

Fizyka Procesów Klimatycznych

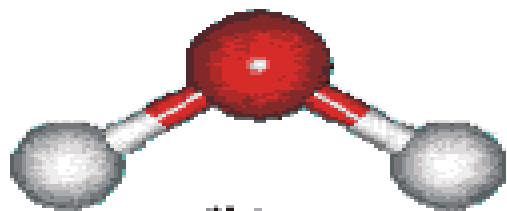
Wykład 6

prof. dr hab. Szymon Malinowski
Instytut Geofizyki, Wydział Fizyki
Uniwersytet Warszawski
malina@igf.fuw.edu.pl

dr hab. Krzysztof Markowicz
Instytut Geofizyki, Wydział Fizyki
Uniwersytet Warszawski
kmark@igf.fuw.edu.pl

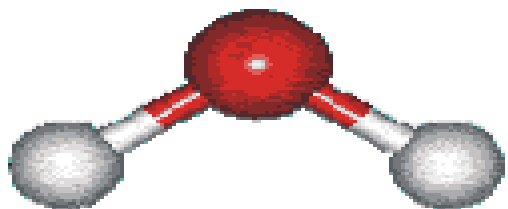
Wykorzystano slajdy dr Aleksandry Kardaś

Stany wibracyjno-rotacyjne cząsteczki



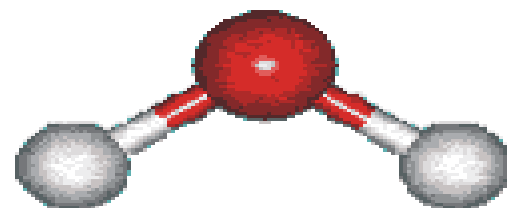
ν_1

symmetric stretch



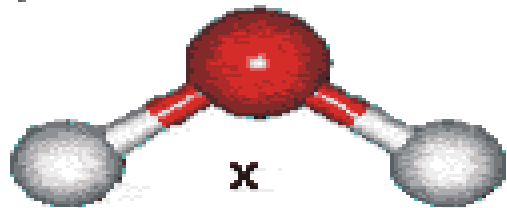
ν_3

asymmetric stretch

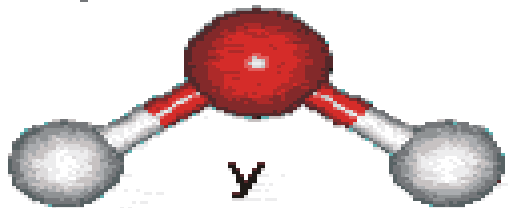


ν_2

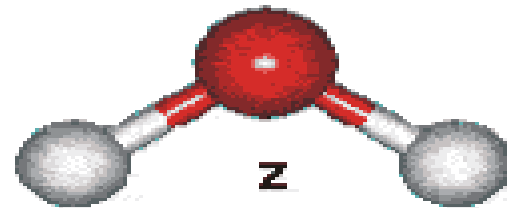
bend



x



y



z

librations

Czułość klimatu (równowagowa) Equilibrium Climate Sensitivity (ECS)

$$\Delta T_{2xCO_2}$$

zmiana globalnej średniej temperatury powierzchni Ziemi,
gdy po podwojeniu koncentracji CO₂ ukształtował się nowy stan równowagi

Model Input

CO₂ (ppm)

CH₄ (ppm)

Trop. Ozone (ppb)

Strat. Ozone scale

Water Vapor Scale

Ground T offset, C

Locality

Altitude (km)

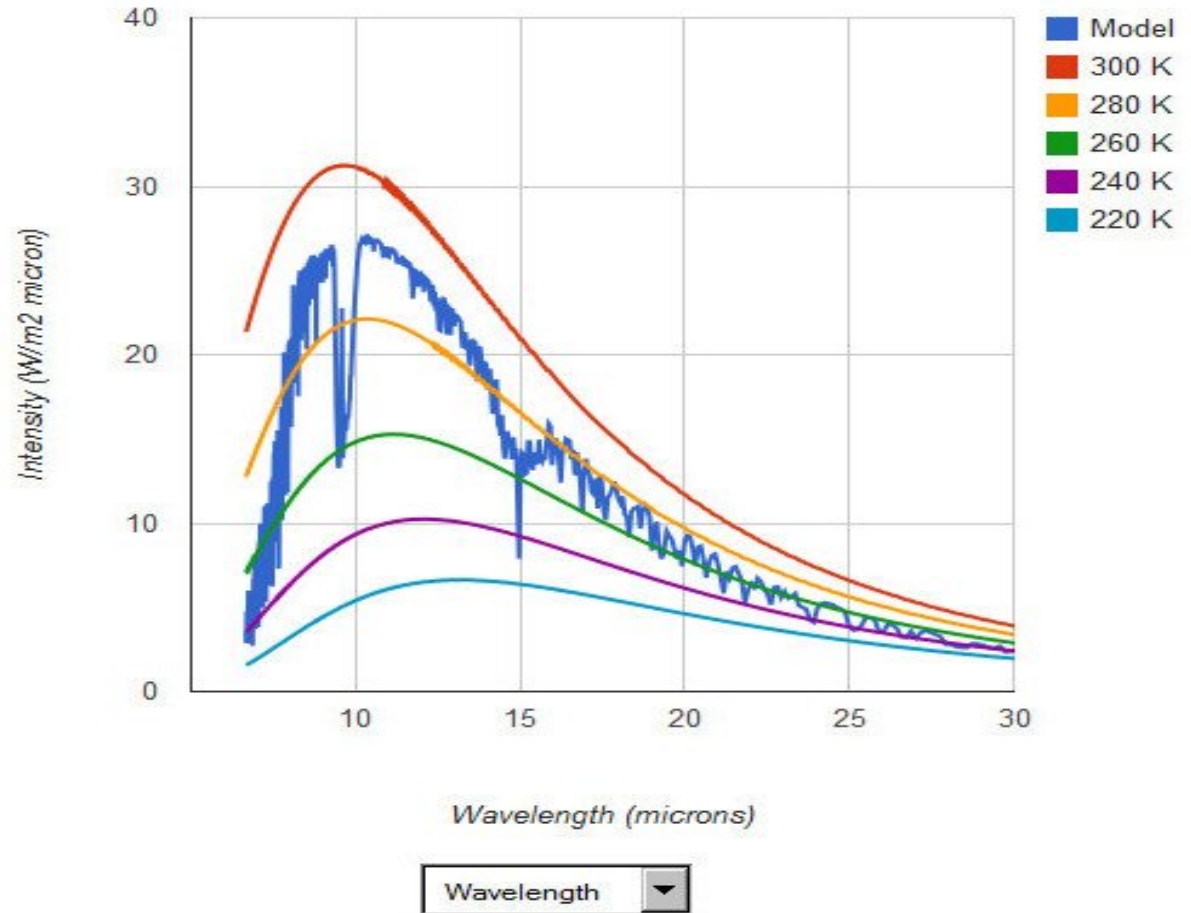
Save This Run to Background

Show Raw Model Output

Model Output

Upward IR Heat Flux **304.894** W/m²

Ground Temperature **294.2** K



1 ppm CO₂, ~305W/m²

Model Input

CO₂ (ppm)

CH₄ (ppm)

Trop. Ozone (ppb)

Strat. Ozone scale

Water Vapor Scale

Ground T offset, C

Locality

Altitude (km)

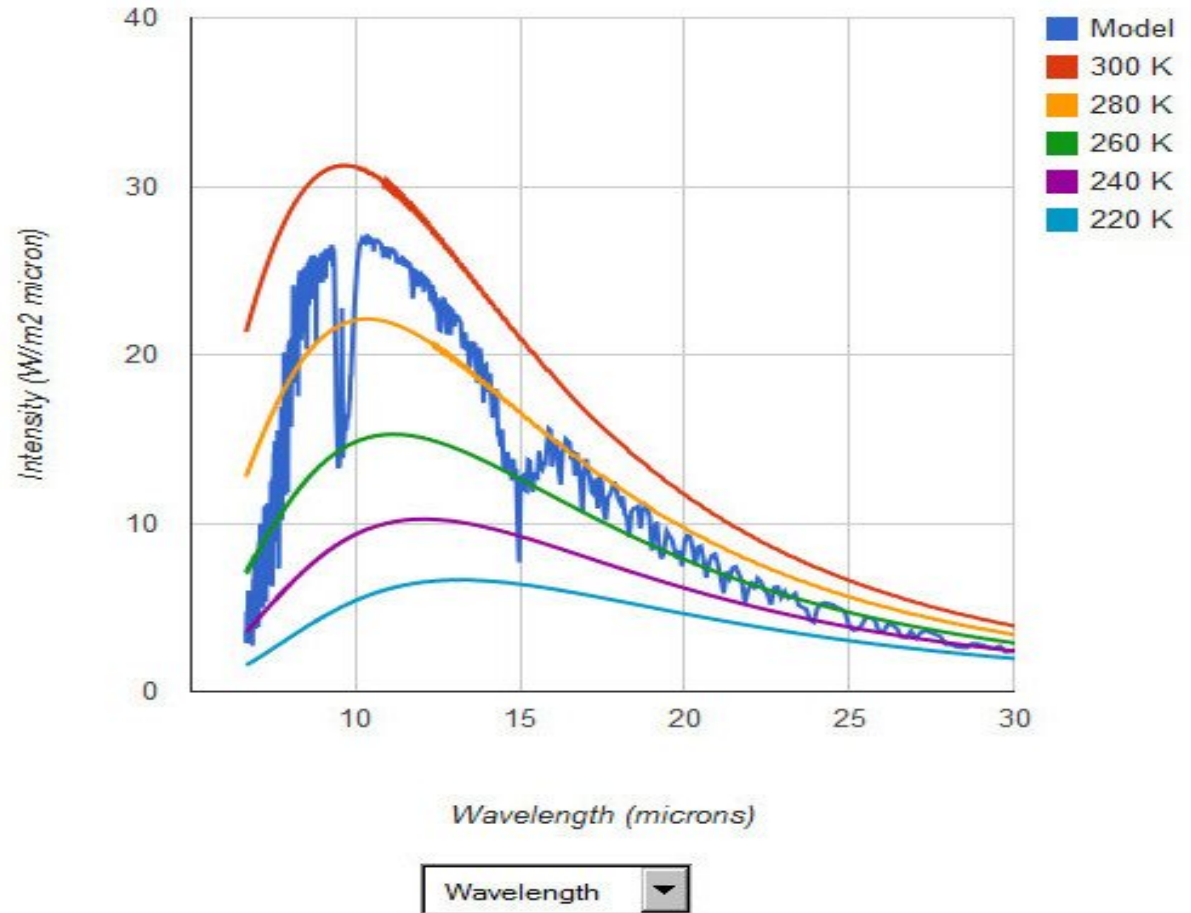
Save This Run to Background

Show Raw Model Output

Model Output

Upward IR Heat Flux **303.104** W/m²

Ground Temperature **294.2** K



2 ppm CO₂, ~303W/m²

Model Input

CO₂ (ppm)

CH₄ (ppm)

Trop. Ozone (ppb)

Strat. Ozone scale

Water Vapor Scale

Ground T offset, C

Locality

Altitude (km)

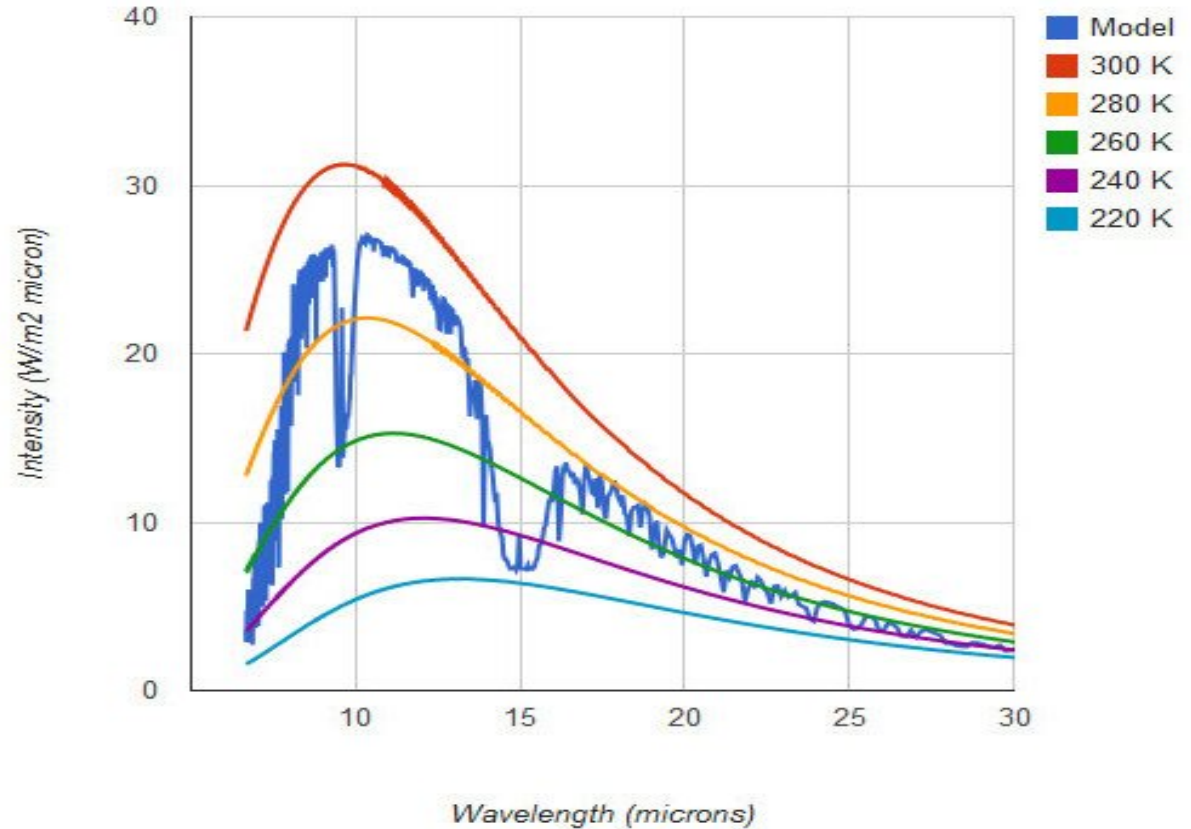
Save This Run to Background

Show Raw Model Output

Model Output

Upward IR Heat Flux **289.822** W/m²

Ground Temperature **294.2** K



Wavelength

50 ppm CO₂, ~290W/m²

Model Input

CO₂ (ppm)

CH₄ (ppm)

Trop. Ozone (ppb)

Strat. Ozone scale

Water Vapor Scale

Ground T offset, C

Locality

Altitude (km)

