Институт глобального климата и экологии (ИГКЭ)
Институт географии РАН (ИГ РАН)

Роль радиационного фактора в формировании климата Земли

С. М. Семенов

Заседание семинара ИГКЭ, 6 апреля 2016 г.

СОДЕРЖАНИЕ

Что такое климат и какие процессы формируют климат Земли;

Потоки лучистой энергии в системе ‘атмосфера + земная поверхность’;

Парниковый эффект;

Антропогенное усиление парникового эффекта - радиационная составляющая глобального потепления.

Климат – средние параметры погоды и показатели ее изменчивости за длительный период времени (1 - 2 - 3 десятилетия).

Климат формируется в ходе взаимодействия различных элементов климатической системы Земли – «машины», порождающей климат.

Она состоит из атмосферы, гидросферы (включая криосферу), биосферы, педосферы (почвогрунты).

Между ними есть потоки вещества и энергии, причем основной первичный источник энергии – Солнце. Она поступает к Земле в форме излучения (лучистая энергия).

В заданной области трехмерного пространства *U* в пределах заданного отрезка времени [t_1, t_2] совокупность выбранных элементов погоды - метеорологических переменных - {y_1, y_2, ..., y_K} будет изменяться во времени определенным образом: $y_k = f_k(x,t)$. Здесь $x \in U$ - пространственная координата, а $t \in [t_1, t_2]$ - момент времени. Г.В. Груза и Э.Я. Ранькова (1980, 2003) предложили следующее определение:

Вектор-функция $\bar{f}(x,t) = \{f_1(x,t), f_2(x,t), ..., f_K(x,t)\}$, **описывающая зависимость точки *K*-мерного пространства, координатами в котором являются элементы погоды, от точки *x* физического трехмерного пространства и момента времени *t* называется климатом в области пространства *U* на отрезке времени [t_1, t_2].**

В том случае, когда область *U* есть вся Земля, говорят о глобальном климате.

Наиболее распространенный способ анализа климата - разложение функции $\bar{f}(x,t)$ на "тренд" $\bar{f}_0(x,t)$ и "шум" $\bar{\varepsilon}(x,t)$:

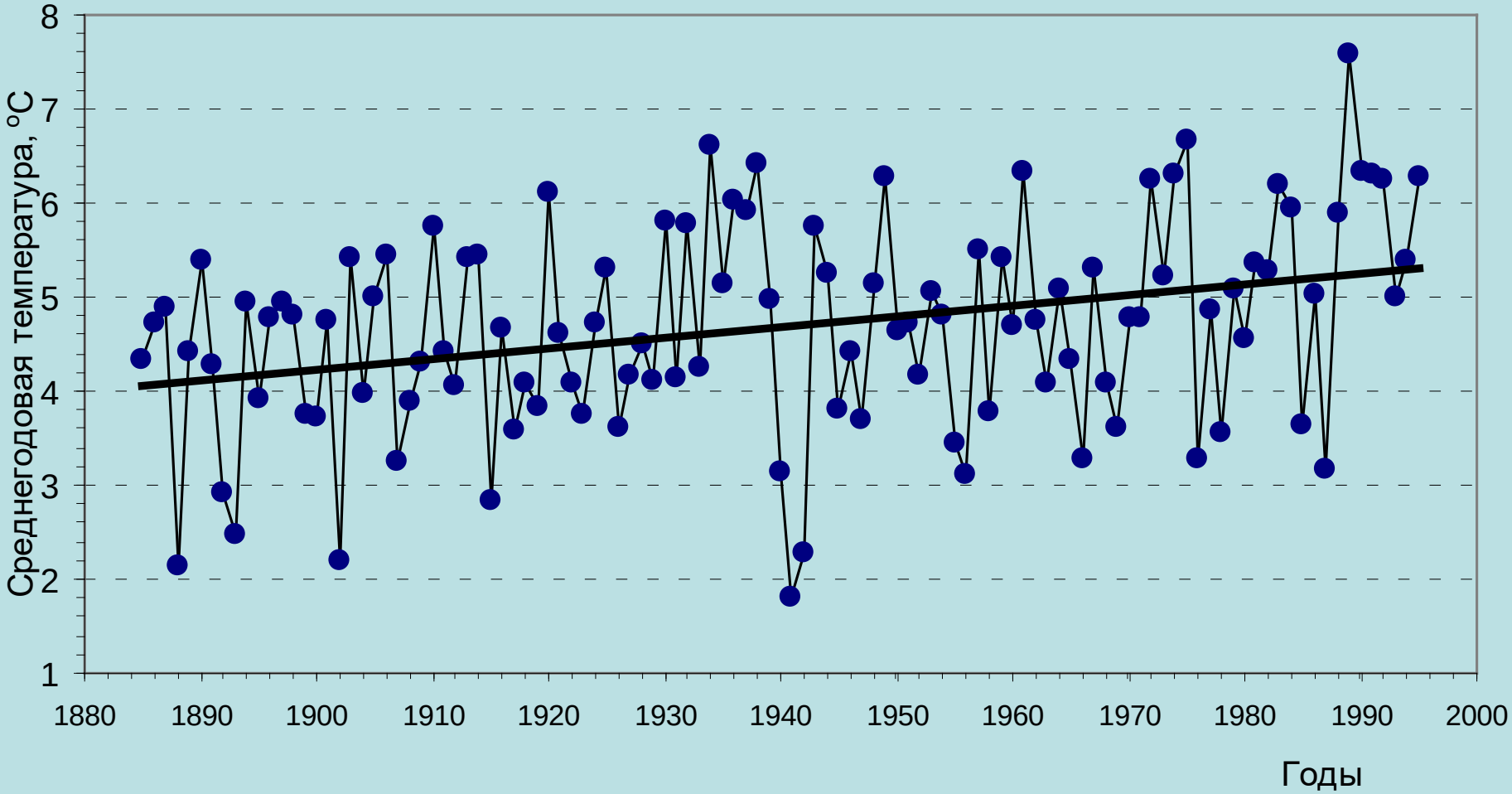
$$\bar{f}(x,t) = \bar{f}_0(x,t) + \bar{\varepsilon}(x,t)..$$

Это векторное равенство означает, что все составляющие, соответствующие выбранным *K* метеорологическим переменным - элементам погоды - представляются в виде суммы тренда и шума:

$$f_k(x,t) = f_{k0}\ (x,t) + \varepsilon_k(x,t).$$

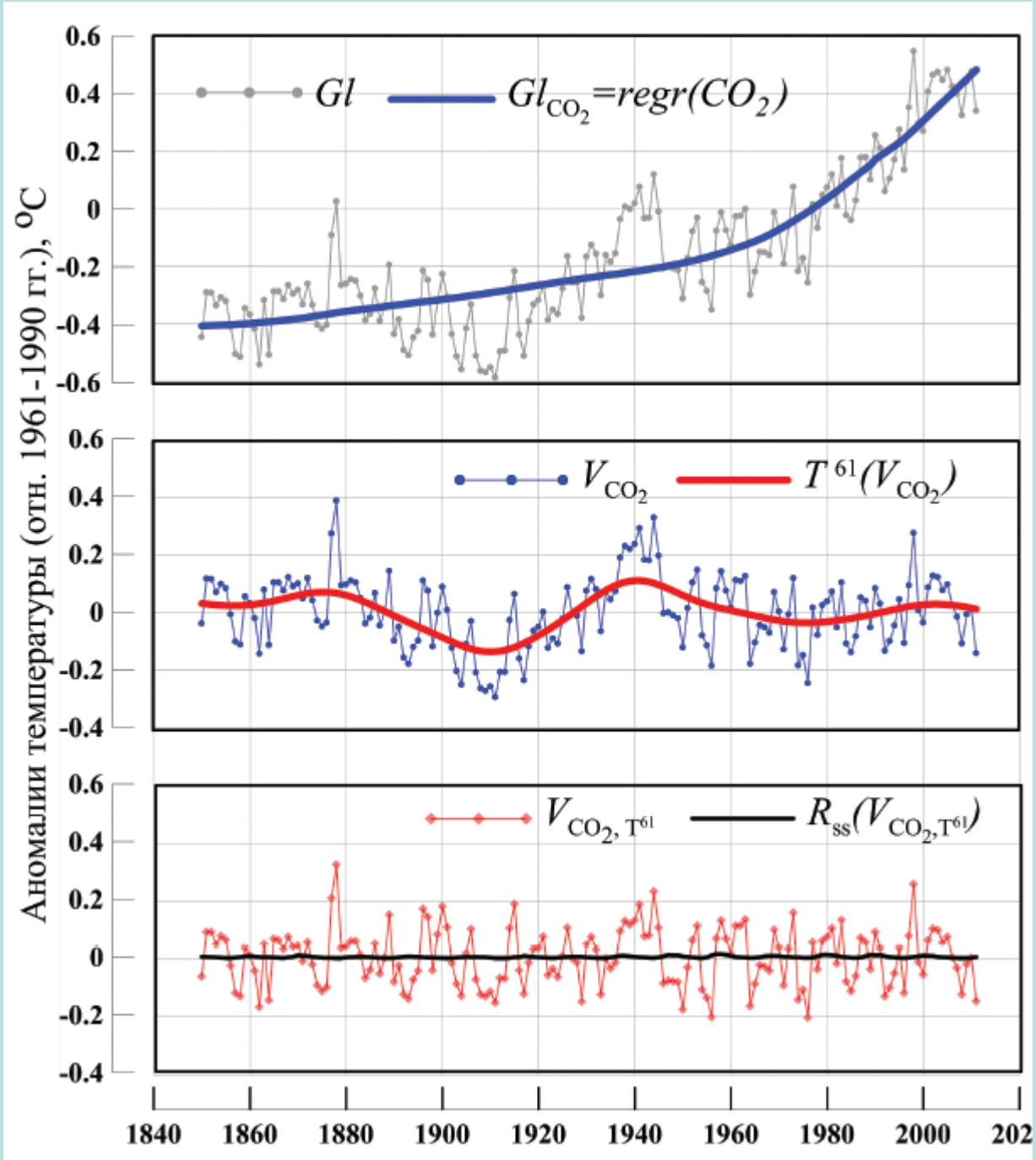
По смыслу введенных понятий "тренд" есть медленно меняющаяся часть, а "шум" - быстро меняющаяся.

Шум обычно описывается статистической моделью. Часто предполагается, что $\varepsilon_k(x,t)$ при разных *t* являются реализациями некоторого центрированного стационарного случайного поля E_k.



Среднегодовая температура (f) по данным метеорологических наблюдений на станции "Санкт-Петербург" (26063); "шум" $\varepsilon(t) = f(t) - (a + bt)$ - межгодовая изменчивость, линейный тренд (жирная линия) – изменение климата $(a + bt)$:

$$f(t) = (a + bt) + \varepsilon(t)$$



Груза Г.В., Ранькова Э.Я.

***Вверху*: ход глобальной температуры (Gl) и кривая ее регрессии на CO2 (Gl_{CO2}).**

***В центре*: ход остатков от регрессии (V_{CO2} = Gl – Gl_{CO2}) и ее низкочастотная составляющая ($T_{61}V_{CO2}$).**

***Внизу*: ход $V_{CO2,T61}$ (остатки после исключения обеих компонент: регрессия на CO2 и T61) и кривая ее регрессии на число солнечных пятен SS.**

Потоки энергии (Вт м$^{-2}$) в системе «атмосфера + земная поверхность».

Trenberth K. E., Fasullo J. T., Kiehl J. 2009. Earth's global energy budget. Bulletin of American Meteorological Society, p. 311-323.

Геотермальный поток тепла (0.06 Вт/м^2) << солнечного!

