

Модель зависимости температуры приземной атмосферы от альbedo Земли и тепловой инерции гидросферы

Н.Н. Завалишин*

ГУ «Сибирский региональный научно-исследовательский гидрометеорологический институт» Росгидромета РФ
630099, г. Новосибирск, ул. Советская, 30

Поступила в редакцию 18.01.2010 г.

Предположение М. Миланковича о постоянстве альbedo Земли в межледниковый период заменено на альтернативное. Построена модель, связывающая аномалии среднегодовой температуры приземной атмосферы с межгодовыми изменениями альbedo и тепловой инерцией гидросферы. Сделаны расчеты изменений приземной температуры в зависимости от фактического и модельного изменений альbedo.

Ключевые слова: радиационный дисбаланс, альbedo полушарий, теория Миланковича, расширение модели, тепловой баланс геосфер, изменчивость планетарного альbedo, приповерхностная атмосфера, температура; radiation imbalance, hemisphere's albedo, Milankovitch theory, model extension, geospheres' heat balance, variability of the planetary albedo, near-surface atmosphere, temperature.

Введение

Пусть D означает годовой радиационный дисбаланс Земли. По определению,

$$D = E - E_{sw} - E_{lw}, \quad (1)$$

где E — количество солнечной радиации, поступающей в течение года на сечение Земли диаметральной плоскостью, перпендикулярной лучу Солнца; E_{sw} , E_{lw} — уходящие от Земли в течение года коротковолновая радиация (УКР) с длиной волны до 0,4 мкм и уходящая длинноволновая радиация (УДР) с длиной волны более 0,4 мкм.

Насколько может изменяться дисбаланс (1)? Здесь все зависит от масштаба времени. Так, авторы работы [1] указывают, что «...если бы величина “разбаланса” сохранялась на протяжении всего периода голоцена (10 тыс. лет) на уровне ~ 1 Вт/м², этого было бы достаточно для таяния глобального слоя льда толщиной 1 км. Поэтому естественно считать, что в геологических масштабах времени “разбаланс” не мог превосходить небольшой доли от 1 Вт/м²».

Современное изменение приземной температуры воздуха Земли на 0,6–0,7 °С вызвано энергетическим дисбалансом ~ 1 Вт/м², причем на 2003 г. еще оставался дисбаланс в объеме [2]:

$$D_{2003} = 0,85 \text{ Вт/м}^2.$$

Каким образом изменения планетарного альbedo могут создавать дисбаланс и, как следствие, изменения температуры приземной атмосферы? Построим модель этого процесса.

Предпосылки модели

Приходящая солнечная радиация изменяется в 11-летних циклах солнечной активности порядка 0,1%, и эти флуктуации, несомненно, оказывают влияние на геофизические процессы. Но пока не будем принимать их во внимание, полагая, что в любом году интегральный поток солнечной радиации $I(R, t)$ на расстоянии $R_0 = 1$ AU от Солнца, приходящий в единицу времени на единичную площадку, перпендикулярную потоку, является неизменным:

$$I_0 = I(R_0, t) = \text{const}. \quad (2)$$

Рассмотрим следующую модель. Пусть каждое полушарие Земли отражает в течение года свою постоянную долю солнечной радиации: α — альbedo Северного, β — альbedo Южного полушария, r — радиус Земли. Тогда в момент времени t (время в долях года) общее альbedo Земли

$$A(t) = \frac{\alpha(2\pi r^2 + 2\delta(t)r^2) + \beta(2\pi r^2 - 2\delta(t)r^2)}{4\pi r^2} = \frac{\alpha + \beta}{2} + \frac{\alpha - \beta}{2} \frac{\delta(t)}{\pi}.$$

Здесь угол $\delta + \pi/2$ — угол между осью вращения Земли и вектором $\mathbf{R}(t)$ «Солнце — Земля», который определяется уравнением

$$\sin(\delta) = -\sin(\epsilon)\cos(v - v_p),$$

где ϵ — наклон оси вращения Земли; v — истинная аномалия Земли; v_p — угол от перигелия Земли до точки зимнего (в Северном полушарии) солнцестояния.

