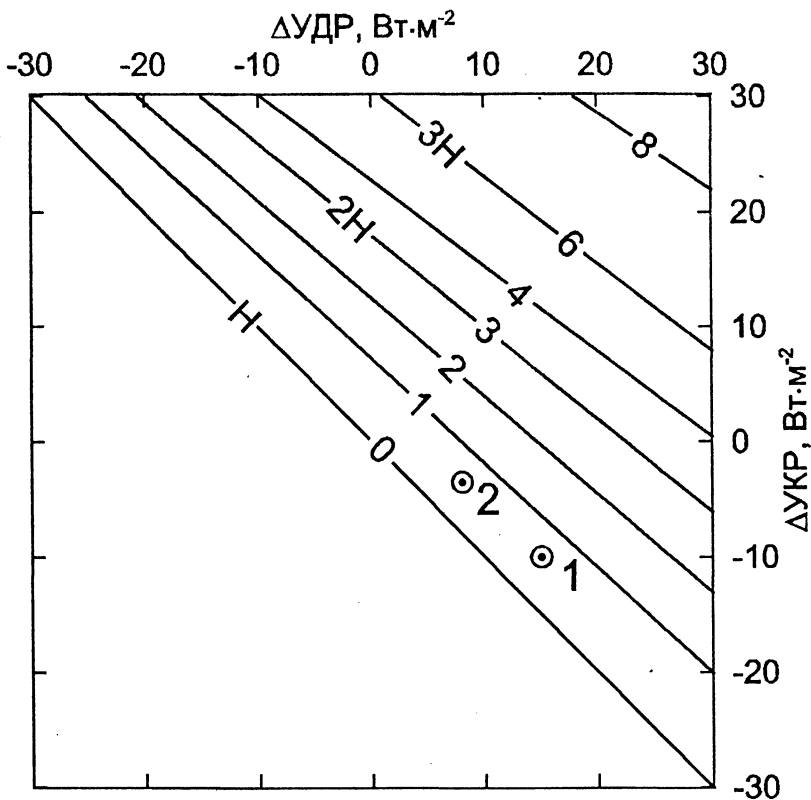
«Прогноз» приращений глобальной температуры под влиянием антропогенных газов, образующихся от сжигания минерального топлива

Годы	$\Delta t(z)^\circ \text{C}$	Годы	$\Delta t(z)^\circ \text{C}$
2002	0,7*	2060	1,8
2020	1,2	2080	2,0
2040	1,6	2100	2,0

П р и м е ч а н и е . * – современные данные.

Дальнейшие спутниковые исследования должны ответить на вопрос, служат ли выявленные изменения $\Delta UДР$ и $\Delta UКР$ трендом климатической системы за счет антропогенных факторов или они являются проявлением естественных флуктуаций климата.

Графическое решение задачи (21) представлено на рис. 4. Здесь же показано, согласно модельным оценкам [1], что при удвоении концентрации CO_2 относительно климатического уровня (H) глобальная температура повысится примерно на $3^\circ C$.



Р и с. 4. Номограмма для определения антропогенных приращений глобальной температуры $\Delta t(z)$ в $^\circ C$, обусловленных парниковыми газами (кружочки 1 и 2 показаны оценки потепления современного климата)

Увеличение сброса радиации $\Delta R_n = -5 \text{ Вт} \cdot \text{м}^{-2}$ в космическое пространство является естественной защитой нашей планеты от повышения температуры и прямым следствием наблюдаемого в настоящее время глобального потепления. За последние 50 лет отчетливо проявилась тенденция нагревания вод Мирового океана в слое 0 – 1500 м с линейным трендом $\sim 0,26 \text{ Вт} \cdot \text{м}^{-2}$ за год; при этом за счет теплового расширения уровень воды в океане поднялся на 0,1 – 0,2 м [11].