ПЕРЕНОС ЭНЕРГИИ В СИСТЕМЕ АТМОСФЕРА+ЗЕМНАЯ ПОВЕРХНОСТЬ

*Рассеяние;

*Излучение – поглощение;

*Адвекция;

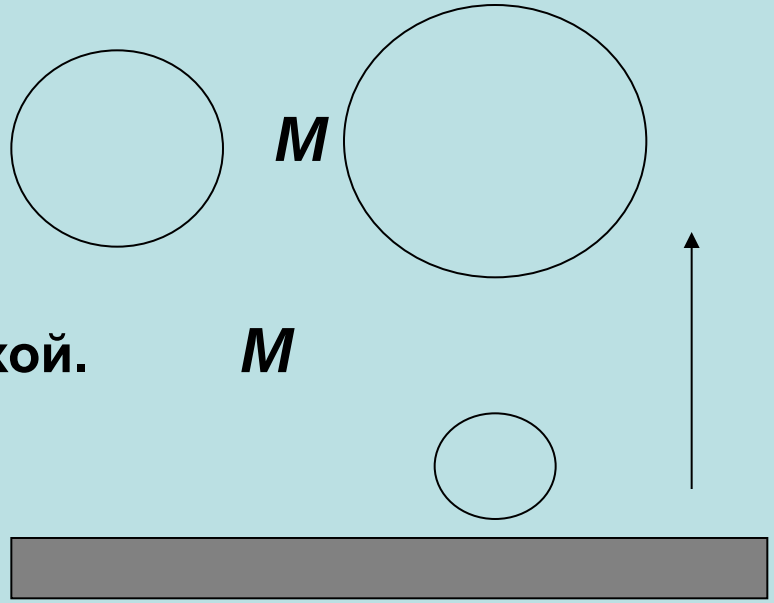
*Конвекция: развивается

при градиенте температуры > 4-7ºС/км

во влажной атмосфере и > 9.8ºС/км в сухой.

$$T \sim p^{(k-1)/k}$$

k > 1; воздух ≈ 1.4



$$PV = (M/\mu)RT$$

*Перенос скрытого тепла:

участвуют фазовые превращения воды - испарение, конденсация, кристаллизация, таяние;

……

ИЗЛУЧЕНИЕ - ЭЛЕКТРОМАГНИТНОЕ ПОЛЕ

Уравнения Максвелла для напряжённости электрического поля *E*, напряжённости магнитного поля *H*, векторов электрической индукции *D* и магнитной индукции *B*. Эти уравнения связывают их между собой, с плотностью электрического заряда ρ и плотностью электрического тока *j*, которые рассматриваются как источники (создающие электромагнитное поле).

$$[\nabla \boldsymbol{H}] = \frac{4\pi}{c}\boldsymbol{j} + \frac{1}{c}\frac{\partial \boldsymbol{D}}{\partial t}, \qquad (1)$$

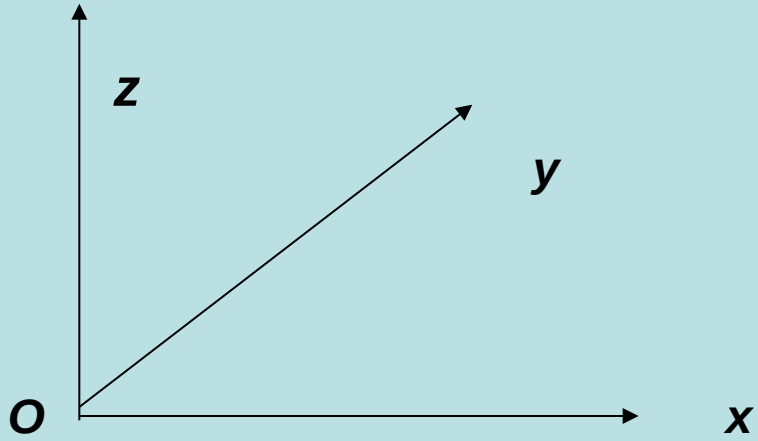
$$[\nabla \boldsymbol{E}] = -\frac{1}{c}\frac{\partial \boldsymbol{B}}{\partial t}, \qquad (2)$$

$$\nabla \boldsymbol{B} = 0, \qquad (3)$$

$$\nabla \boldsymbol{D} = 4\pi\rho. \qquad (4)$$

Электромагнитная волна - совместное изменение в пространстве и во времени векторов напряженности электрического и магнитного полей, предписываемое уравнениями Максвелла.

Монохроматическая волна, распространяющаяся в направлении оси OZ (“вверх”), описывается следующим изменением электрического поля:



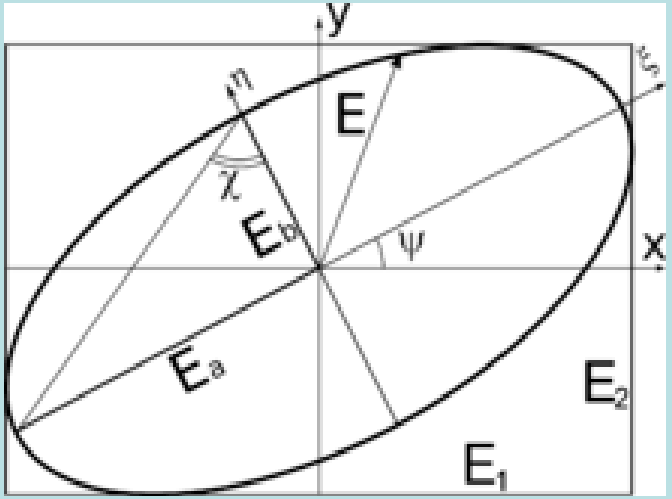
$$\begin{cases} E_x = E_1 \cos(\tau + \delta_1) \\ E_y = E_2 \cos(\tau + \delta_2) \\ E_z = 0 \end{cases}$$

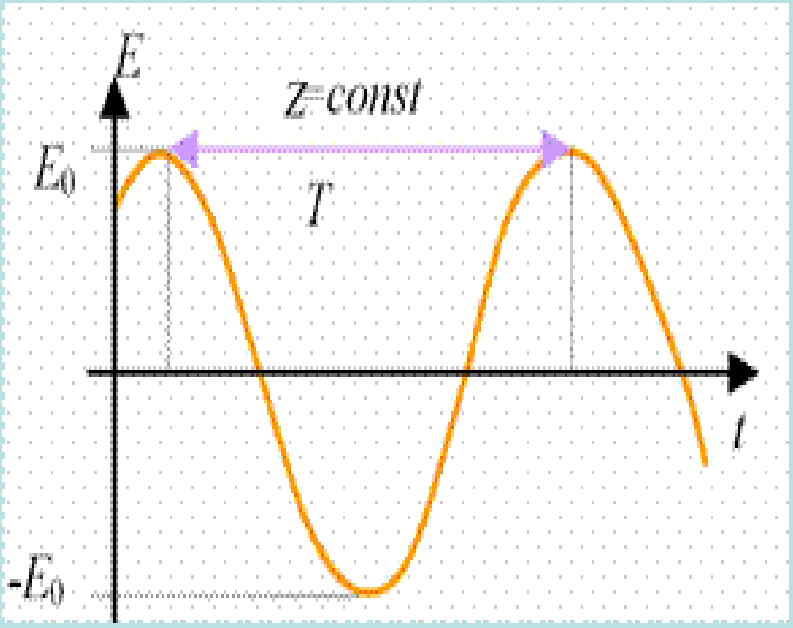
где $\tau = kz - \omega t$

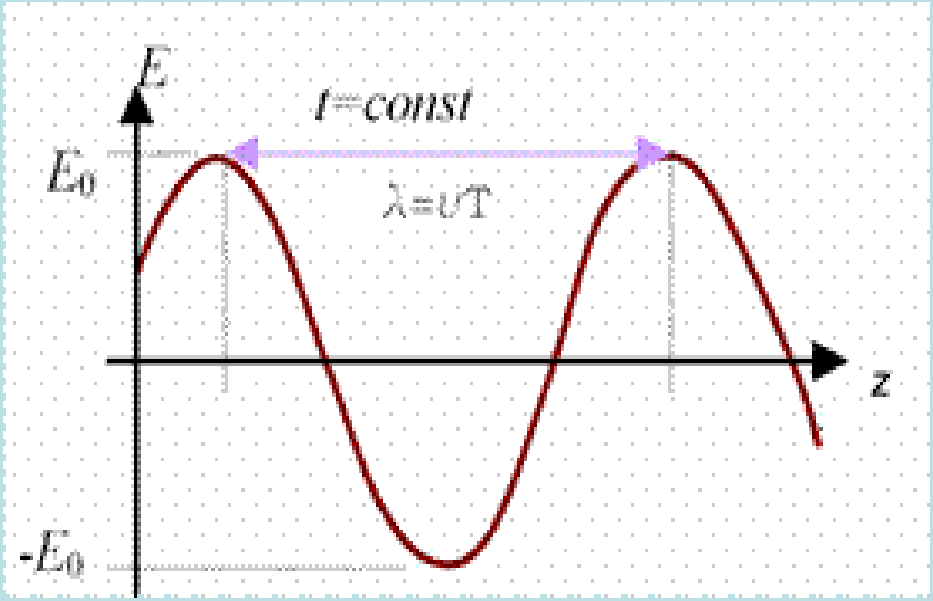
Поляризационный эллипс:

$$\left(\frac{E_x}{E_1}\right)^2 + \left(\frac{E_y}{E_2}\right)^2 - 2\frac{E_x}{E_1}\frac{E_y}{E_2}\cos(\delta) = \sin^2\delta$$

Разность фаз: $\delta = \delta_1 - \delta_2$




E
z=const
E0
T
t
-E0


E
t=const
E0
λ=υT
z
-E0

Для монохроматической волны:

- **Период «по пространству» $\lambda = 2\pi/k$ называется длиной волны;**
- **Период «по времени» есть $T = 2\pi/\omega$.**

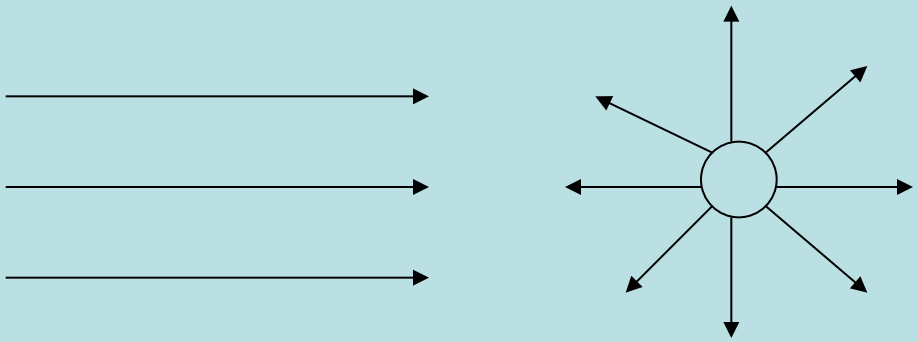
Скорость распространения волны есть отношение периода по пространству к периоду по времени:

$$v = \lambda\,\omega/2\pi.$$

Значение c в вакууме одинаково для любых волн. Это «скорость света»: c = 299 792 458 м/с (≈300 000 км/с).

Цвет	Диапазон длин волн, нм	Диапазон частот, ТГц
Фиолетовый	380—440	680—790
Синий	440—485	620—680
Голубой	485—500	600—620
Зелёный	500—565	530—600
Жёлтый	565—590	510—530
Оранжевый	590—625	480—510
Красный	625—740	400—480

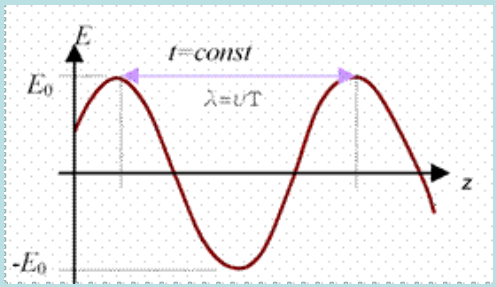
РАССЕЯНИЕ ИЗЛУЧЕНИЯ (scattering)