* Николай Николаевич Завалишин (znn@sibnigmi.ru).

Будем считать, что на орбите Земли

$$4\pi R^2 I(R, t) = 4\pi R_0^2 I_0,$$

где $R = |\mathbf{R}(t)|$. Следовательно, за интервал времени $T = 1$ год разность между приходящей и отраженной коротковолновой солнечной радиацией есть

$$\begin{aligned} E - E_{sw} &= \int_0^T I(R, t) \pi r^2 (1 - A(t)) dt = \\ &= I_0 R_0^2 \pi r^2 \int_0^T \frac{(1 - A(t)) dt}{R^2(t)}. \end{aligned} \quad (3)$$

Обозначим через $\mu = \mu(t)$ и $v = v(t)$ эксцентриситетскую и истинную аномалии Земли в момент времени t и выпишем необходимые соотношения:

$$R(v) = \frac{1 - e^2}{1 + e \cos(v)} a, \quad R(\mu) = (1 - e \cos(\mu)) a,$$

где a — большая полуось орбиты Земли; e — эксцентриситет.

Чтобы взять интеграл (3), перейдем сначала от времени t к $\mu = \mu(t)$, продифференцировав уравнение Кеплера, а затем к истинной аномалии v . Имеем

$$\begin{aligned} dt &= \frac{T}{2\pi a} R(\mu) d\mu, \quad d\mu = \frac{R(v)}{a\sqrt{1 - e^2}} dv, \\ R(t) &\equiv R(v(t)) \equiv R(\mu(t)). \end{aligned}$$

Подставляя в (3) последние соотношения, получим

$$\begin{aligned} E - E_{sw} &= \frac{I_0 R_0^2 r^2 T}{2a^2 \sqrt{1 - e^2}} \int_0^{2\pi} (1 - A(v)) dv = \\ &= \frac{I_0 \pi r^2 T}{\sqrt{1 - e^2}} \left[1 - \frac{\alpha + \beta}{2} - \frac{\alpha - \beta}{(2\pi)^2} \int_0^{2\pi} \delta(v) dv \right]. \end{aligned}$$

Интеграл от $\delta(v)$ будет равен нулю, если положить $\sin(\delta) = \delta$, на основании малости $\sin(\epsilon)$. Итак:

$$E - E_{sw} = E_0(1 - A_0), \quad (4)$$

где

$$E_0 = \frac{I_0 \pi r^2 T}{\sqrt{1 - e^2}}; \quad A_0 = \frac{\alpha + \beta}{2}.$$

В рамках рассматриваемой модели из уравнения (4) получаем следующие выводы.

1. Годовой приход солнечной радиации к земной поверхности не зависит от долготы точки зимнего солнцестояния в орбитальных координатах Земли. Этот факт соответствует независимости суммы тепла калорических полугодий по модели М. Миланковича [3] от долготы перигелия земной орбиты.

2. При годовом разрешении солнечная радиация, доходящая до поверхности Земли, не зависит от разницы среднегодовых альbedo полушарий.

3. На интервалах времени, когда «солнечную постоянную» и эксцентриситет орбиты Земли можно

считать постоянными, только планетарное альbedo Земли определяет изменчивость годового притока солнечной радиации к земной поверхности.

Модель «альbedo — температура»

Далее, следуя М. Миланковичу [3], предположим:

M1. Поверхность Земли однородна и горизонтальна под всеми широтами.

M2. Атмосфера и гидросфера Земли неподвижны.

M3. Атмосфера прозрачна для прямой и рассеянной солнечной радиации.

M4. Обмен тепла между земной поверхностью и воздухом происходит только посредством излучения.

