



# **Fizyka Pogody i Klimatu**

## **Wieloskalowość przepływów, turbulencja, cyrkulacje**

Szymon, Malinowski, Krzysztof Markowicz  
Instytut Geofizyki  
Uniwersytet Warszawski

## Równania dynamiki dla przepływu powietrza:

- równania Naviera–Stokesa (równania ruchu) określające prawo zachowania pędu,
- równanie ciągłości wyrażające prawo zachowania masy,
- równanie dopływu ciepła – prawo zachowania energii,
- równanie transportu wilgoci (zachowanie wody).

Kolejne równanie to równanie ciągłości, czyli zachowania masy:

Bardzo często lewe strony równań zapisujemy za pomocą tzw. pochodnej substancjalnej:

$$\frac{D\phi}{Dt} = \frac{\partial\phi}{\partial t} + \mathbf{v} \cdot \nabla\phi, \quad \frac{D\mathbf{b}}{Dt} = \frac{\partial\mathbf{b}}{\partial t} + (\mathbf{v} \cdot \nabla)\mathbf{b}.$$

$\phi$  odnosi się tu do skalaru (np. gęstości),  $\mathbf{b}$  do wektora (np. prędkości). Człon z iloczynem skalarnym nazywamy członem adwekcyjnym i odpowiada on za unoszenie wielkości z przepływem.

Daje się pokazać, że równania ruchu -zasady zachowania- da się zapisać następująco:

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} + \nabla \cdot (\rho \mathbf{v}) = 0.$$

Równanie ciągłości

$$\frac{D\mathbf{v}}{Dt} = -\frac{\nabla p}{\rho} + \nu \nabla^2 \mathbf{v} + \mathbf{F},$$

Równanie ruchu

$$\frac{D\theta}{Dt} = \frac{1}{c_p} \left( \frac{\theta}{T} \right) \dot{Q}.$$

Równanie energii

$$\rho = g(\theta, p)$$

Równanie stanu  
(konstrytutywne)

## **Numerical Simulation of Cloud–Clear Air Interfacial Mixing**

MIROSŁAW ANDREJCZUK

*Institute of Geophysics, Warsaw University, Warsaw, Poland*

WOJCIECH W. GRABOWSKI

*National Center for Atmospheric Research,\* Boulder, Colorado*

SZYMON P. MALINOWSKI

*Institute of Geophysics, Warsaw University, Warsaw, Poland*

PIOTR K. SMOLARKIEWICZ

*National Center for Atmospheric Research,\* Boulder, Colorado*

(Manuscript received 25 October 2002, in final form 2 February 2004)

$$D/Dt \equiv \partial/\partial t + \mathbf{v} \cdot \nabla$$

$$B \equiv g \left[ \frac{T - T_0}{T_0} + \varepsilon (q_v - q_{v_0}) - q_c \right], \quad (2)$$

$$\frac{D\mathbf{v}}{Dt} = -\nabla\pi + \mathbf{k}B + \nu\nabla^2\mathbf{v}, \quad (1a)$$

$$\nabla \cdot \mathbf{v} = 0, \quad (1b)$$

$$\frac{DT}{Dt} = \frac{L}{c_p} C_d + \mu_T \nabla^2 T, \quad (1c)$$

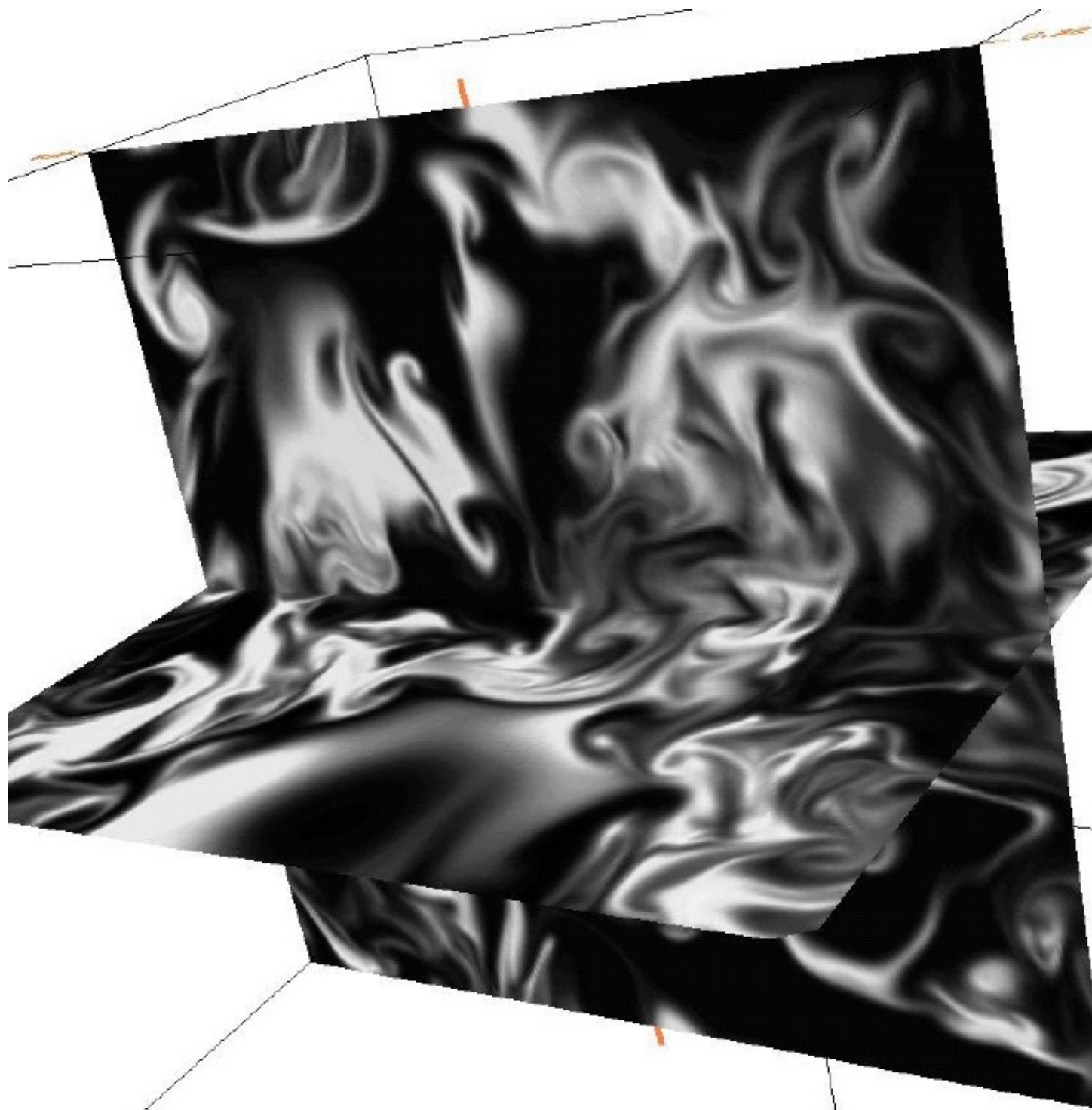
$$\frac{Dq_v}{Dt} = -C_d + \mu_v \nabla^2 q_v, \quad (1d)$$

$$\frac{Dq_c}{Dt} = C_d \quad C_d = \int f \frac{dm}{dt} dr, \quad \frac{D^* f}{D^* t} = -\frac{\partial}{\partial r} \left( f \frac{dr}{dt} \right) + \eta,$$

$$D^*/D^*t \equiv \partial/\partial t + (\mathbf{v} - \mathbf{k}v_t) \cdot \nabla$$



Chmura po  
11s



## WIKIPEDIA:

Turbulencja, przepływ burzliwy - określenie bardzo skomplikowanego, [nielaminarnego](#) ruchu [płynów](#). Ogólniej termin ten oznacza złożone zachowanie dowolnego układu fizycznego, czasem zachowanie [chaotyczne](#). Ruch turbulentny płynu przejawia się w występowaniu [wirów](#), zjawisku [oderwania strugi](#), zjawisku [mieszania](#). Dziedzinami nauki, które analizują zjawiska związane z turbulencją, są: [hydrodynamika](#), [aerodynamika](#) i [reologia](#). Model matematyczny turbulencji próbuje się tworzyć na bazie [teorii układów dynamicznych](#) i [teorii chaosu](#).

## ENCYKLOPEDIA PWN:

[turbulencja](#) [łac.], burzliwość, zjawisko polegające na występowaniu w przepływie nieuporządkowanych, przypadkowych ruchów elementów płynu.

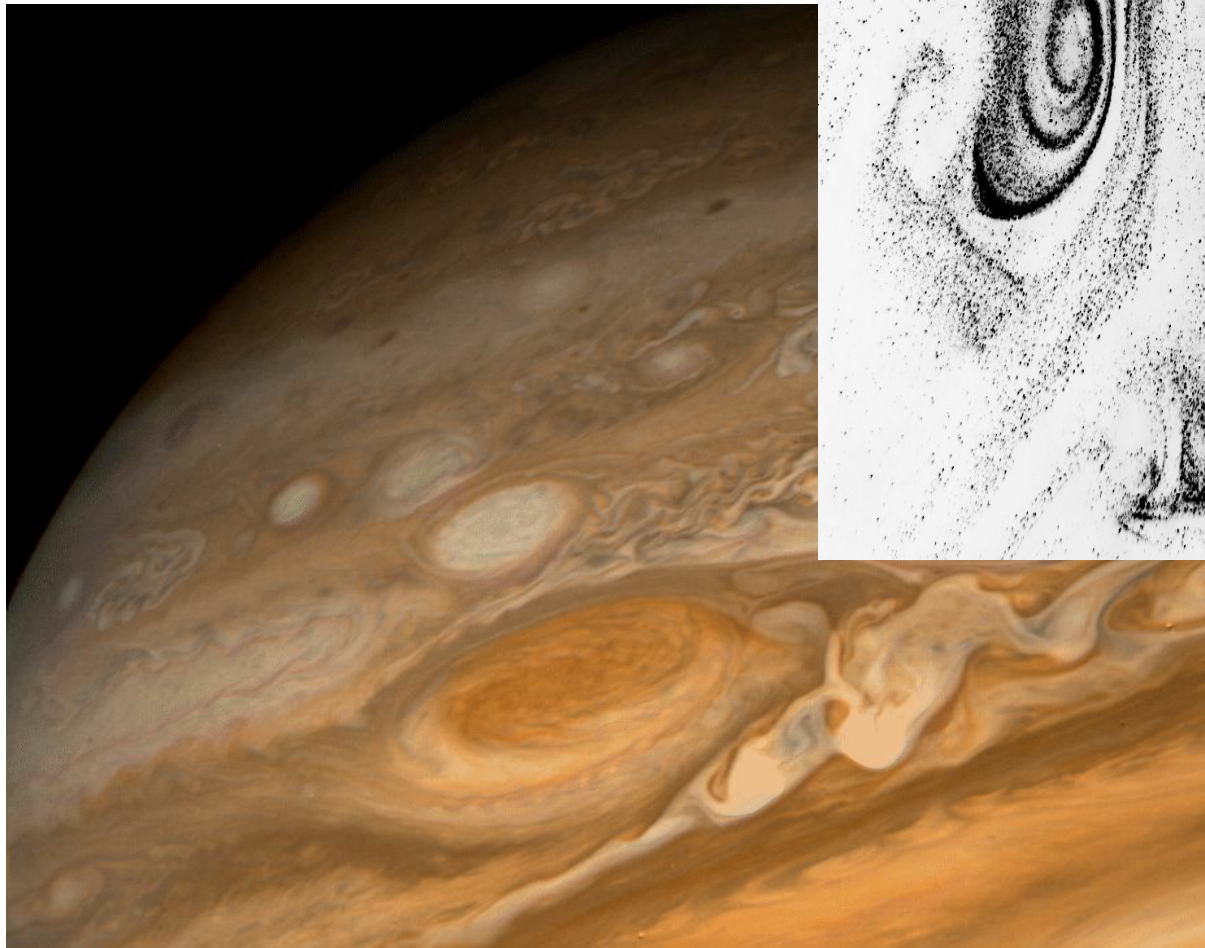
[turbulencja w atmosferze ziemskiej](#), ruch powietrza, przy którym prędkość przepływu i ciśnienie, a często także np. temperatura i wilgotność powietrza, podlegają przypadkowym fluktuacjom w czasie i przestrzeni;

[burzliwość](#), fiz. → [turbulencja](#).

[fraktal](#) [łac. fractus ‘złamany’, ‘cząstkowy’], mat. rodzaj figury geom., płaskiej lub przestrzennej, zazwyczaj charakteryzującej się własnością samopodobieństwa — małe fragmenty f., oglądane w odpowiednim powiększeniu, wyglądają tak samo jak obiekt pierwotny.



Cechy przepływów turbulentnych:  
obejmują wiele skal przestrzennych i  
czasowych;  
istotną rolę odgrywają w nich nieliniowe  
efekty adwekcyjne;  
są nieprzewidywalne;  
są nieodwracalne.





