

Modelowanie klimatu

Axel Zuziak, Marcin Węglarz

AGH WFiIS
Fizyka Techniczna

17 marca 2015

Co to jest klimat?

Klimat

Klimatem nazywamy średnie warunki pogodowe obserwowane w danym miejscu na przestrzeni lat.

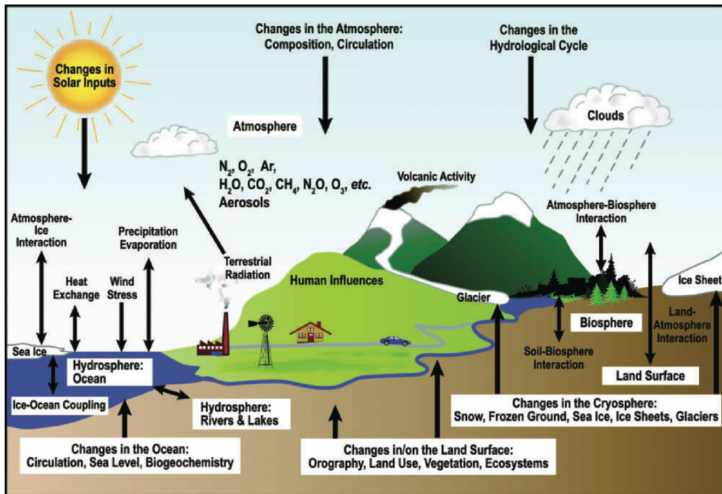
Modele klimatu są uproszonym opisem skomplikowanych procesów.

Klimat dzielimy na:

- Atmosfera
- Hydrosfera
- Kriosfera
- Powierzchnia lądowa
- Biosfera

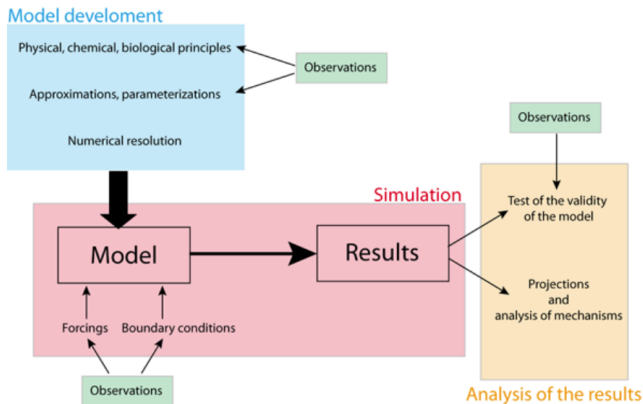
Składniki klimatotwórcze:

- Temperatura
- Opady
- Zachmurzenie
- Wilgotność
- Wiatr



Rysunek : Czynniki definiujące i wpływające na klimat

Tworzenie modelu klimatu



Rysunek : Proces tworzenia i weryfikowania modelu klimatu

Podział modeli

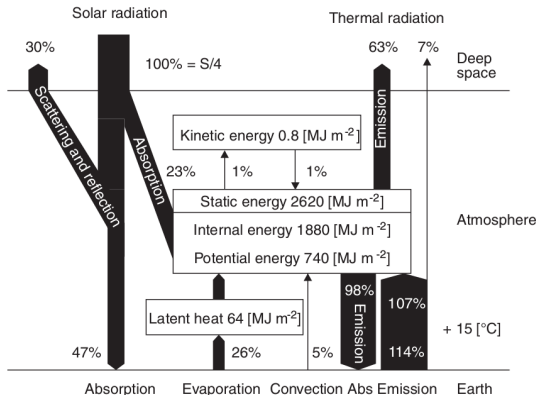
Ogólnie modele klimatu możemy podzielić na:

- zerowymiarowe
- 1-wymiarowe
- 2-wymiarowe
- 3-wymiarowe

Spośród powyższych najdokładniejsze są modele 3-wymiarowe, z których należy wyróżnić

- GCM (general circulation model), AGCM, OGCM, CGCM lub AOGCM
- RCM (regional climate model)

Zerowymiarowy model cieplarniany



Rysunek : Zerowymiarowy model bilansu promieniowania.[2]