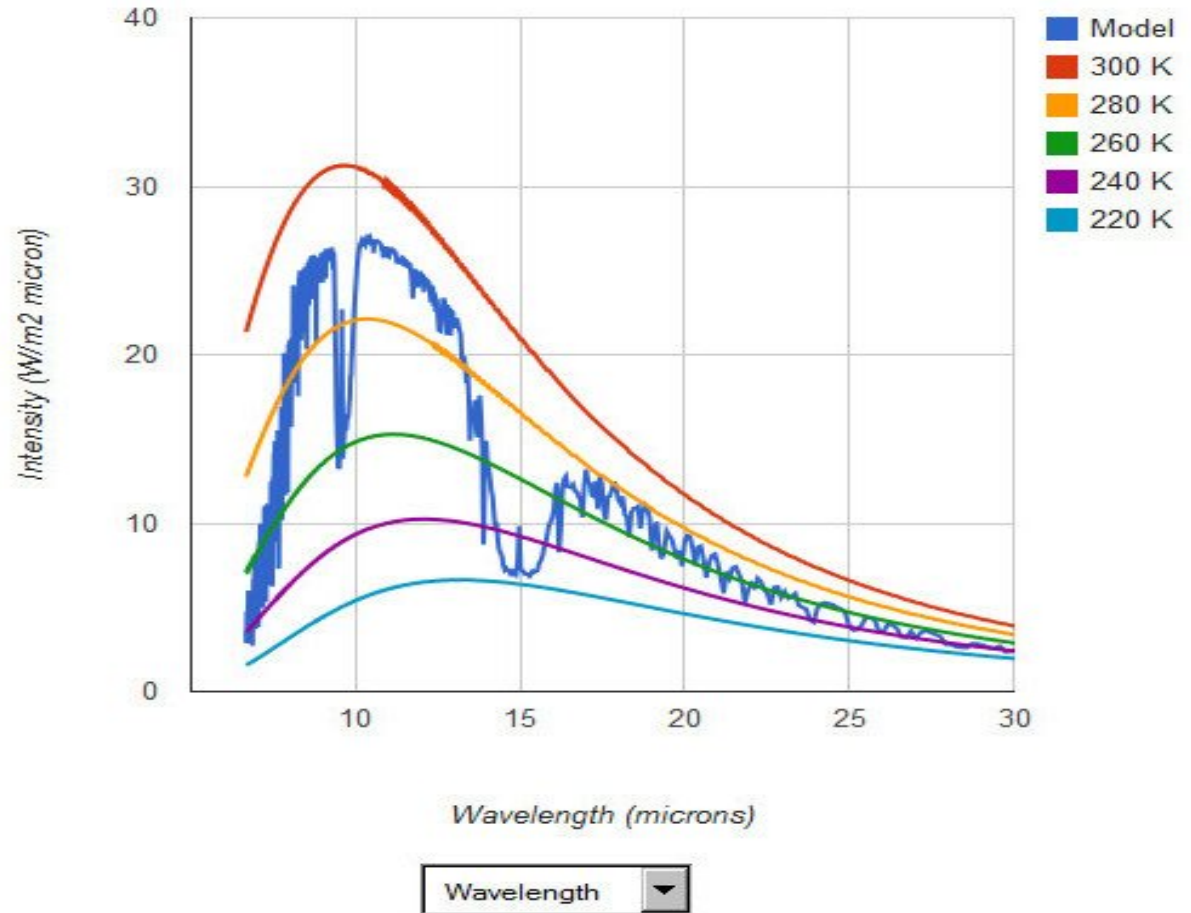
Save This Run to Background

Show Raw Model Output

Model Output

Upward IR Heat Flux **286.776** W/m²

Ground Temperature **294.2** K



100 ppm CO₂, ~287W/m²

Model Input

CO₂ (ppm)

CH₄ (ppm)

Trop. Ozone (ppb)

Strat. Ozone scale

Water Vapor Scale

Ground T offset, C

Locality

Altitude (km)

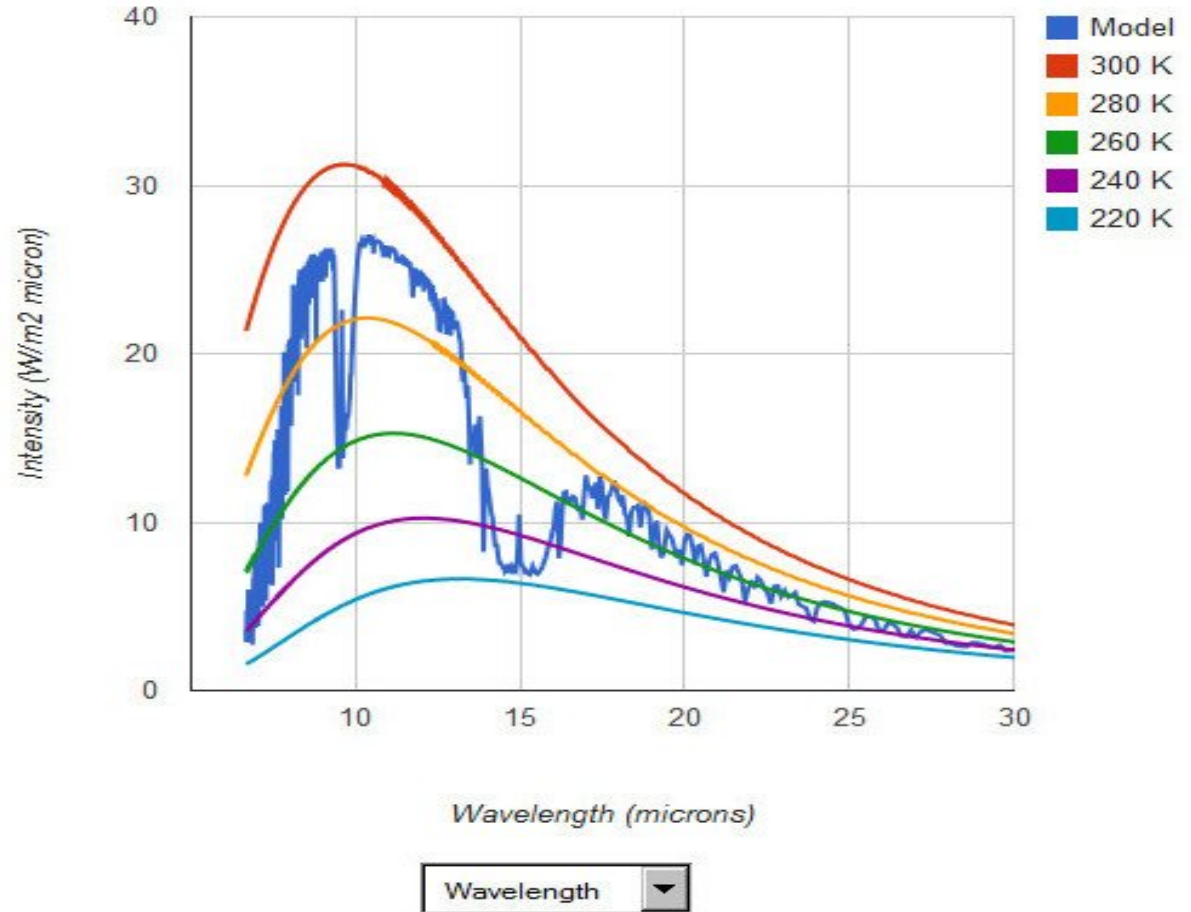
Save This Run to Background

Show Raw Model Output

Model Output

Upward IR Heat Flux **283.856** W/m²

Ground Temperature **294.2** K



200 ppm CO₂, ~284W/m²

Model Input

CO₂ (ppm)

CH₄ (ppm)

Trop. Ozone (ppb)

Strat. Ozone scale

Water Vapor Scale

Ground T offset, C

Locality

Altitude (km)

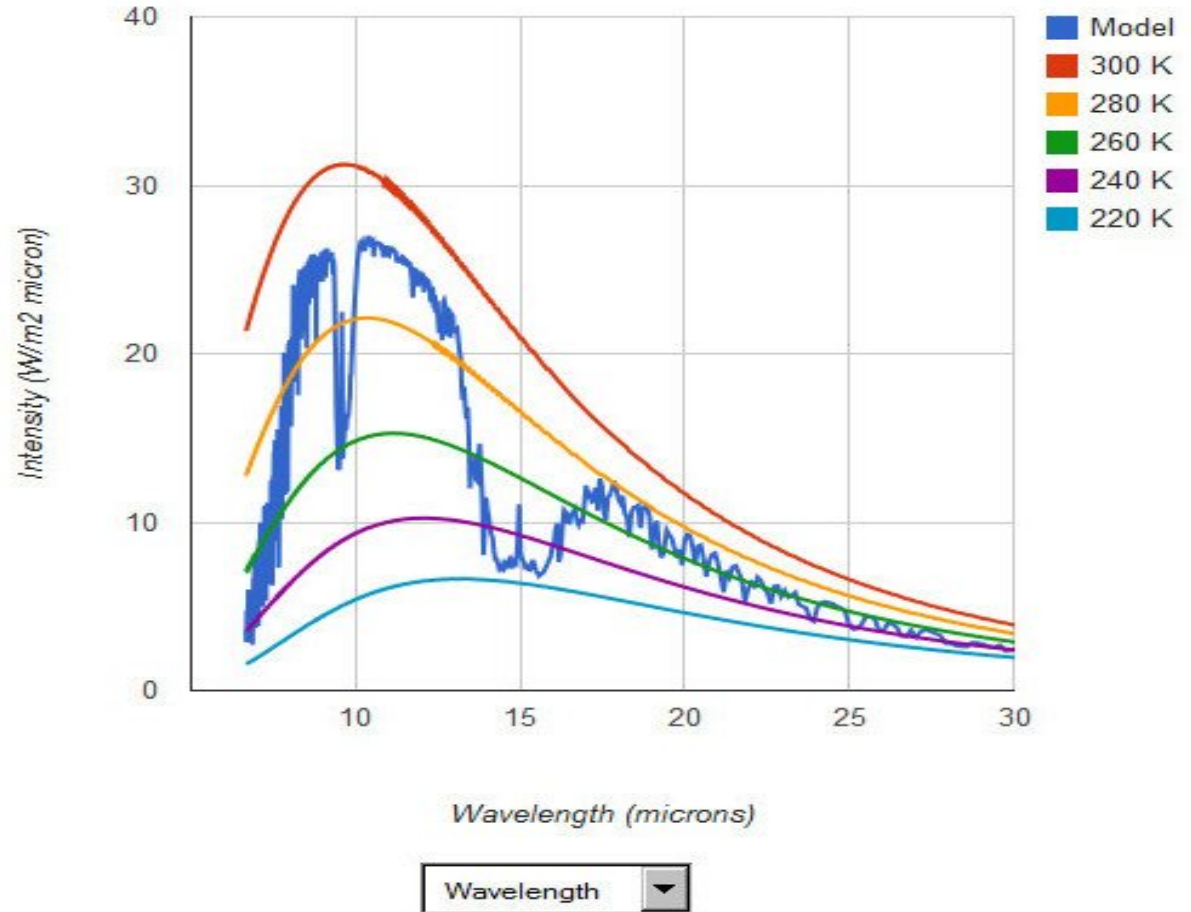
Save This Run to Background

Show Raw Model Output

Model Output

Upward IR Heat Flux **280.936** W/m²

Ground Temperature **294.2** K



400 ppm CO₂, ~281W/m²

Model Input

CO₂ (ppm)

CH₄ (ppm)

Trop. Ozone (ppb)

Strat. Ozone scale

Water Vapor Scale

Ground T offset, C

Locality

Altitude (km)