Влияние вулканических извержений на климат

Возможны периоды с отрицательными аномалиями $\Delta T_{\Sigma} < 0$, когда при наблюдаемых концентрациях CO_2 и других антропогенных газов сильно увеличиваются выбросы в атмосферу большого количества пепла вследствие крупных вулканических извержений, что приводит к дополнительному отражению солнечной энергии в космическое пространство, изменению оптических свойств облачности и, в конечном итоге, к охлаждению атмосферы. Формула, определяющая изменение глобальной температуры под влиянием продуктов вулканических извержений, записывается в виде

$$\begin{aligned} \Delta t(\vartheta) &= \Delta t(\Delta U_{KP}) - \Delta t(\Delta U_{DP}) = \\ &= -[0,162 (\Delta U_{DP} + \Delta U_{KP}) + 0,00116 (\Delta U_{KP}^2 - \Delta U_{DP}^2)]. \end{aligned} \quad (23)$$

После извержения вулкана Пинатубо на Филиппинах в августе–сентябре 1991 г. уменьшение ΔU_{DP} составило $-4 \text{ Вт}\cdot\text{м}^{-2}$, но уже к марту 1993 г. эта величина стремилась к своему исходному состоянию (рис. 3). Климатическая система недополучила энергии $\sim 5,6 \cdot 10^{22} \text{ Дж}$, что соответствует аномалии радиационного баланса $\Delta R_{\text{сн}} = -3,5 \text{ Вт}\cdot\text{м}^{-2}$ [10]. Из соотношения (22) находим, что в результате извержения вулкана Пинатубо $\Delta U_{KP} = +7,5 \text{ Вт}\cdot\text{м}^{-2}$. При этом понижение глобальной температуры составило $-0,63^\circ\text{C}$ относительно уровня $+0,56^\circ\text{C}$, наблюдаемого перед извержением. По данным [12], средняя температура вследствие извержения вулкана Пинатубо понизилась на $0,5 - 0,8^\circ\text{C}$. При этом имела место существенная недооценка истинного масштаба парникового эффекта, приводящего к потеплению климата. Суммарное изменение глобальной температуры $\Delta t(\Sigma) = \Delta t(z) + \Delta t(\vartheta) = -0,07^\circ\text{C}$.

При переходе от климатических условий ($\overline{\text{ЭО}}$) к ситуации $\text{ЭО} = 1$ по выражению (23) получим $\Delta t(\vartheta) \approx -39^\circ\text{C}$ и соответственно реалистическую температуру $t \approx -24^\circ\text{C}$. Сильные одновременные извержения нескольких вулканов могут явиться причиной «ядерных зим», неоднократно происходящих в истории Земли; эпохам оледенений часто предшествовало усиление вулканической активности [1, 8].

Выводы

К концу XX в. содержание CO_2 в атмосфере увеличилось на 27–35%, а концентрация метана – на 126–176%. Вариации глобальной температуры воздуха $\sim \pm 0,5 - 0,8^\circ\text{C}$ под влиянием антропогенных парниковых газов (знак +) и продуктов извержения вулканов (знак –) являются реальностью. Поскольку вулканические извержения происходят нечасто, а рост в атмосфере концентраций парниковых газов антропогенного происхождения пока непрерывен, в настоящее время преобладает фаза потепления глобального климата $\sim +0,7^\circ\text{C}$. При сохранении наблюдаемых с ИСЗ за последние 20 лет линейных трендов ΔU_{DP} и ΔU_{KP} во второй половине XXI в. возможен прирост глобальной температуры до $1,6 - 2,0^\circ\text{C}$ с уменьшением с 1978 г. площади арктической

ледовой «шапки» со скоростью ~ 8% за 10 лет (по данным американских ученых, опубликованным в Интернете). Дальнейшие спутниковые исследования должны прояснить ситуацию: служат ли выявленные изменения индикатором тренда климатической системы за счет антропогенных факторов или они являются проявлением естественных флуктуаций климата.

Факторами, препятствующими глобальному потеплению, являются Мировой океан и растительность Земли, утилизирующие CO_2 . Леса России и другие ее естественные экосистемы поглощают всю собственную антропогенную эмиссию и еще ~300 Мт углерода эмиссии других стран [13].

В ситуации, когда выбросы в атмосферу «охлаждающих» промышленных аэрозольных загрязнений «взяты под контроль» [14], а эмиссии «нагревающих» газов, согласно вступившему в силу Киотскому протоколу, должны уменьшаться, оценки парникового эффекта (рис. 4), соответствующие росту глобальной температуры к концу XXI в. на 3 – 6°С за счет увеличения в атмосфере концентраций антропогенных газов в 2 – 3 раза, представляются возможными лишь теоретически, а практически маловероятны. Приведенные в отчете международных экспертов [15] оценки глобального потепления к концу XXI в. для различных сценариев эмиссии парниковых газов (CO_2 и др.) без учета влияния вариаций атмосферного аэрозоля дают для среднегодовой температуры разброс от 1 до 4,5°С; с учетом влияния аэрозолей верхняя оценка уменьшается до 3,5°С. Верхние оценки представляются завышенными примерно в 1,5 – 2 раза. Вопрос состоит в том, до каких пределов и с какой скоростью будут возрастать концентрации парниковых газов над сушей, если не удастся сдержать промышленную экспансию в атмосферу.