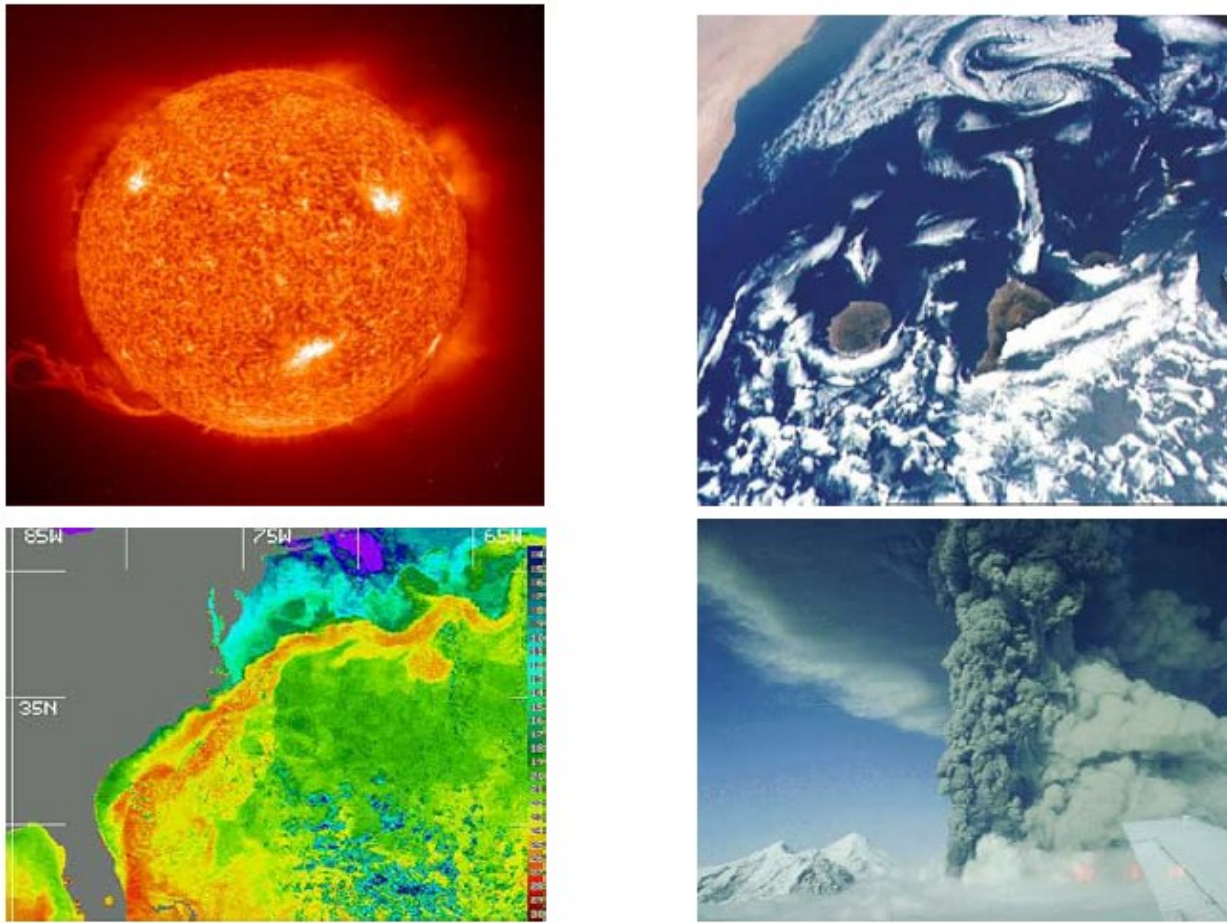


Figure 1.1: Examples of turbulent flows at the surface of the Sun, in the Earth's atmosphere, in the Gulf Stream at the ocean surface, and in a volcanic eruption.

Wielu autorów zwraca uwagę na istotne cechy przepływów turbulentnych:

występuje w nich gwałtowne rozciąganie wirów;  
obserwuje się w nich kaskadę energii: energia kinetyczna fluktuacji pobierana jest z przepływu średniego i przenosi się do coraz mniejszych fluktuacji, a w najmniejszych fluktuacjach, tam gdzie lepkość zaczyna odgrywać istotną rolę dysypuje: zamienia się w ciepło.

Ze względu na turbulencyjny charakter ruchu w atmosferze wartości dowolnej wielkości  $\xi$  można uznać za superpozycję stosunkowo powolnych zmian wynikających z jej dobowej zmienności lub czynników synoptycznych i burzliwych fluktuacji (pulsacji) mających losowy charakter:

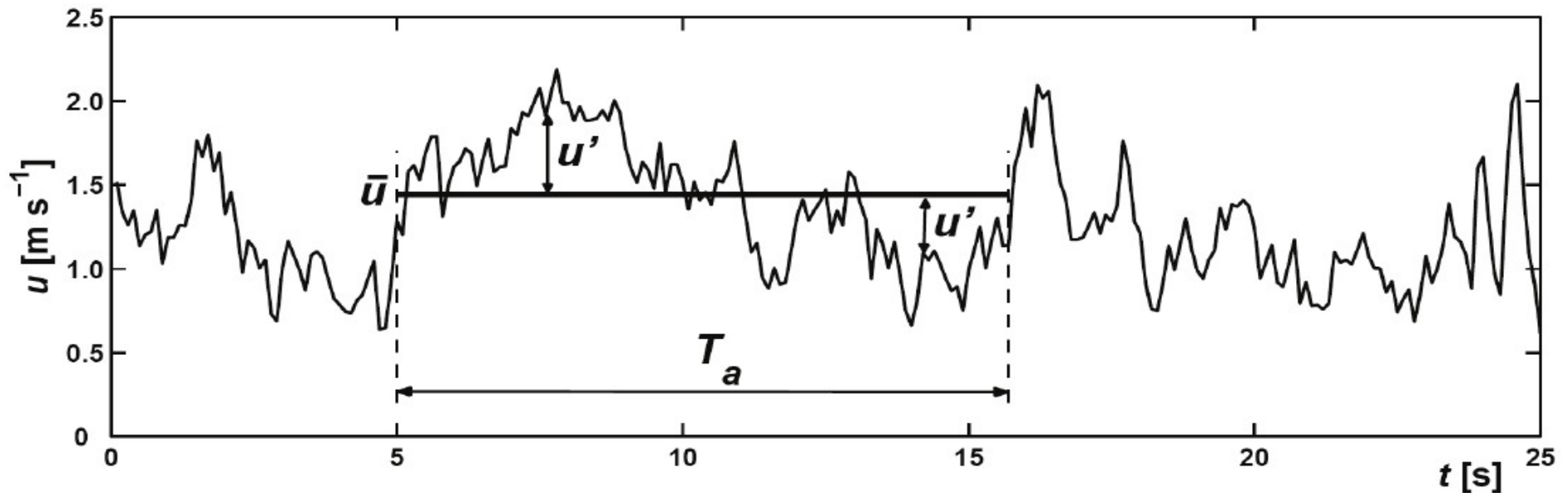
$$\xi = \bar{\xi} + \xi'$$

czyli dla podstawowych parametrów:

$u = \bar{u} + u'$ ,  $v = \bar{v} + v'$ ,  $w = \bar{w} + w'$  – składowe prędkości wiatru

$\theta = \bar{\theta} + \theta'$  – temperatura potencjalna

$q = \bar{q} + q'$  – wilgotność właściwa.



Rozkład np. prędkości na wartość średnią (niezależną od czasu, ale mogącą zmieniać się w przestrzeni) i fluktuacje ( odchylenia od tej średniej):

$$u(\mathbf{x}, t) = \bar{u}(\mathbf{x}) + u'(\mathbf{x}, t) \text{ [3]}$$

Reguły uśredniania Reynoldsa:

$$\overline{\bar{f}} = \bar{f}$$

$$\overline{f + g} = \bar{f} + \bar{g}$$

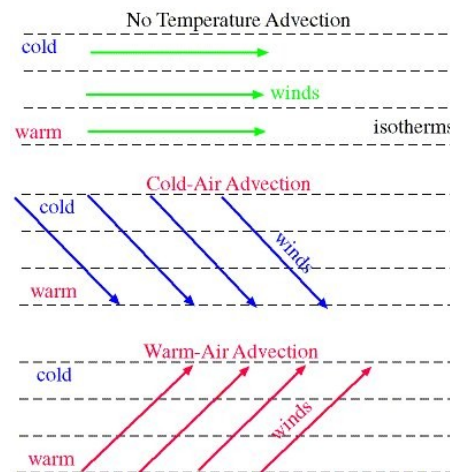
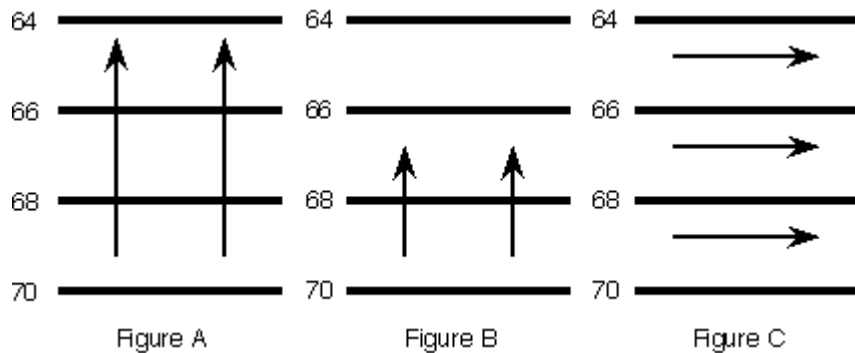
$$\overline{fg} = \bar{f}\bar{g}$$

$$\overline{fg} \neq \bar{f}\bar{g}$$

$$\overline{\frac{\partial f}{\partial s}} = \frac{\partial \bar{f}}{\partial s}$$

Różne wielkości fizyczne: ciepło, wilgoć pęd są unoszone z przepływem.

Unoszenie wielkości  $\zeta$  opisuje tzw. człon adwekcyjny,  $\mathbf{U} \cdot \nabla \zeta$  w równaniach ruchu.

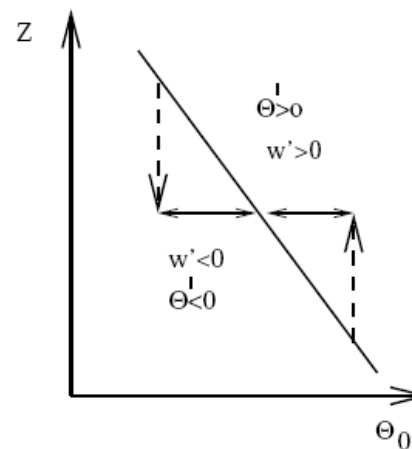
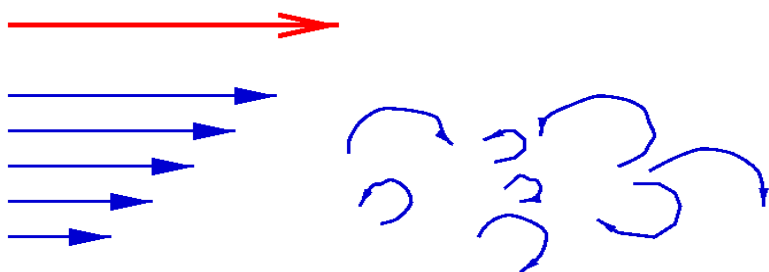


Ruch turbulentny charakteryzuje się fluktuacjami losowymi przepływu i unoszonych wielkości.

Transport wielkości fizycznych przez te fluktuacje jest wiele rzędów wielkości większy niż przez efekty molekularne (dyfuzję).

Strumień wielkości transportowanej przez te fluktuacje to średnia korelacja fluktuacji prędkości przepływu (w kierunku unoszenia) i fluktuacji tej wielkości:

$$\langle u' \zeta' \rangle$$







Strumienie takie jak  $\langle u'w' \rangle$ ,  $\langle v'w' \rangle$ ,  $\langle w'\theta' \rangle$ ,  $\langle w'q' \rangle$  mierzy się przy horyzontalnie jednorodnym przepływie.

Opisują one oddziaływanie powierzchni ziemi z atmosfera swobodną.

SIEBERT ET AL.

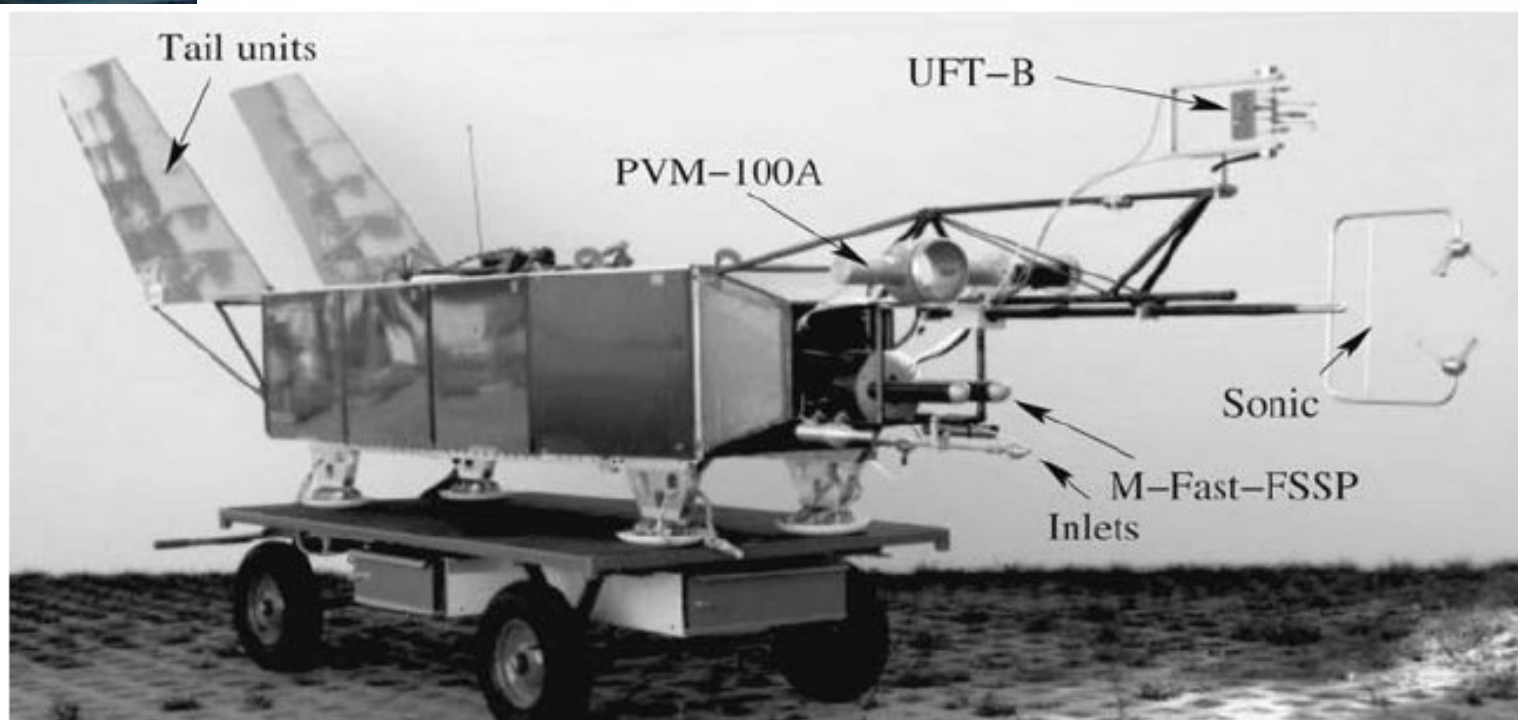


FIG. 1. The turbulence payload ACTOS with sonic, UFT-B, PVM-100A, and M-Fast-FSSP. Also shown are the inlets for humidity and aerosol particle measurements.

