

Wprowadzenie

Budowa i skład atmosfery, domieszki, ozon, podział na warstwy. Bilans energetyczny atmosfery, transport ciepła, cyrkulacje atmosferyczne, i oceaniczne, cyrkulacja globalna.

1. Atmosfera

Atmosfera jest nadzwyczaj cienką w stosunku do rozmiarów globu powłoką gazową pokrywającą kulę ziemską i obracającą się wraz z nią. Zależnie od punktu widzenia i zainteresowań grubość atmosfery jest różnie szacowana, brak jest bowiem wyraźnej granicy między rozrzedzoną atmosferą a przestrzenią międzyplanetarną. Połowa masy atmosfery znajduje się w dolnej warstwie, do około 5.6 km od powierzchni Ziemi. 90% masy zalega do wysokości około 16 km. Tę pierwszą wysokość można traktować jako graniczną dla samolotów niehermetyzowanych (lub bez instalacji tlenowej pilota), drugą dla samolotów komunikacyjnych i większości wojskowych. Gdy porównamy grubość najważniejszej dla procesów meteorologicznych warstwy atmosfery (ok. 16 km) z promieniem kuli ziemskiej (6378 km) widać, że atmosfera stanowi tylko 2,5 promila promienia Ziemi.

Jak cienka i delikatna jest atmosfera można sobie łatwo uzmysłwić, porównując ją z hydrosferą. Wszyscy pamiętamy ze szkoły, że ciśnienie atmosferyczne odpowiada 10 metrom słupa wody. Innymi słowy, gdyby powietrze miało taką gęstość jak woda, grubość atmosfery wynosiłaby zaledwie 10m! Ocean, który pokrywa niemal $\frac{3}{4}$ globu ma średnią głębokość około 3.9 km, co przekłada się na trzykilometrową warstwę wody rozlanej po całej planecie.

2. Podział atmosfery na warstwy

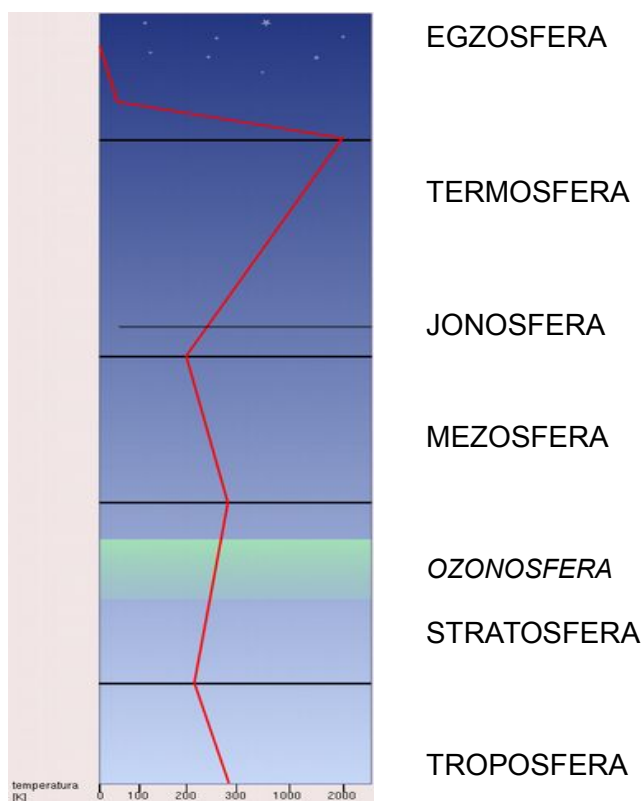
Atmosferę możemy podzielić na poziome warstwy różniące się przebiegiem profilu temperatury, co jest efektem procesów absorpcji promieniowania słonecznego, mechanizmów transportu ciepła oraz emisji w podczerwieni.