M5. Тепловой поток из глубин Земли равен нулю.

M6. Влажность и облачность везде имеют одинаковое значение.

M7. В межледниковый период альbedo Земли постоянно.

При перечисленных условиях температура излучения поверхности Земли, на основе законов Стефана—Больцмана и Кирхгофа, пропорциональна (заметим, что в [3] при переходе от общей формулы (85) к частному случаю (90) допущена ошибка в коэффициенте: $1/2$ вместо единицы, что, впрочем, не повлияет на наши выводы):

$$\Theta^4 \sim (1 - A_0) E_0 (1 + p), \quad (5)$$

где A_0 — доля солнечной радиации, отраженная геосферами в течение одного года; p — часть длинноволновой радиации, возвращенная атмосферой к поверхности Земли в течение года (противоизлучение атмосферы); E_0 определено формулой (4).

Расширим модель (5). Предположим:

Z7. Годовое альbedo Земли может изменяться от года к году.

Z8. Годовое противоизлучение атмосферы постоянно и равно $p = p_0 = \text{const}$.

Z9. Годовой тепловой баланс между литосферой и остальными геосферами считаем нулевым.

Z10. Атмосфера ежегодно передает в криосферу A_c долю полученного за год тепла.

Z11. Гидросфера получает в течение года энергию H , из которой ежегодно передает в криосферу долю тепла H_c , а остаток тепла возвращает из глубинных слоев в поверхностный слой в течение последующих L лет долями h_1, h_2, \dots, h_L :

$$H = H_c + h_1 + h_2 + \dots + h_L.$$

Из (5) и предположений M1–M6, Z7–Z11 следует:

$$\begin{aligned} \Theta_k^4 &\sim E_0(1 - A_k)(1 + p_0 - A_c - H) + \\ &+ E_0 \sum_{j=1}^L h_j (1 - A_{k-j}). \end{aligned} \quad (6)$$

Обозначая

$$d_0 = (1 + p_0 - A_c - H_c), \quad d_k = \sum_{j=1}^L h_j (A_k - A_{k-j}), \quad (7)$$

получим

$$\begin{aligned} \Theta_k^4 &\sim E_0(1 - A_k)d_0 + E_0d_k = \\ &= E_0d_0(1 - A_k) \left(1 + \frac{d_k}{d_0(1 - A_k)} \right). \end{aligned} \quad (8)$$

Будем считать год N «нормальным», если $d_N = 0$. Это значит, что количество тепла, переданного солнечной радиацией в глубинные слои гидросферы в N -м году, равно количеству тепла, полученного верхним слоем из глубинных слоев в этом же году:

$$A_N \sum_{j=1}^L h_j = \sum_{j=1}^L h_j A_{N-j}. \quad (9)$$

Тогда из (8)

$$\begin{aligned} \left(\frac{\Theta_k}{\Theta_N} \right)^4 &= \frac{(1 - A_k)}{(1 - A_N)} \left(1 + \frac{d_k}{d_0(1 - A_k)} \right) = \\ &= \left(1 + \frac{A_N - A_k}{1 - A_N} \right) \left(1 + \frac{d_k}{d_0(1 - A_k)} \right). \end{aligned}$$

Слагаемые в скобках малы по сравнению с единицей, поэтому, оставляя по два первых члена в соответствующих рядах Тейлора, получим

$$\frac{\Theta_k}{\Theta_N} = \left(1 + \frac{A_N - A_k}{4(1 - A_N)} \right) \left(1 + \frac{d_k}{4d_0(1 - A_k)} \right) + o(1). \quad (10)$$

Обозначим $\lambda_k = (A_N - A_k)/[4(1 - A_N)]$ и, пренебрегая малыми членами, перепишем формулу (10) в виде

$$\begin{aligned} \Theta_k &= \Theta_N + \Theta_N \lambda_k + \frac{\Theta_N}{4} (1 + \lambda_k) \frac{d_k}{d_0(1 - A_k)}, \\ \frac{\Theta_k - \Theta_N}{\Theta_N} &= \frac{T_k - T_N}{\Theta_N} = \\ &= \lambda_k + \frac{(1 + \lambda_k)d_k}{4d_0(1 - A_k)} \approx \lambda_k + \frac{d_k}{4d_0(1 - A_k)}. \end{aligned}$$

В последнем переходе мы воспользовались малостью λ_k по сравнению с единицей.