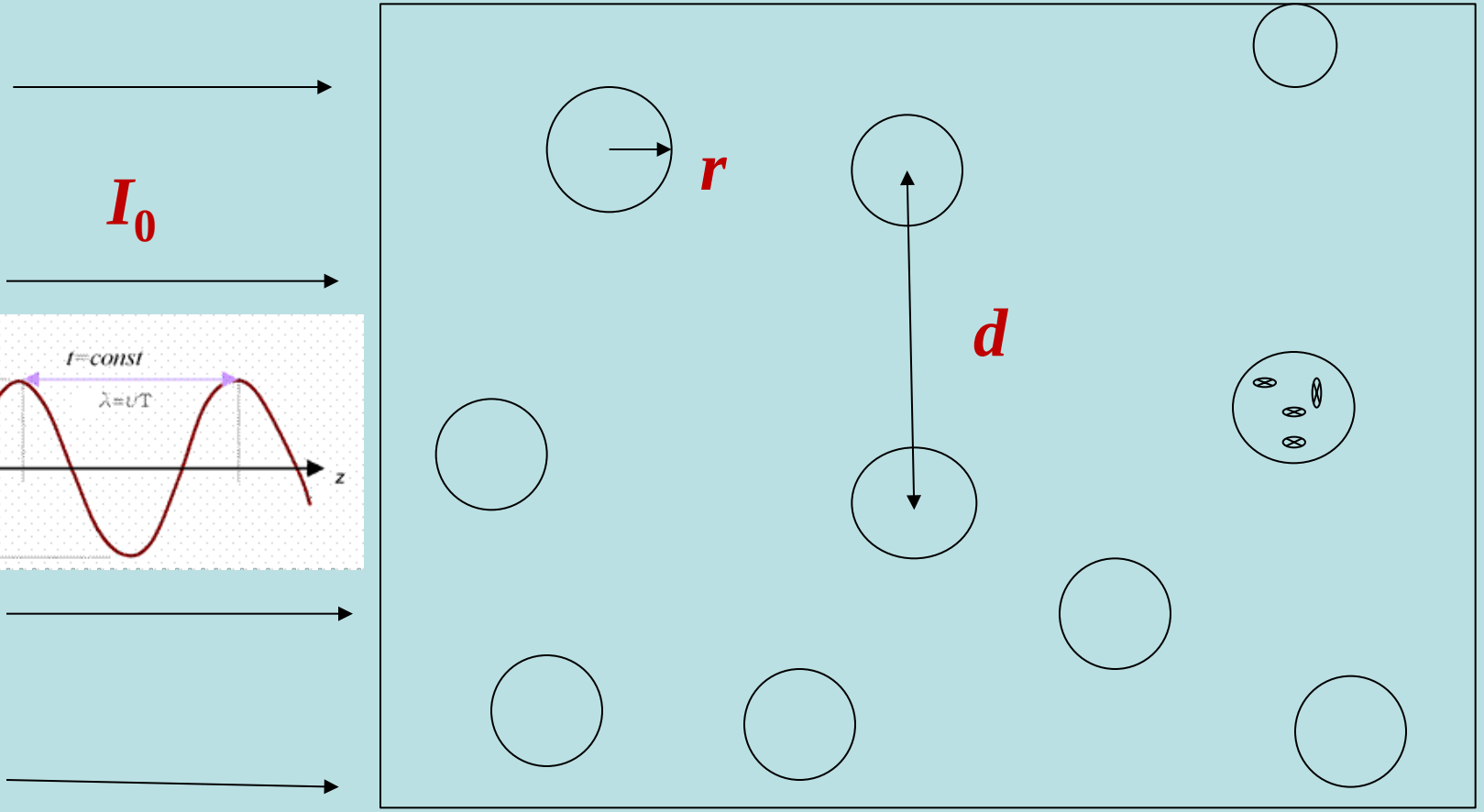


Монохроматический поток излучения заданного направления, набегающий на частицу, взаимодействует с ней, в результате чего от нее исходит излучение той же частоты, но разных направлений в определенных пропорциях.

Свойство излучения рассеиваться ухудшается с длинной волны пропорционально ее четвертой степени.

Отражение включено в рассеяние, это – «рассеяние назад».





Параметры, существенные для количественного описания явления рассеяния монохроматического излучения на сферических частицах: λ – длина волны, *r* – радиус частиц, *d* – типичное расстояние между частицами.

Диаметр молекул (нм)	
Гелий (He)	0.2
Водород (H)	0.25
Кислород (O_2)	0.3
Вода (H_2O)	0.3
Азот (N_2)	0.32
Диоксид углерода (CO_2)	0.33
Диоксид серы (SO_2)	0.34
Хлор (Cl_2)	0.37

Название цвета	Длина волны, нм
Фиолетовый (сине-фиолетовый)	390-440
Синий	440-480
Голубой (сине-зелёный)	480-510
Зелёный	510-550
Жёлто-зелёный	550-575
Жёлтый	575-585
Оранжевый	585-620
Красный	620-770

Среднее расстояние между молекулами газов при нормальных условиях $3 \cdot 10^{-9}$ м = 3 нм.

Типичный размер молекулы газа– несколько ангстрем (10^{-10} м = 0.1 нм)

Размеры молекул атмосферных газов и длины волн монохроматических потоков – составляющих солнечного излучения

Случай $r << \lambda$ ($r << d$) изучил Дж. Рэлей

Джон Уильям Стретт, лорд Рэлей (Рэйли) (*John Strutt, lord* Rayleigh, 1842 -1919), лауреат Нобелевской премии по физике 1904 г. (открытие аргона)

Созданная им теория рассеяния света приложима, в том числе, к рассеянию солнечного света в безоблачной атмосфере.

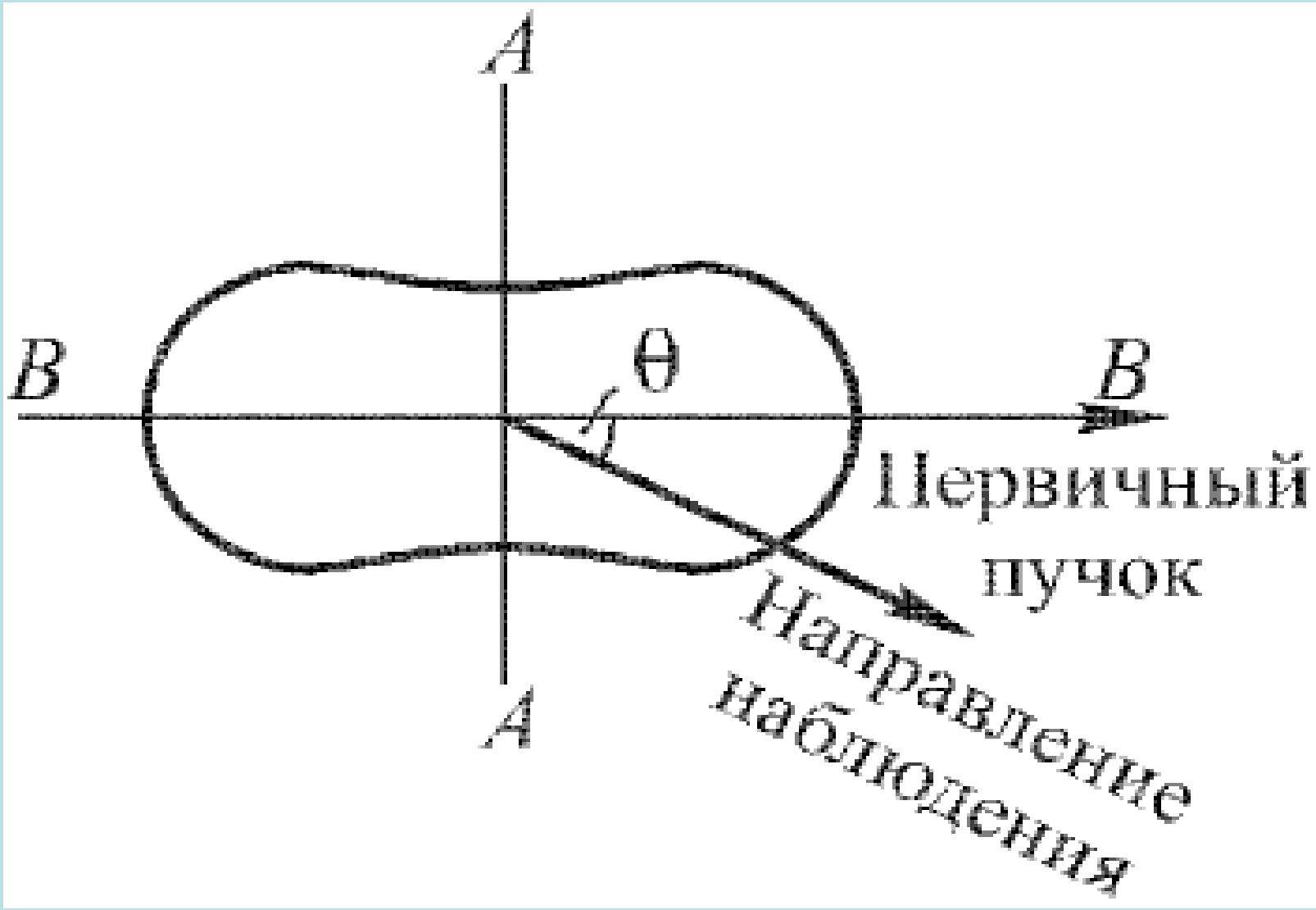
Дж. Рэлею принадлежит формула для расчета интенсивности света, рассеянного на «малых» сферических частицах:

$$I = I_0 \frac{9\pi^2 \varepsilon_0^2 N (V')^2}{2\lambda^4 L^2} \left(\frac{\varepsilon - \varepsilon_0}{\varepsilon + \varepsilon_0} \right)^2 (1 + \cos^2 \theta)$$

Здесь *N* — число частиц в рассеивающем объеме, *V'* и ε - объем и диэлектрическая проницаемость частицы, ε_o - диэлектрическая проницаемость среды, в которой взвешены частицы, θ — угол рассеяния, I_o — интенсивность падающего света, *L* — расстояние от рассеивающего объема до точки наблюдения.

Из этой формулы, в частности, следует что:

- **Интенсивность рассеянного излучения уменьшается с ростом длины волны пропорционально ее 4-й степени (голубое небо!);**
- **Рассеяние НЕ изотропно (не равномерно во всех направлениях!).**



Индикатриса рассеяния для сферических частиц при $r << \lambda$: $I \sim (1 + \cos^2\theta)$.

Густав МИ
(Gustav Mie; 1869-1957)
- немецкий физик.

Август (Огастес) ЛЯВ
(Augustus Love, 1863-1940),
- английский математик и физик

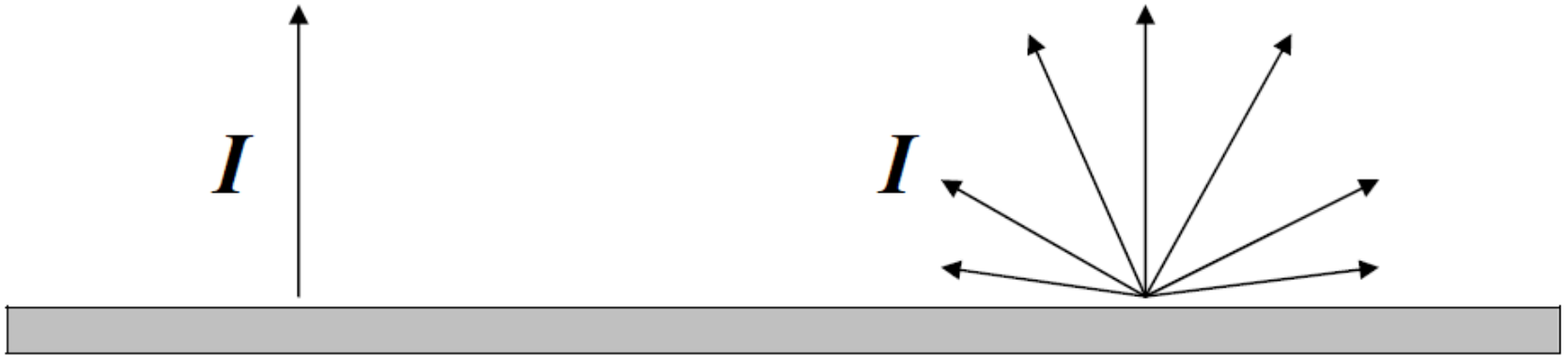
Густав Ми

В начале XX века создали количественную теорию рассеяния излучения на сферических частицах размера, сравнимого с длиной волны излучения или большего ее:

***r* сравнимо *с* λ или больше (*r* << *d*).**

Закономерности рассеяния в таком случае отличаются от тех, что описал Дж. Рэлей.
В частности, не наблюдается выраженного большего рассеяние волн с меньшей длиной волны. Например, солнечный (белый) свет, претерпевший рассеяние на каплях воды в облаках, остается белым (размер капель в облаках > 5 мкм, в туманах > 1 мкм).

ИЗЛУЧЕНИЕ / ПОГЛОЩЕНИЕ ИЗЛУЧЕНИЯ



Абсолютно черное тело

Какова мощность излучения в полусферу при абсолютной температуре *T* ?

А у реального тела?