Najbliżej powierzchni Ziemi znajduje się **troposfera**, w której obserwuje się spadek temperatury z wysokością o ok. $6,5^{\circ}\text{C}/\text{km}$. W troposferze zachodzi głęboka konwekcja (pionowe ruchy powietrza), która powoduje jej wymieszanie, tworzą się chmury i opady. W najniższej części troposfery wyróżnia się warstwę przyziemną (od podłoża do 50-100 m) oraz warstwę graniczną obejmującą (zależnie od pory roku, dnia i lokalizacji) głębokość od 300 do 3000 m (pod poziomem gruntu/morza do podstawy tzw. inwersji osiadania lub do zasięgu dobowych zmian temperatury związanych z nagrzewaniem).

Kolejna warstwa to **Stratosfera**, w której obserwuje się stałą temperaturę rzędu -50°C , -60°C do wysokości ok. 24 km a wyżej - stopniowy wzrost temperatury z wysokością aż do ok. 50-55 km.

Na wysokości 25-35 km występuje maksimum koncentracji ozonu - jest to zawierająca się w granicach stratosfery **ozonosfera** .

Mezosfera znajduje się pomiędzy poziomami ok. 50 km i 85 km. Występuje w niej szybki spadek temperatury: od ok. 0 °C na granicy stratosfery i mezosfery do -90 °C na górnej granicy. Niekiedy powstają tu obłoki srebrzyste.



Rysunek 1: Podział atmosfery na warstwy

W obrębie troposfery, stratosfery i mezosfery powietrze ma jednolity skład. Wyżej zaobserwować można swobodne jony (i elektrony) powstałe w wyniku jonizacji gazów będących składnikami atmosfery wskutek działania nadfioletu obecnego w widmie słonecznym. Tę warstwę nazywamy **jonosferą**. Obecność swobodnych ładunków jest istotna ze względu na propagację fal radiowych. **Termosfera** i następna warstwa, **egzosfera**, stopniowo przechodzą w przestrzeń kosmiczną. O sztucznych satelitach Ziemi orbitujących na trwałych orbitach na wysokości powyżej stu kilkudziesięciu kilometrów mówi się, że znajdują w pustce kosmicznej. Tak naprawdę satelity te znajdują się w górnych warstwach atmosfery (jonosferze, termosferze, egzosferze), ale niewielka koncentracja cząsteczek gazów atmosferycznych na tej wysokości nie stawia niemal żadnego oporu, a procesy wymiany ciepła rządzone są głównie przez promieniowanie.

3. Skład powietrza, domieszki, ozon, aerozole, zanieczyszczenia.

W granicach troposfery, stratosfery i mezosfery skład powietrza atmosferycznego (Tabela 1) jest jednorodny za wyjątkiem zanieczyszczeń naturalnych i sztucznych (aerozoli). Wyjątkowym, odbiegającym od tej reguły składnikiem atmosfery jest woda, która występuje tu we wszystkich trzech stanach skupienia, a jej koncentracja waha się w granicach od 0 do 4%. O ile proporcje głównych składników atmosfery (azot, tlen, argon) zależą od procesów ewolucyjnych w skali całej planety, o tyle stężenia i proporcje wielu związków chemicznych występujących w atmosferze w mniejszych ilościach charakteryzują się dużą zmiennością w czasie i przestrzeni. Szczególnie wysokie stężenia domieszek pojawiać się mogą w najniższej, przyziemnej warstwie troposfery.

Składnik	Koncentracja	Przeciętny czas przebywania w atmosferze
Składniki trwałe		
azot N ₂	78,09%	dziesiątki milionów lat
tlen O ₂	20,95%	dziesiątki milionów lat
argon Ar	0,93%	dziesiątki milionów lat
gazy szlachetne: hel He, neon Ne, krypton Kr, ksenon Xe	24 ppm*	dziesiątki milionów lat
Składniki wolnozmiennie		
dwutlenek węgla CO ₂	0,04%	~100 lat
metan CH ₄	1,5 ppm	ok. 3 lata
wodór H ₂	0,5 ppm	
podtlenek azotu N ₂ O	0,25 ppm	
Składniki zmienne		
ozon O ₃	do 10 ppm w stratosferze, 5–50 ppb** w powietrzu czystym, do 500 ppb w powietrzu zanieczyszczonym przy gruncie	
tlenki azotu NO _x	od 0–100 ppb w powietrzu zanieczyszczonym	kilka dni
amoniak NH ₃	6 ppb nad lądem	1–4 dni
związki siarki (H ₂ S, SO, SO ₂)	do kilku ppb w powietrzu zanieczyszczonym	kilka dni