Мировой океан, для которого обычно выполняется условие $\Delta U_{\text{ДР}} + \Delta U_{\text{КР}} \approx 0$, способствует стабилизации глобального климата [3]. Бесспорно, однако, что современные метеорологические условия на суше стали более чувствительными к вариациям положительных и отрицательных составляющих парникового эффекта. Как следствие – наблюдаемые катаклизмы погоды.

Методики спутникового мониторинга естественных и антропогенных факторов парникового эффекта описаны в настоящей работе.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Будыко М.И., Голицын Г.С., Израэль Ю.А. Глобальные климатические катастрофы. – М.: Гидрометеиздат, 1986. – 159 с.
2. Тимофеев Н.А. Радиационный режим океанов. – Киев: Наук. думка, 1983. – 247 с.
3. Тимофеев Н.А., Юровский А.В. Радиационные, тепло- и водобалансовые режимы океанов. Климат и изменчивость. – Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2004. – 256 с.
4. Маховер З.М. Климатология тропопазы. – Л.: Гидрометеиздат, 1983. – 255 с.
5. Зайцева Н.А., Костяной Г.Н. Меридиональное изменение поля длинноволновой радиации в атмосфере над Тихим океаном (по данным кораблей погоды) // Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана. – 1966. – 2, № 12. – С.1235–1252.
6. Kyle H.L., Ardanuy P.E., Hurley F.J. The Nimbus-7 Earth radiation budget data set. – Washington: NASA, 1985. – 248 p.

7. *Кондратьев К.Я.* Всемирная исследовательская климатическая программа: состояние, перспективы и роль космических средств наблюдений // Итоги науки и техники. Метеорология и климатология. – М.: ВИНТИ, 1982. – 8. – 276 с.
8. *Джон Б., Дербишер Э., Янг Г. и др.* Зимы нашей планеты. – М.: Мир, 1982. – 333 с.
9. *Тимофеев Н.А., Юровский А.В.* Реконструкция атмосферных осадков на океанах на основе спутниковой информации // Исслед. Земли из космоса. – 2003. – № 3. – С.51–62.
10. *Головкин В.А.* Глобальное перераспределение составляющих радиационного баланса Земли // Там же. – 2003. – № 6. – С.3–13.
11. *Levitus S., Antonov J.* Variability of temperature and salinity of the World Ocean // The CRCES-IPRC Workshop on Decadal Climate Variability. – Kona, Hawaii. Feb. 23–26. – 2004.
12. *Minnis P., Harrison E.F., Stowe L.L. et al.* Radiative climate forcing by Mount Pinatubo eruption // Science. – 259. – P.1411–1415.
13. *Кондратьев К.Я., Лосев К.С., Ананичева М.Д., Чеснокова И.В.* Цена экологических услуг России // Вестник РАН. – 2003. – 73, №1. – С.3–13.
14. *Изменение климата* // Обобщенный доклад Межправительственной группы экспертов по изменению климата / Под ред. Р.Т. Уотсона. – ВМО и ЮНЕП. – 2001.
15. *Состояние и комплексный мониторинг природной среды и климат. Пределы изменений* / Отв. ред. Ю.А. Израэль. – М.: Наука, 2001. – 242 с.

Морской гидрофизический институт НАН Украины,
Севастополь

Материал поступил
в редакцию 17.05.05

ABSTRACT Based of multi-years satellite information and using the radiative-cloud model, studied is the relationship between the greenhouse effect and both the air surface temperature and the effective cloudiness equal to the product of cloud amount and their conditional optical density. Formulas of satellite monitoring of global air temperature anomalies occurring due to the excess content in the atmosphere of nature convulsion products and greenhouse gases resulted from fossil fuel firing are obtained. Realistic estimations of the present climate cooling–warming are given. If linear trends of outgoing to space short- and long-wave radiation observed by satellites during the last 20 years remain, the global temperature in the second part of the 21st century can rise by 1.6–2.0 °C.