Закон Стефана-Больцмана – суммарная мощность излучения (в полусферу) абсолютно черного тела при абсолютной температуре *T*:

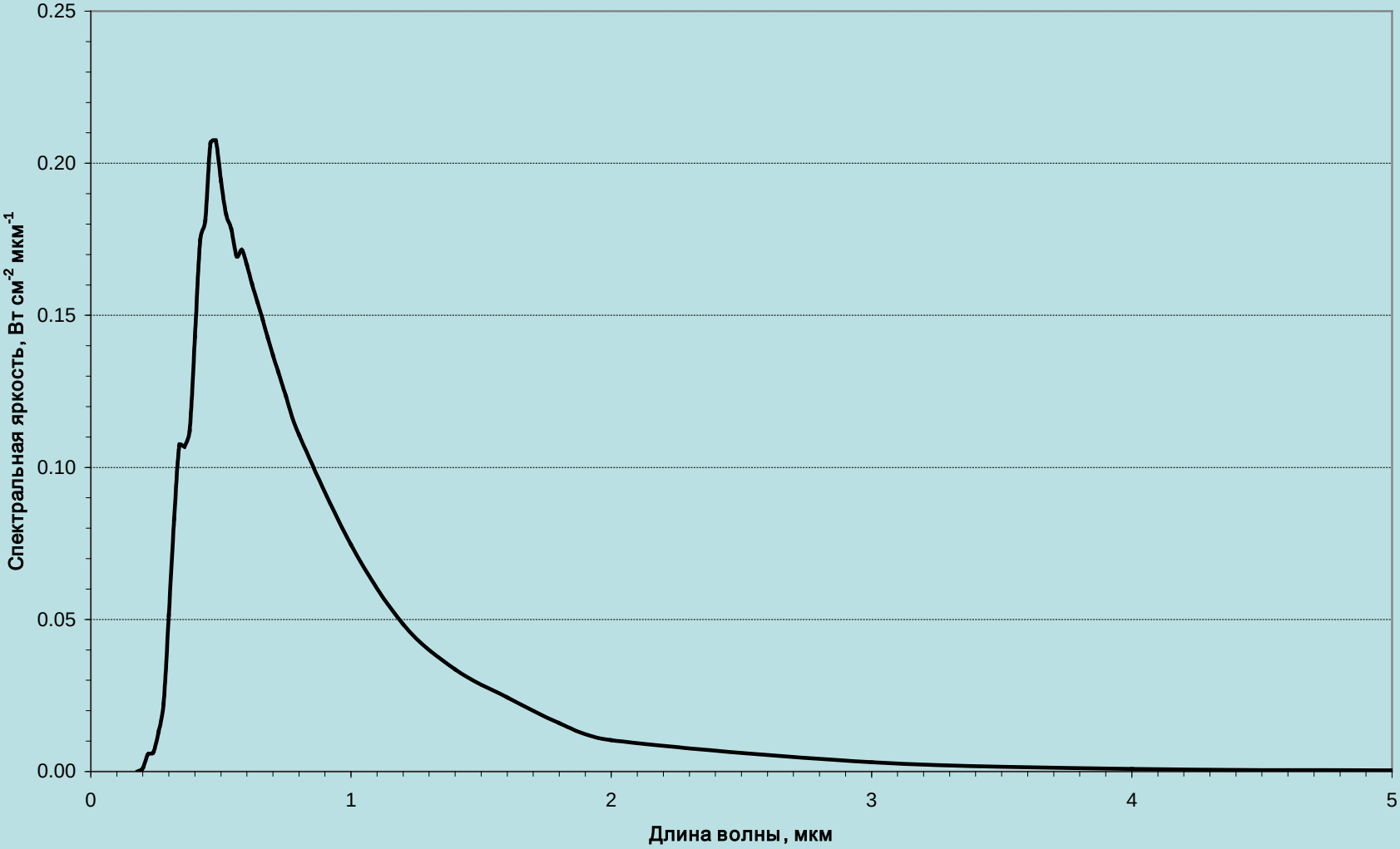
$$I = \sigma T^4$$

Формула Планка – распределение потока излучения (черного тела) по длине волны:

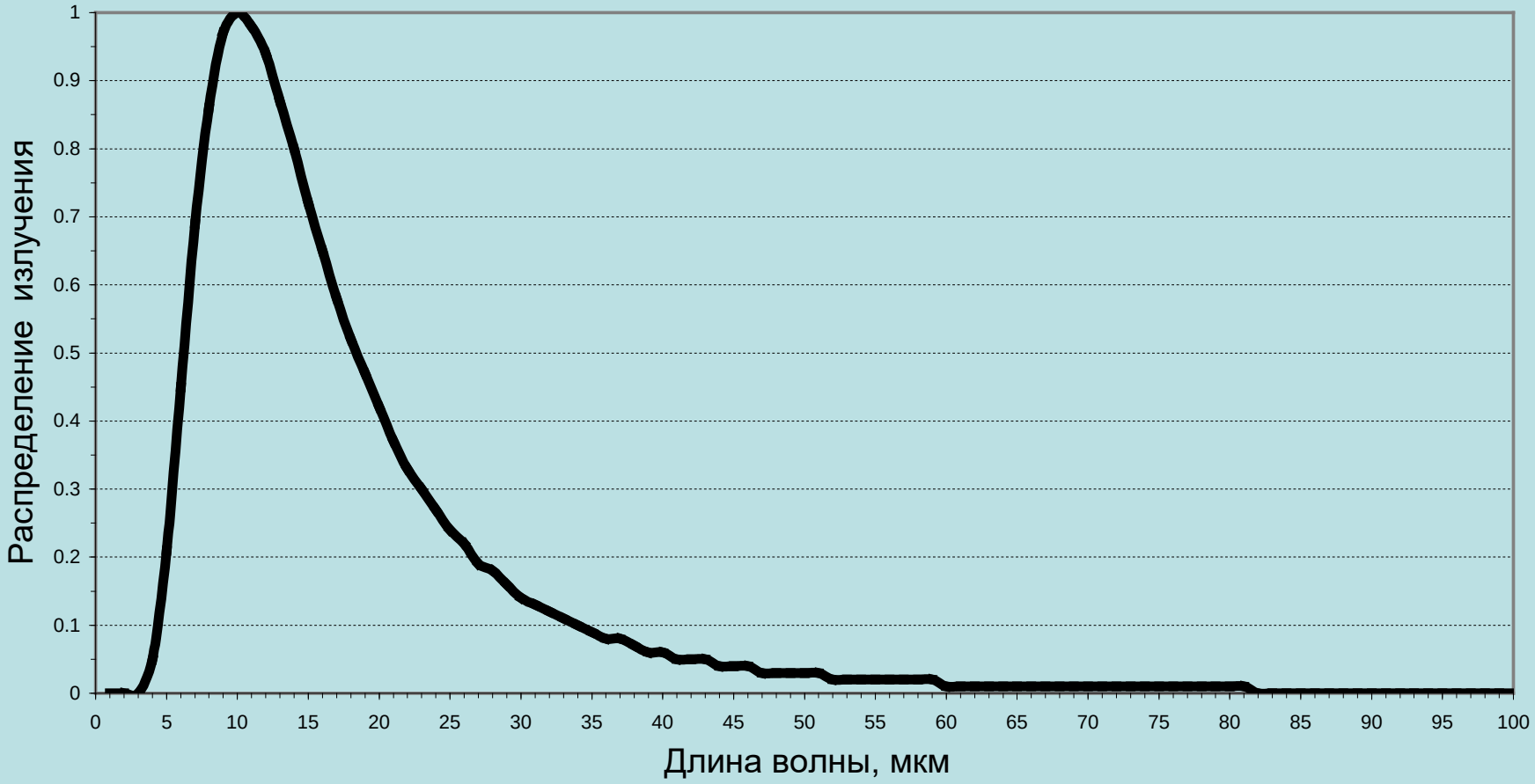
$$u_p(\lambda, T) = \frac{4\pi^2 \hbar c^2}{\lambda^5 (\exp(2\pi\hbar c/\lambda kT) - 1)},$$

Закон излучения Кирхгофа:

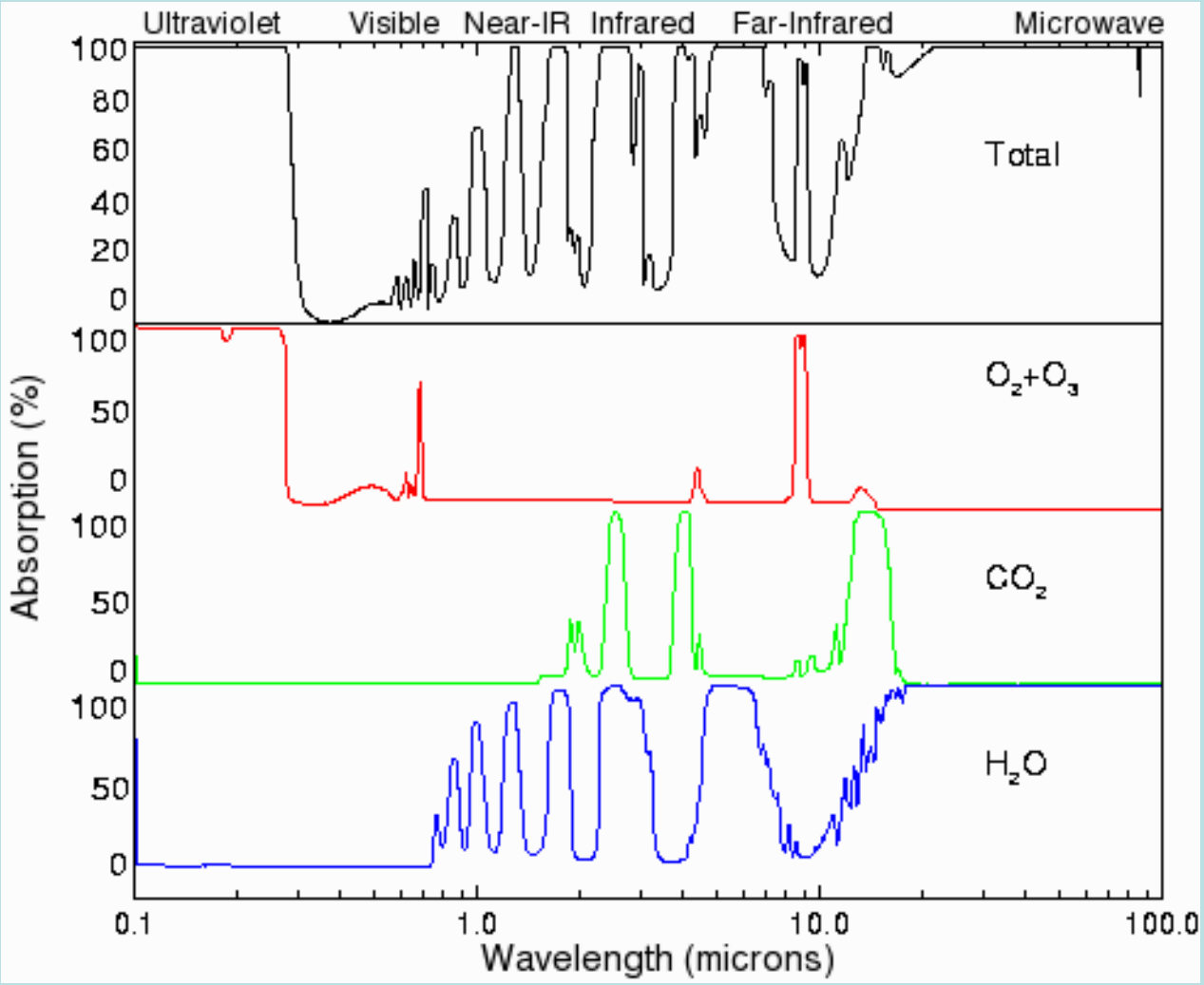
Отношение излучательной способности любого тела к его поглощательной способности одинаково для всех тел при данной температуре для данной длины волны и не зависит от их формы и химической природы.



Распределение потока солнечного излучения (спектральная яркость), на верхней границе атмосферы, по длине волны (Матвеев, 2002, с. 133); близко к распределению излучения черного тела при температуре около 5800 К.