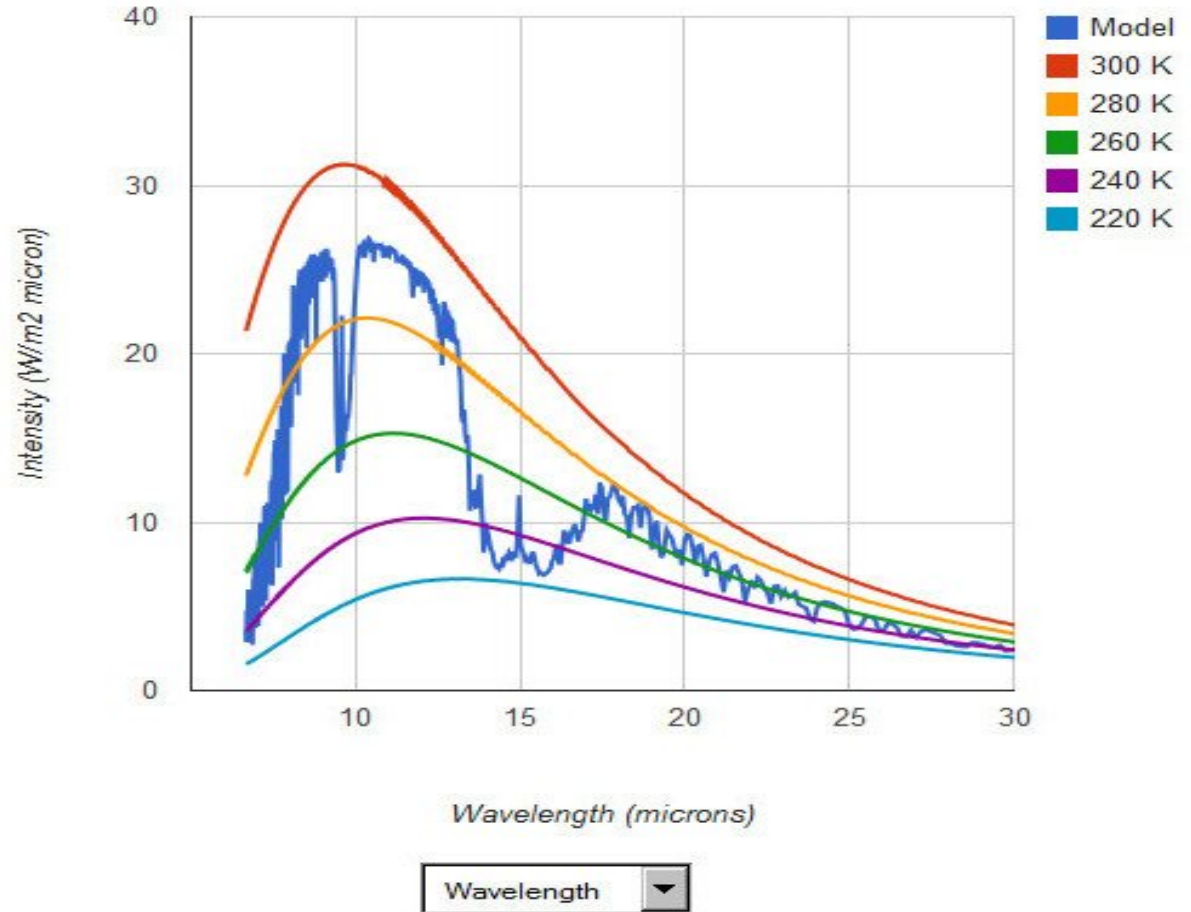
Save This Run to Background

Show Raw Model Output

Model Output

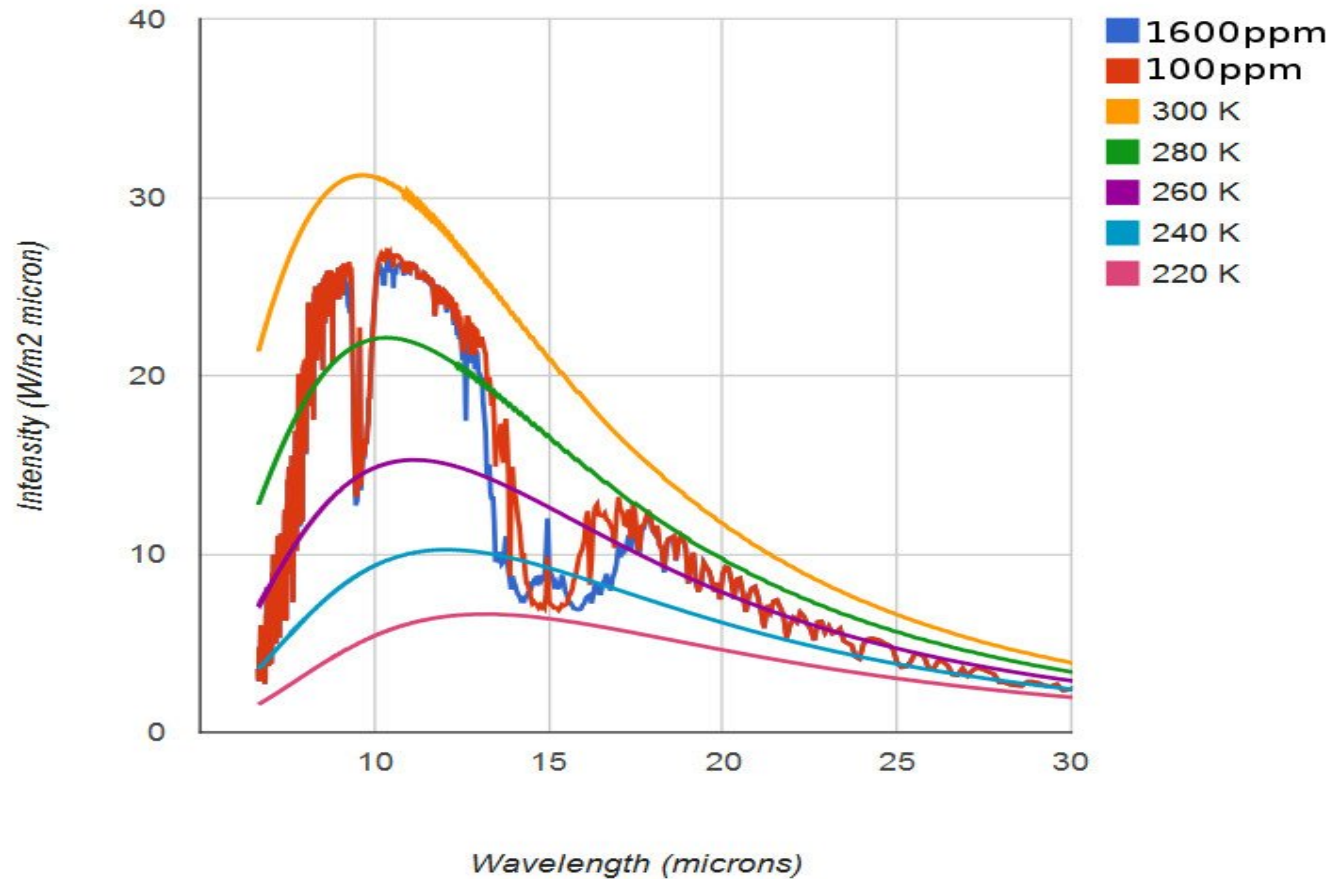
Upward IR Heat Flux **278.016** W/m²

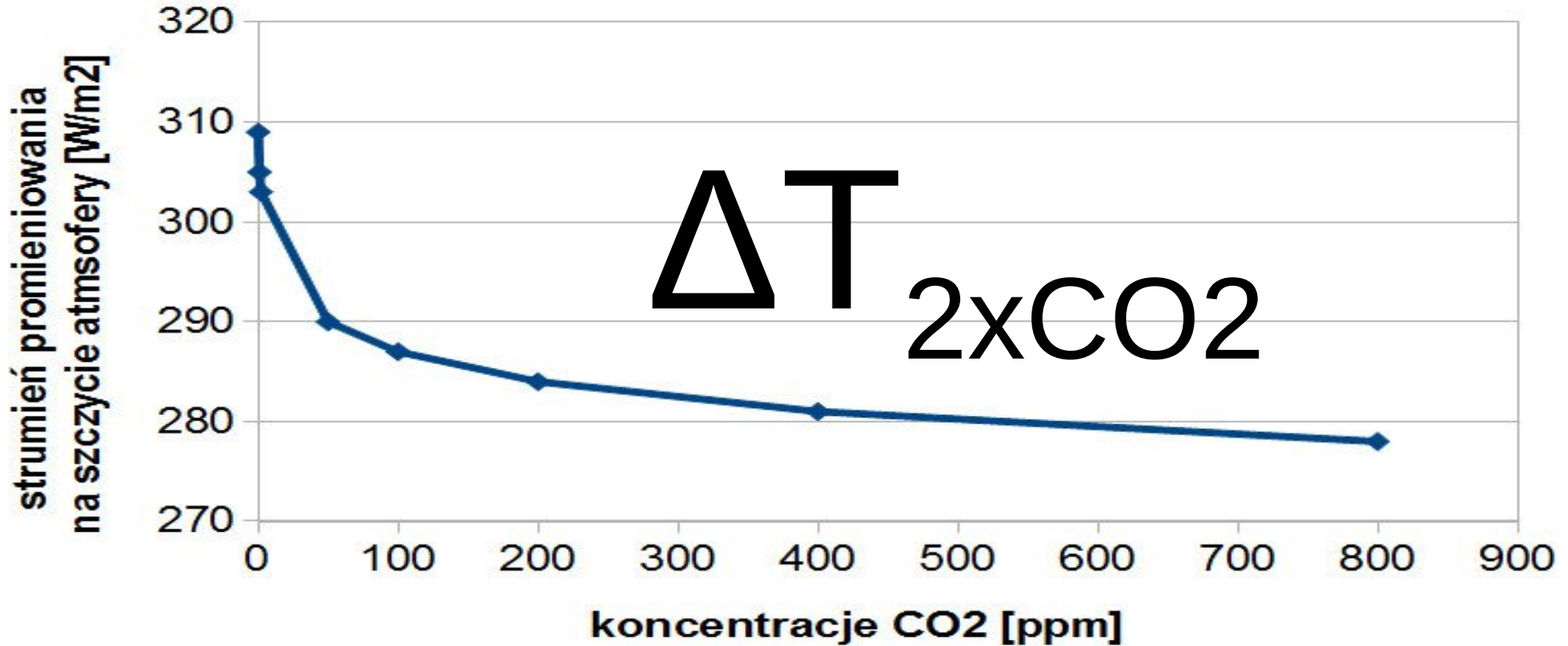
Ground Temperature **294.2** K



800 ppm CO₂, ~278W/m²

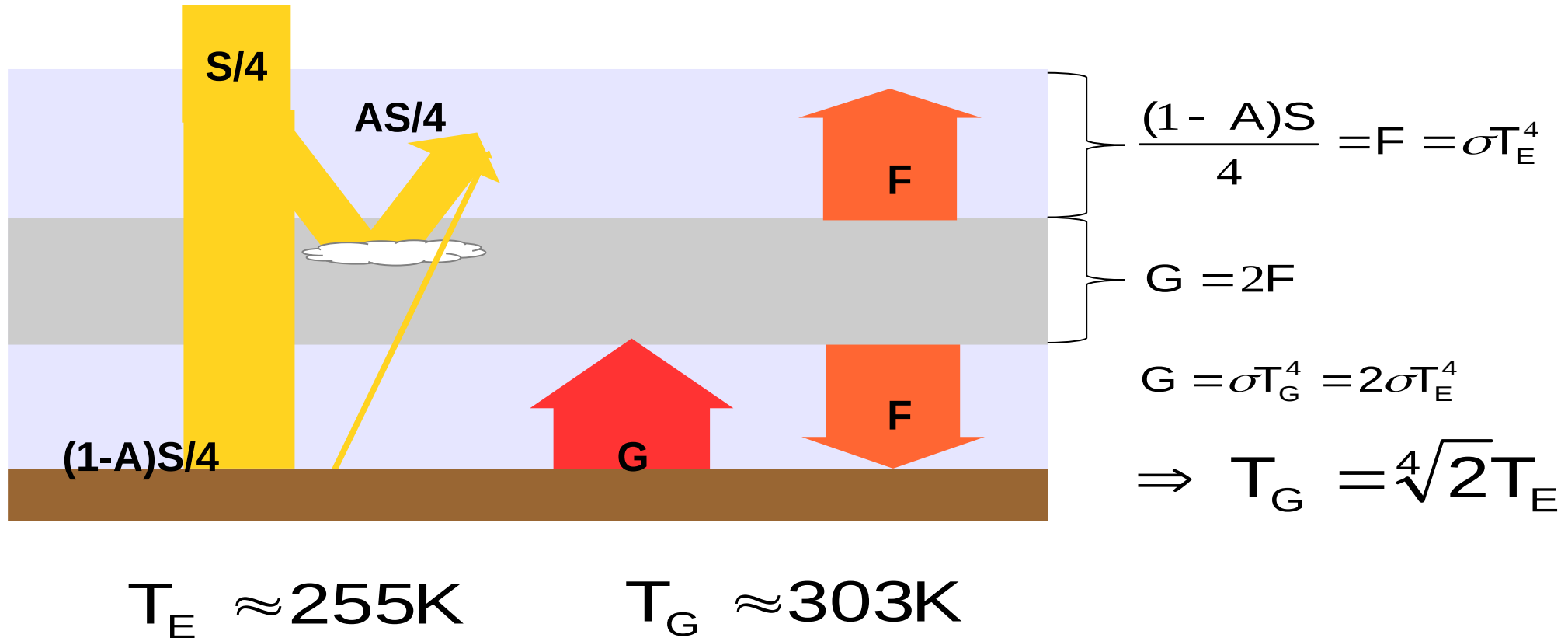
Poszerzenie zderzeniowe



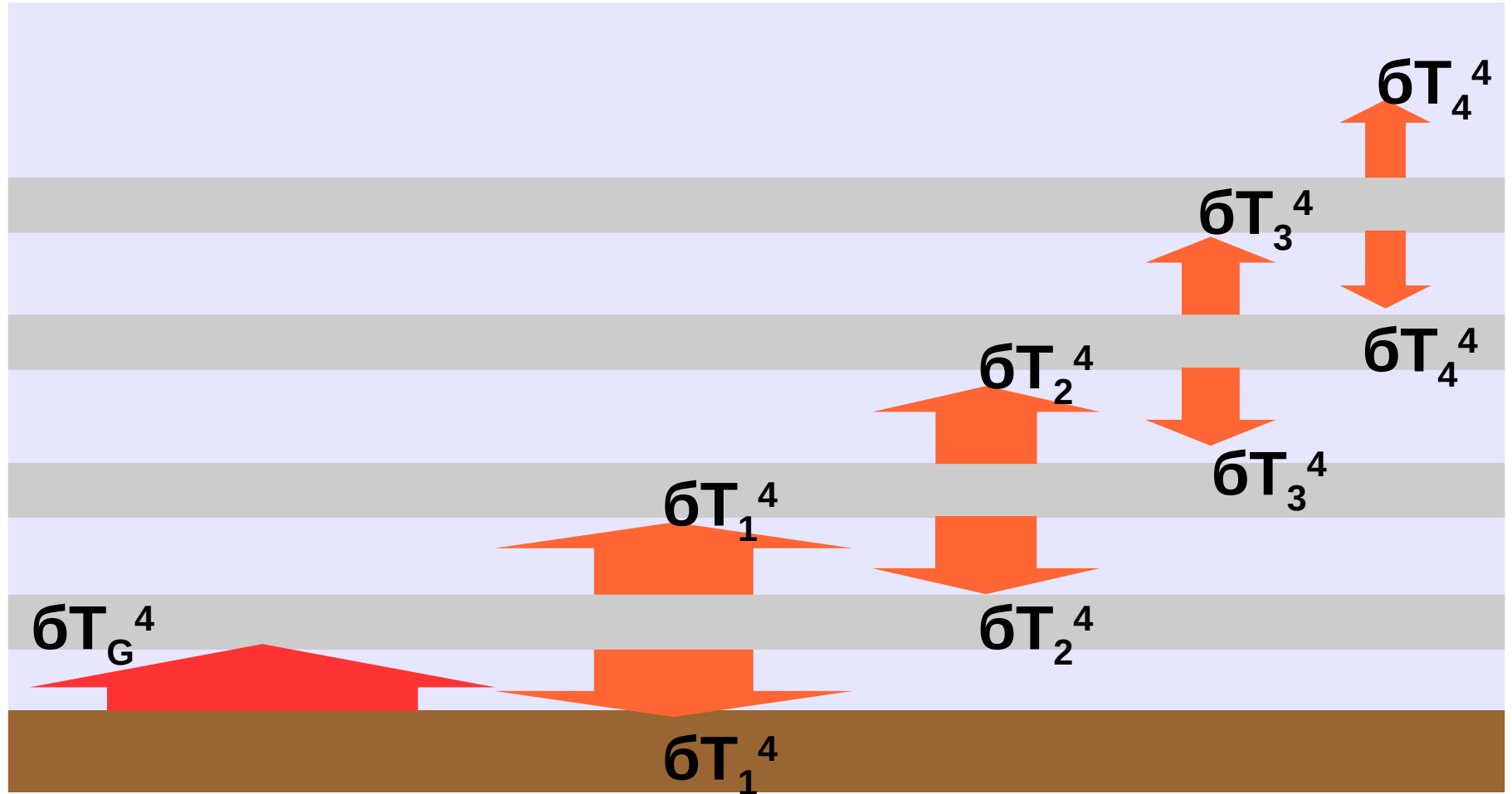


Każde podwojenie koncentracji CO₂ wprowadza taką samą zmianę!