Przykłady pomiarów z platformy ACTOS. Korelacje fluktuacji  $u$  i  $w$  opisują strumienie pędu czyli wymianę pędu między warstwami turbulენტnej atmosfery.

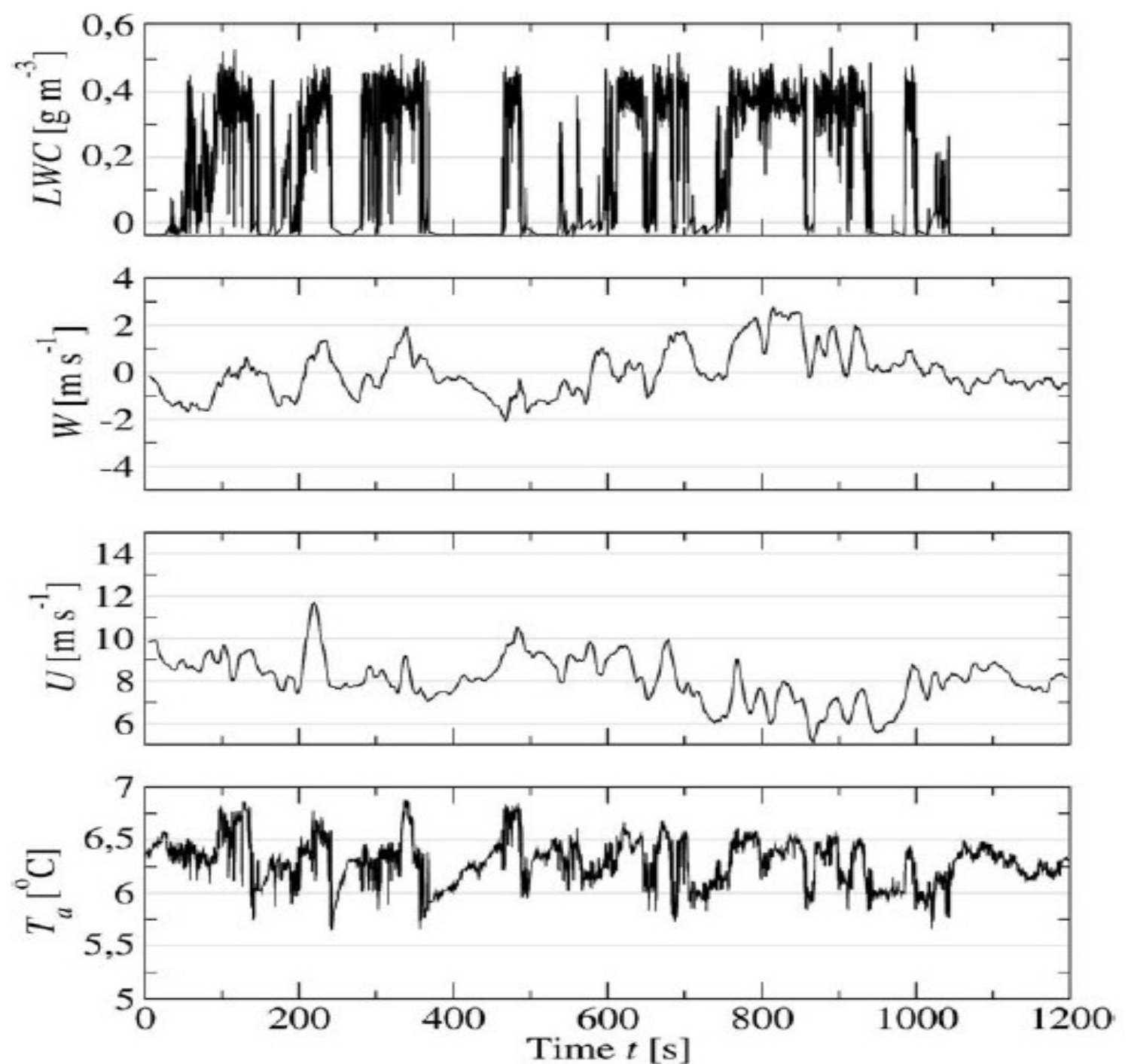
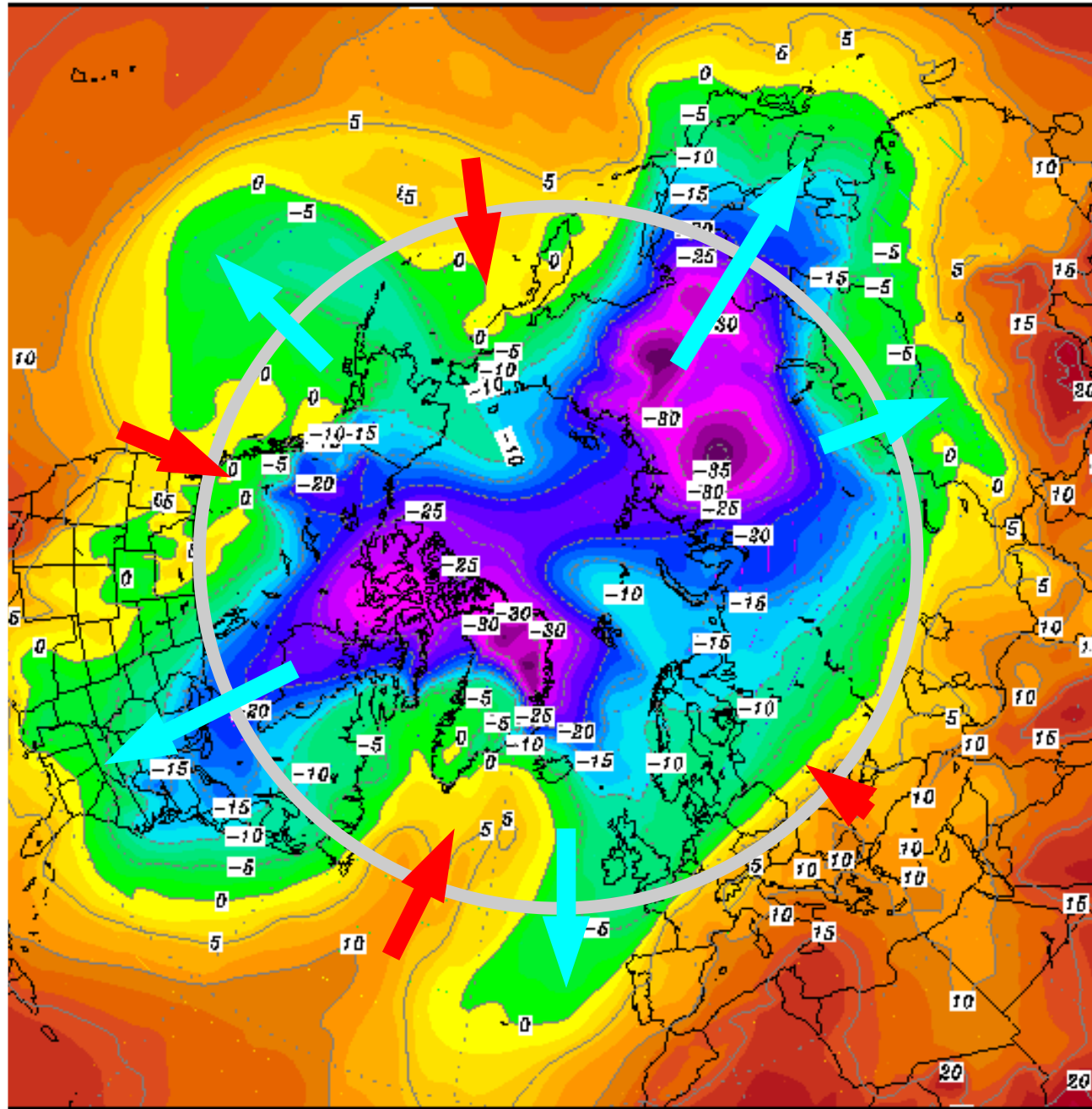


FIG. 3. Time series of LWC, vertical wind velocity  $W$ , horizontal wind velocity  $U$ , and temperature  $T_a$  as measured with ACTOS at a height of around 760 m AGL on 21 May 2003 during the BBC2 campaign.

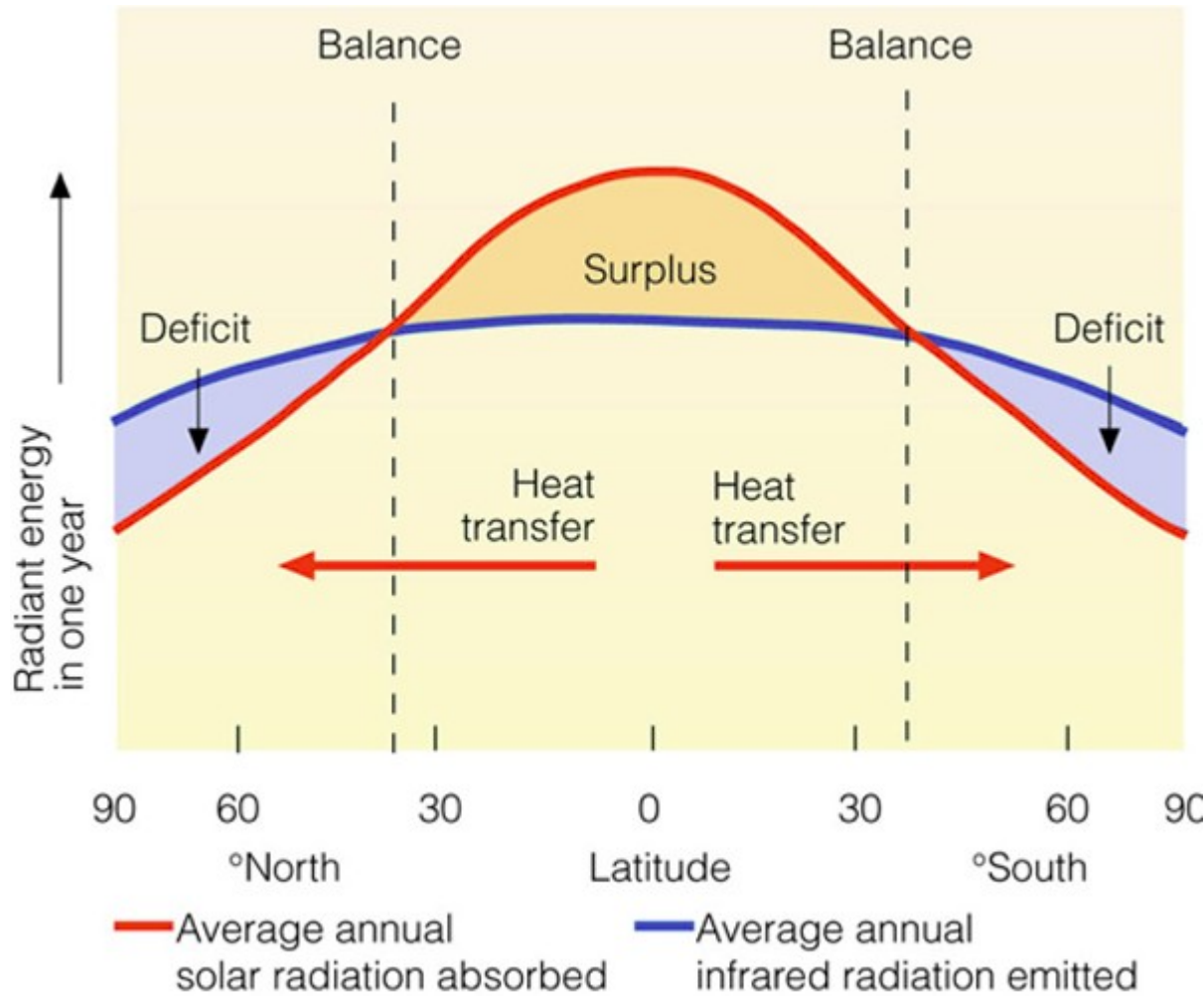
# 850 hPa Temperatur (Grad C) Mittelwert

Transport ciepła od równika do biegunów to też korelacja fluktuacja południkowej składowej prędkości wiatru z fluktuacja temperatury scałkowany wokół południka Przez który ten transport obliczamy.