Окончательно получаем: если год N удовлетворяет условию (9), то

$$\begin{aligned} \frac{T_k - T_N}{T_N + 273} &= \frac{(A_N - A_k)}{4(1 - A_N)} + \\ &+ \frac{1}{4d_0(1 - A_k)} \sum_{j=1}^L h_j (A_k - A_{k-j}). \end{aligned} \quad (11)$$

Следовательно, аномалия среднегодовой температуры приземной атмосферы как функция среднегодовых значений альbedo Земли имеет следующий общий вид:

$$T_k - T_N = Q_0 + Q_1 A_k + \sum_{j=1}^L q_j \frac{A_k - A_{k-j}}{1 - A_k}, \quad (12)$$

где $Q_0, Q_1, q_1, \dots, q_L$ — некоторые константы, не зависящие от A_k .

Модель (11) имеет слишком много степеней свободы с учетом скудности ряда экспериментальных данных по динамике альbedo Земли. Можно несколько улучшить ситуацию, если предположить, что последовательность $\{h_k\}$, задающая тепловую инерцию гидросферы, имеет какой-то определенный вид, например, для некоторых констант h_0, c

$$\text{Н1: } h_k = h_0,$$

$$\text{Н2: } h_k = h_0(1 - k/L),$$

$$\text{Н3: } h_k = h_0 \exp\{-ck\},$$

и другие варианты, применяемые в гидродинамических моделях, но при неизменном условии

$$h_1 + h_2 + \dots + h_L = H - H_c. \quad (13)$$

Какова бы ни была зависимость термической инерции гидросферы, полученный теоретический результат (11) позволяет дать утвердительный ответ на поставленный в [4] вопрос о связи температуры приземной атмосферы с изменениями планетарного альbedo.

Расчет аномалий температуры воздуха: фактический и модельный варианты

Применение общей формулы (12) к оценке аномалий приземной температуры воздуха требует знания среднегодовых значений альbedo Земли на протяжении нескольких десятков лет (учитывая тепловую инерцию гидросферы), причем с высокой точностью. Действительно, приняв $E = 342 \text{ Вт/м}^2$, $A = 0,3$ и ошибку в оценке альbedo 1%, т.е. $\Delta A = 0,003$, получаем оценку точности УКР: $E_{sw} = 342 \times 0,3 \times (1 \pm 0,01) = (102,6 \pm 1,0) \text{ Вт/м}^2$.

С какой же точностью выполняются современные измерения альbedo? В работе [5] указано, что измерения уходящей радиации, проведенные на двух разных типах аппаратуры, хорошо согласуются между собой: отклонение в измерении УКР составляет $(1,5 \pm 0,1) \text{ Вт/м}^2$, а в УДР $(0,7 \pm 0,1) \text{ Вт/м}^2$ в дневное время и $(0,4 \pm 0,1) \text{ Вт/м}^2$ в ночное время. При годовом усреднении эти отклонения уменьшаются почти в 20 раз, т.е. до сотых долей Вт/м^2 , что вполне приемлемо для целей нашего исследования. Но здесь надо различать происхождение ошибки: со смещением или без смещения. Если ошибка имеет систематический характер (снижение орбиты спутника, потеря точности прибора, калибровка и др.), то усреднение суточных данных, естественно, не устранит эту ошибку в годовом разрешении.