* ppm — liczba molekuł danej substancji przypadających na milion molekuł mieszaniny

** ppb — liczba molekuł danej substancji przypadających na miliard molekuł mieszaniny

Tabela 1: Skład powietrza suchego

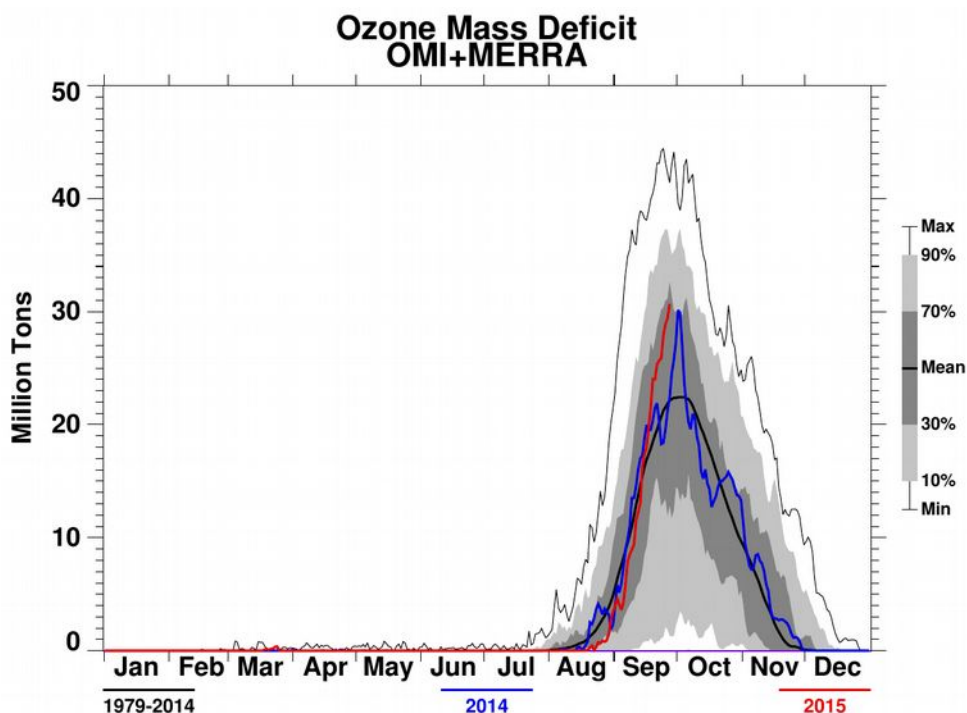
Głównymi źródłami związków siarki, azotu i węgla w atmosferze są spalanie i procesy biologiczne (rozkład materii organicznej, oddychanie). Domieszki atmosferyczne ciekłe i stałe powstają w atmosferze wskutek reakcji chemicznych, emisji biologicznej, jak też porywania pyłu i kropelek zostawiających po odparowaniu cząstki soli morskiej z podłoża (oceanu, suchej gleby itp).

Wszelkie domieszki usuwane są z atmosfery na drodze wymywania przez opady, deopzycji suchej oraz procesów chemicznych i biologicznych (pochłanianie przez rośliny, fotosynteza) zachodzących na powierzchni Ziemi. Ich koncentracja zależy od bilansu skomplikowanych procesów produkcji, transportu, przemian chemicznych i usuwania i łatwo może się zmieniać. Zmiany te mogą być naturalne (pożary lasów, erupcje wulkaniczne), bądź mogą być skutkiem działalności człowieka (np. spalanie paliw kopalnych uwalnia do atmosfery dwutlenek węgla). Pomiary wykazują, że mimo silnego rozpuszczania CO₂ w oceanach, jego zawartość wzrosła w ciągu ostatnich stu lat o ponad 30% i wzrasta coraz szybciej. Ponieważ dwutlenek węgla wpływa istotnie na efekt cieplarniany, wzrost jego ilości w atmosferze powoduje mierzalne zmiany klimatu w skali całego globu (<http://www.ncdc.noaa.gov/bams-state-of-the-climate/2009.php>).

