

# 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.

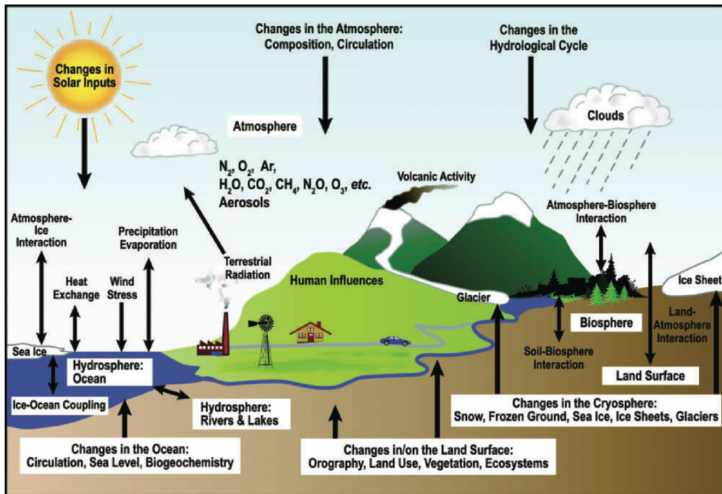
Modele klimatu są uproszonym opisem skomplikowanych procesów.

### **Klimat dzielimy na:**

- Atmosfera
- Hydrosfera
- Kriosfera
- Powierzchnia lądowa
- Biosfera

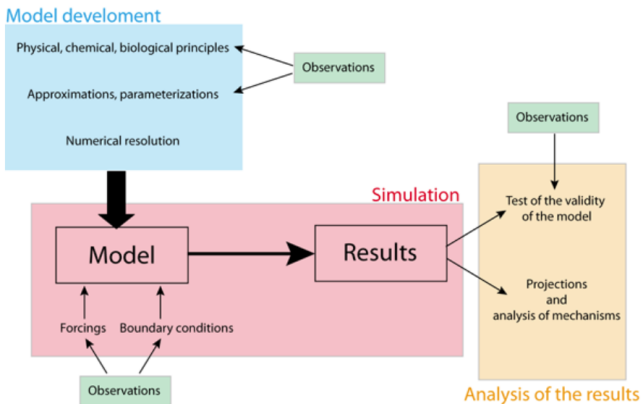
### **Składniki klimatotwórcze:**

- Temperatura
- Opady
- Zachmurzenie
- Wilgotność
- Wiatr



Rysunek: Czynniki definiujące i wpływające na klimat

# Tworzenie modelu klimatu



Rysunek: Proces tworzenia i weryfikowania modelu klimatu

# Modele klimatu

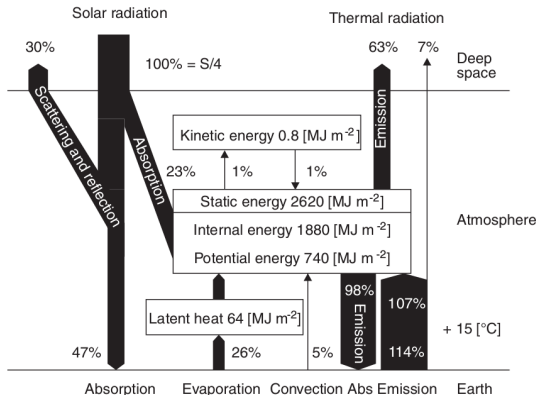
Ogólnie modele klimatu możemy podzielić na:

- 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

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

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

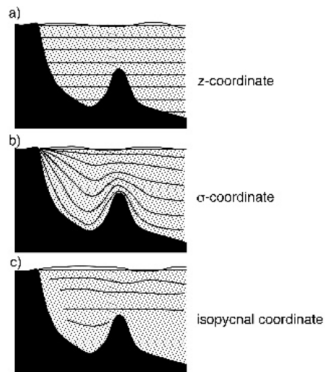


# Modelowanie oceanu

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:  $p, \rho, T, q$  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

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

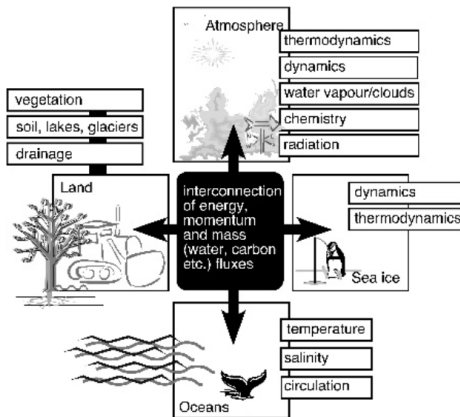
Prawo zachowania energii

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

Równanie stanu gazu doskonałego

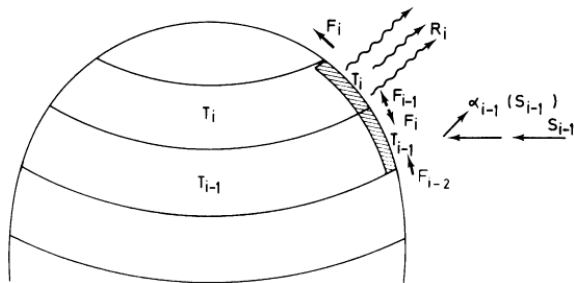
$$p = \rho RT$$

# Połączenie powyższych składników



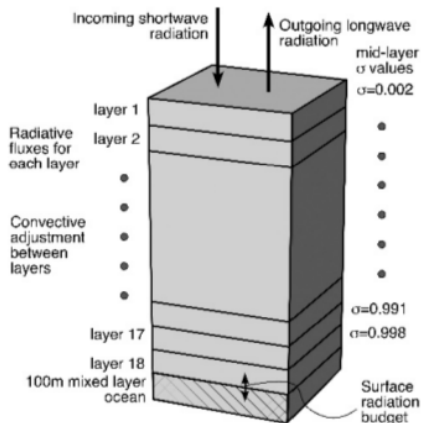
Rysunek: Wymiana wielkości fizycznych pomiędzy składowymi modelu