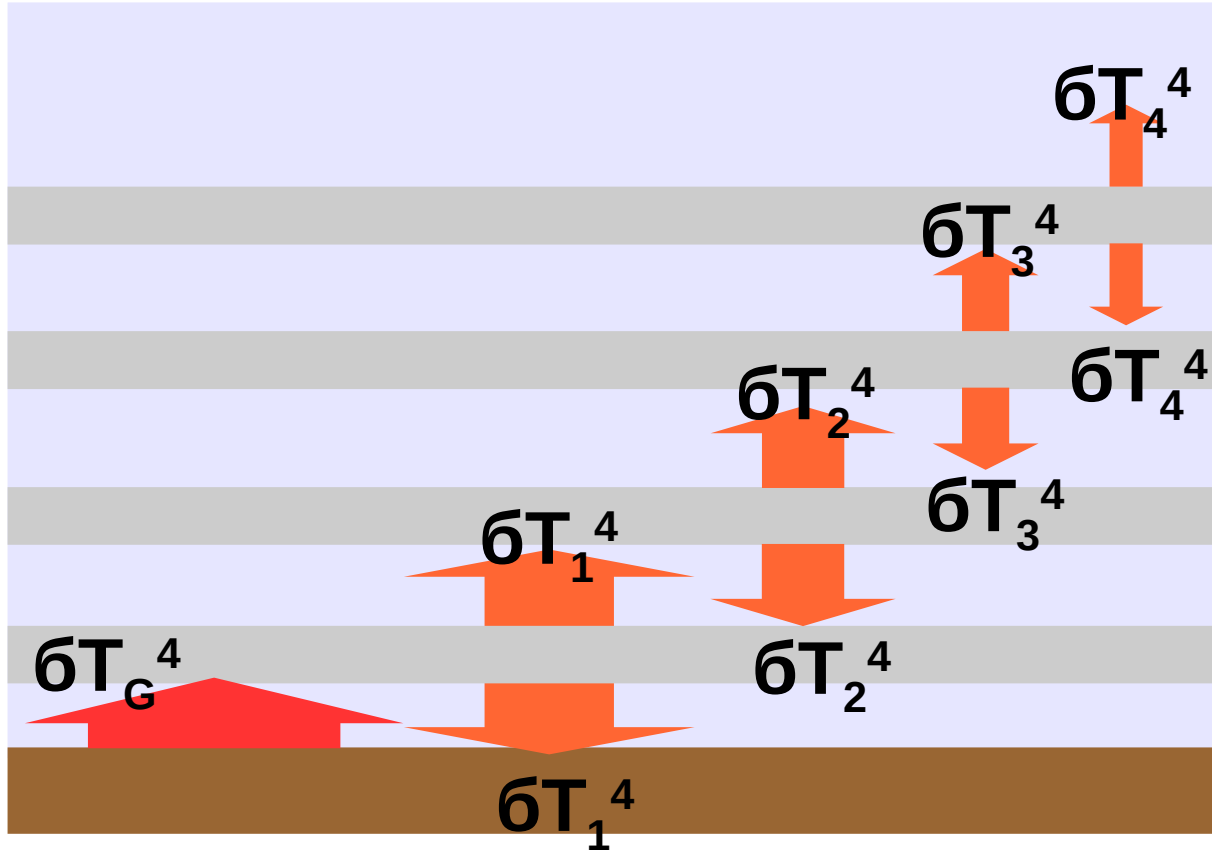
Efekt cieplarniany – model jednej szyby



Model warstwowy



Model warstwowy



$$2\sigma T_N^4 = \sigma T_{N-1}^4$$

$$2\sigma T_3^4 = \sigma T_2^4 + \sigma T_4^4$$

$$2\sigma T_2^4 = \sigma T_1^4 + \sigma T_3^4$$

$$2\sigma T_1^4 = \sigma T_G^4 + \sigma T_2^4$$

Model warstwowy

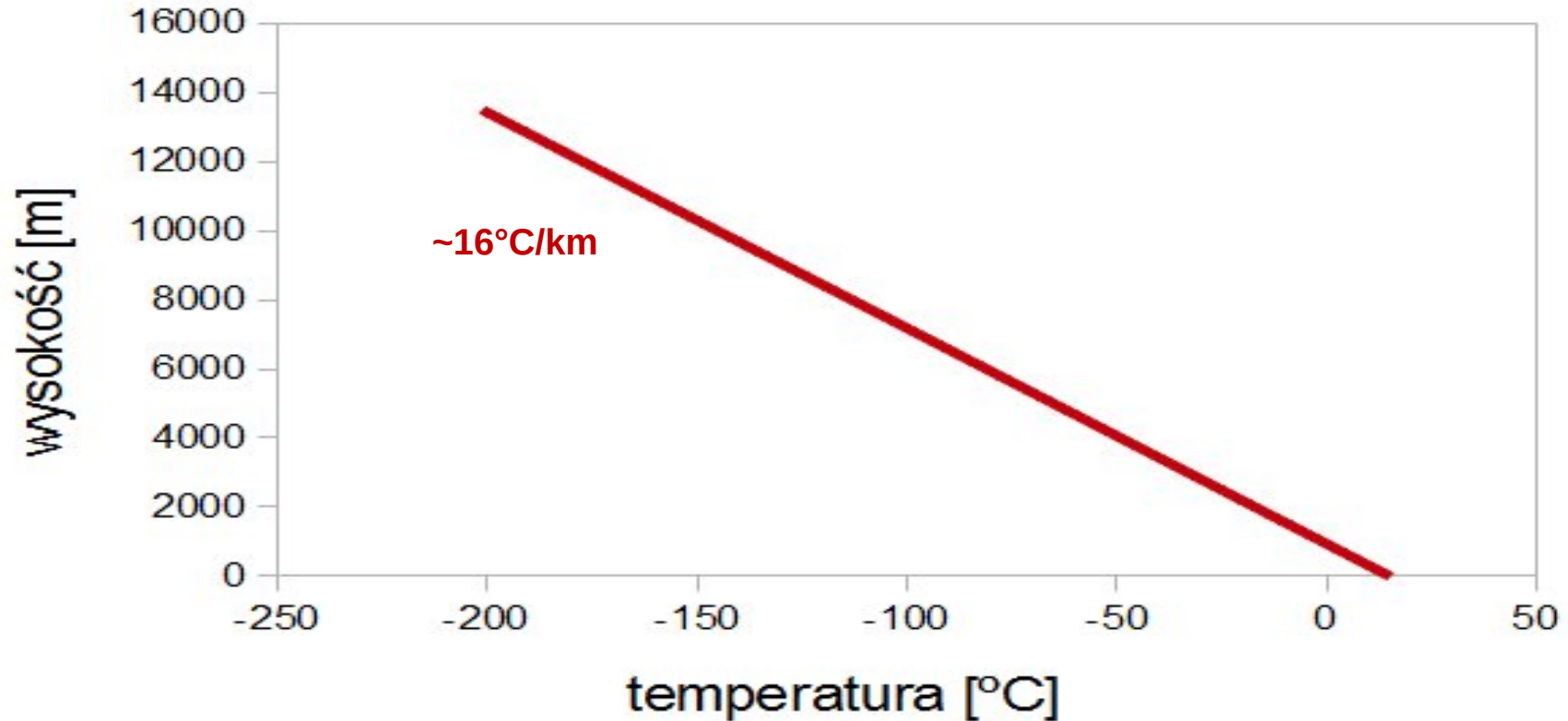
$$\left\{ \begin{array}{l} 2T_N^4 = T_{N-1}^4 \\ 2T_{N-1}^4 = T_{N-2}^4 + T_N^4 \\ 2T_{N-2}^4 = T_{N-3}^4 + T_{N-1}^4 \\ \dots \\ 2T_2^4 = T_1^4 + T_3^4 \\ 2T_1^4 = T_G^4 + T_2^4 \end{array} \right. \Rightarrow \left\{ \begin{array}{l} T_{N-1}^4 = 2T_N^4 \\ T_{N-2}^4 = 2T_{N-1}^4 - T_N^4 = 4T_N^4 - T_N^4 = 3T_N^4 \\ T_{N-3}^4 = 2T_{N-2}^4 - T_{N-1}^4 = 6T_N^4 - 2T_N^4 = 4T_N^4 \\ \dots \\ T_1^4 = 2T_2^4 - T_3^4 = NT_N^4 \\ T_G^4 = 2T_1^4 - T_2^4 = (N+1)T_N^4 \end{array} \right.$$

$$T_G = \sqrt[4]{N+1} T_N = \sqrt[4]{N+1} T_E$$

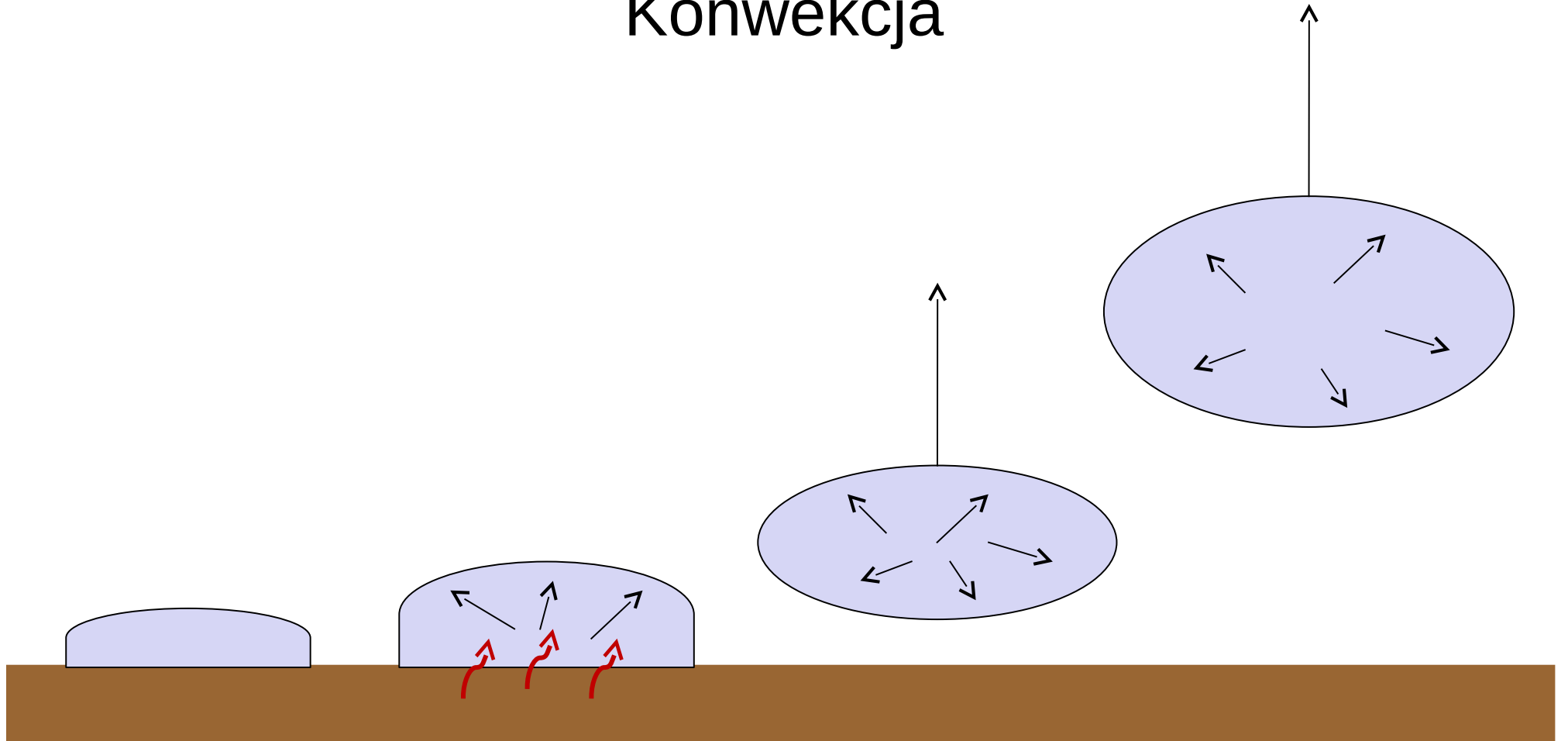
$$T_G > T_1 > T_2 > \dots > T_E$$

Temperatura maleje
z wysokością!

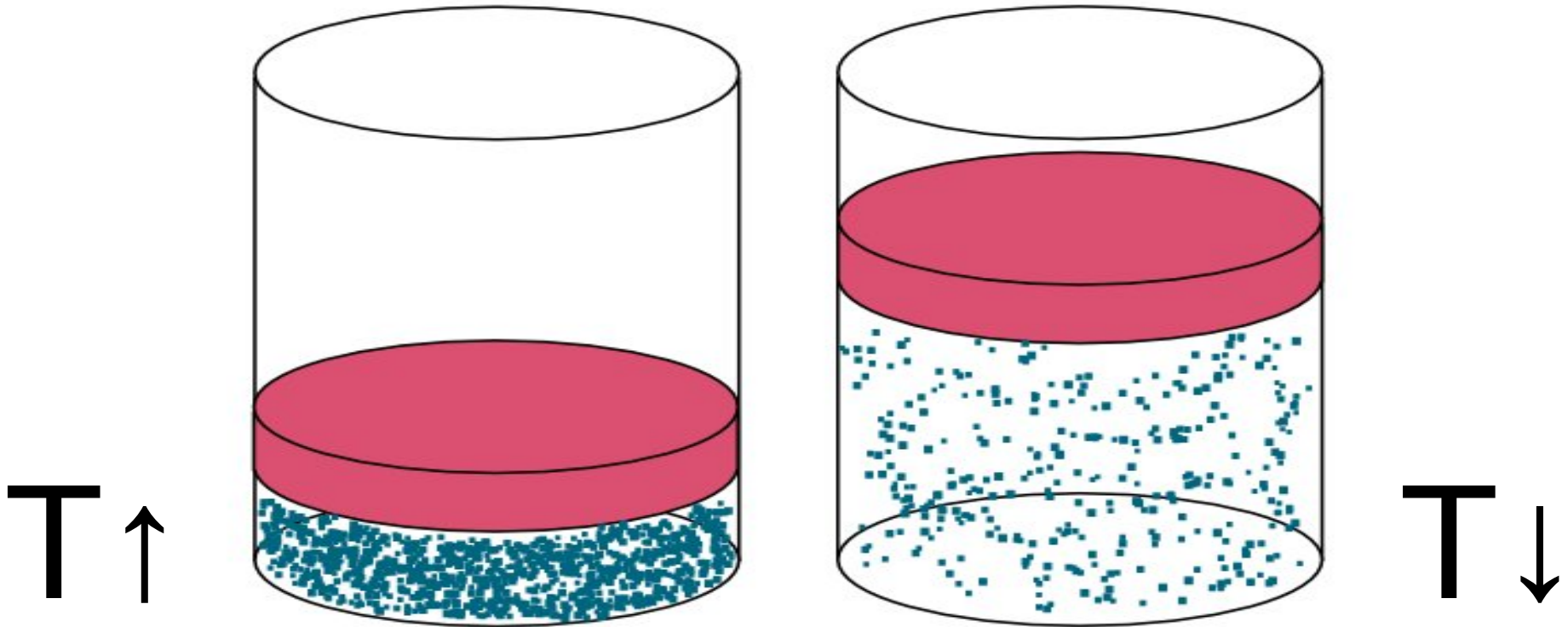
Gdyby energię transportowało wyłącznie promieniowanie...