Jak wspomniano, w stratosferze, na wysokości 15-50 km znajduje się warstwa ozonowa. Ozon powstaje tam przez rozpad tlenu cząsteczkowego (O₂) wskutek pochłaniania promieniowania ultrafioletowego o długości fali mniejszej niż 0.2μm. W stratosferze gromadzi się ok. 97% ozonu atmosferycznego, który chroni przed dopływem tego szkodliwego dla żywych organizmów promieniowania do powierzchni Ziemi. Bilans produkcji i rozpadu ozonu zmienia się w wyniku różnych procesów występujących w naturze (np. jedenastoletni cykl aktywności słonecznej prowadzi do fluktuacji całkowitej zawartości ozonu stratosferycznego w granicach 12%).

W ostatnich dziesięcioleciach zauważono, że bilans produkcji i rozpadu ozonu został zachwiany na skutek działalności człowieka. Jedną z substancji niszczących ozon są tlenki azotu, dostające się do środowiska m.in. w wyniku sztucznego nawożenia gleby związkami azotu oraz procesów spalania np. w silnikach spalinowych samochodów i latających na coraz większych wysokościach samolotów. Podstawowym wrogiem ozonu jest jednak chlor, który do stratosfery dostaje się głównie uwięziony w gazach zwanych freonami, używanymi do niedawna powszechnie w urządzeniach chłodniczych i aerozolach (http://en.wikipedia.org/wiki/Ozone_depletion). Freony, bardzo stabilne w normalnych warunkach, w stratosferze rozkładają się pod wpływem ultrafioletu uwalniając czynny chlor, który bierze udział w reakcjach katalitycznych niszcząc ozon. Reakcje te nasilają się szczególnie w okresie wiosennym (po okresie braku dopływu światła słonecznego - nocy polarnej) w strefach okołobiegunowych, powodując gwałtowny spadek zawartości ozonu nawet o kilkadziesiąt procent w stosunku do średniej wieloletniej. Zjawisko to znane jest pod nazwą dziury ozonowej.

Ponieważ charakterystyczny czas przebywania chloru w stratosferze wynosi 5-10 lat, a przeciętny czas migracji freonów z dolnych warstw atmosfery do stratosfery wynosi kilkanaście lat, redukcja emisji freonów po wprowadzeniu protokołu montrealskiego nie przyniosła natychmiastowych efektów. Obecnie jednak obserwuje się już spadek i stabilizację ich koncentracji (<https://www.nasa.gov/larc/world-ozone-day-educational-activities>)



Rysunek 2: Najnowsze dane o dziurze ozonowej nad Antarktydą (<http://ozonewatch.gsfc.nasa.gov/meteorology/index.html>) – ubytek całkowitej masy ozonu w porównaniu z warstwą ozonową grubości 220 DU (jednostek Dobsona), uznawaną za graniczną prawidłową.