# Jednowymiarowy EBM (energy balance model)



Rysunek: Schemat jednowymiarowego modelu bilansu energii.[3]

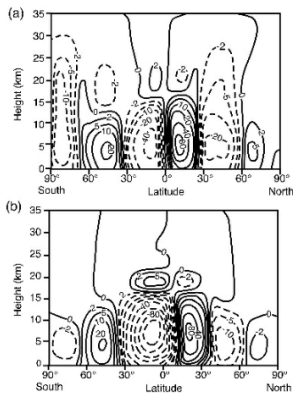
# Jednowymiarowy RCM(radiative-convective model)



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



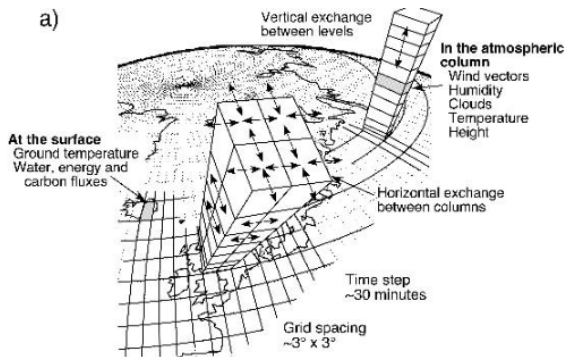
# Przykład dwuwymiarowego modelu SD



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

# Implementacja modelu GCM

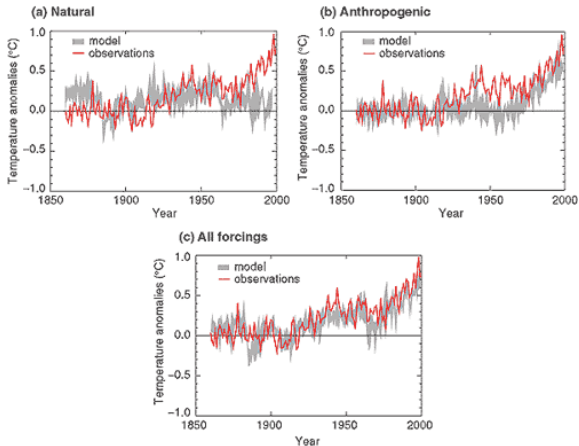
W celu implementacji naszych równań musimy im nadać wartości dyskretne. Modelujemy atmosferę, dzieląc ją na pudła.



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

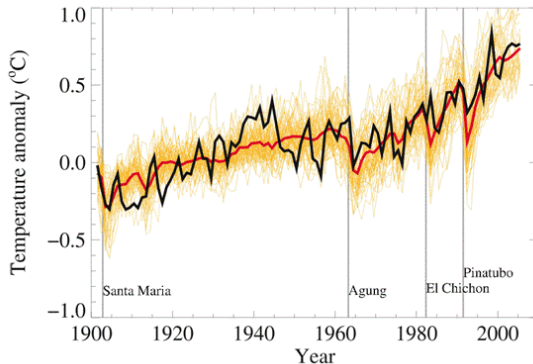
# Przykłady

Simulated annual global mean surface temperatures



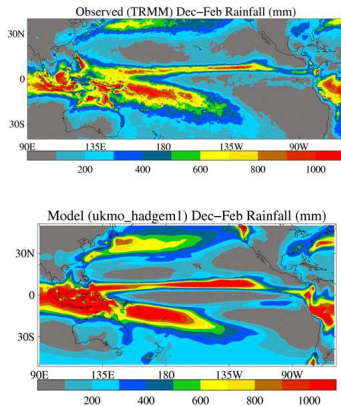
**Rysunek:** Porównanie średniej temperatury obserwowanej oraz wynikającej z modelu.[5]

# Przykłady



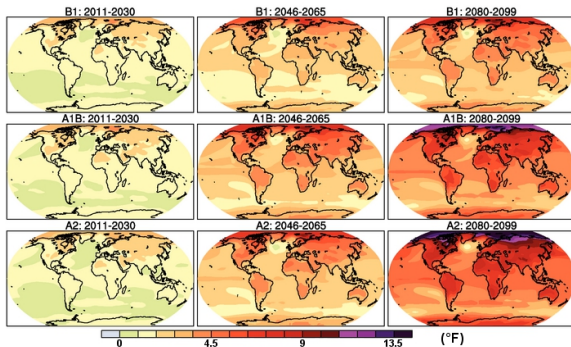
**Rysunek:** Wykres przedstawia anomalie temperatury w minionym stuleciu (z zaznaczonymi wybuchami wulkanów.)[4]

# Przykłady



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

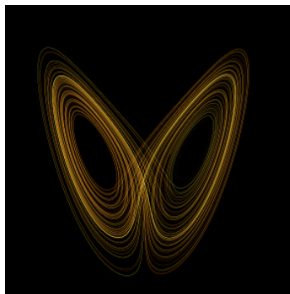
# Przykłady



**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 Lorentza

# 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