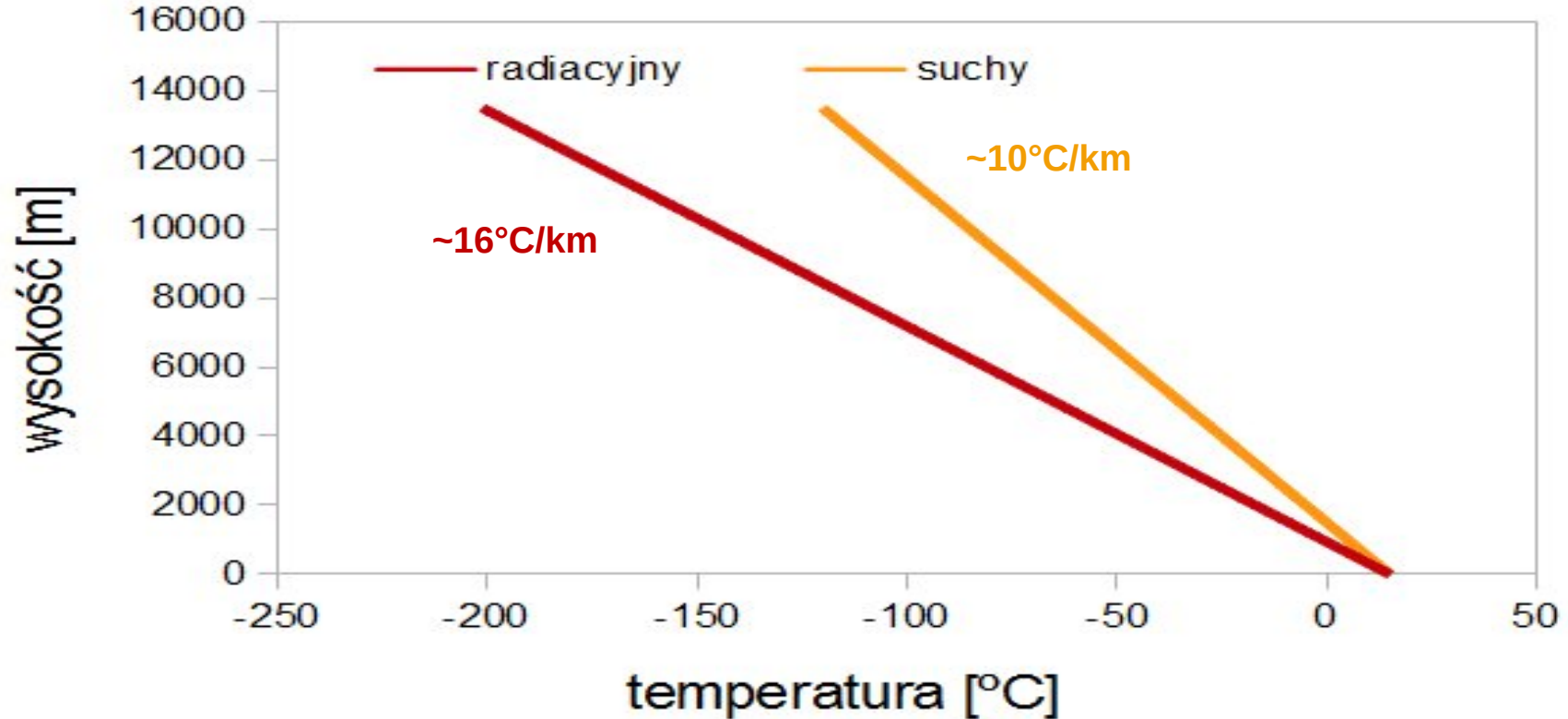
Konwekcja



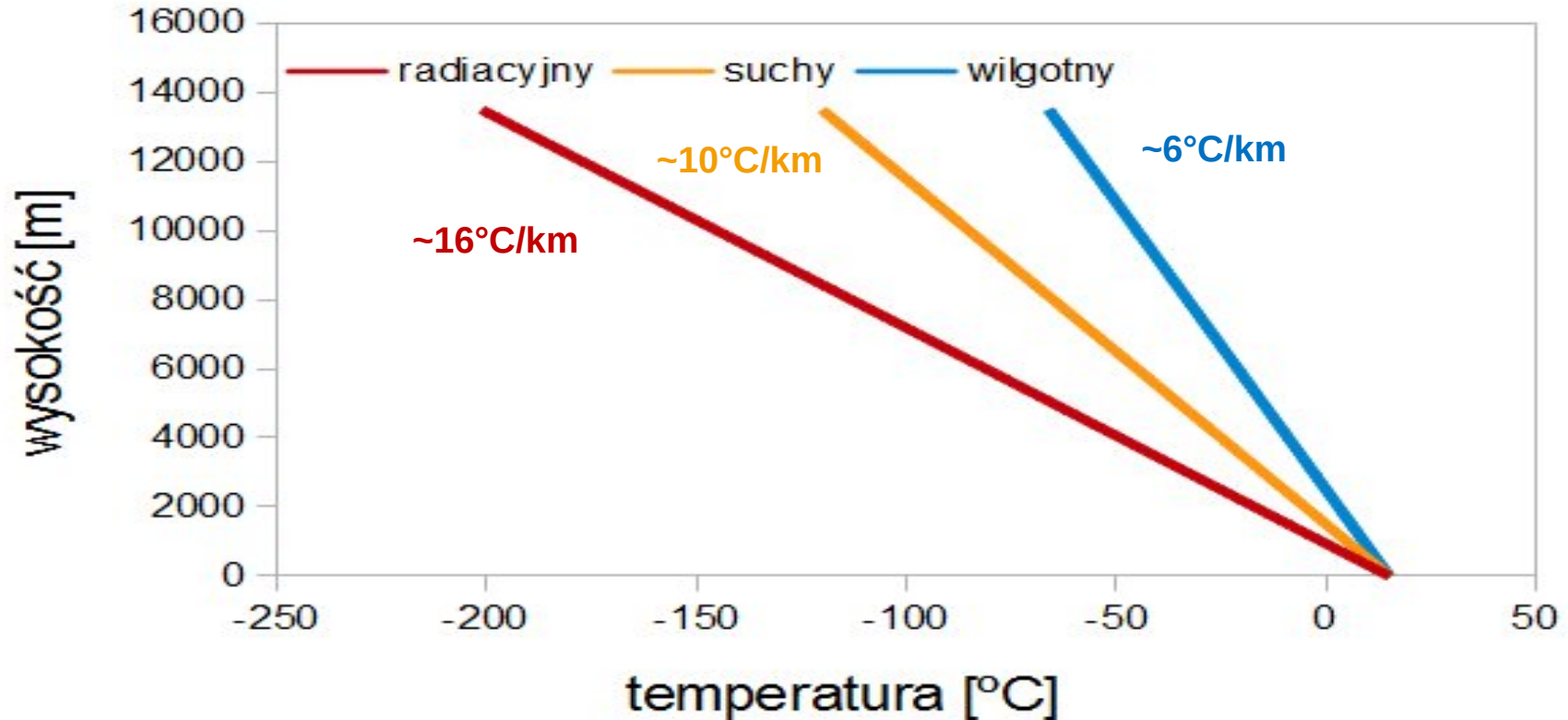
sprężanie - rozprężanie



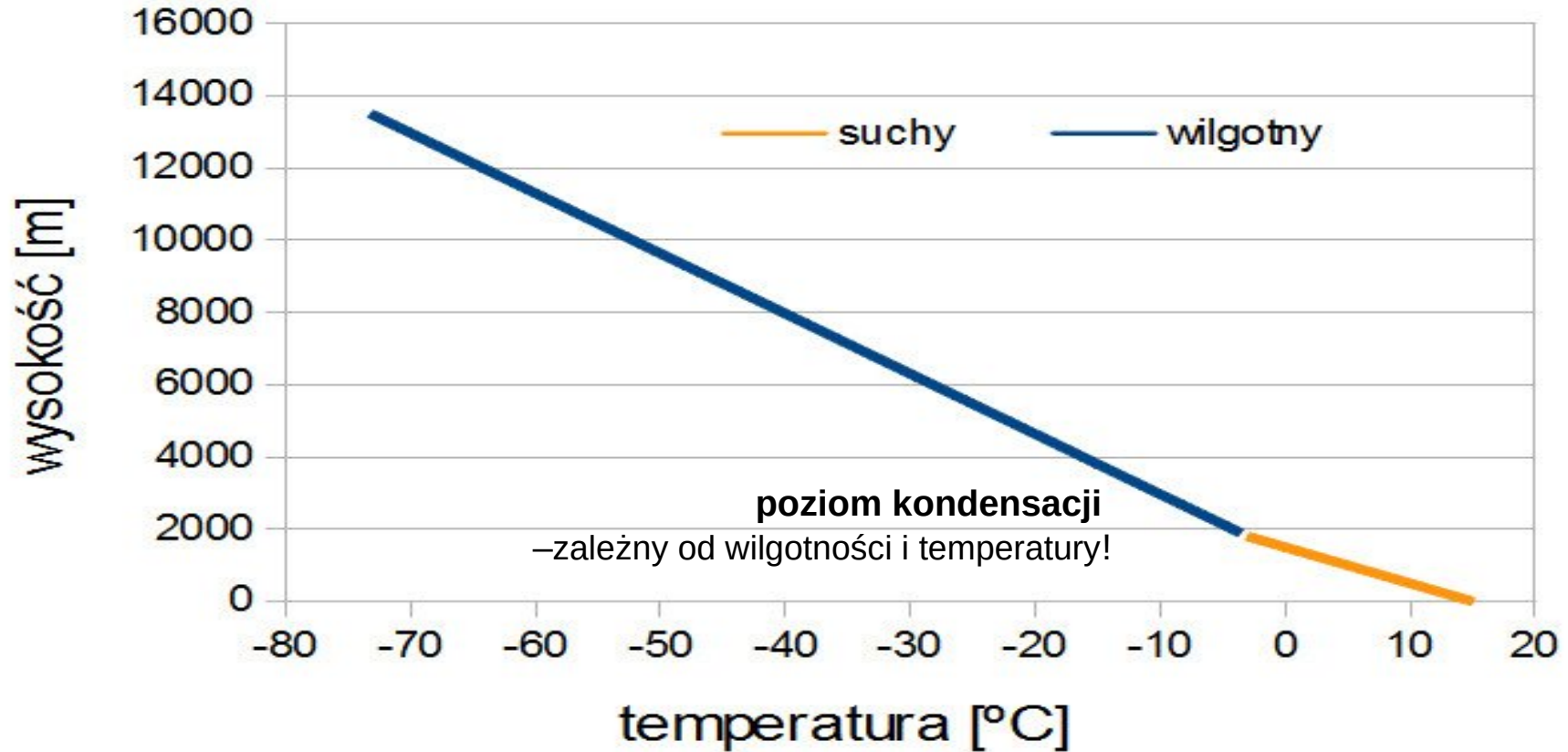
Gdyby w grę wchodziło tylko promieniowanie i rozprężanie...



Ale jest jeszcze para wodna!

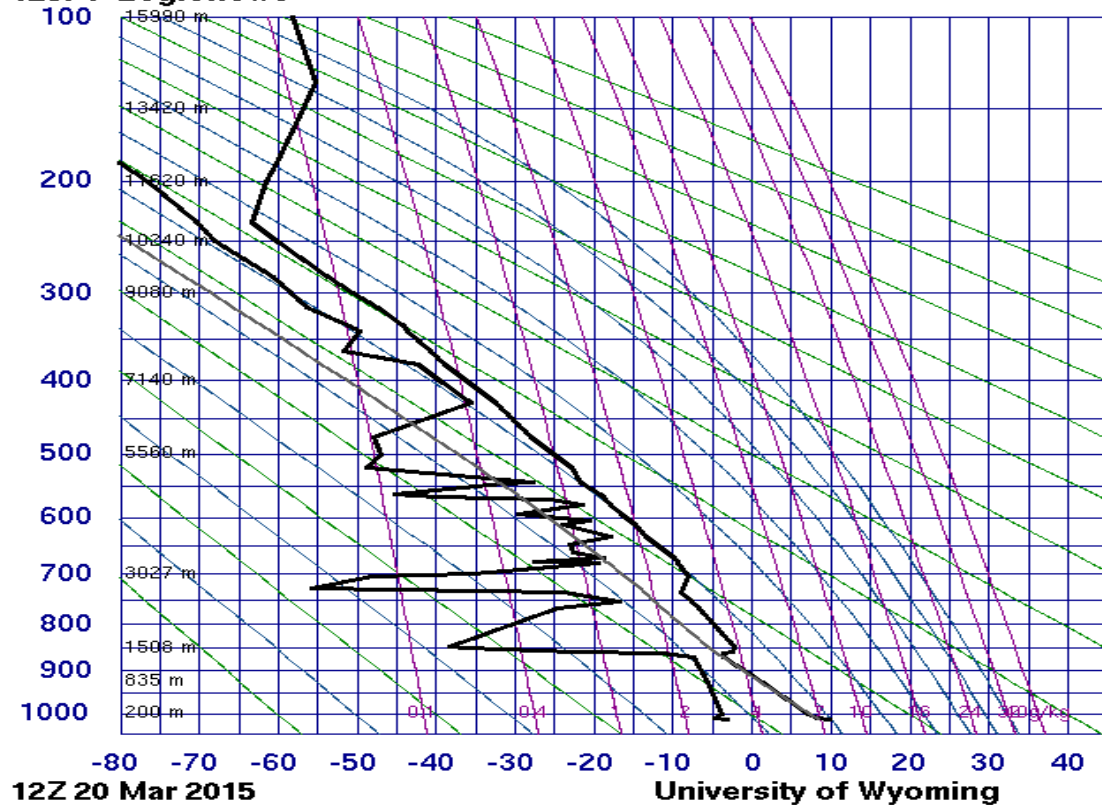


A tak realistyczniej...

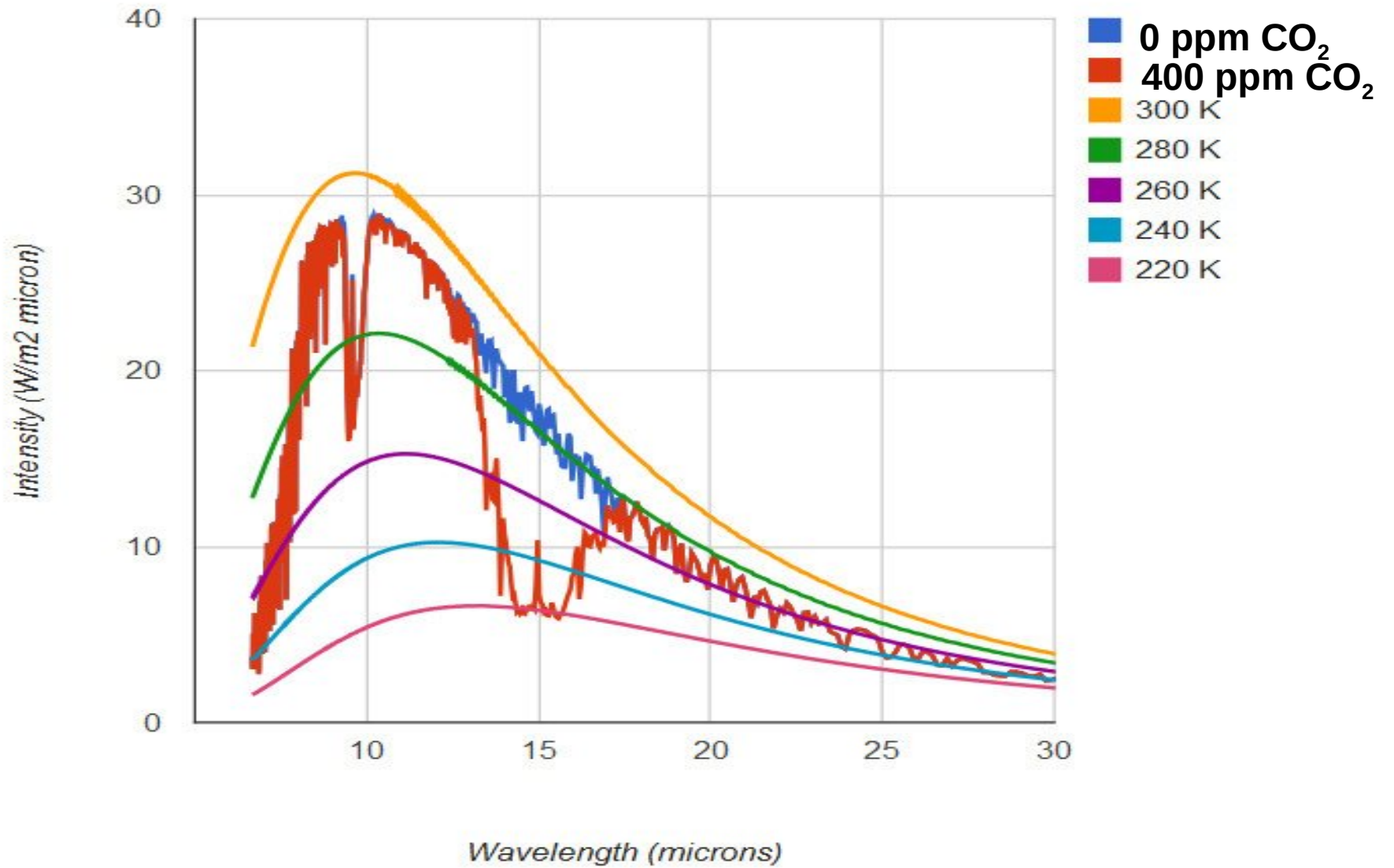


A tak naprawdę...