Распределение излучения земной поверхности (абсолютно черного тела по длинам волн при температуре поверхности 288.15 К) в долях максимальной спектральной яркости



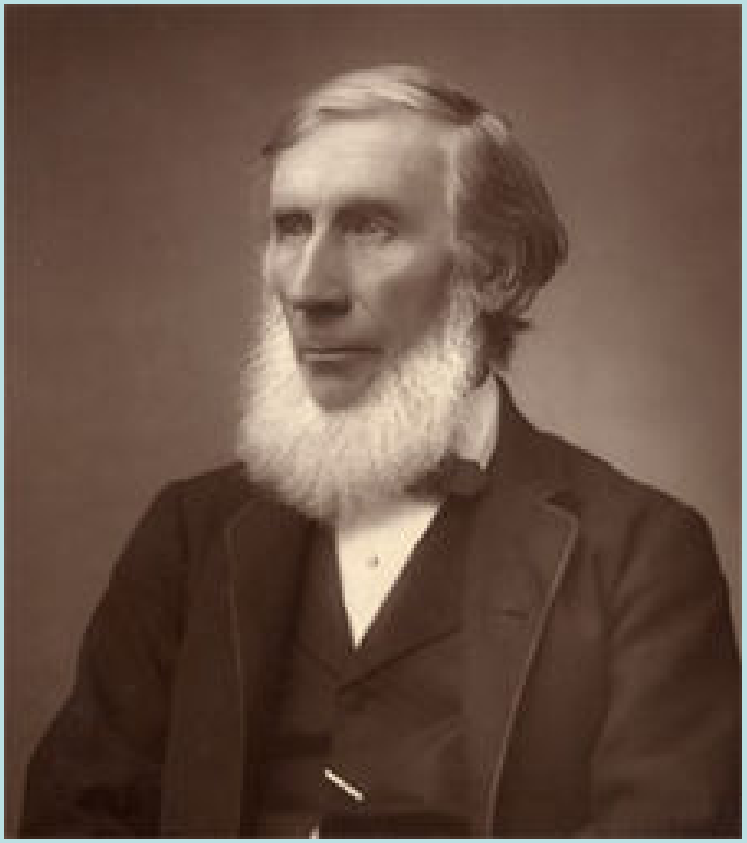
Поглощательная способность атмосферы в целом

T.J.Nelson
tjnelson@brneurosci.org

Science Notes. *March 17, 2003*

Джон ТИНДАЛЛ (1820 – 1893 гг.),

John Tyndall



Профессор, Королевский институт Великобритании, Лондон

Тиндалл экспериментально исследовал свойства газов поглощать-испускать инфракрасное излучение. Он показал что азот (сод. 78%) и кислород (сод. 21%) – НЕ ОБЛАДАЮТ ЭТИМ СВОЙСТВОМ, а водяной пар, углекислый газ, метан - ОБЛАДАЮТ!

В публичной лекции 1863 г. «Об излучении через земную атмосферу» он высказал мысль о том, что в отсутствие ПОСЛЕДНИХ климат на поверхности Земли был бы значительно холоднее фактического (по современным оценкам – на 30°С холоднее!).

1872 г. Вклады в молекулярную физику в области радиационного тепла. XIII. Об излучении через земную атмосферу, стр. 421.

Атмосферный воздух лишь в малой степени поглощает солнечную радиацию, в том числе волны, соответствующие видимому свету.

Поэтому солнечным светом воздух практически нельзя нагреть.

Азот и кислород (составляющие > 99% атмосферного воздуха) не поглощают земное (инфракрасное) излучение.

Поэтому, если бы не остальные – малые газовые составляющие – воздух практически не нагревался бы также и земным излучением.

Среди малых газовых составляющих атмосферы Земли есть парниковые газы – водяной пар H_2O, углекислый газ CO_2, метан CH_4, закись азота N_2O и другие -, обладающие способностью поглощать инфракрасное излучение.

Без атмосферы климат Земли в приповерхностном слое был бы существенно более суровым.

К земной поверхности приходит поток коротковолнового излучения 184 Вт м$^{-2}$.

Часть его 23 Вт м$^{-2}$ отражается земной поверхностью.

Таким образом, ее среднее альбедо равно 0.125.

На верхнюю границу атмосферы от Солнца приходит поток 341 Вт м$^{-2}$.

В отсутствие атмосферы и при сохранении этого значения альбедо земная поверхность поглощала бы (1 - 0.125)·341 = 298.38 Вт м$^{-2}$. В состоянии радиационного равновесия столько же бы излучалось земной поверхностью в космос.

В настоящее время излучается 396 Вт м$^{-2}$, а средняя температура земной поверхности равна примерно 288 К (т.е. 15^{o}C).

Тогда в отсутствие атмосферы в соответствии с законом Стефана-Больцмана температуру земной поверхности *T* можно найти из уравнения 298.38 / 396 = (*T* / 288)^{4}, откуда *T* ≈ 268 К, что примерно на 20 градусов меньше современной.

На самом деле было бы еще холоднее, поскольку при похолодании альбедо земной поверхности увеличивается.

Потоки энергии (Вт м$^{-2}$) в системе «атмосфера + земная поверхность».
Trenberth K. E., Fasullo J. T., Kiehl J. 2009. Earth's global energy budget. Bulletin of American Meteorological Society, p. 311-323.

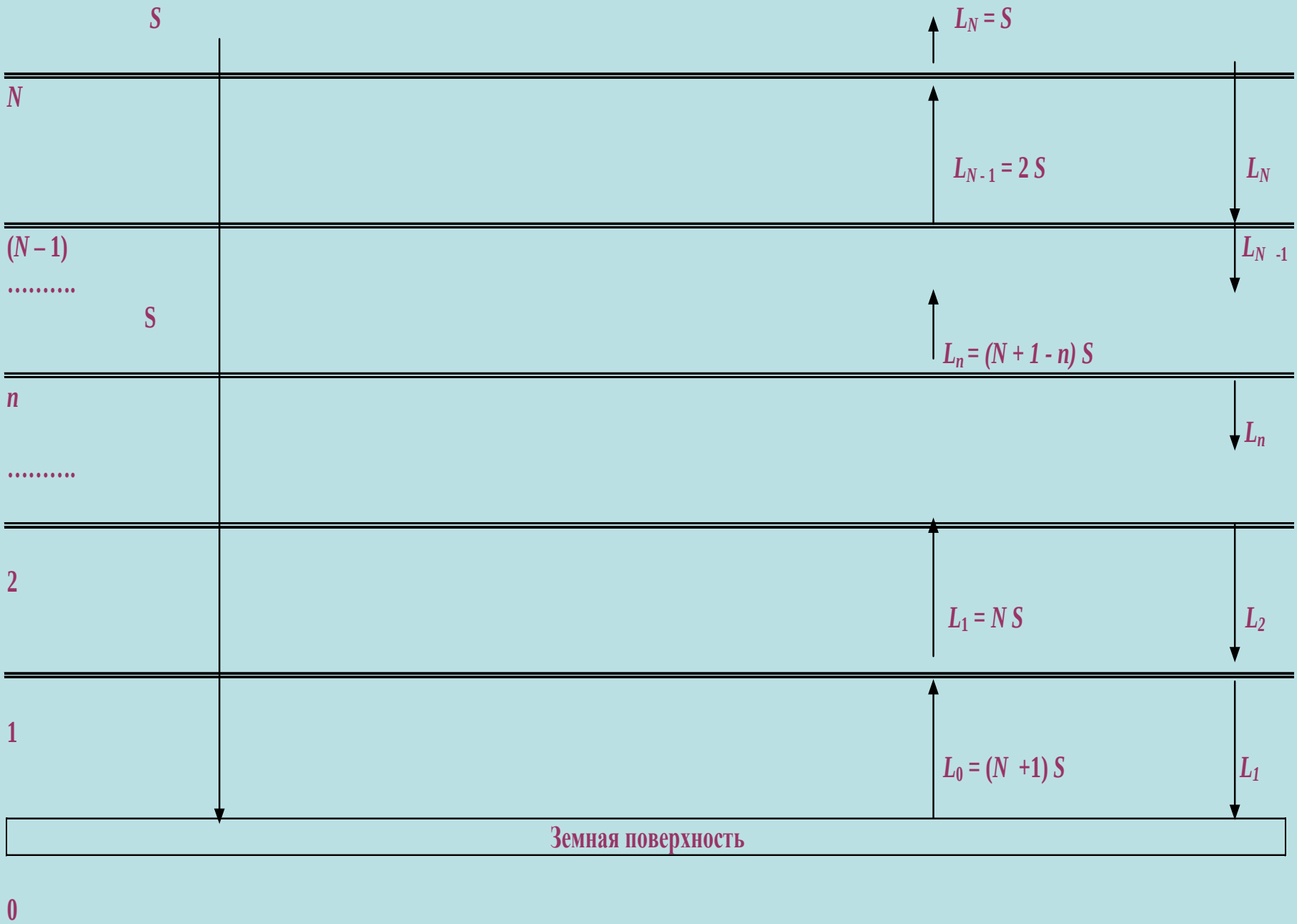
Геотермальный поток тепла (0.06 Вт/м^2) << солнечного!
Атмосфера почти непрозрачна для инфракрасного излучения из-за парниковых газов.

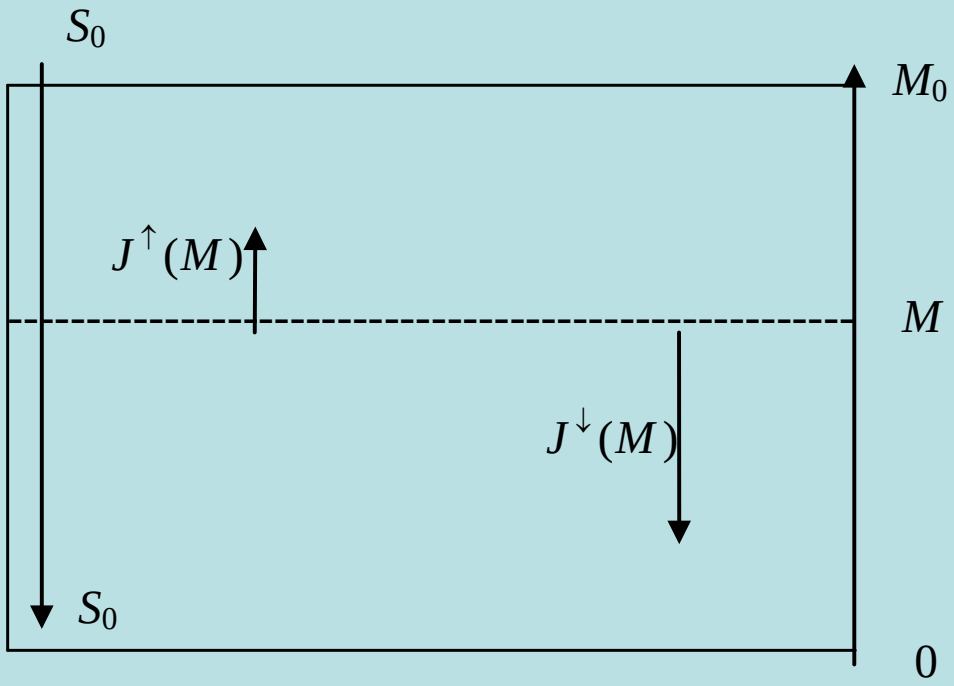
Иллюстративная модель с непрозрачной для ИФ излучения атмосферой. Потоки лучистой энергии на Земле в состоянии термодинамического равновесия а) в отсутствие атмосферы и б) при наличии "тонкого слоя " атмосферы: S - поток солнечного, коротковолнового излучения ; L_0 - поток энергии, излучаемой земной поверхностью в длинноволновом диапазоне; L_1 - потоки энергии, излучаемой атмосферой к поверхности Земли и в космос.