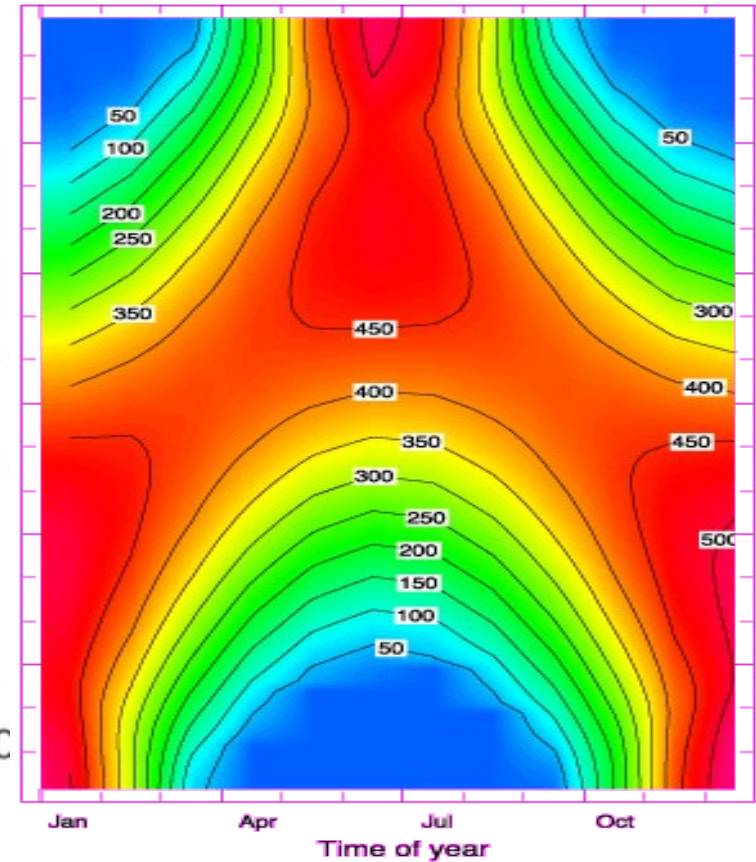


Daten: Ensembles des GFS von NCEP  
(C) Wetterzentrale  
[www.wetterzentrale.de](http://www.wetterzentrale.de)

# Cyrkulacja ogólna atmosfery



**Latitude-Time Distribution of Incoming Solar Radiation at the Top of the Atmosphere**



Based on ERBE data. Units are  $W/m^2$

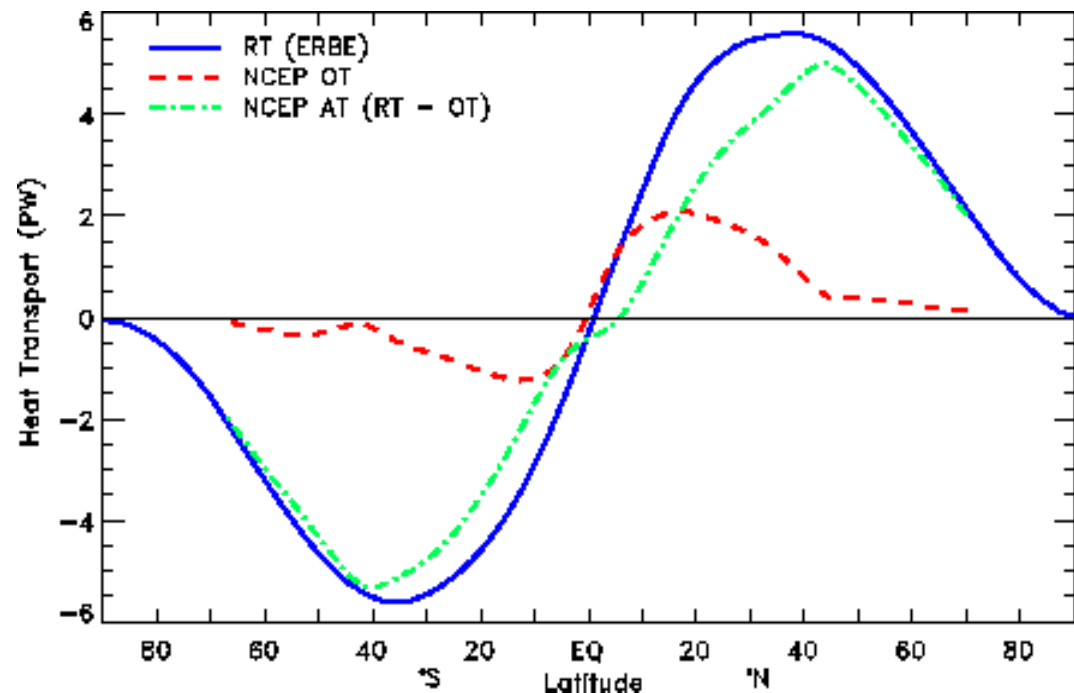
Nierównomierny bilans radiacyjny powoduje przepływy i transport ciepła w atmosferze...

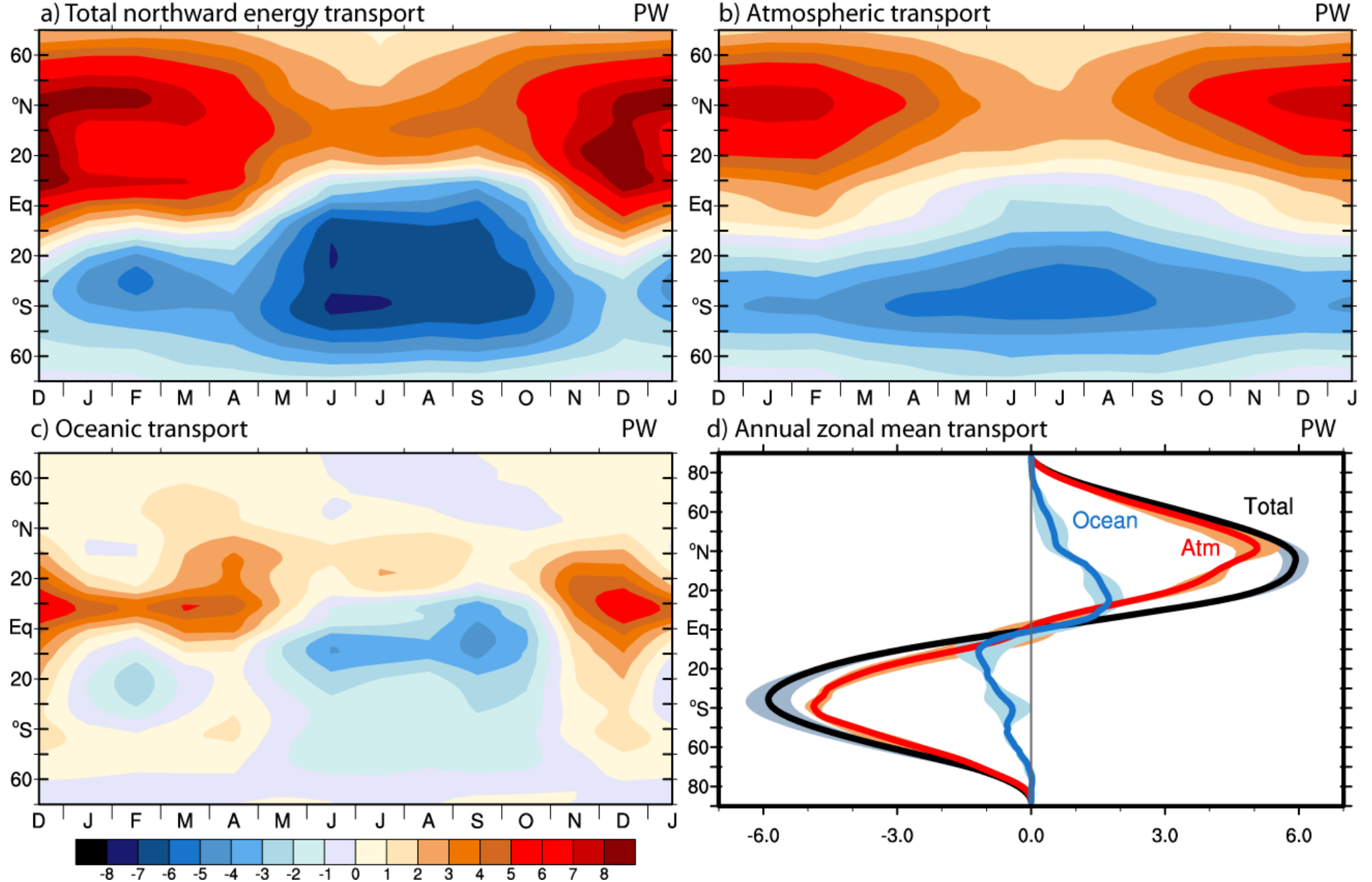


Dzięki REANALIZIE danych meteorologicznych z wykorzystaniem globalnych modeli cyrkulacji atmosferycznej i oceanicznej jesteśmy w stanie zbadać przepływy energii w systemie klimatycznym.

Możemy określić jakie są strumienie transportu ciepła w atmosferze i oceanie i zbadać jak wiąże się to z bilansem radiacyjnym atmosfery w różnych szerokościach geograficznych.

Trenberth and Caron 2001



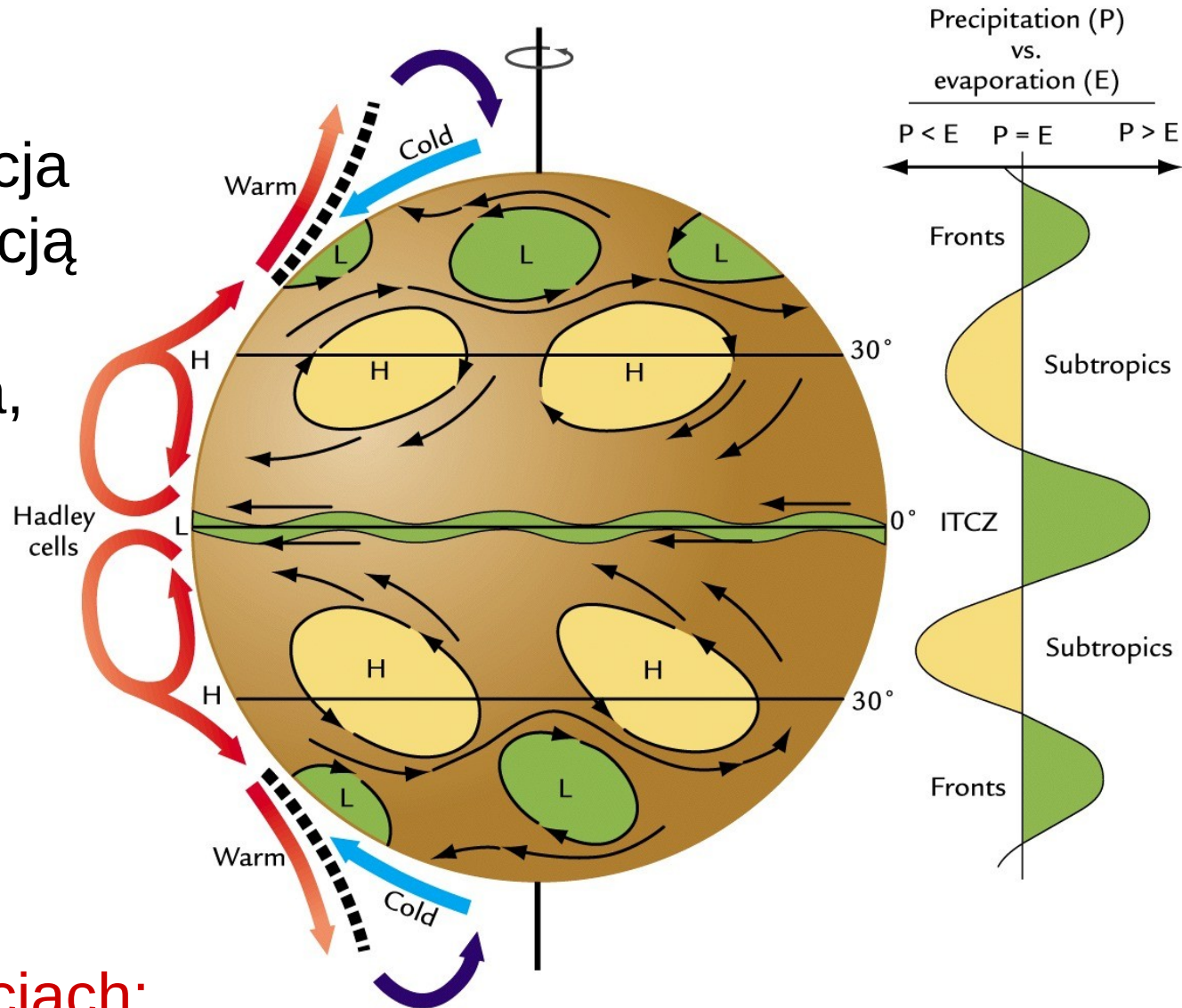


Przykład: przepływ (transport) ciepła od równika do biegunów

# Mechanizmy transportu ciepła od równika do biegunów:

## W tropikach:

wielkoskalowa cyrkulacja związana z minimalizacją energii potencjalnej, cyrkulacja monsunowa, Komórki Hadleya i Walkera.