Matematyczne spojrzenie na bilans energetyczny

Bardzo prosty model bilansu radiacyjnego

$$(1 - a) \frac{S}{4} = \sigma T_a^4 + t \sigma T_s^4$$

Bilans dla powierzchni Ziemi

$$(-t_a)(1 - a_s) \frac{S}{4} + c(T_s - T_a) + \sigma T_s^4(1 - a'_a) - \sigma T_a^4 = 0$$

Bilans dla atmosfery

$$-(1 - a_a - t_a + a_s t_a) \frac{S}{4} - c(T_s - T_a) - \sigma T_s^4(1 - t'_a - a'_a) + 2\sigma T_a^4 = 0$$

(Wartości z primem to wartości dla fal długich.)

Wymuszenie radiacyjne i sprzężenie zwrotne

Wymuszeniem radiacyjnym nazywamy zjawisko zmiany temperatury na powierzchni Ziemi celem wyrównania bilansu radiacyjnego.

Wzory do ilościowego opisu zmian temperatury

$$\Delta I = \frac{\partial I}{\partial T_s} \Delta T_s$$

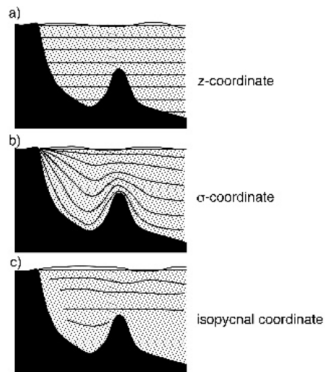
$$\frac{\partial I}{\partial T_s} = \frac{4}{T_s} (1 - a) \frac{S}{4}$$

Modelowanie oceanu

Na ocean wpływa:

- Siła mechaniczna wiatru
- Wypadkowy efekt gęstości i zasolenia wody
- Wymiana ciepła z atmosferą
- Wilgotność

Skutkiem ruchu obrotowego są prądy(pływy) oceanu.



Rysunek : Opis

Modelowanie oceanu

$$\frac{dT}{dt} = F_{sol} + F_{diff}$$

$$\frac{dS}{dt} = F_{diff}$$

Modelowanie kriosfery

Własności kriosfery:

- Śnieg i lód mają wysokie albedo - są istotne w globalnym bilansie ciepła.
- Zwiększają wymianę ciepła i gazów pomiędzy oceanami a atmosferą.

$$\rho_c c_{pc} \frac{\partial T_c}{\partial t} = k_c \frac{\partial^2 T_c}{\partial z^2}$$

$$m \frac{d\vec{u}_i}{dt} = \vec{\tau}_{ai} + \vec{\tau}_{wi} - m \vec{f} e_z \times \vec{u}_i - mg \vec{\nabla} \mu + \vec{F}_{int}$$

Modelowanie atmosfery

Prawo zachowania pędu

$$\frac{D\vec{v}}{Dt} = -2\Omega \times \vec{v} - \frac{1}{\rho} \vec{\nabla} p + \vec{g} + \vec{F}_{tar}$$

Prawo zachowania masy

$$\frac{D\rho}{Dt} = -\rho \vec{\nabla} \cdot \vec{v}$$

Zasada zachowania masy wody

$$\frac{D\rho q}{Dt} = -(\rho \vec{\nabla} \cdot \vec{q} \cdot \vec{v}) + \rho(E - C)$$

Zmienne: p, ρ, T, q oraz
 $\vec{v} = (u, v, w)$

Prawo zachowania energii - I zasada termodynamiki

$$Q = c_p \frac{dT}{dt} - \frac{1}{\rho} \frac{dp}{dt}$$

Równanie stanu gazu doskonałego

$$p = \rho RT$$

Modelowanie atmosfery - opady

Prawo zachowania pędu

$$\frac{D\mathbf{v}}{Dt} = -2\boldsymbol{\Omega} \times \mathbf{v} - \rho^{-1}\nabla p + \mathbf{g} + \mathbf{F}$$