$L_0 = S \quad [= \sigma T_0^4]$

$L_1 = S$

$L_0 = 2S \quad [= \sigma T_0^4]$


S
$L_N = S$
N
$L_{N-1} = 2S$
L_N
(N – 1)
L_{N-1}
S
$L_n = (N + 1 - n) S$
n
L_n
2
$L_1 = N S$
L_2
1
$L_0 = (N + 1) S$
L_1
Земная поверхность
0

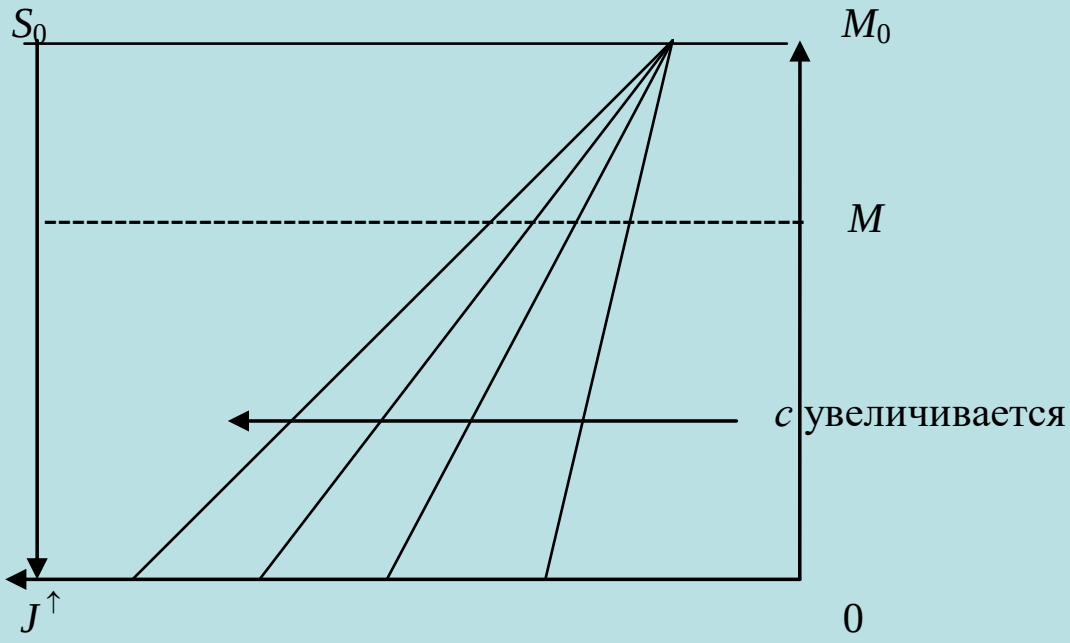


Земная поверхность

$$\frac{dJ^{\downarrow}(M)}{d(-M)} = -w(M)J^{\downarrow} + 0.5w(M)(J^{\downarrow}(M) + J^{\uparrow}(M))$$

$$\frac{dJ^{\uparrow}(M)}{dM} = -w(M)J^{\uparrow} + 0.5w(M)(J^{\downarrow}(M) + J^{\uparrow}(M))$$

$$S_0 + J^{\downarrow}(M) = J^{\uparrow}(M);\ J^{\downarrow}(M_0) = 0$$



$$w = w_0 c$$

$$J^{\downarrow}(M) = 0.5 S_0 \int_{M}^{M_0} w(x)dx \qquad J^{\downarrow}(M) = 0.5 S_0 w_0 c (M_0 - M)$$

$$J^{\uparrow}(M) = S_0 (1 + 0.5 \int_{M}^{M_0} w(x)dx) \qquad J^{\uparrow}(M) = S_0 (1 + 0.5 w_0 c (M_0 - M))$$

$$tr_A = \exp(-w_0 c M_0) \qquad \sigma T_0^4 = J^{\uparrow}(0) = S_0 (1 + 0.5 w_0 c M_0)$$

Парниковый эффект **как явления в климатической системе Земли:**

радиационный эффект наличия в атмосфере парниковых веществ, выражающийся, при прочих равных условиях, в повышении температуры в приповерхностном слое по сравнению с ситуацией их отсутствия в атмосфере.

Характеристическое свойство парникового вещества: оно в гораздо большей степени поглощает длинноволновое, земное излучение, чем коротковолновое излучение Солнца.

Такими парниковым веществами являются парниковые газы (водяной пар, углекислый газ, метан, закись азота и др.) и вода в форме облаков.

СОВРЕМЕННЫЕ ОЦЕНКИ 2011-2015 гг.: расчетная радиационная модель для реальной атмосферы (Семенов, Попов, 2010, 2011; Семенов, 2012).

1. Горизонтально-однородная атмосфера: в модели это 10 000 горизонтальных слоев одинаковой массы над 1 м^2 земной поверхности.

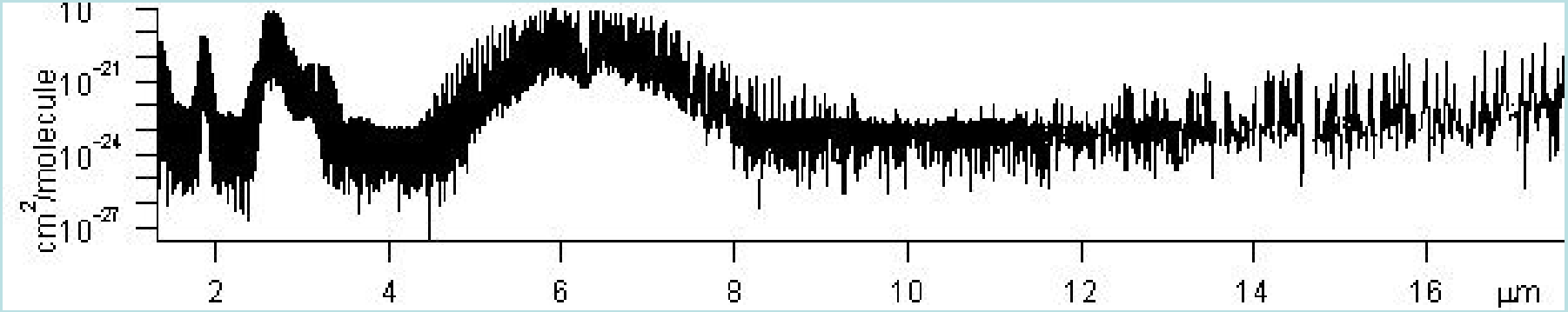
2. Состав горизонтальных атмосферных слоев соответствует стандартной атмосфере US Standard Atmosphere, характеризующий ситуацию примерно 1970х годов.

3. Энергия передается только излучением вверх или вниз

4. Каждый горизонтальный слой в системе 'атмосфера+земная поверхность' находится в состоянии равновесия – сколько поглощает лучистой энергии, столько и излучает.

5. Потоки лучистой энергии в модели представлены излучением в 410 спектральных интервалах:

Границы первых 13 из них в мкм: 0,1975 – 0,2075; 0,2075 - 0,2175; 0,2175 - 0,2275; 0,2275 - 0,2375; 0,2375 - 0,2475; 0,2475 - 0,2575; 0,2575 - 0,2675; 0,2675- 0,2775; 0,2775 - 0,2875; 0,2875 - 0,2975; 0,2975 – 0,3125; 0,3125 – 0,45; 0,45 – 0,75. Остальные 397 имеют одинаковую ширину 0,25 мкм: от 0,75 – 1,0 до 99,75 – 100,0 мкм.



Сечение поглощения водяного пара H_2O (данные PNNL – Pacific Northwest National Laboratory).

Спектральные точки расположены в диапазонах неравномерно:

у нижней границы типичный шаг 10^{-6} мкм, а у верхней – 10^{-4} мкм. Изменчивость оценок сечения поглощения ($\sigma_п$) также гораздо выше у нижней границы диапазона, чем у верхней.

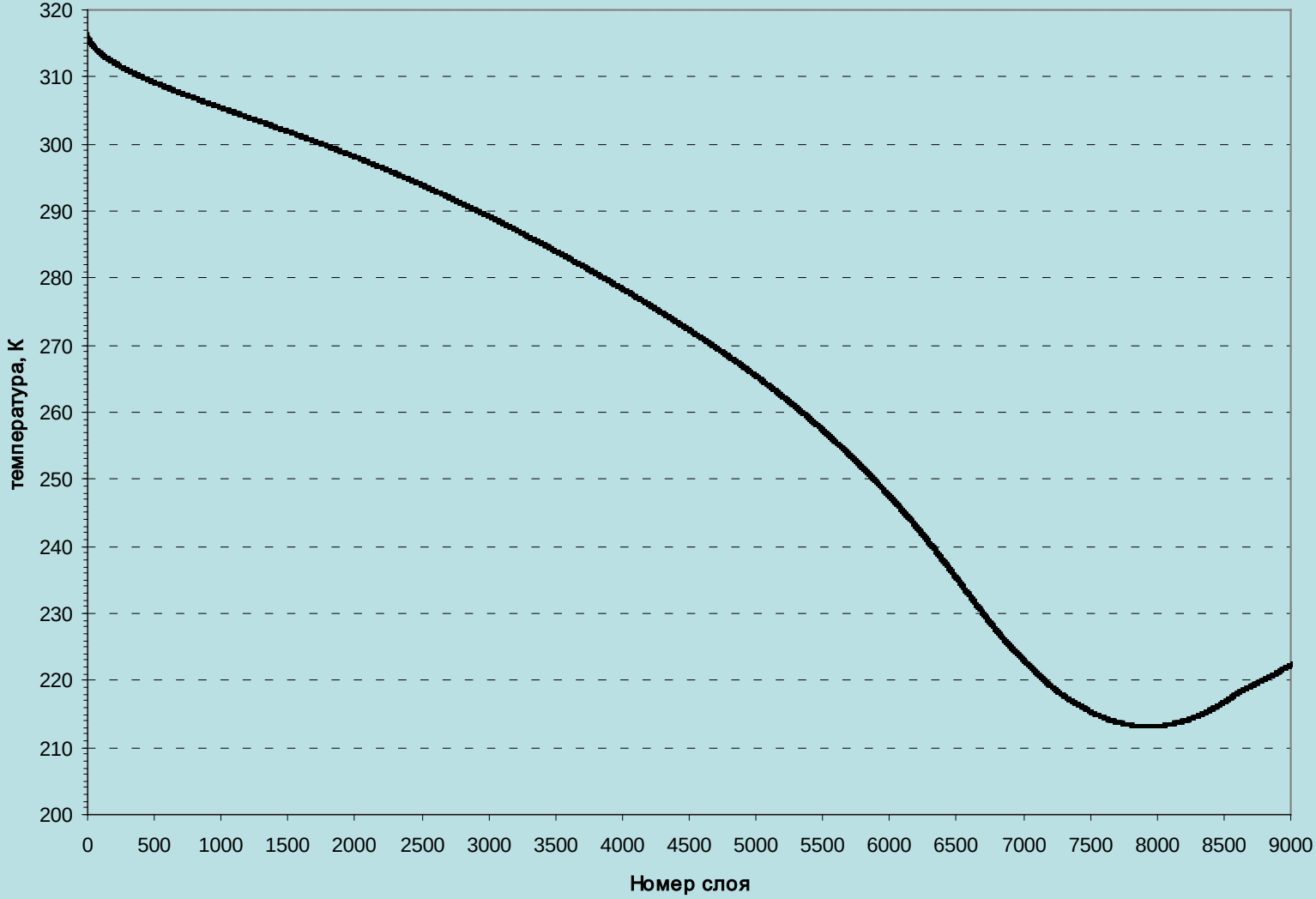
Учтенные в модели радиационно-активные газы: O_2, H_2O, CO_2, CH_4, N_2O, O_3, NO_2.