Из (12) следует, что аномалии среднегодовой температуры Земли, в первом приближении, есть линейная функция от среднегодовых значений альbedo Земли в этом же году. Значения альbedo за период 1984–2003 гг. возьмем из работы [6], а значения среднегодовых аномалий приземной температуры

воздуха за этот же период – из [7, рис. РП-1]. С помощью метода минимальных квадратов находим

$$Q_0 = 4,2 \text{ }^\circ\text{C}, Q_1 = -12,7 \text{ }^\circ\text{C}.$$

На рис. 1 представлены графики аномалий среднегодовых температур приземного воздуха и их оценка моделью (12) при $L = 0$. Коэффициент корреляции между этими рядами равен 0,8 и является статистически значимым на 5%-м уровне значимости.



Рис. 1. Линейная регрессия годового планетарного альbedo Земли на среднегодовую температуру приземной атмосферы

Через год авторы [6] откорректировали свой результат, уменьшив размах оцененных ими колебаний альbedo вчетверо: с 8 до 2% [8]. Впрочем, для анализируемой модели в линейном приближении размах не имеет значения: здесь важны относительные изменения альbedo, дискуссия о которых продолжается и по настоящее время.

Предположим теперь, что в течение не менее L лет планетарное альbedo было постоянным и равным A_N . После чего в год, который примем за начало отсчета, оно изменилось скачком до значения $(1 - \Delta)A_N$, и далее это значение не менялось.

Вопрос: как будет изменяться приземная температура воздуха? Из (11) получаем

$$\begin{aligned} 4 \frac{T_k - T_N}{273 + T_N} (1 - A_N) &= A_N - (1 - \Delta)A_N + \\ &+ \frac{1 - A_N}{d_0(1 - (1 - \Delta)A_N)} \sum_{j=k}^L h_j ((1 - \Delta)A_N - A_N) = \\ &= A_N \Delta - \frac{(1 - A_N) \Delta A_N}{d_0(1 - A_N + \Delta A_N)} \sum_{j=k}^L h_j = \\ &= \Delta A_N \left(1 - \frac{1}{d_0} \sum_{j=k}^L h_j + o(1) \right). \end{aligned}$$

Обозначим $\rho_0 = \sum_{j=1}^L h_j / d_0$, $g_k = \sum_{j=k}^L h_j / \sum_{j=1}^L h_j$ и, пренебрегая $o(1)$, получим

$$T_k - T_N = \Delta A_N (1 - \rho_0 g_k) \frac{273 + T_N}{4(1 - A_N)}. \quad (14)$$

Параметр ρ_0 показывает долю энергии, которая передается в глубинные слои гидросферы за один год, а параметр g_k – оставшуюся в гидросфере долю тепла через k лет.

Предположим, что $A_N = 0,3$, $\Delta = 0,01$, $T_N = 18 \text{ }^\circ\text{C}$, $h_k = h_0(1 - k/L)$. Тогда аномалия температуры приземной атмосферы для различных вариантов ρ_0 будет, в соответствии с (14), иметь вид, показанный на рис. 2.

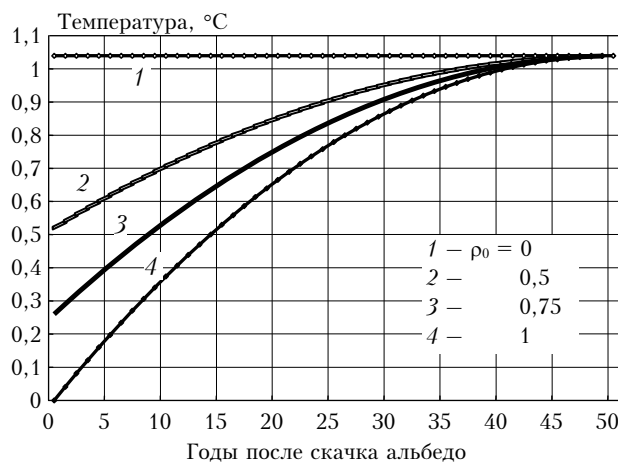


Рис. 2. Динамика аномалий среднегодовой температуры приземного воздуха при скачкообразном изменении планетарного альbedo: $A_N = 0,3$; $\Delta = 0,01$; $T_N = 18 \text{ }^\circ\text{C}$; $L = 50$; $g(k)$ – линейное убывание