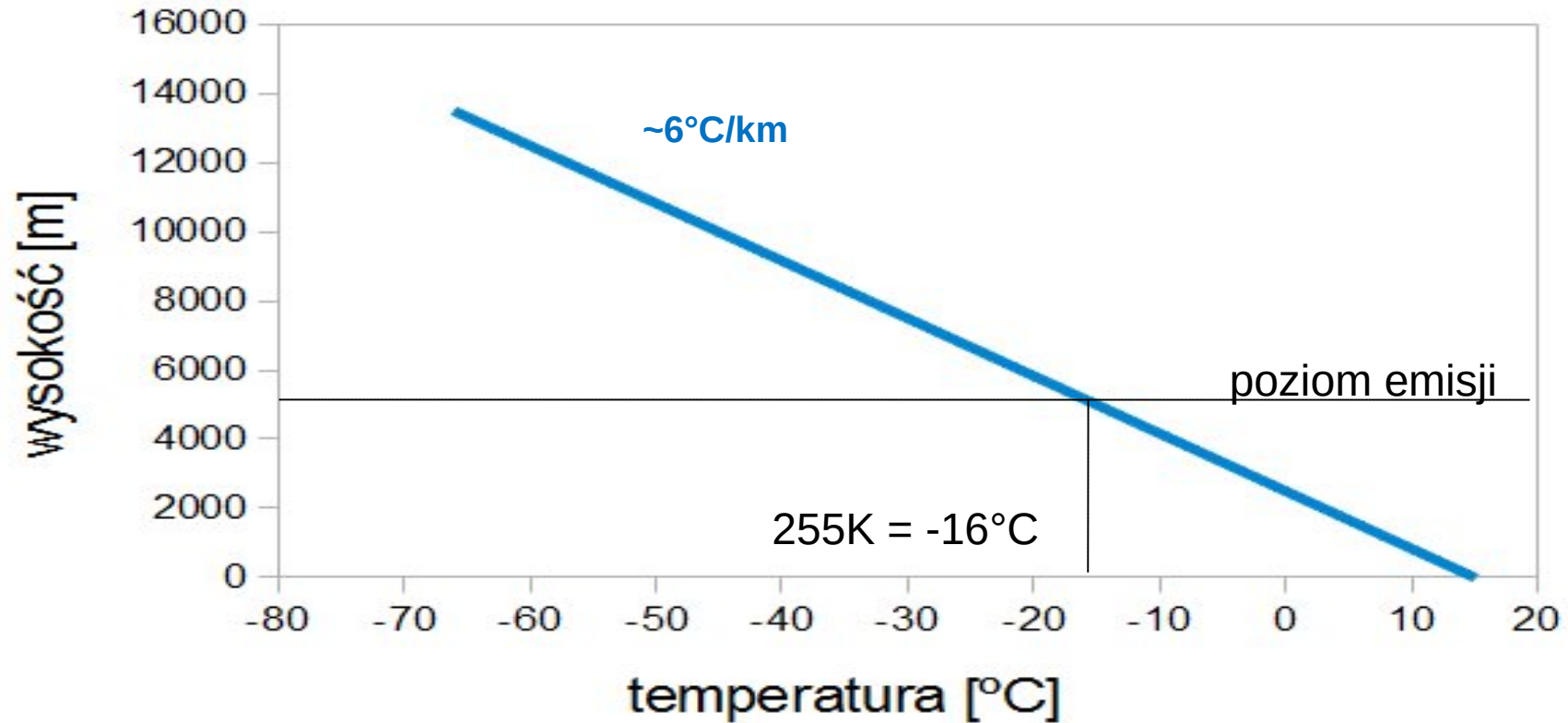
12374 Legionowo



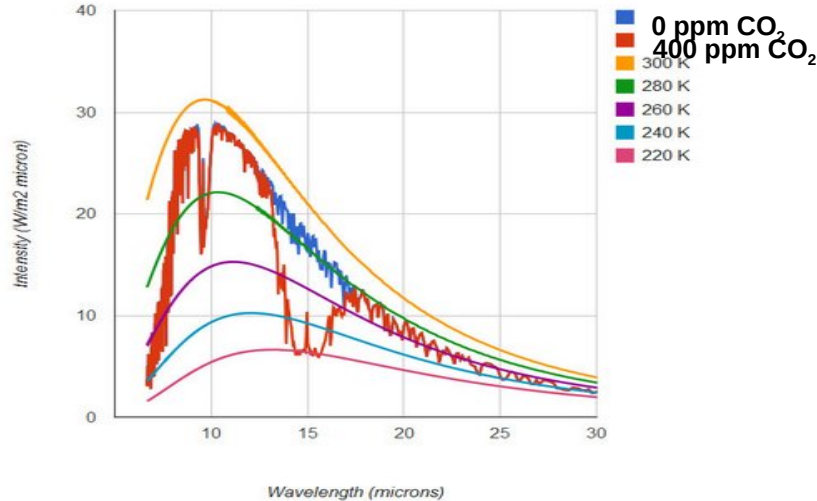
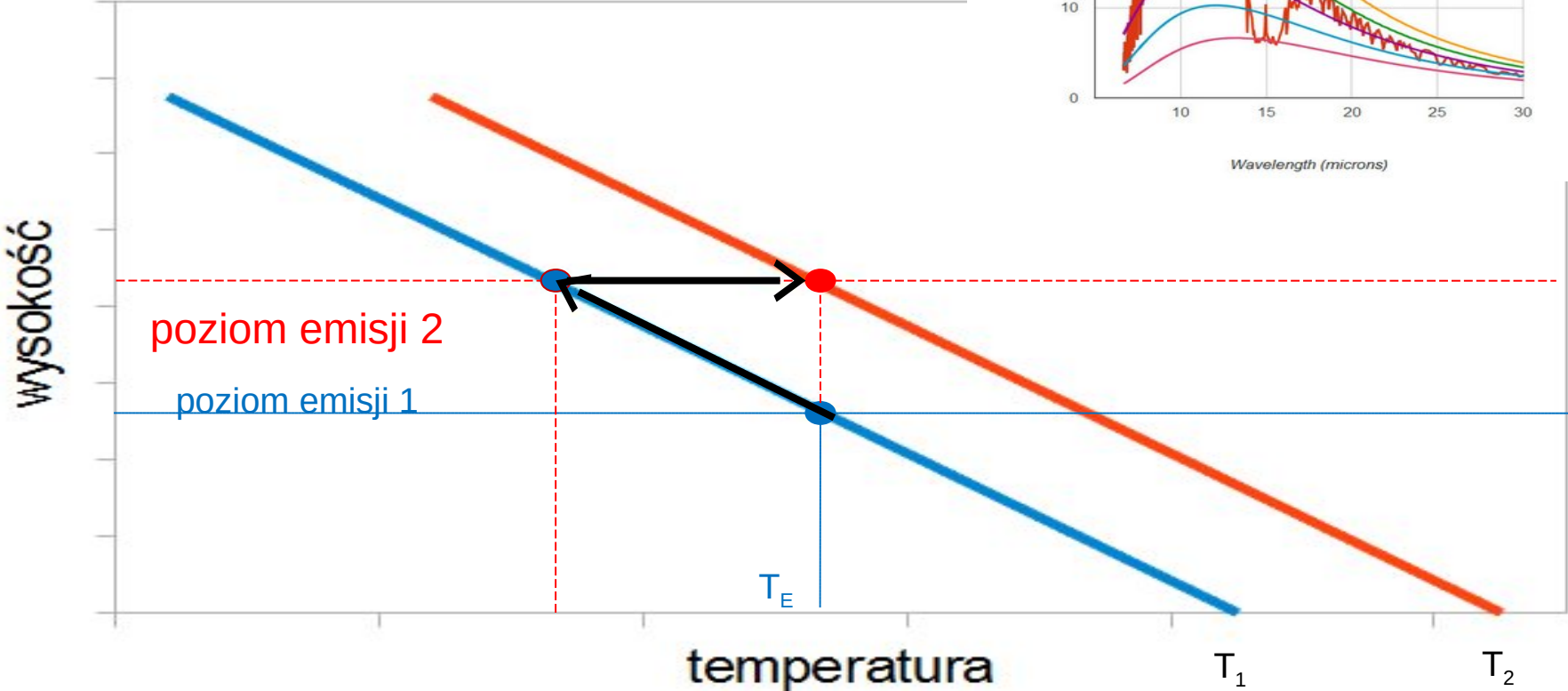
SLAT	52.40
SLON	20.96
SELV	96.00
SHOW	15.36
LIFT	12.11
LFTV	12.08
SWET	38.85
KINX	-40.5
CTOT	-11.2
VTOT	22.80
TOTL	11.60
CAPE	0.00
CAPV	0.00
CINS	0.00
CINV	0.00
EQLV	-9999
EQTV	-9999
LFCT	-9999
LFCV	-9999
BRCH	0.00
BRCV	0.00
LCLT	266.7
LCLP	838.2
MLTH	280.5
MLMR	2.84
THCK	5360.
PWAT	6.91



Poziom emisji



Dodajemy CO₂...



**zmiana
temperatury
na powierzchni
Ziemi**

=

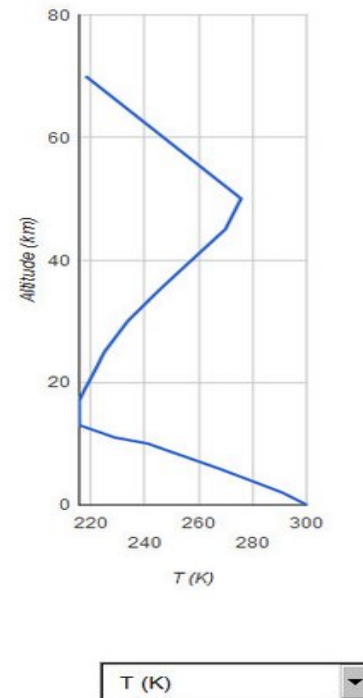
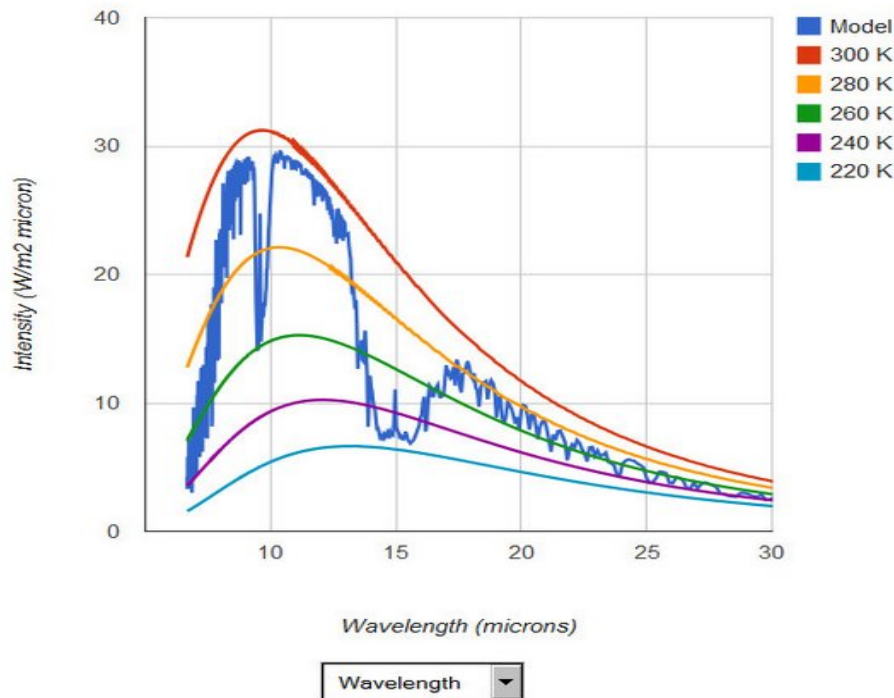
**zmiana
poziomu
emisji**

x

**gradient
temperatury
w atmosferze**

Przykład

Model Input	
CO ₂ (ppm)	<input type="text" value="400"/>
CH ₄ (ppm)	<input type="text" value="1.7"/>
Trop. Ozone (ppb)	<input type="text" value="28"/>
Strat. Ozone scale	<input type="text" value="1"/>
Water Vapor Scale	<input type="text" value="1"/>
Ground T offset, C	<input type="text" value="5.8"/>
Holding Fixed	<input type="text" value="Water Vapor Pressure"/>
Locality	<input type="text" value="Midlatitude Summer"/>
	<input type="text" value="No Clouds or Rain"/>
Altitude (km)	<input type="text" value="70"/>
	<input type="text" value="Looking down"/>
<input type="button" value="Save This Run to Background"/>	
<input type="button" value="Show Raw Model Output"/>	
Model Output	
Upward IR Heat Flux 301.503 W/m ²	
Ground Temperature 300 K	



Temperatura powierzchni Ziemi: $T_G=300K$

Promieniowanie na szczycie atmosfery / poziomie emisji: $F_E=301,5 \text{ W/m}^2$

Jaka jest temperatura efektywna (na poziomie emisji)?

$$F_E = \sigma T_E^4 \quad \Rightarrow \quad T_E = \sqrt[4]{\frac{1}{\sigma} F_E} \approx 270 \text{ K}$$

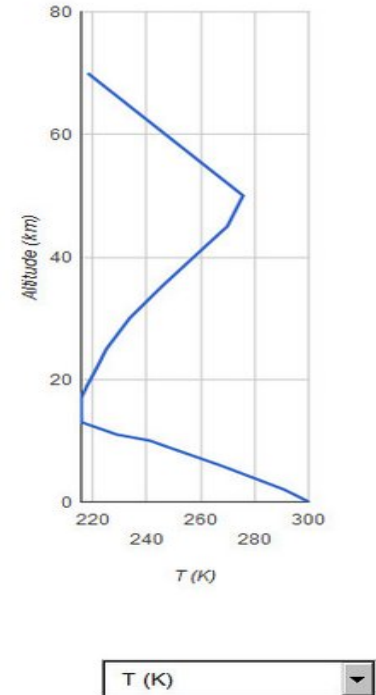
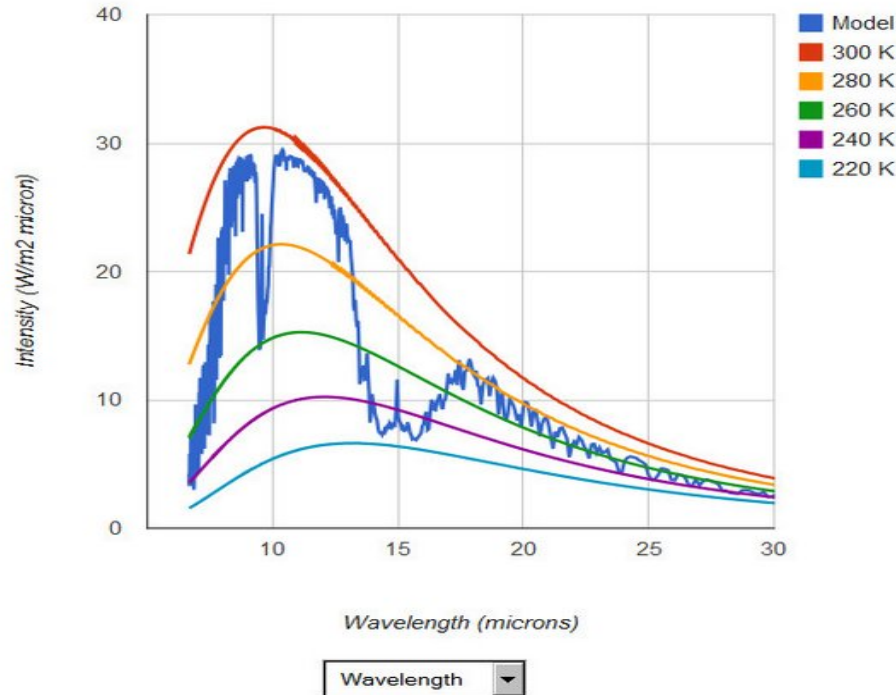
Jaka jest wysokość poziomu emisji (h)?