Prawo zachowania masy

$$\frac{D\rho}{Dt} = -\rho\nabla \cdot \mathbf{v} + C - E$$

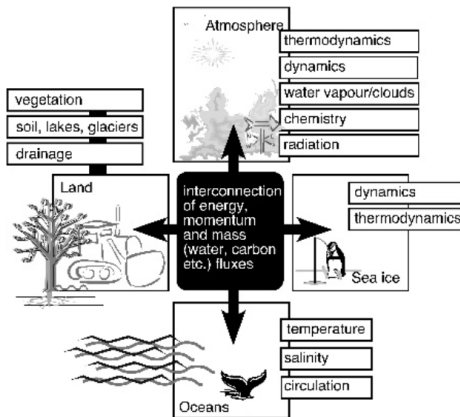
Prawo zachowania energii

$$\frac{DI}{Dt} = -p\frac{D\rho^{-1}}{Dt} + Q$$

Równanie stanu gazu doskonałego

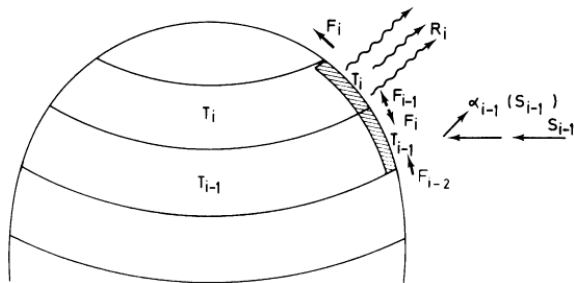
$$p = \rho RT$$

Połączenie powyższych składników



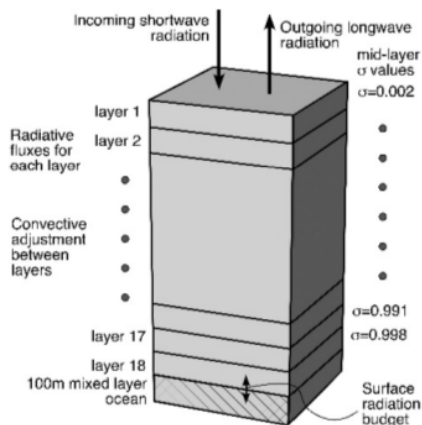
Rysunek : Wymiana wielkości fizycznych pomiędzy składowymi modelu

Jednowymiarowy EBM (energy balance model)



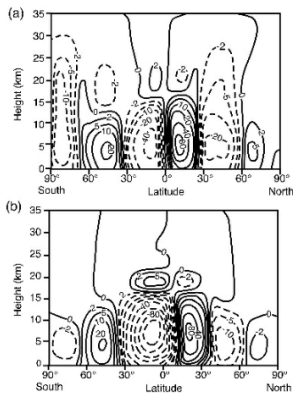
Rysunek : Schemat jednowymiarowego modelu bilansu energii.[3]

Jednowymiarowy RCM(radiative-convective model)



Rysunek : Schemat jednowymiarowego modelu radiacyjno-konwekcyjnego.[1]

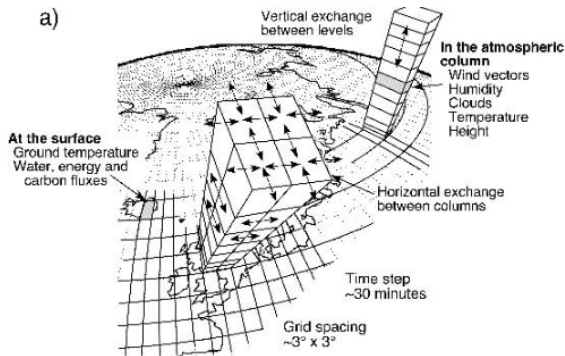
Przykład dwuwymiarowego modelu SD



Rysunek : Rysunek przedstawia średni roczny przepływ masy. a) obserwowany, b) przewidziany modelem[1]