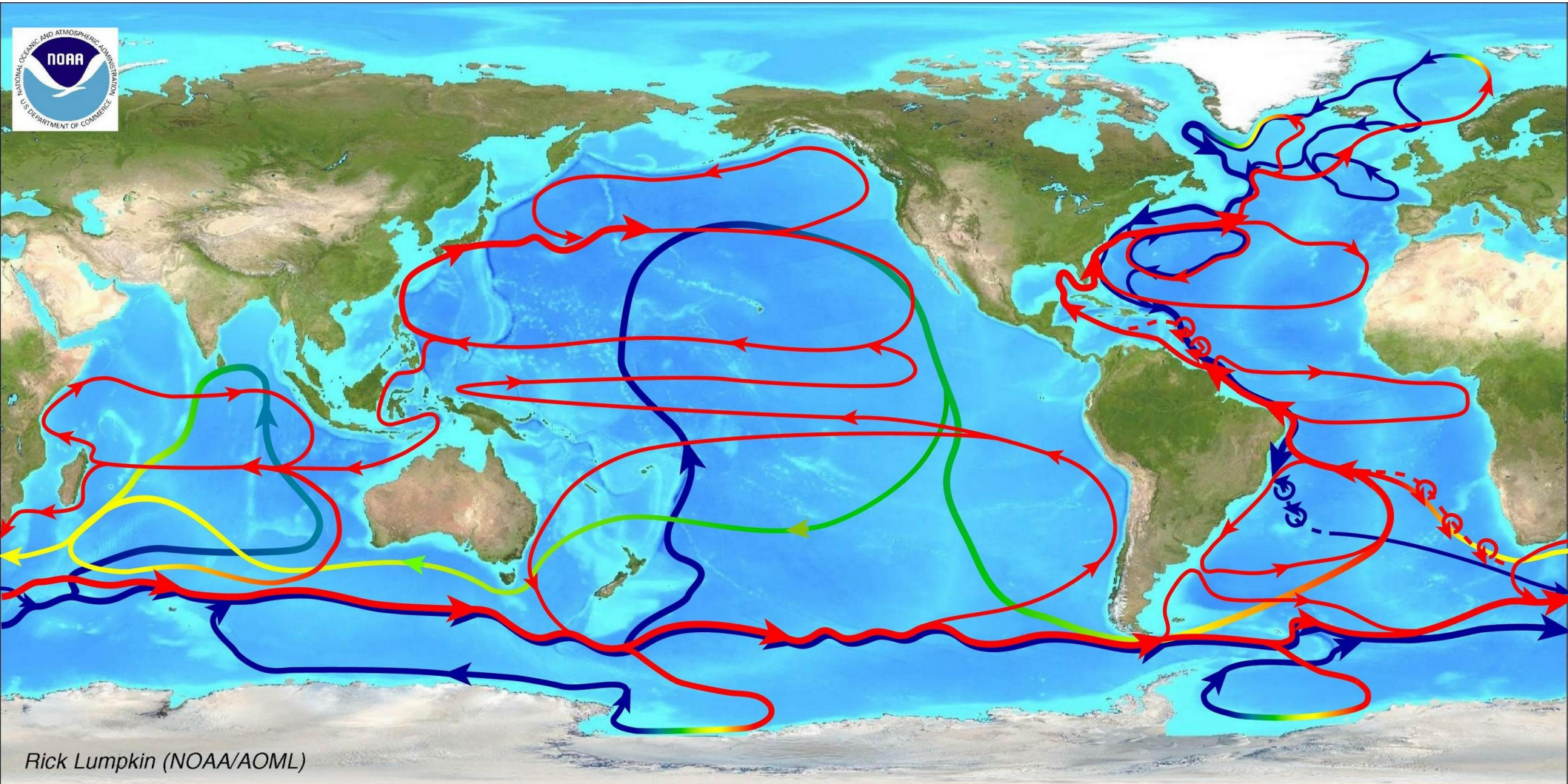


## W wyższych szerokościach:

Wiry baroklinowe (wyże i niższe) i związane z nimi fronty oraz quasi-stacjonarne fale planetarne, na półkuli północnej: Aleutian Low, Siberian High, Icelandic Low.



# Schemat cyrkulacji oceanicznej



Niebieskie – prądy głębinowe, czerwone – powierzchniowe.



Jakie mechanizmy stoją za tymi przepływami i cyrkulacjami?

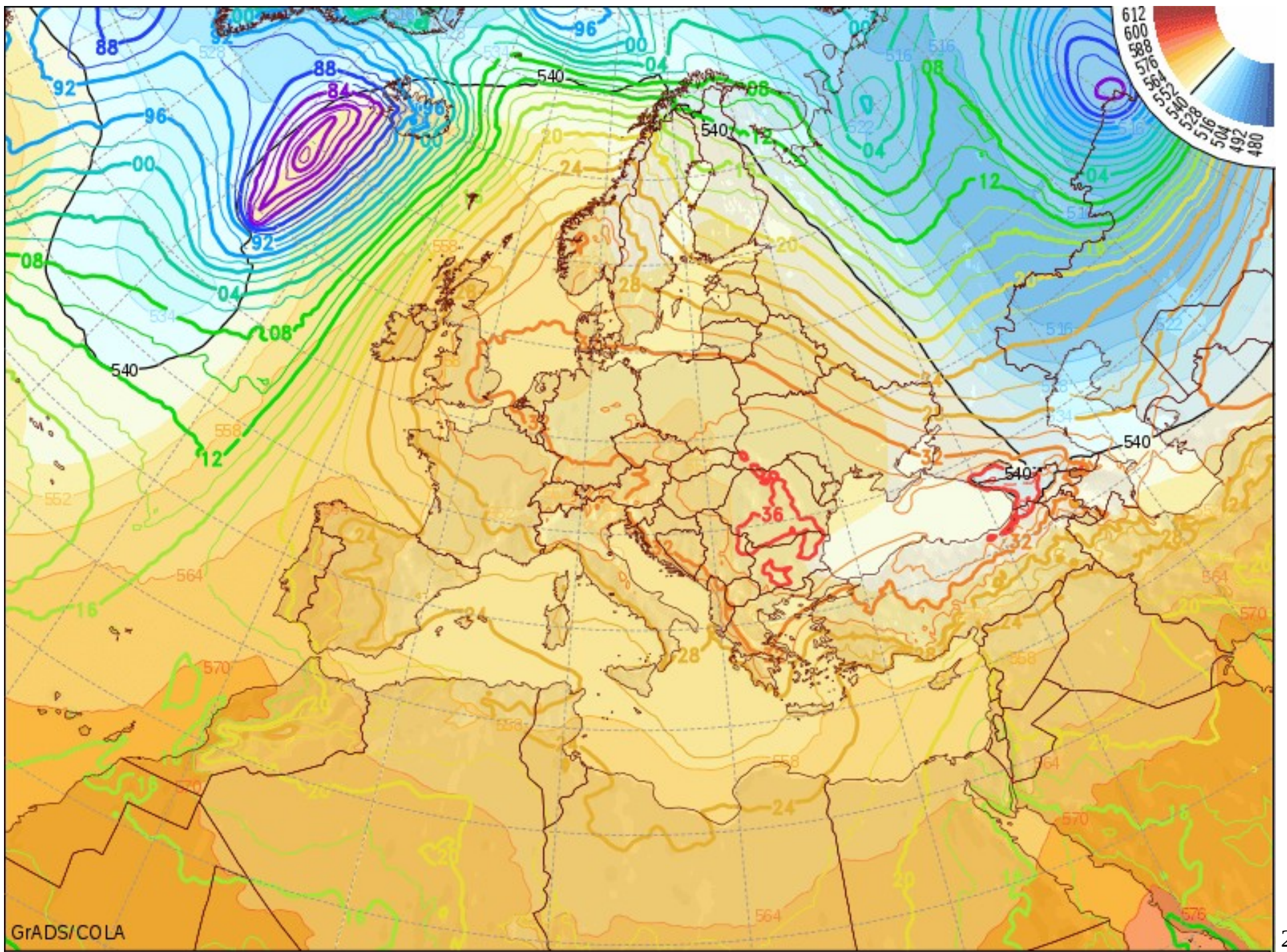
Ogrzanie powietrza czy zasilenie parą wodną powoduje spadek jego gęstości.

Masy powietrza o różnych gęstościach mają różne ciśnienia na tej samej wysokości, nawet gdy przy powierzchni ciśnienie jest to samo.

Różnice ciśnień wywołują ruch.

Siła Coriolisa odchyła kierunek ruchu od gradientu ciśnienia.

Mieszanie powoduje wyrównanie temperatur/wilgotności.



GFS Analysis: 00Z ??? 07 NOV 2024

SLP (mb·1000), 1000-500mb Thickness (dam)



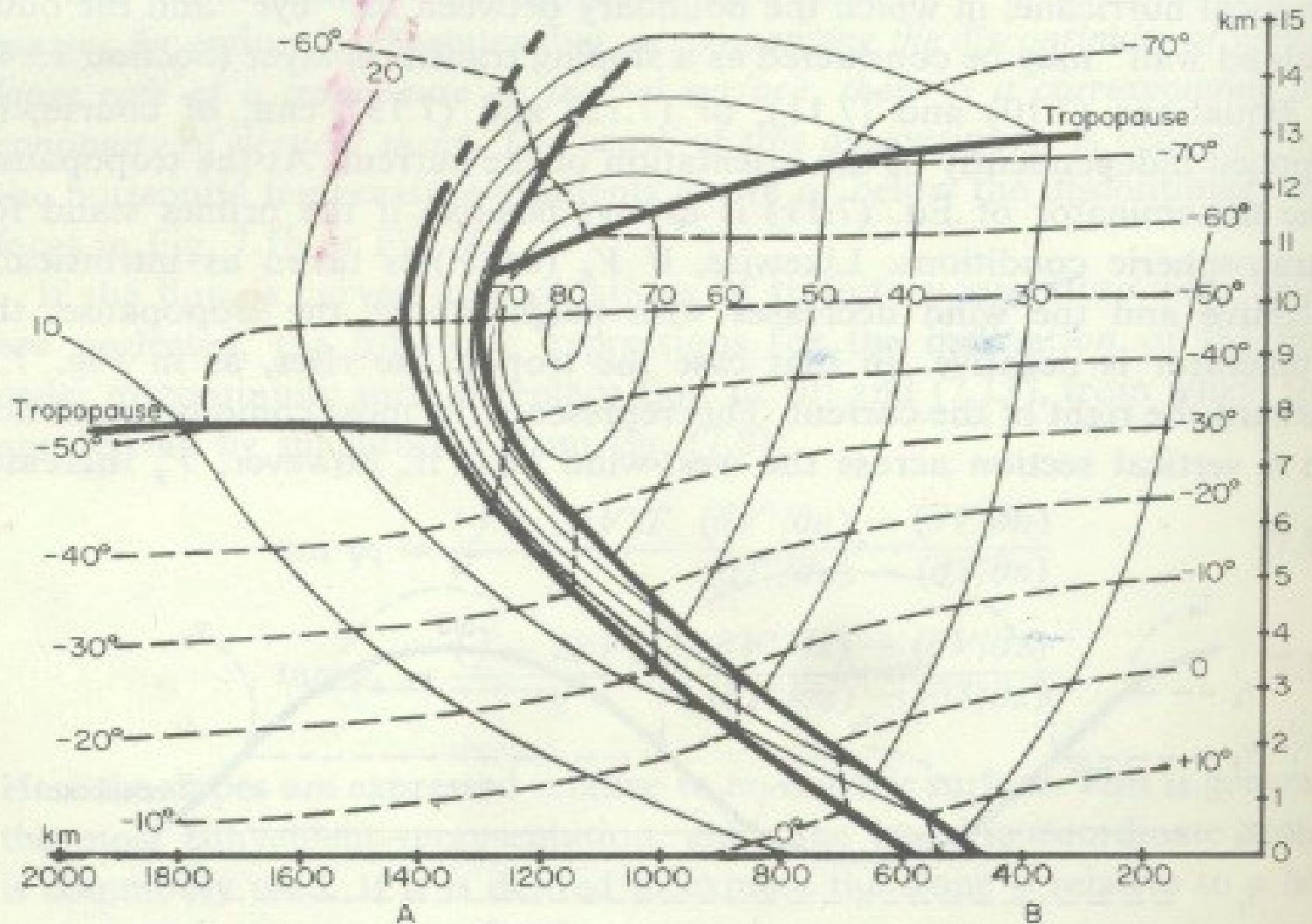
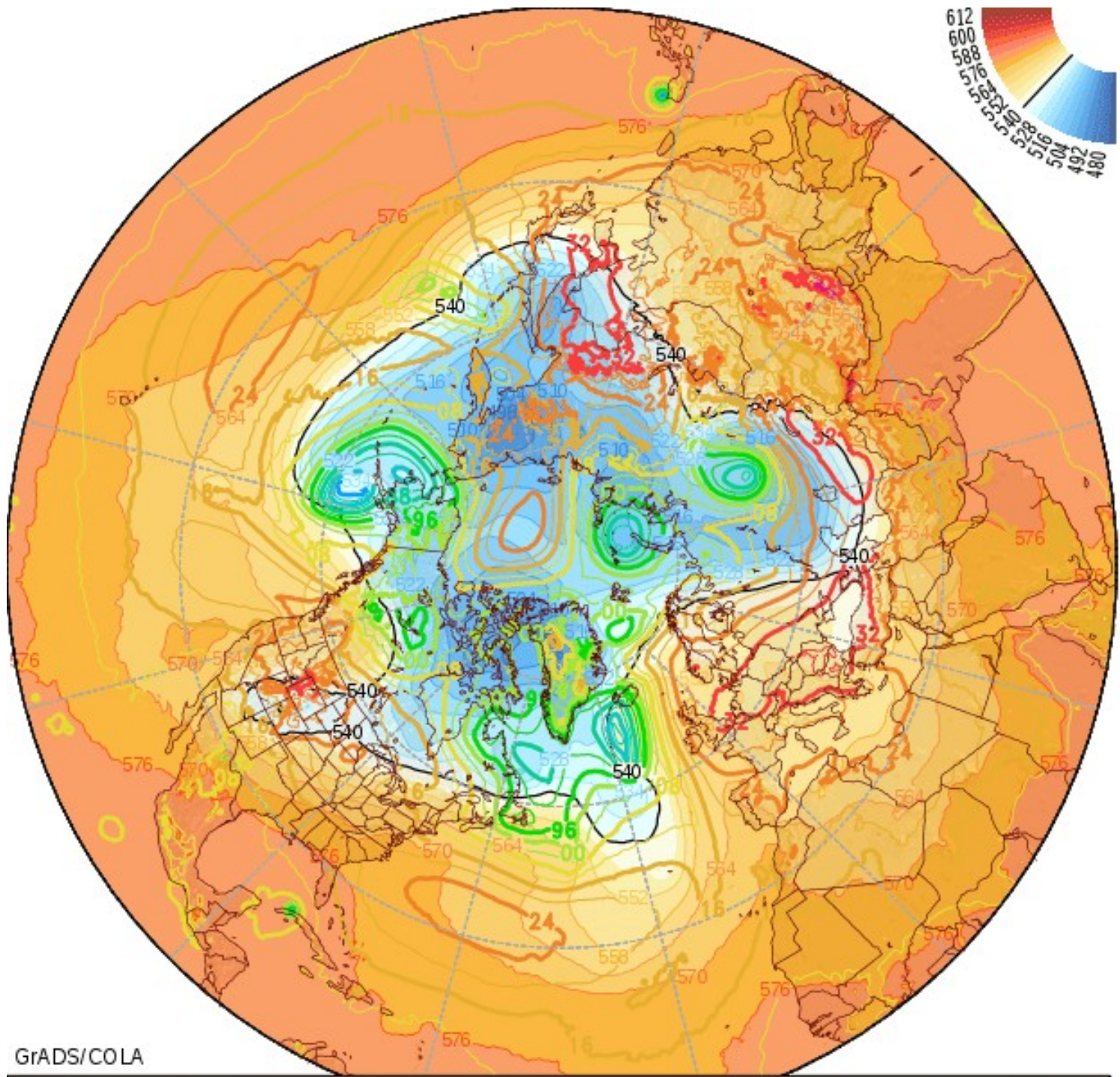