Zakładamy gradient temperatury 6 K/km.

$$T_E = T_G - \Gamma \cdot h \quad \Rightarrow \quad h = \frac{T_G - T_E}{\Gamma} = \frac{30}{6} = 5 \text{ [km]}$$

Podwajamy CO₂

Model Input	
CO ₂ (ppm)	800
CH ₄ (ppm)	1.7
Trop. Ozone (ppb)	28
Strat. Ozone scale	1
Water Vapor Scale	1
Ground T offset, C	5.8
Holding Fixed	Water Vapor Pressure
Locality	Midlatitude Summer
	No Clouds or Rain
Altitude (km)	70
	Looking down
Save This Run to Background	
Show Raw Model Output	
Model Output	
Upward IR Heat Flux	298.112 W/m ²
Ground Temperature	300 K



Temperatura powierzchni Ziemi: $T_G=300\text{K}$

Promieniowanie na szczycie atmosfery / poziomie emisji: $F_E=298,1\text{ W/m}^2$

Jaka jest temperatura efektywna (na poziomie emisji)?

$$F_E = \sigma T_E^4 \quad \Rightarrow \quad T_E = \sqrt[4]{\frac{1}{\sigma} F_E} \approx 269,3\text{ K}$$

Jaka jest wysokość poziomu emisji (h)?

Zakładamy gradient temperatury 6 K/km .

$$T_E = T_G - \Gamma \cdot h \quad \Rightarrow \quad h = \frac{T_G - T_E}{\Gamma} = \frac{30,7}{6} = 5,1\text{ [km]}$$

zmiana
temperatury
na powierzchni
Ziemi = zmiana
poziomu
emisji x gradient
temperatury
w atmosferze

$$\Delta T_G = \Delta h \cdot \Gamma = 0,1 * 6 = 0,6 [K]$$

Pierwotnym źródłem energii w układzie klimatycznym jest Słońce a w układzie dominują strumienie energii promieniowania.

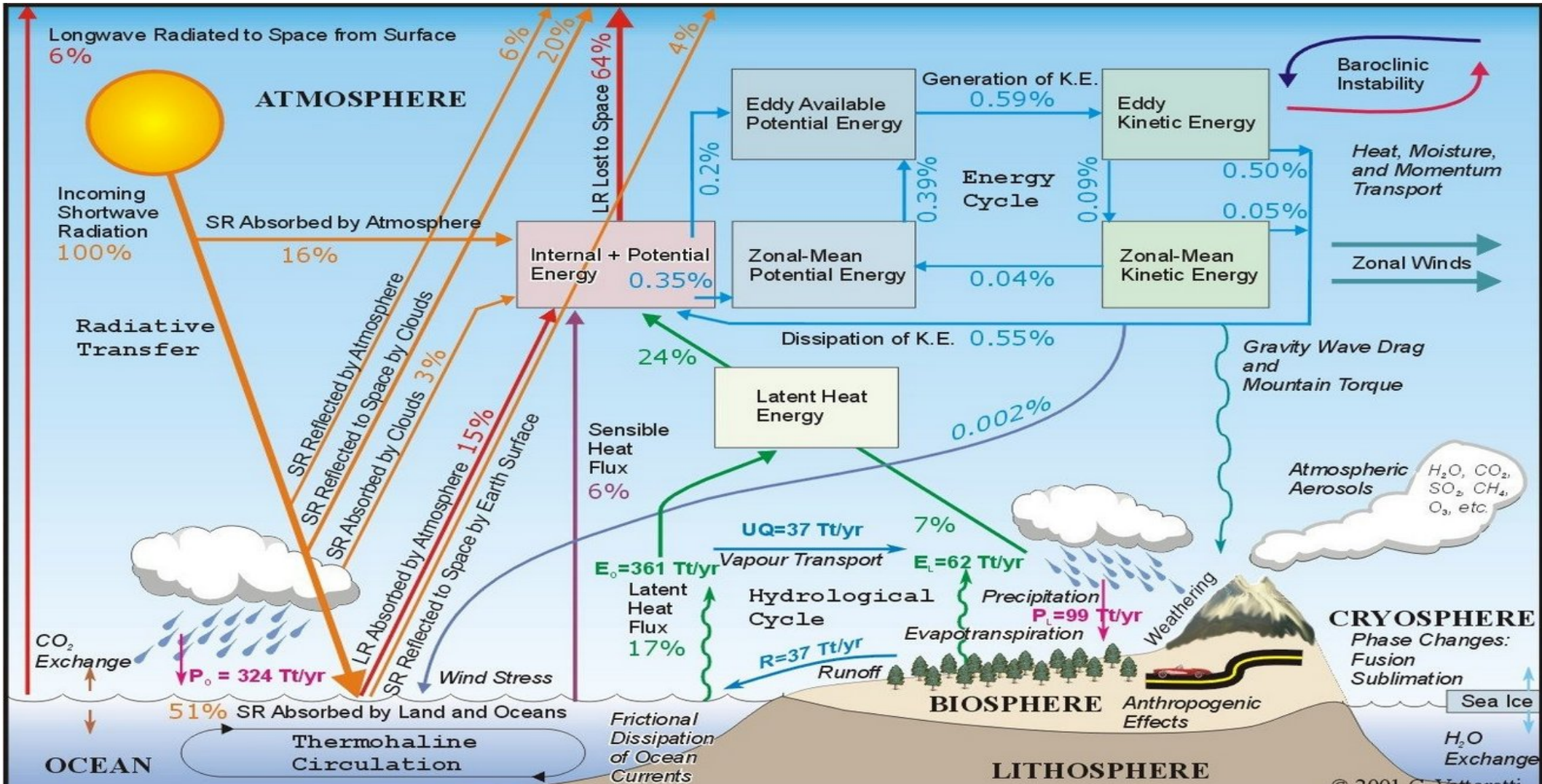
ZMIANY KLIMATU mogą mieć kilka przyczyn:

- zmiany w dopływie energii pierwotnej wskutek zmian w aktywności słonecznej i w orbicie naszej planety;
- zmiany albedo (powierzchnia Ziemi, lód, aerozole, chmury, zakwit oceanów, pył wulkaniczny);
- zmiany w składnikach gazowych atmosfery.

Zmiany te mają wpływ NIE TYLKO na strumienie energii promieniowania, ale także na redystrybucje energii przez cyrkulacje atmosferyczne i oceaniczne, cykl hydrologiczny, biosferę.

Między poszczególnymi elementami systemu klimatycznego występują związki i sprzężenia zwrotne....

System klimatyczny – jedno z wielu możliwych przedstawień



Skutkiem tych zmian jest zmiana temperatury powietrza przy powierzchni Ziemi, zmiany w cyklu hydrologicznym, zmiany w cyrkulacjach atmosferycznych i oceanicznych.

Sprzężenia występujące w systemie klimatycznym mogą prowadzić do dalszych zmian: albedo, cyklu hydrologicznego, strumieni energii promieniowania.

Nie dysponujemy pełną teorią działania systemu klimatycznego, jednak pewne elementy działania tego systemu w określonych, stosunkowo krótkich skalach czasu jesteśmy w stanie dobrze udokumentować.

Jak badać tak skomplikowany system?

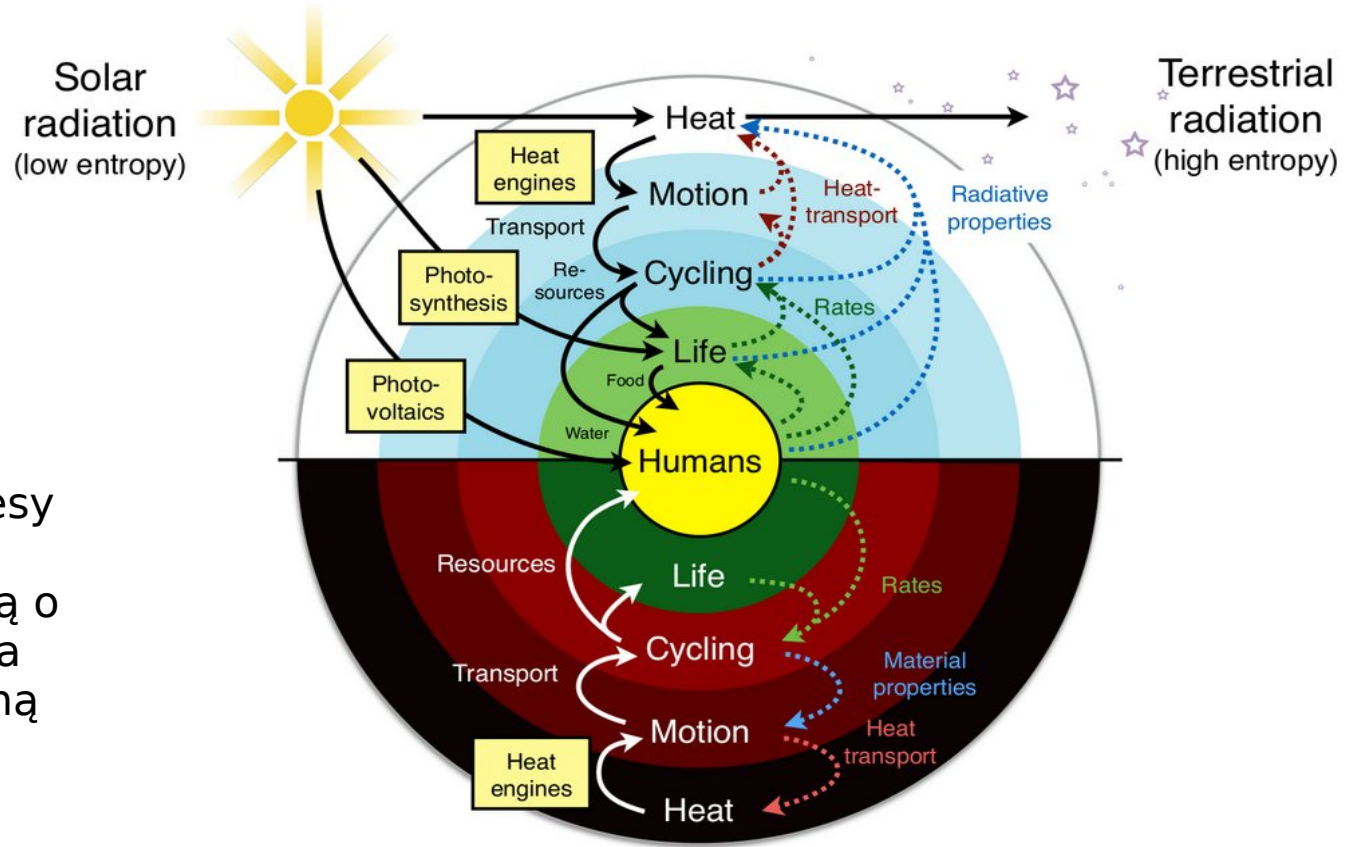
Jak dokumentować związki przyczynowo – skutkowe?

Prócz obserwacji i badań doświadczalnych możemy wykorzystywać prawa fizyki i tworzyć prostsze lub bardziej skomplikowane systemy

– MODELE –

opisujące określone elementy lub cechy systemu klimatycznego.

Hierarchiczne przedstawienie systemu ziemskiego, w którym termodynamika ogranicza procesy generujące energię swobodną wykorzystując energię słoneczną o niskiej entropii (pola żółte), która następnie napędza dyssypatywną dynamikę procesów systemu ziemskiego. Efekty (linie przerywane) tych procesów poprzez transport ciepła i zmianę właściwości promieniowania lub materiałów zasilają termodynamicznie procesy w systemie klimatycznym.



Kleidon, A.: Working at the limit: A review of thermodynamics and optimality of the Earth system, *Earth Syst. Dynam. Discuss.* [preprint], <https://doi.org/10.5194/esd-2022-38>, in review, 2022.



Inne możliwe
przedstawienie
systemu
klimatycznego

W modelach klimatu wykorzystujemy **matematyczne sformułowania praw fizyki** co pozwala w sposób ilościowy symulować oddziaływania między elementami systemu klimatycznego.

$$\frac{D\mathbf{V}}{Dt} + f\mathbf{k} \times \mathbf{V} = -\nabla\Phi$$

$$\frac{\partial\Phi}{\partial p} = -\alpha = -RT/p$$

$$\nabla \cdot \mathbf{V} + \frac{\partial\omega}{\partial p} = 0$$

$$\left(\frac{\partial}{\partial t} + \mathbf{V} \cdot \nabla\right) T - S_p\omega = J/c_p$$

W ten sposób możemy np. badać odpowiedzi systemu klimatycznego na wymuszenia czy badać sprzężenia w systemie klimatycznym.

Modele klimatu mogą być proste lub skomplikowane.

Np. modele zerowymiarowe (temperatura efektywna, model szyby, model wielu szyb).

Modele zerowymiarowe z czasem (jeden z powyższych + nierównowaga radiacyjna, np. bezwładność termiczna oceanu).

Modele jednowymiarowe (np. model równowagi radiacyjno-konwekcyjnej).

Modele dwuwymiarowe (np.. uśrednione równoleżnikowo).

Modele ogólnej cyrkulacji atmosfery (GCM).