Значения коэффициентов (сечений) поглощения, $см^2$/молек:

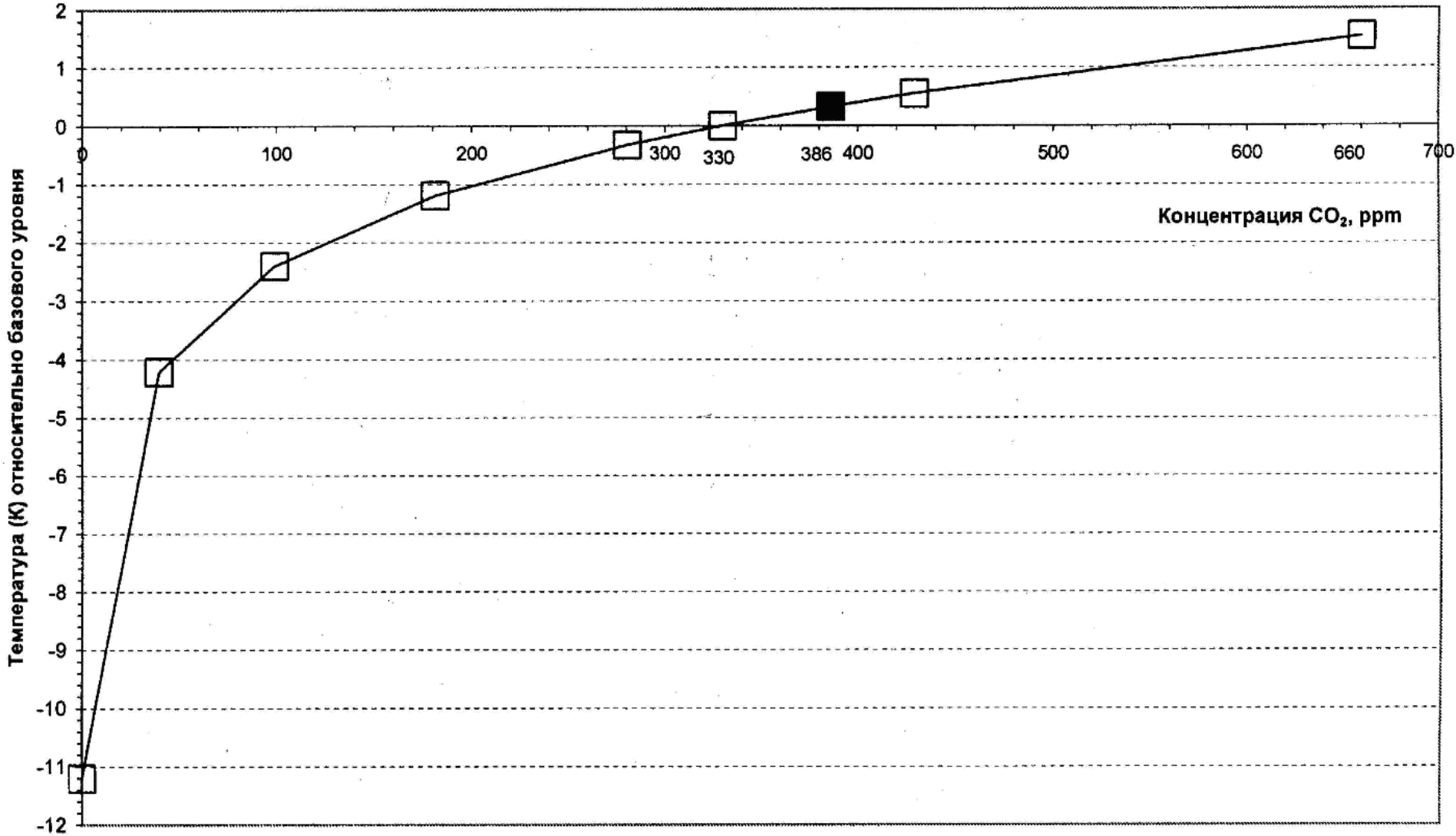
- для первых 13 спектральных интервалов из работы И.Л. Кароля с соавторами (1986);

- для остальных 397 спектральных интервалов оценивались с использованием спектроскопической базы данных HITRAN (high-resolution transmission molecular absorption database) в версии 2008 г.

Расчетный алгоритм: имитировал реальный процесс становления равновесия по излучению; временной шаг – 150 с; полное время расчета соответствовало примерно 0,5 года (109700 итераций).



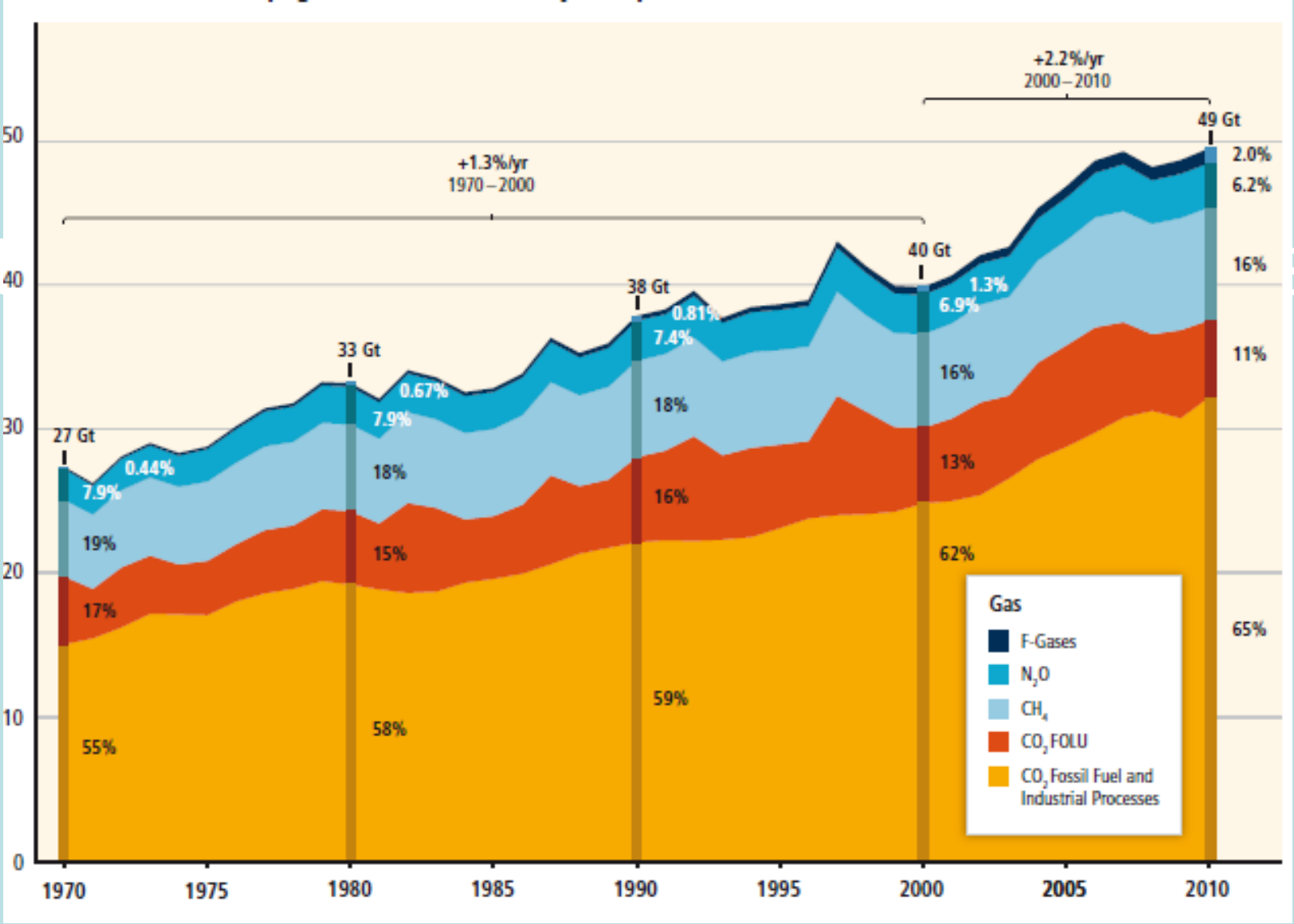
Радиационно-равновесный вертикальный профиль температуры, соответствующий земной атмосфере 1970-х годов



Зависимость радиационно-равновесной температуры (К) земной поверхности от концентрации CO_2 , полученная с помощью спектральной радиационной модели, использующей современные спектроскопические данные; нуль соответствует значению в 1970 г.

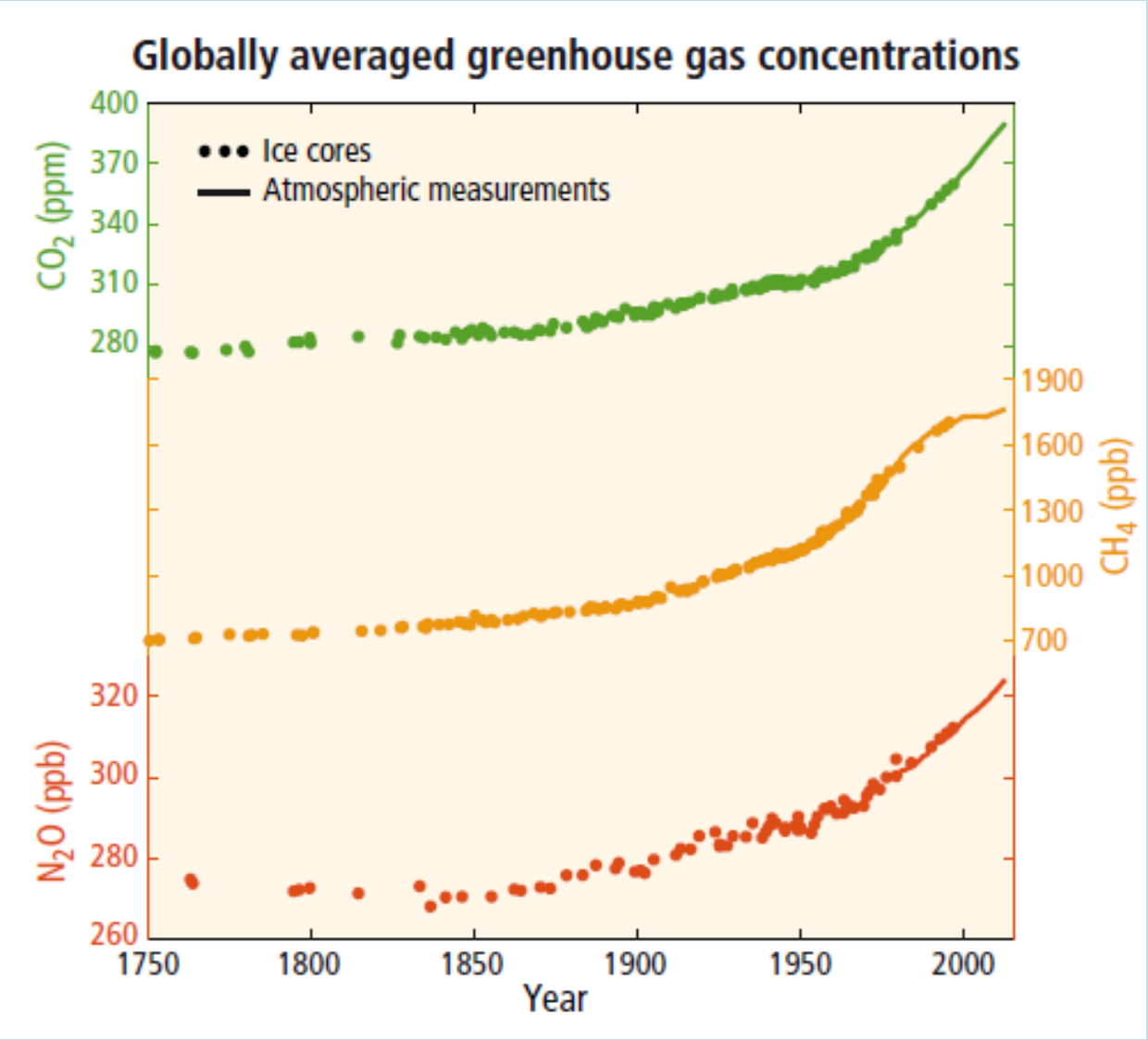
Концентрации 1970х (c_*), чувствительность радиационно-равновесной температуры земной поверхности к малому увеличению содержания парниковых газов и прирост температуры при c_* х 10

Газ	c_* , ppm	ΔT / Δc (K/ppm)	ΔT при (c_* х 10), K
H_2O	7750	0.001	-
CO_2	330	0.006 – 0.007	7.9
CH_4	1.7	0.08 - 0.09	0.8
N_2O	0.32	0.7 - 0.9	1.3