FIG. 7.4 Schematic isotherms (dashed lines, °C) and isotachs (thin solid lines, meters per second) in the polar front zone. Heavy lines are tropopauses and boundaries of frontal layer. (Adapted from analysis model by Berggren, 1952.)

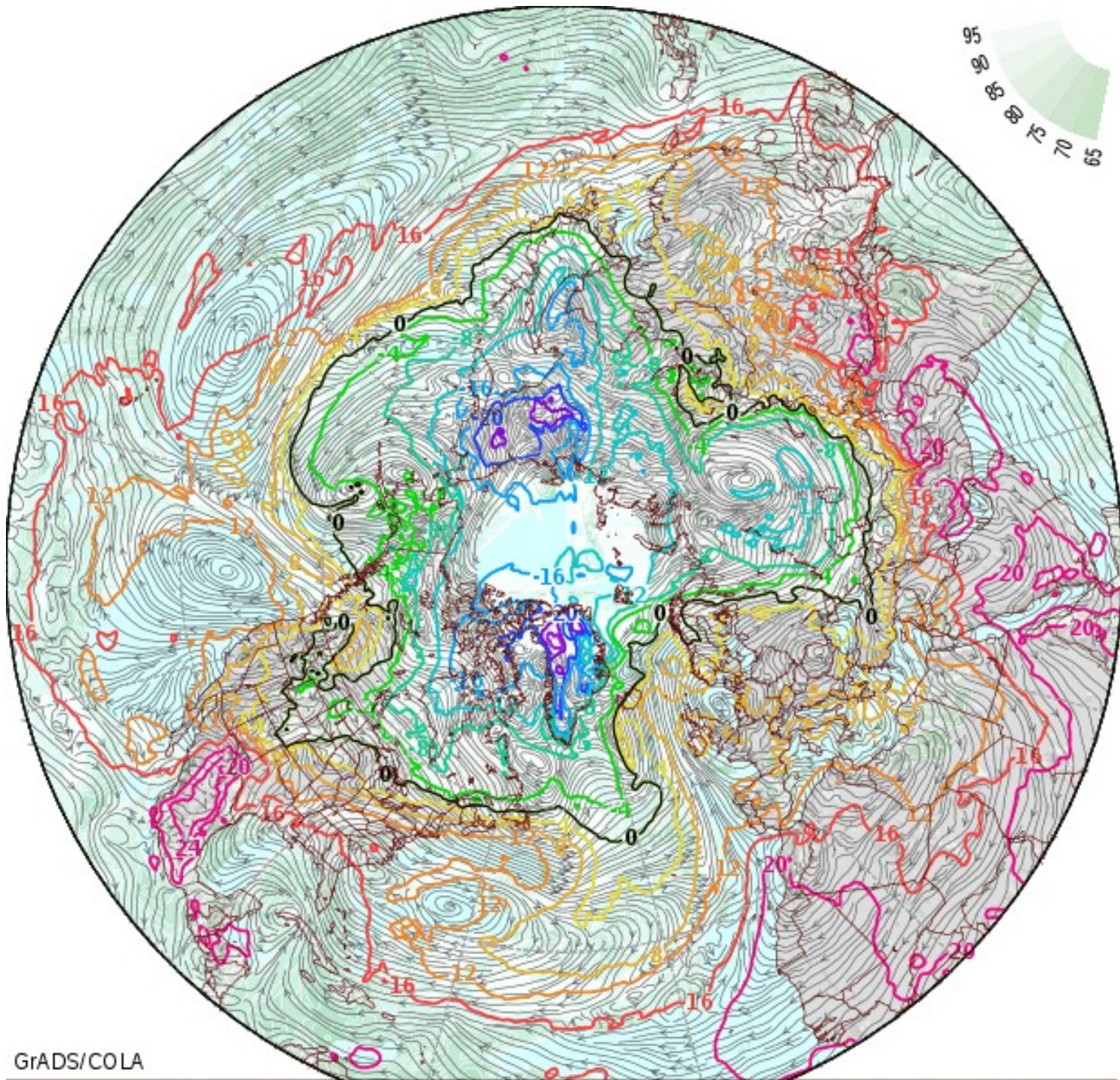


GrADS/COLA

GFS Analysis: 00Z ??? 07 NOV 2024

SLP (mb-1000), 1000-500mb Thickness (dam)



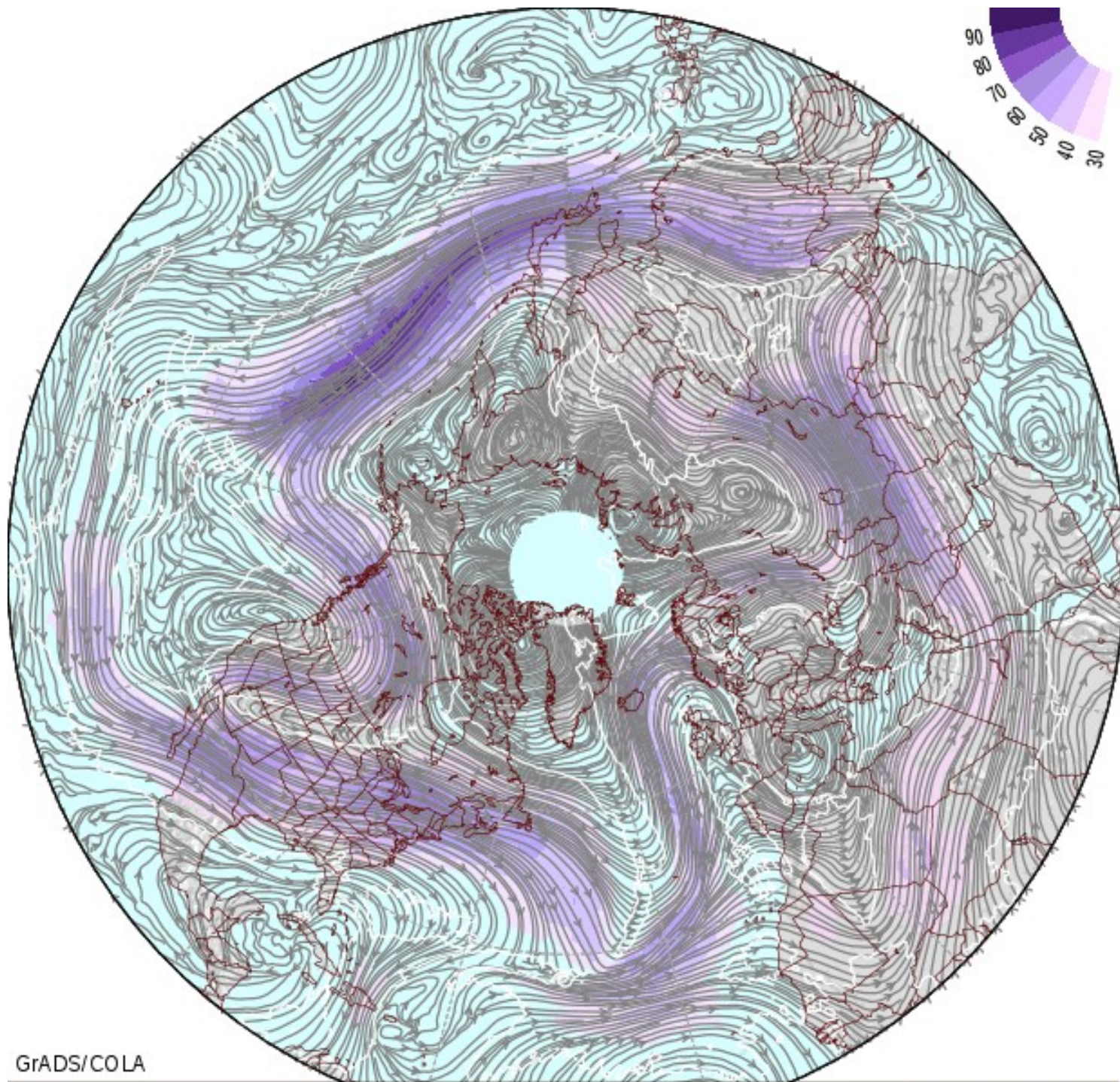


GrADS/COLA

GFS Analysis: 00Z ??? 07 NOV 2024

850mb Temperature (C), RH (%), Streamlines





GrADS/COLA

GFS Analysis: 00Z ??? 07 NOV 2024

200mb Streamlines and Isotachs (m/s)