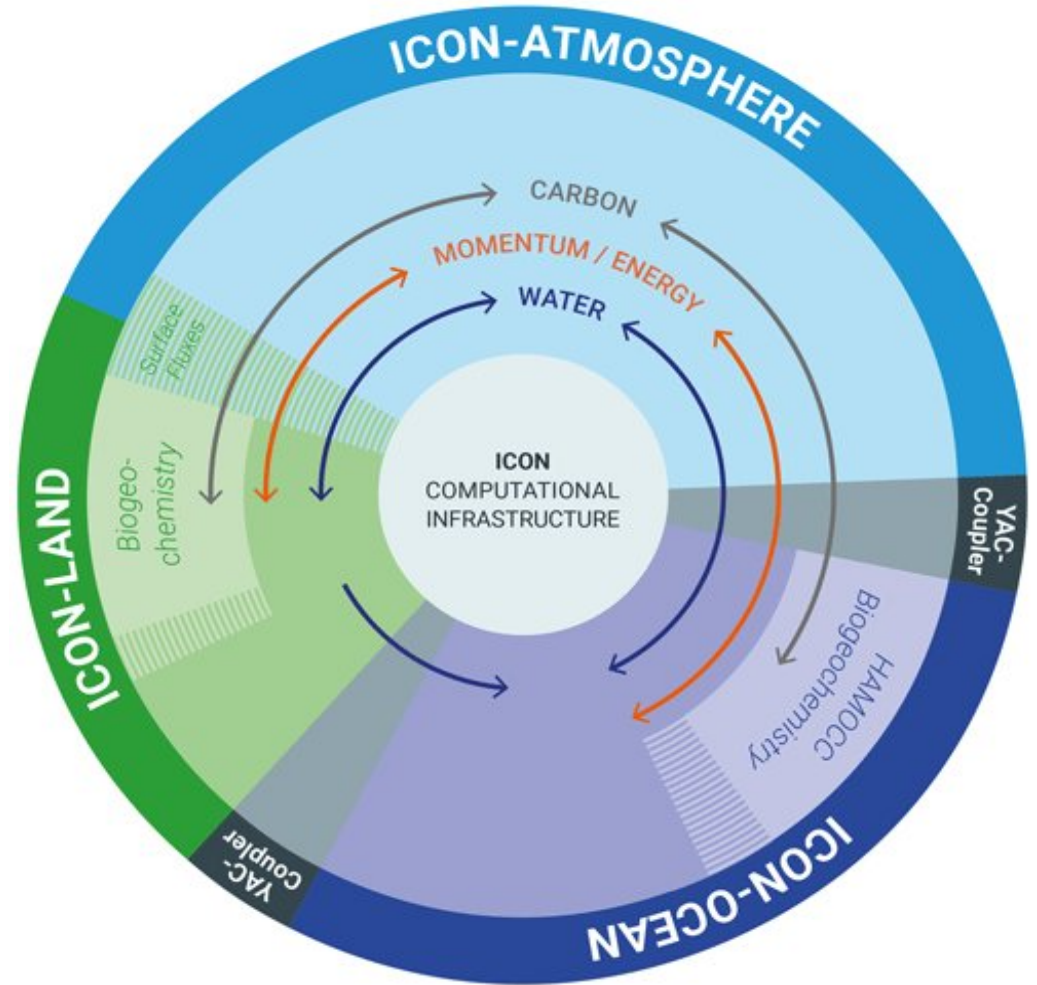
Modele o umiarkowanym stopniu komplikacji (rzadka siatka, dużo uproszczeń).

Modele systemu ziemskiego (Earth System Models ESM).

Model numeryczny, za pomocą którego otrzymuje się numeryczną prognozę pogody czy klimatu nazywany **numerycznym modelem prognostycznym**.

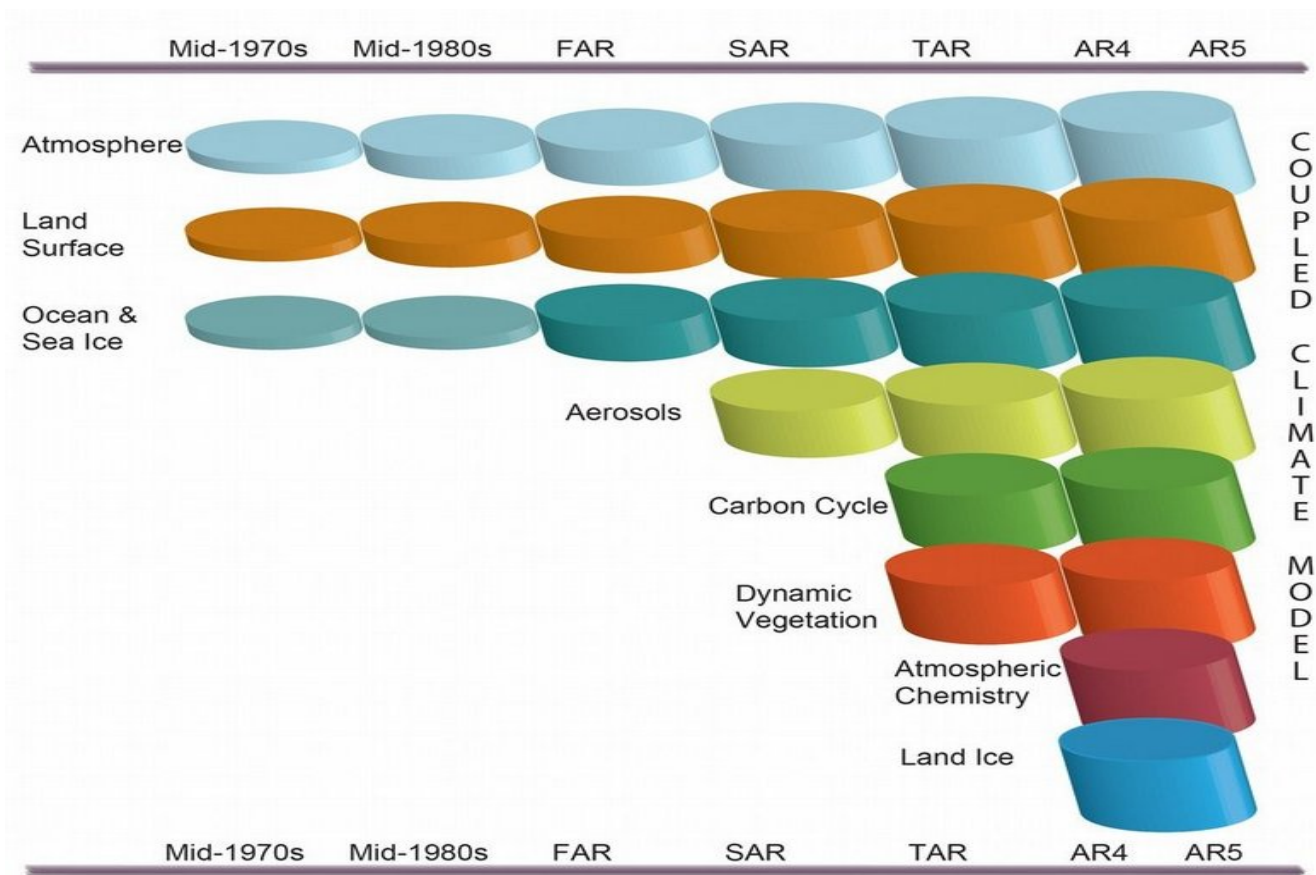
Składa się z trzech części (poziomów):

- zamkniętego układu równań opisujących zjawiska fizyczne w systemie ziemskim,
- algorytmów numerycznego rozwiązywania równań modelu matematycznego,
- kodu (programu komputerowego), który pozwala na uzyskanie rozwiązania na konkretnym superkomputerze czy maszynie obliczeniowej.

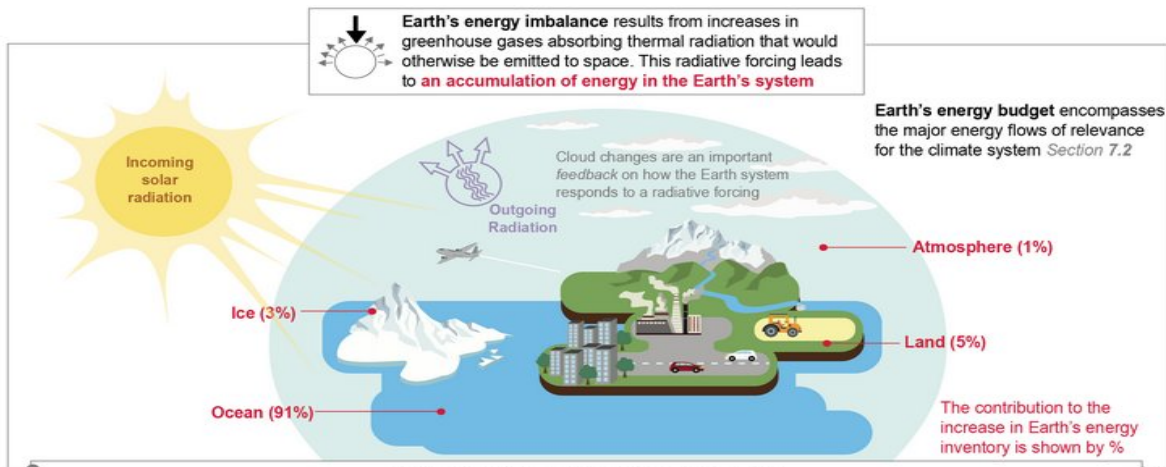


Model systemu ziemskiego to złożony system modeli opisujących różne środowiska wykorzystywany do zrozumienia naszej planety. Modele systemu ziemskiego symulują wzajemne oddziaływania chemii, biologii fizyki.

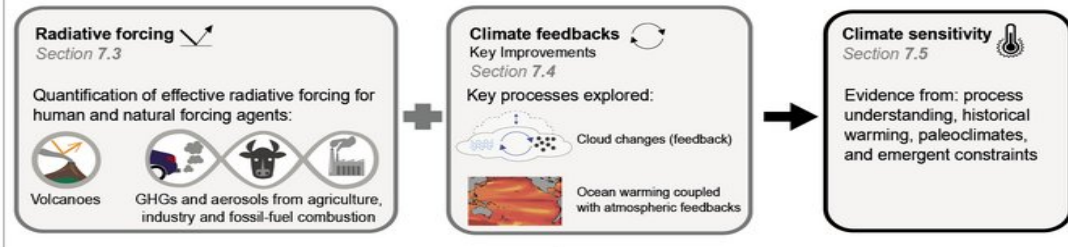










Od prostych do coraz bardziej skomplikowanych modeli: procesy uwzględniane w modelach klimatu od lat 70-tych do








Earth's energy budget is influenced by:



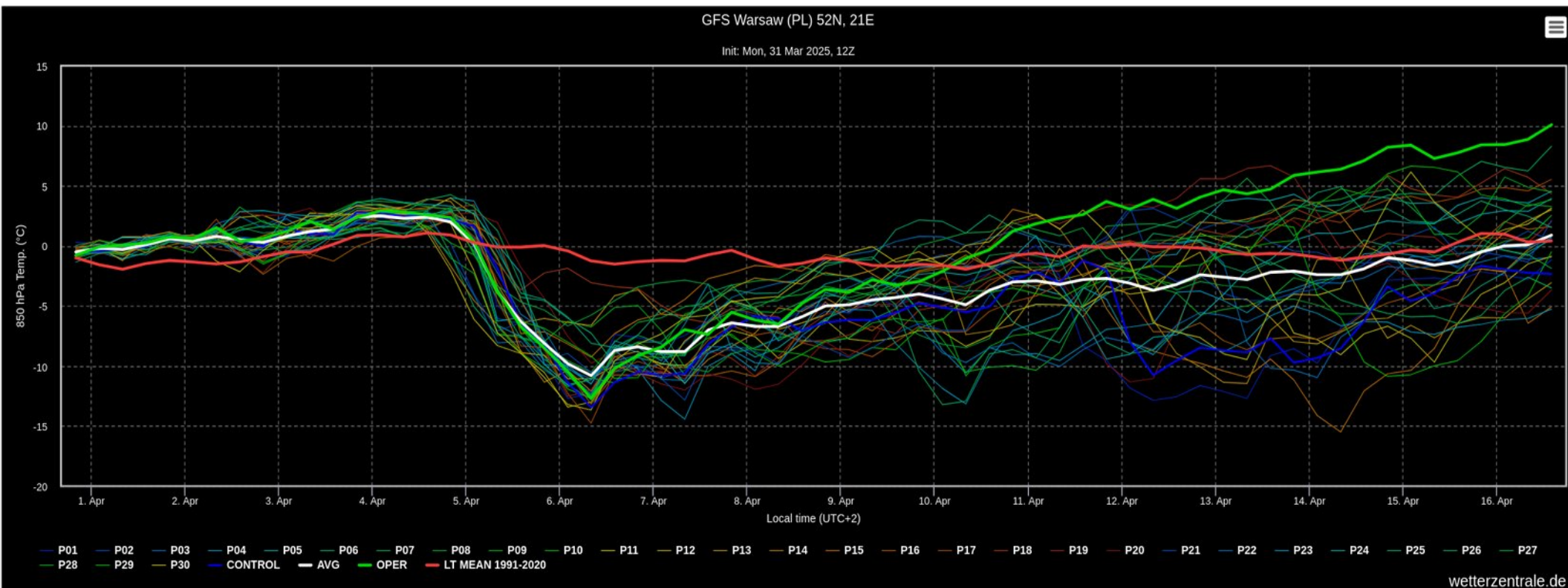
New elements in this Chapter relative to AR5

- 
 Advances in observing the **energy budget** show that Earth is warming everywhere, from multiple lines of evidence
- 
 An improved **radiative forcing** concept from better understanding of adjustments
- 
 Improved understanding of cloud processes leads to a better constrained **cloud feedback**
- 
 New science shows that as the pattern of sea-surface temperature change evolves in time, **feedbacks** change, potentially affecting projections
- 
 A tighter constraint on **equilibrium climate sensitivity** is possible, leading to improved surface temperature projections
- 
 New emission metric approaches account for the different warming implications of short-lived and long-lived **climate forcings**

Assessment involves **multiple lines of evidence** from various sources:

- 
 Paleo records
- 
 Satellites
- 
 Observations
- 
 Argo floats
- 
 Simulations and theory

Przewidywalność pogody zależność od warunku początkowego w określonym stanie wymuszeń.



Klimat: „średnia pogoda”

Prognoza pogody:

prognoza pojedynczej realizacji procesu dynamiczno-stochastycznego, lub prognoza empirycznego rozkładu prawdopodobieństwa różnych realizacji.

Prognoza klimatu:

prognoza pewnych quasi-równowagowych statystyk realizacji procesów dynamiczno-stochastycznych przy ustalonych wymuszeniach zewnętrznych w stosunku do systemu klimatycznego.

Prognoza pogody:

badanie konkretnego stanu, zależność od warunku początkowego, krytycznie ważna możliwość śledzenia rozwoju pojedynczych niestabilności w systemie, krytycznie ważne szczegóły dynamiki.

Prognoza klimatu:

badanie statystyki zachowań układu, krytycznie ważne strumienie energii i spełnienie zasad zachowania w długim czasie oraz prawidłowe modelowanie strumieni radiacyjnych.

Boundary
value problem

Initial value problem



szczegóły przepływów
procesy „szybkie”

- bilans energii
- procesy „wolne”

oddziaływania między procesami lokalnymi i szybkimi
a globalnymi i wolnymi

Przewidywalność

klimate: symulacje różnymi modelami

Global mean temperature near-term projections relative to 1986–2005