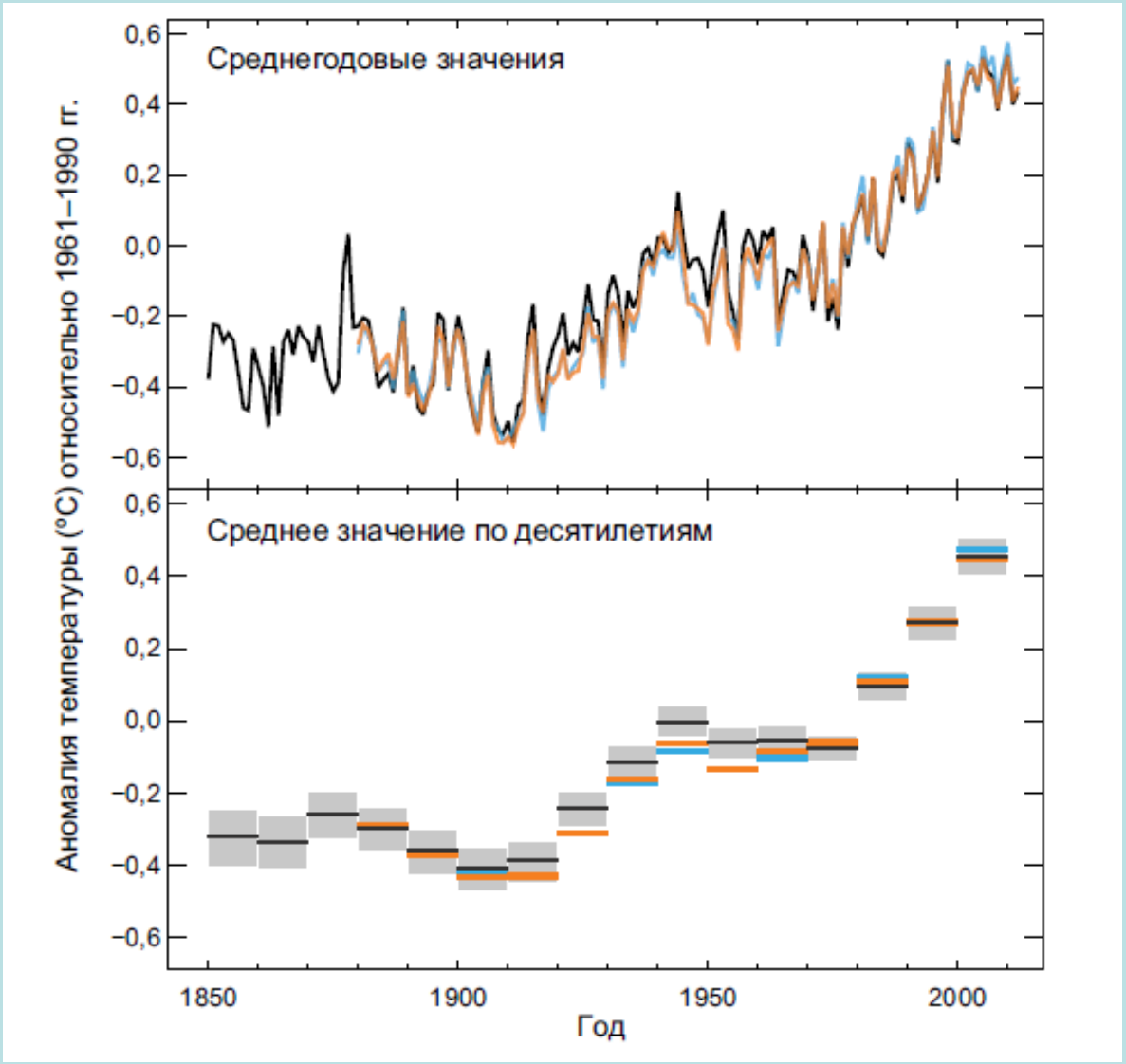


Глобальная годовая антропогенная эмиссия парниковых газов по группам газов в 1970 – 2010 гг. (AR5 WGIII SPM)

Средние глобальные концентрации



Обогащение атмосферы парниковыми газами (AR5 WG1 SPM) в результате антропогенных эмиссий приводит к усилению парникового эффекта и потеплению в приповерхностном слое.

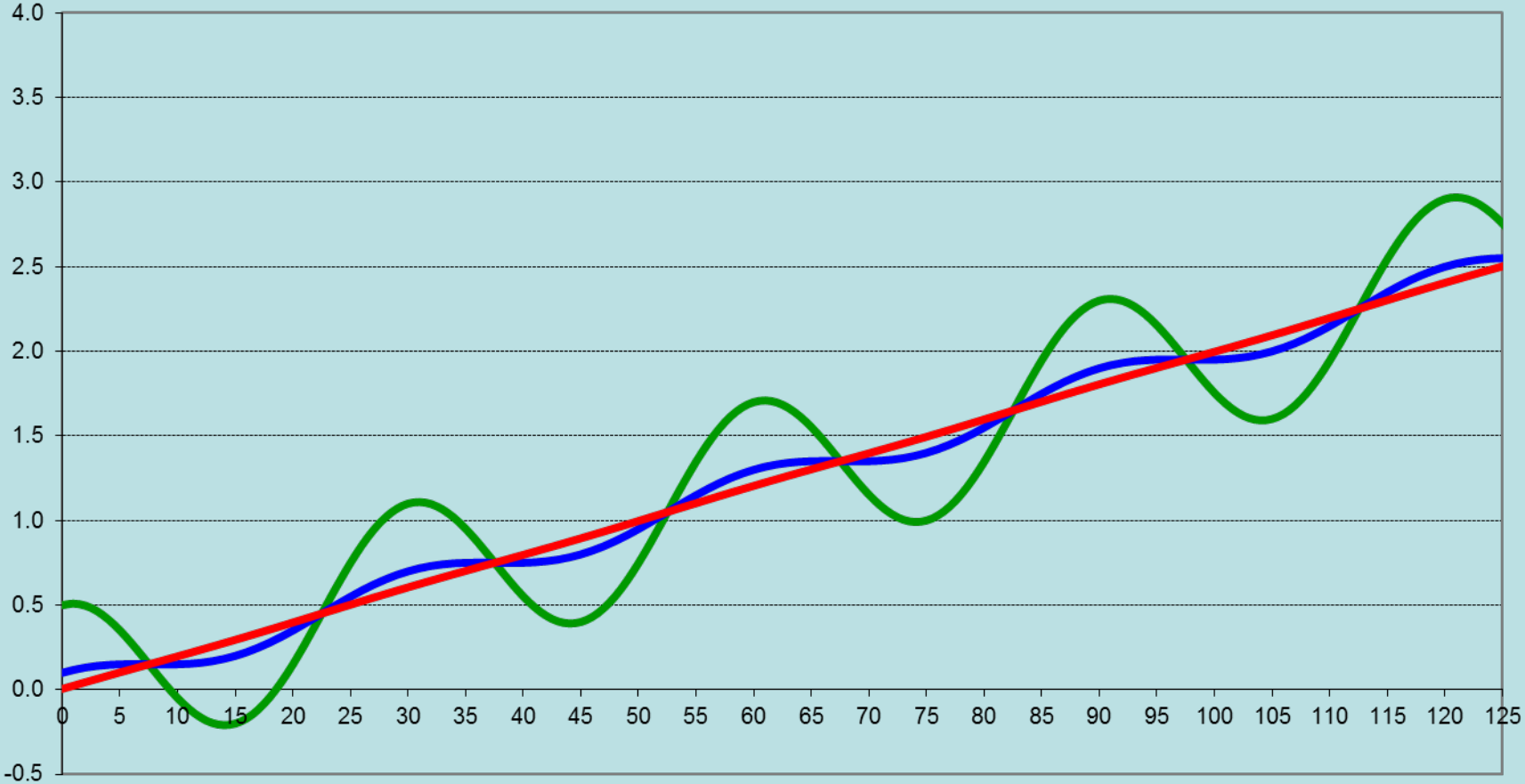


Изменение средней глобальной приземной температуры воздуха (аномалии vs. 1961-1990 гг.).

ПОЧЕМУ НЕ НАБЛЮДАЕТСЯ МОНОТОННЫЙ (без спадов) РОСТ ТЕМПЕРАТУРЫ?

Каждое из трех последних десятилетий характеризовалось более высокой температурой у поверхности Земли по сравнению с любым предыдущим десятилетием начиная с 1850 г. В Северном полушарии 1983–2012 годы были, самым теплым 30-летним периодом за последние 1 400 лет (AR5 WGI SPM, AR5 SYR).

ИЛЛЮСТРАЦИЯ: вековой тренд (потепления) и 30-летние колебания температуры



$T = 0.5\cos(2\pi t/30) + 0.02t$ $T = 0.1\cos(2\pi t/30) + 0.02t$

$T = 0.005\cos(2\pi t/30) + 0.02t$

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Радиационные факторы - процессы рассеяния, поглощения и излучения - доминируют в формировании климата Земли.

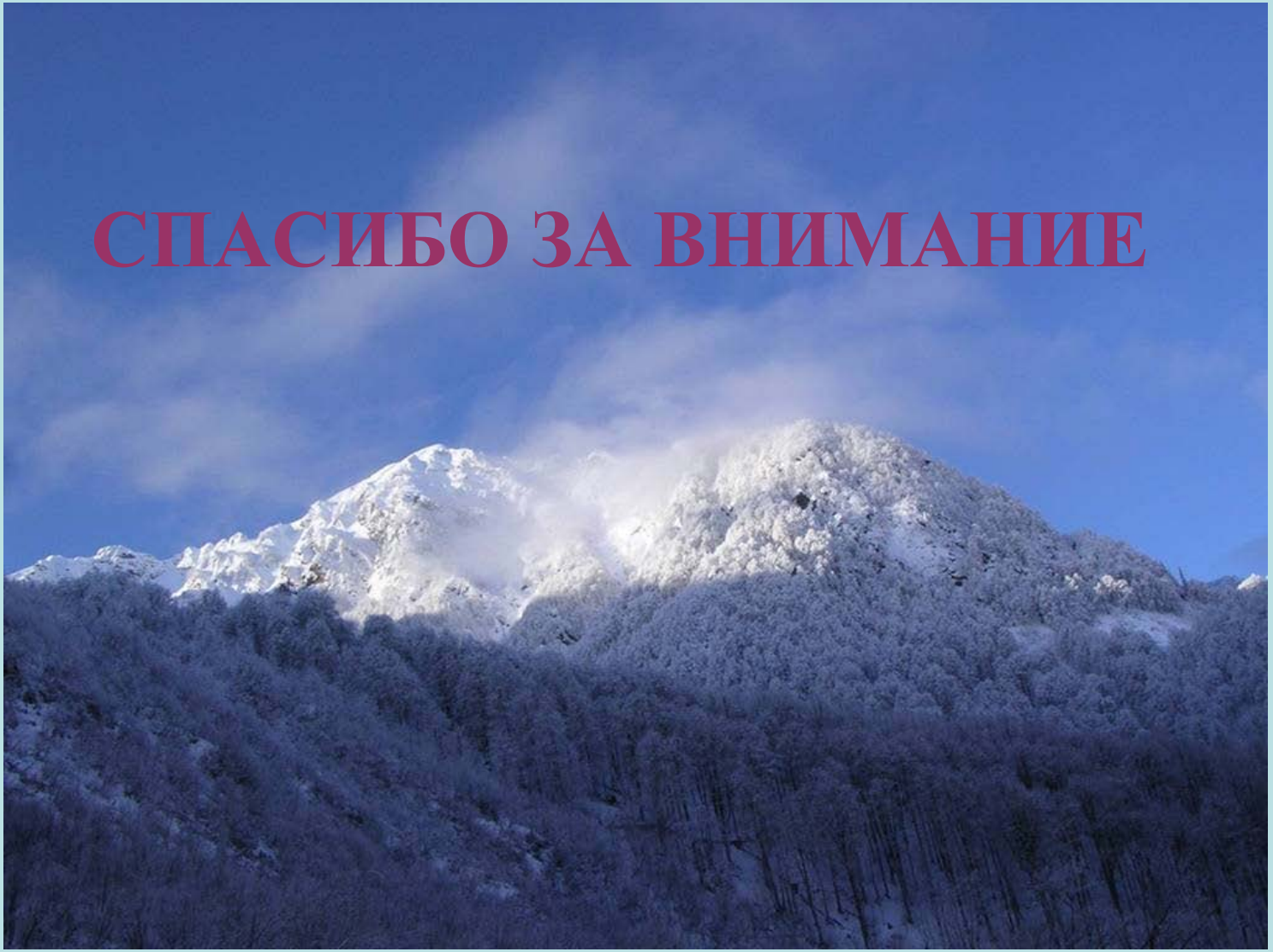
В базовом, естественном парниковом эффекте основную роль играют водяной пар H_2O и углекислый газ CO_2.

Рост концентрации углекислого газа - главная причина антропогенного усиления парникового эффекта. Метан и закись азота имеют меньшее значение.

Потенциал CO_2, CH_4 и N_2O в отношении усиления парникового эффекта был значительным и остается заметным.

Дальнейший рост концентрации CO_2 будет иметь заметно все меньшее значение в аспекте усиления парникового эффекта.

При увеличении содержания парниковых газов действие естественных факторов (пока не полностью изученных) может временно компенсировать потепление и даже привести к временному похолоданию (что уже наблюдалось в XX веке и начале XXI века).


СПАСИБО ЗА ВНИМАНИЕ