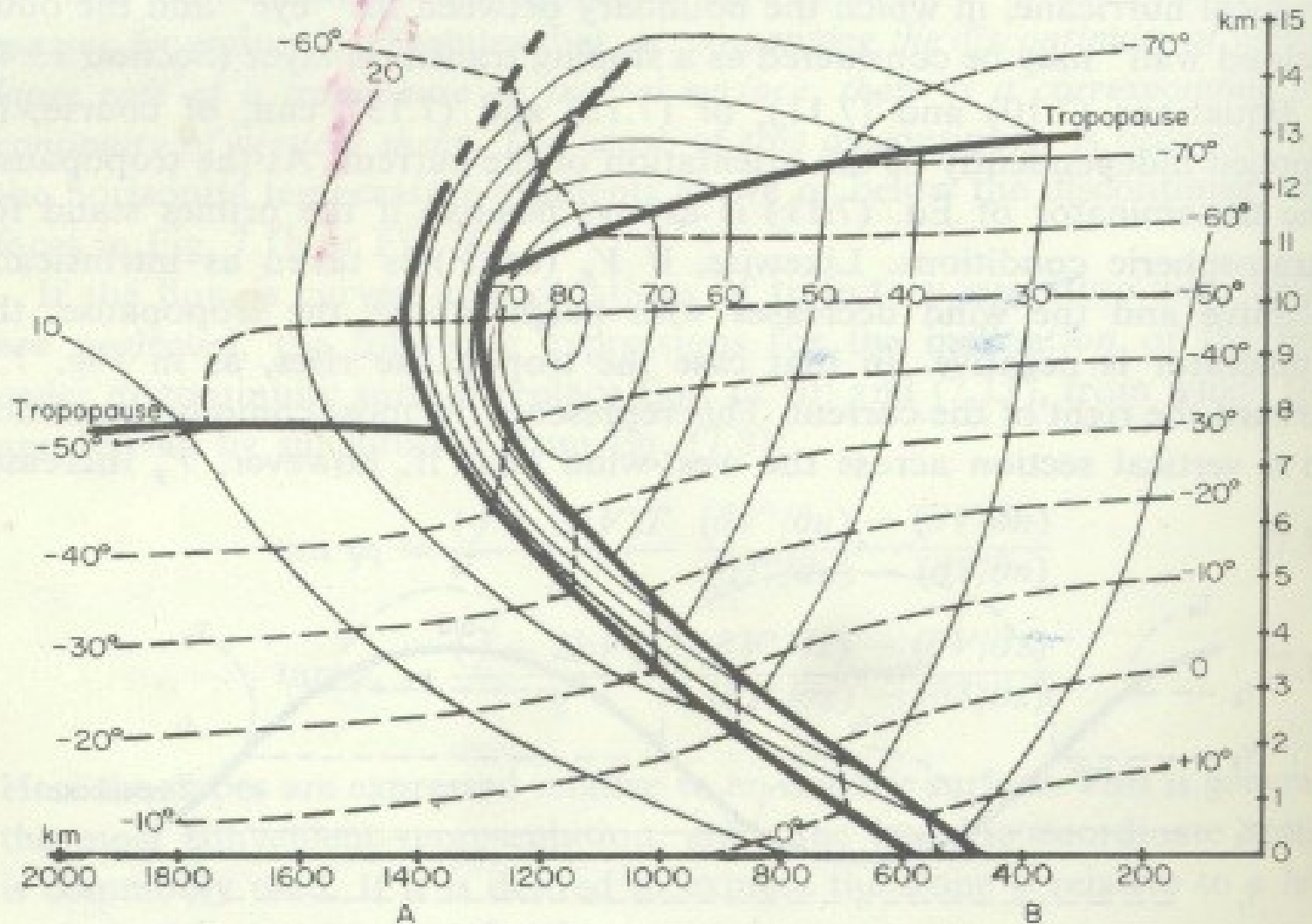
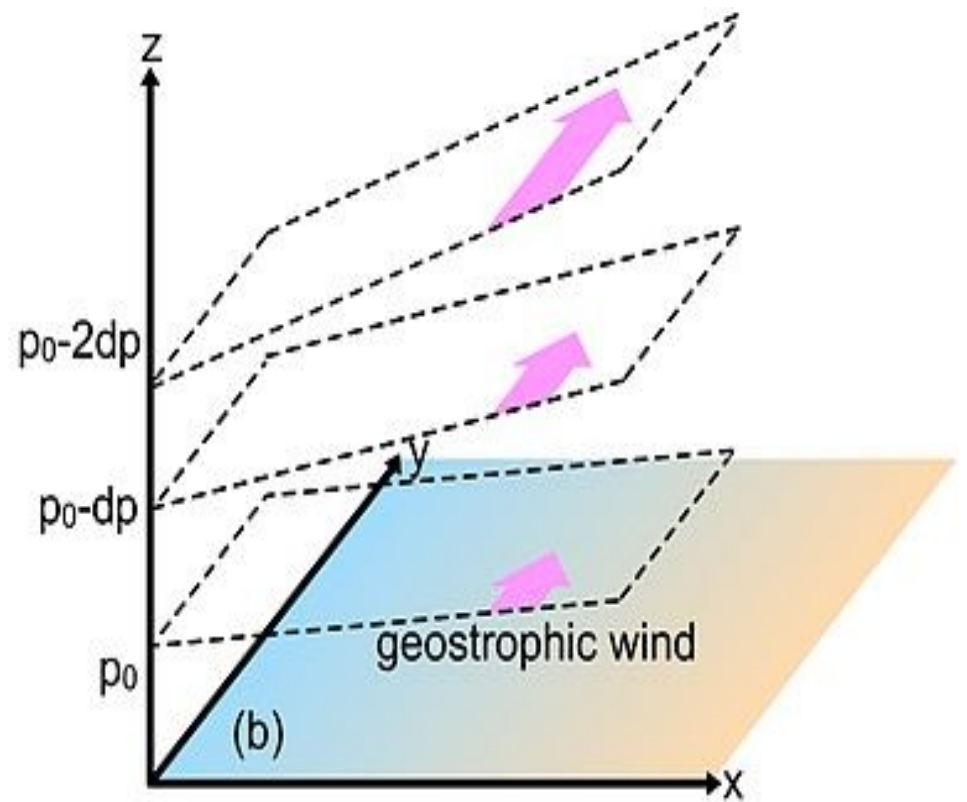
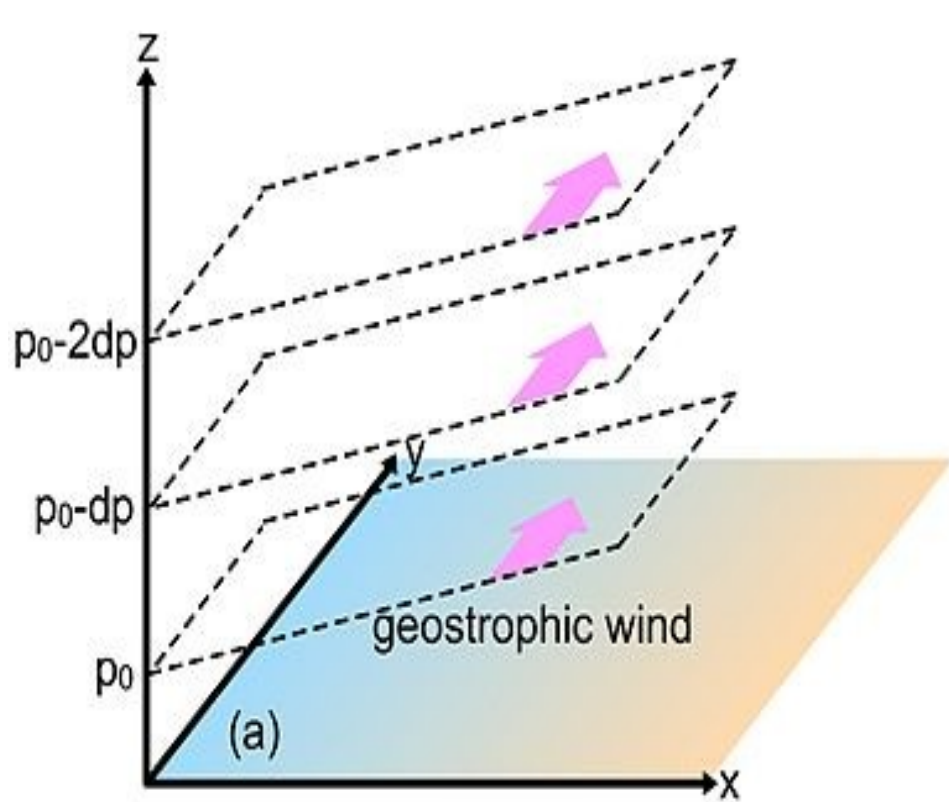


FIG. 7.4 Schematic isotherms (dashed lines, °C) and isotachs (thin solid lines, meters per second) in the polar front zone. Heavy lines are tropopauses and boundaries of frontal layer. (Adapted from analysis model by Berggren, 1952.)

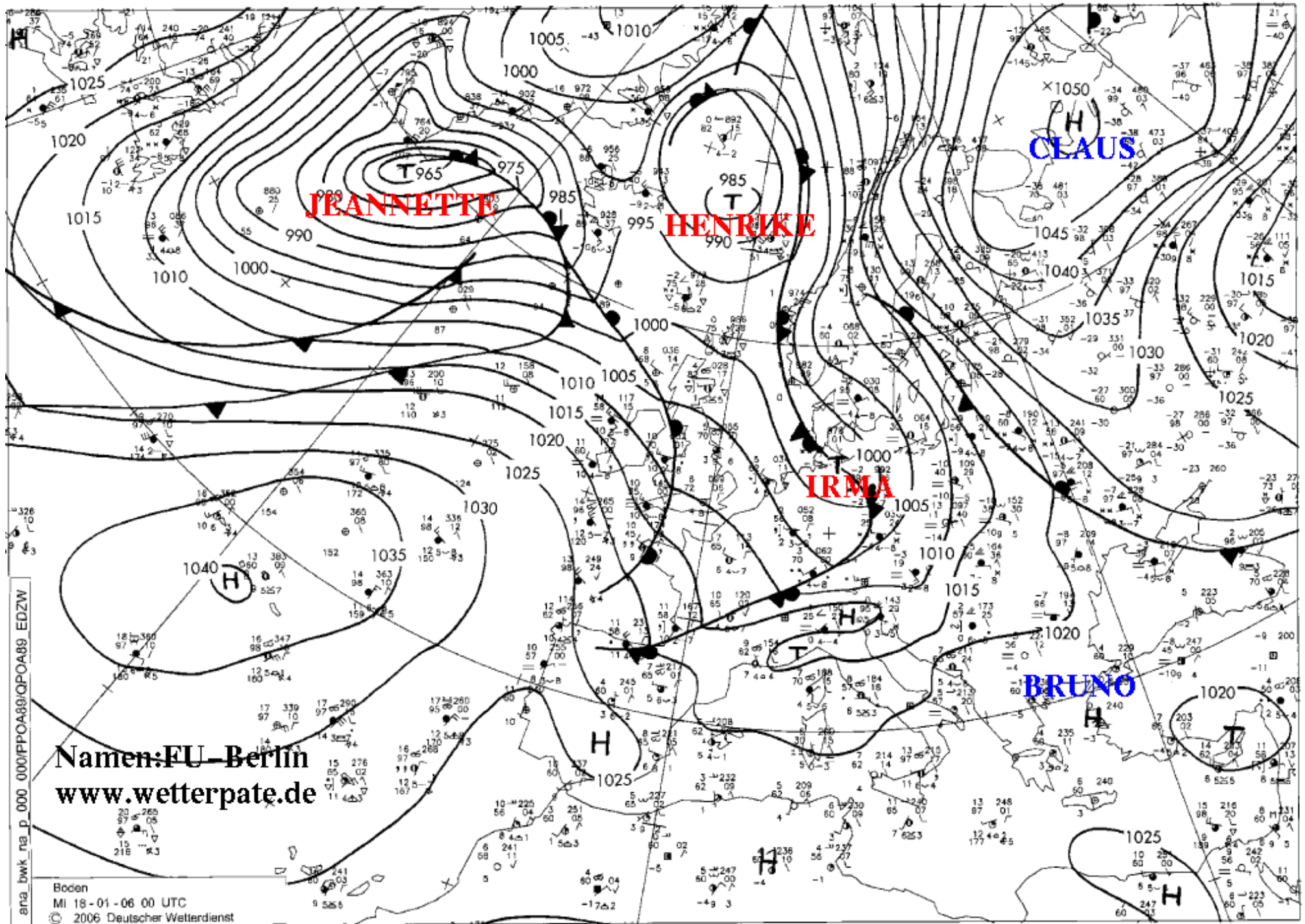




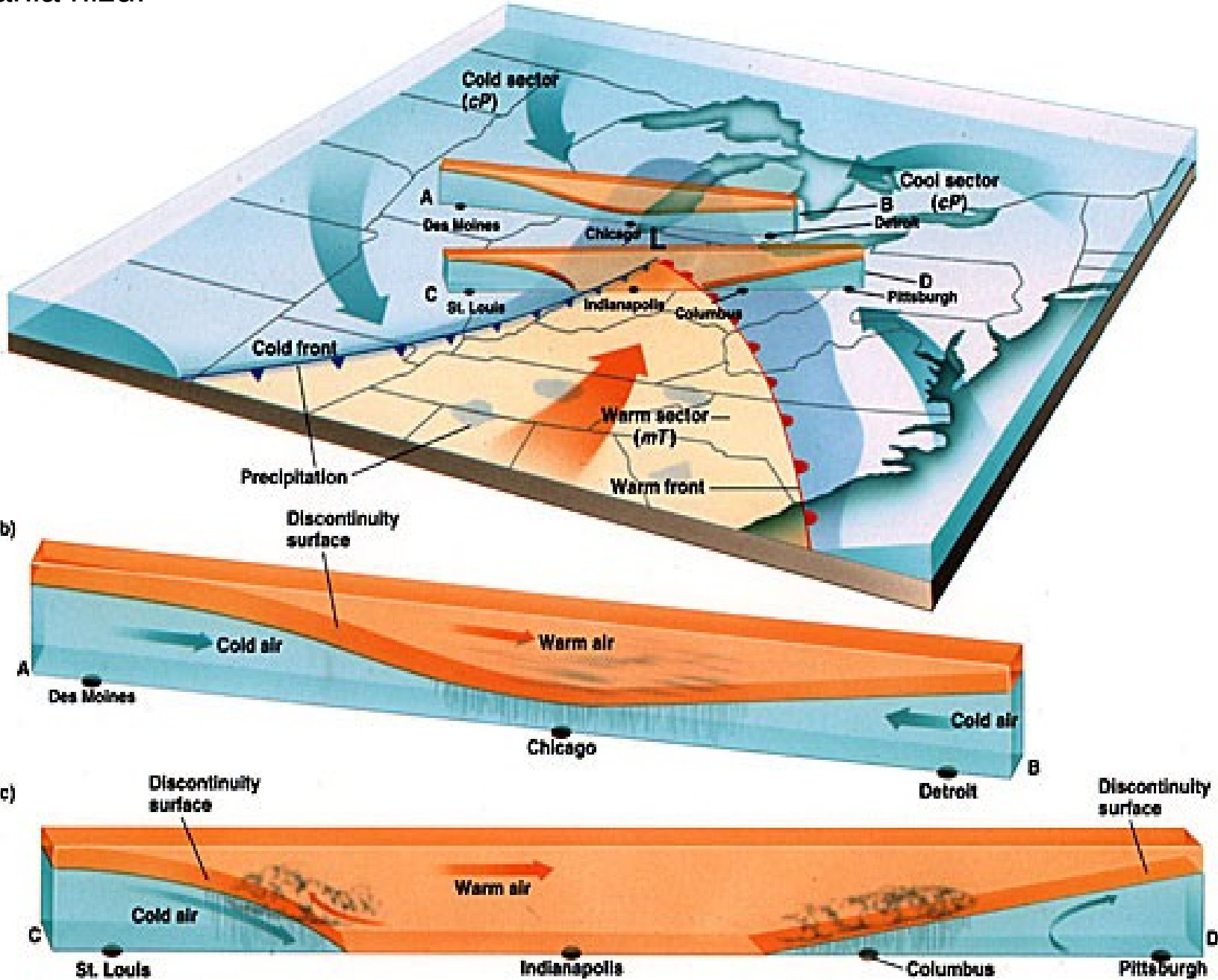
Zmiany temperatury w słupach powietrza są związane ze zmianami gęstości. W efekcie mamy różnice ciśnień, na każdej kolejnej wysokości inny gradient ciśnienia, a zatem inna prędkość wiatru geostroficznego!