Если пренебречь теплосодержанием атмосферы, то ρ_0 будет указывать на перераспределение солнечной радиации между гидросферой и криосферой: при $\rho_0 = 1$ вся энергия уходит в гидросферу, при $\rho_0 = 0$ – в криосферу.

Модель показывает вполне реалистические результаты: при уменьшении альbedo на 0,01 температура нижней атмосферы асимптотически увеличивается до 1,1 °C, причем при $\rho_0 = 0,75$ и $L = 50$ аномалия температуры атмосферы составляет 0,75 °C через 20 лет после скачка альbedo, что очень близко к современному процессу изменения температуры нижней тропосферы.

Заключение

Основной вывод IV доклада МГЭИК о невозможности объяснить современное потепление только природными факторами [9], конечно, верен, если рассматривать флуктуации только приходящего интегрального потока солнечной радиации. Но есть и уходящий поток!

Построенная модель, учитывающая изменчивость планетарного альbedo, вполне удовлетворительно, как показывает рис. 2, оценивает и величину, и темп современного потепления. Результат, заметим, получен при фиксированном годовом противозлучении атмосферы.

1. *Кондратьев К.Я., Крапивин В.Ф.* Система «природа – общество» и климат. О тепловом балансе Земли // Энергия. 2006. № 3. С. 2–6.
2. *Головко В.А.* Современный энергетический дисбаланс Земли. Доказательство сосуществования и возможные последствия. URL: <http://www.iki.rssi.ru/earty/hres2006/golovko.pdf>
3. *Миланкович М.* Математическая климатология и астрономическая теория колебаний климата. М.; Л.: ГОНТИ, 1939. 19 с.
4. *Palle E., Goode P.R., Montanes-Rodriguez P., Koonin S.E.* Can Earth's Albedo and Surface Temperatures Increase Together? // Eos. Trans. AGU. 2006. V. 87. N 4. P. 37–43.
5. *Головко В.А., Пахомов Л.А., Успенский А.Б.* Исследование поля уходящего излучения Земли с помощью сканирующего радиометра радиационного баланса на российских спутниках серии «Метеор» и «Ресурс» // Электронный журнал «ИССЛЕДОВАНО В РОССИИ». URL: <http://zhurnal.ape.relarn.ru/articles/2003/106.pdf>
6. *Goode P.R., Palle E.* Shortwave forcing of the Earth's climate: Modern and historical variations in the Sun's irradiance and the Earth's reflectance // J. Atmos. Sol.-Terr. Phys. 2007. V. 69. N 13. P. 1556–1568.
7. *Третий доклад МГЭИК.* Изменение климата, 2001 г.: Научные аспекты. Техническое резюме доклада рабочей группы I. 2001. 101 с.
8. *Palle E., Goode H.R., Montanes-Rodriguez P.* Inter-annual variations in Earth's reflectance 1999–2007 // J. Geophys. Res. 2008. Oct. P. 1–21.
9. *Четвертый доклад МГЭИК.* Изменение климата 2007 г.: Обобщающий доклад. 2008. 104 с.

N.N. Zavalishin. The model of dependence of the surface atmospheric temperature on the Earth albedo and thermal inertia of hydrosphere.

The assumption of M. Milankovitch on the Earth albedo constancy in interglacial period was replaced with the alternative one. The model has been developed, where anomalies of the average annual temperature of the surface atmosphere were related with interannual albedo changes and thermal inertia of the hydrosphere. The surface temperature changes due to albedo actual and model changes were calculated.