Implementacja modelu GCM

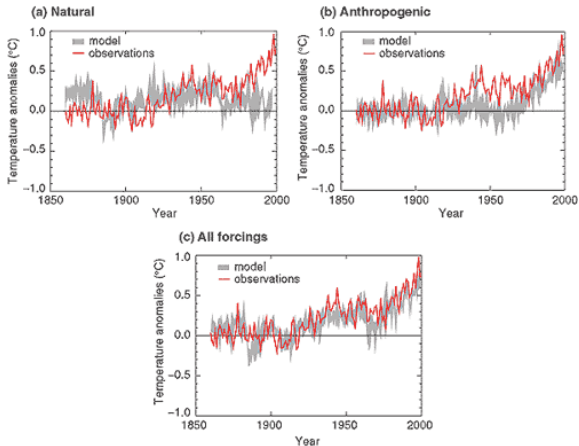
W celu implementacji naszych równań musimy im nadać wartości dyskretne. Modelujemy atmosferę, dzieląc ją na pudła.



Rysunek : Model podziału atmosfery na pudła. Dopuszczamy wymiany wertykalne i horyzontalne.[1]

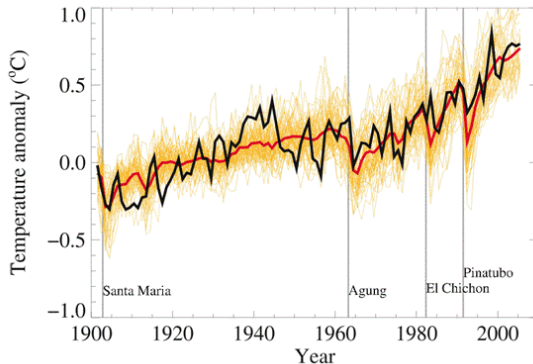
Przykłady

Simulated annual global mean surface temperatures



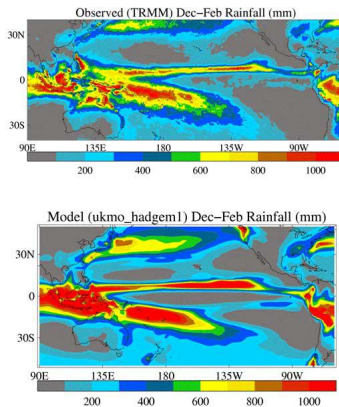
Rysunek : Porównanie średniej temperatury obserwowanej oraz wynikającej z modelu.[5]

Przykłady



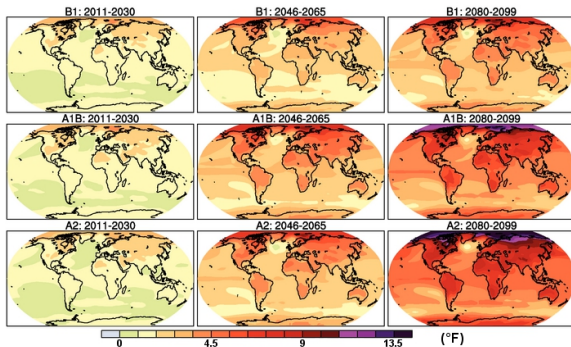
Rysunek : Wykres przedstawia anomalie temperatury w minionym stuleciu (z zaznaczonymi wybuchami wulkanów.)[4]

Przykłady



Rysunek : Porównanie opadów deszczu - modelowanych i obserwowanych.
[4]

Przykłady



Rysunek : Przewidywany wzrost temperatury dla różnych prognoz wzrostu stężenia CO_2 . [6]

Teoria Chaosu na przykładzie układu Lorentza

$$\begin{cases} \dot{x} = \sigma(y - x) \\ \dot{y} = x(\rho - z) - y \\ \dot{z} = xy - \beta z \end{cases}$$



Rysunek : Trajektoria układu
Lorenza

Bibliografia



[1] K.McGuffie, A. Henderson-Sellers
A Climate Modelling Primer

John Wiley & Sons, Chichester, wydanie trzecie, 2005



[2] E. Boeker, R. Grondelle
Fizyka środowiska

PWN, Warszawa, 2002



[3] <https://www.e-education.psu.edu>



[4] <https://www.niwa.co.nz>



[5] <http://www.skepticalscience.com>



[6] <http://www.epa.gov>

The End