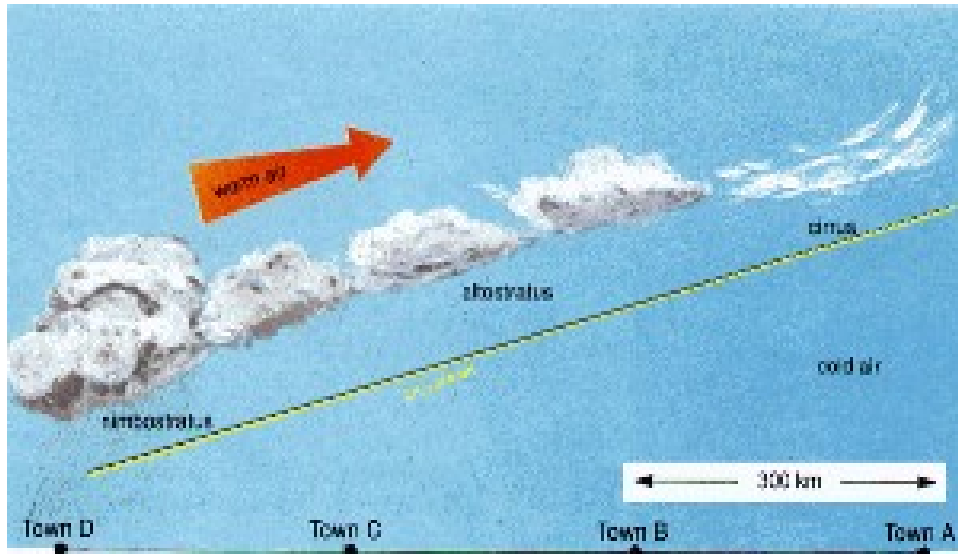
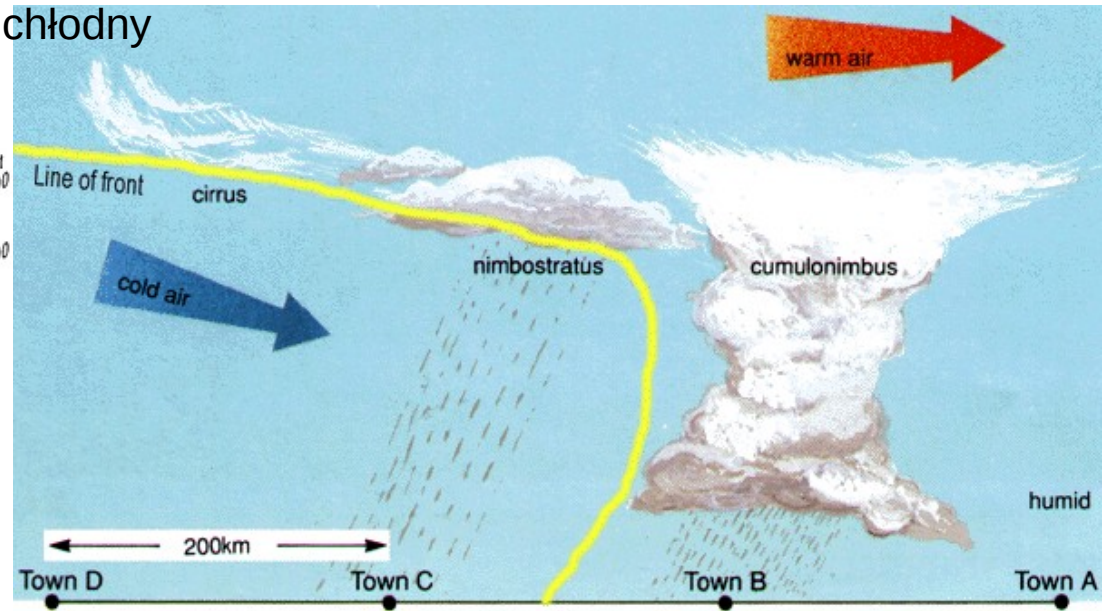
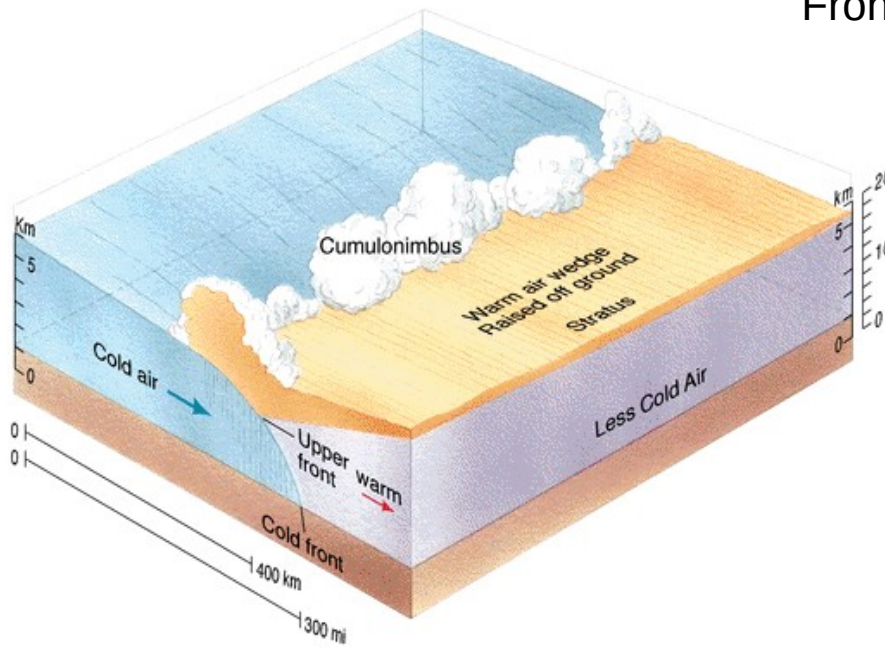
I tak doszliśmy z powrotem do pogody....



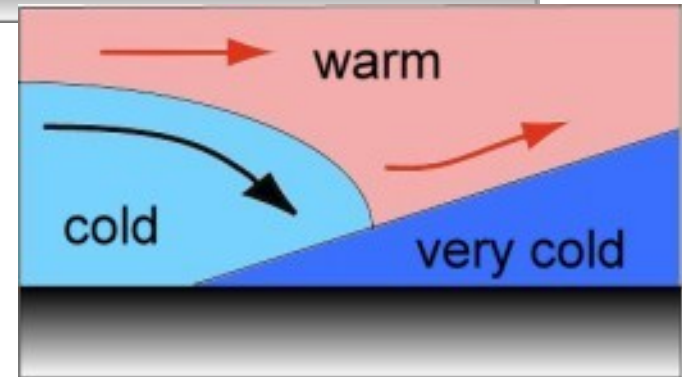
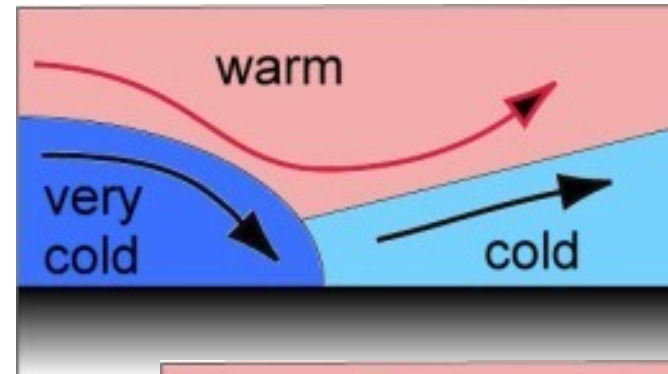
Cyklogeneza – mechanizm powstawania niżu.



Front chłodny

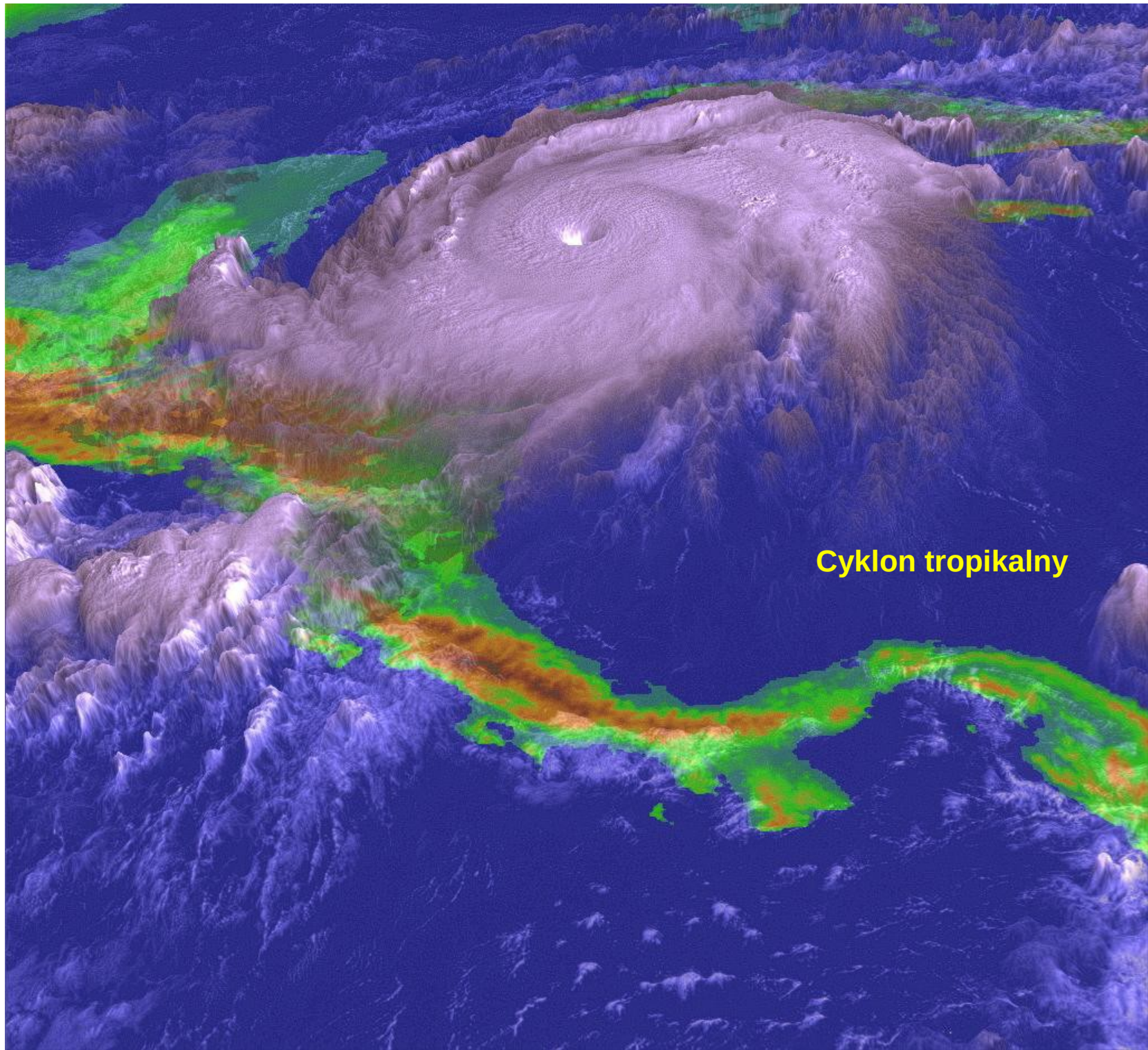


Front ciepły



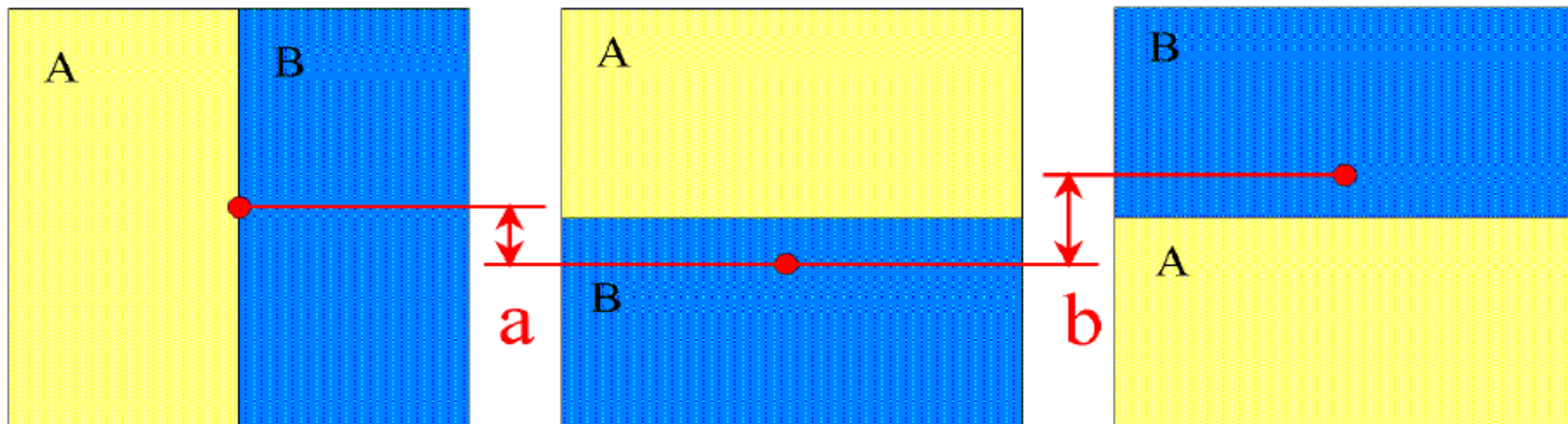
Front zokludowany (okluzja)





**Cyklon tropikalny**





Uproszczony schemat energetyczny niżu atmosferycznego średnich szerokości geograficznych (a – po lewej) i cyklonu tropikalnego (b – po prawej).

W środku przedstawiono sytuację końcową, w obu wypadkach taką samą.

Energia kinetyczna układu uzyskiwana jest z energii potencjalnej przez obniżenie środka ciężkości.

Oznaczenia: A - cieplejsza (mniej gęsta) masa powietrza,

B - chłodniejsza (bardziej gęsta) masa powietrza,

czerwona kropka - środek ciężkości,

strzałki pokazują jak obniży się środek ciężkości układu przy przejściu ze stanu początkowego do końcowego.