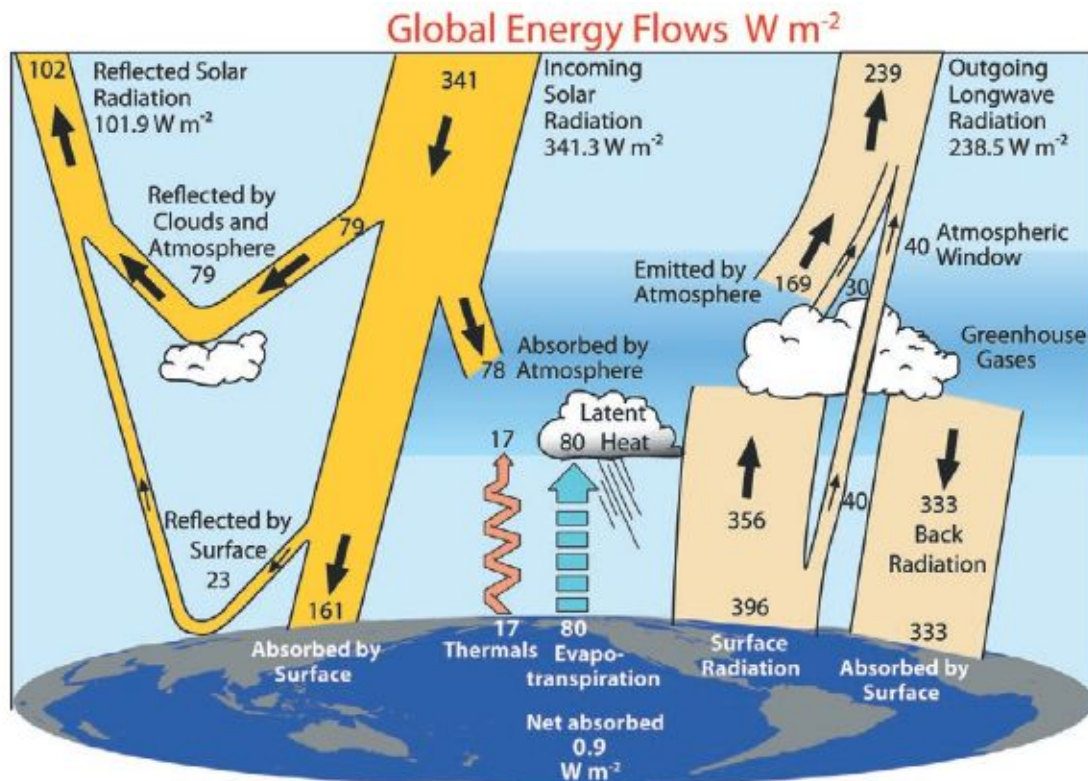
4. Bilans energetyczny atmosfery

Pierwotnym źródłem energii przepływów atmosferycznych jest energia słoneczna. Od tego w jaki sposób nasza planeta pochłania promieniowanie słoneczne i jak wypromieniowuje swoją energię termiczną zależą klimat i pogoda. Zestawiając ilości energii dopływającej do atmosfery ziemskiej i energii z niej uchodzącej oraz badając przepływy energii wewnątrz atmosfery poznajemy bilans energetyczny atmosfery ziemskiej. Dla niskich szerokości geograficznych bilans ten jest zwykle dodatni (zyski energii są większe niż straty), dla wysokich - ujemny. Bilans uśredniony dla całej kuli ziemskiej i długiego przedziału czasu (wielu lat) powinien być zrównoważony co oznacza, że układ Ziemia-atmosfera powinien oddawać w przestrzeń kosmiczną tyle energii ile pobiera od Słońca.

W stanie ustalonym bilans energetyczny Ziemi można opisać następująco. Do górnej granicy atmosfery dociera strumień energii promieniowania słonecznego równy $\sim 341.3 \text{ W/m}^2$. Promieniowanie słoneczne (głównie widzialne) dochodzące do granicy atmosfery jest częściowo absorbowane przez powierzchnię Ziemi (161 W/m^2) i atmosferę (78 W/m^2). Jak każde ciało o temperaturze powyżej zera bezwzględnego, powierzchnia Ziemi emituje promieniowanie (396 W/m^2). Ze względu na temperaturę powierzchni jest to promieniowanie podczerwone. Ponadto podłoże przekazuje energię atmosferze w wyniku przewodnictwa cieplnego i konwekcji (razem 17 W/m^2) oraz w postaci tzw. **ciepła utajonego**, tj. ciepła pochłoniętego w procesie

parowania wody i wydzielanego potemu w procesie kondensacji pary wodnej (80 W/m^2).

Promieniowanie podczerwone, w przeciwieństwie do widzialnego, jest bardzo skutecznie pochłaniane przez atmosferę (zwł. przez parę wodną i dwutlenek węgla): zaledwie 40 W/m^2 "ucieka" bezpośrednio w kosmos, pozostała część ogrzewa atmosferę. Stale zasilana energią płynącą z Ziemi atmosfera emituje promieniowanie (podczerwone), którego znaczna część (333 W/m^2) wraca do powierzchni Ziemi. To sprzężenie nazywamy **efektem cieplarnianym** (czy też szklarniowym).



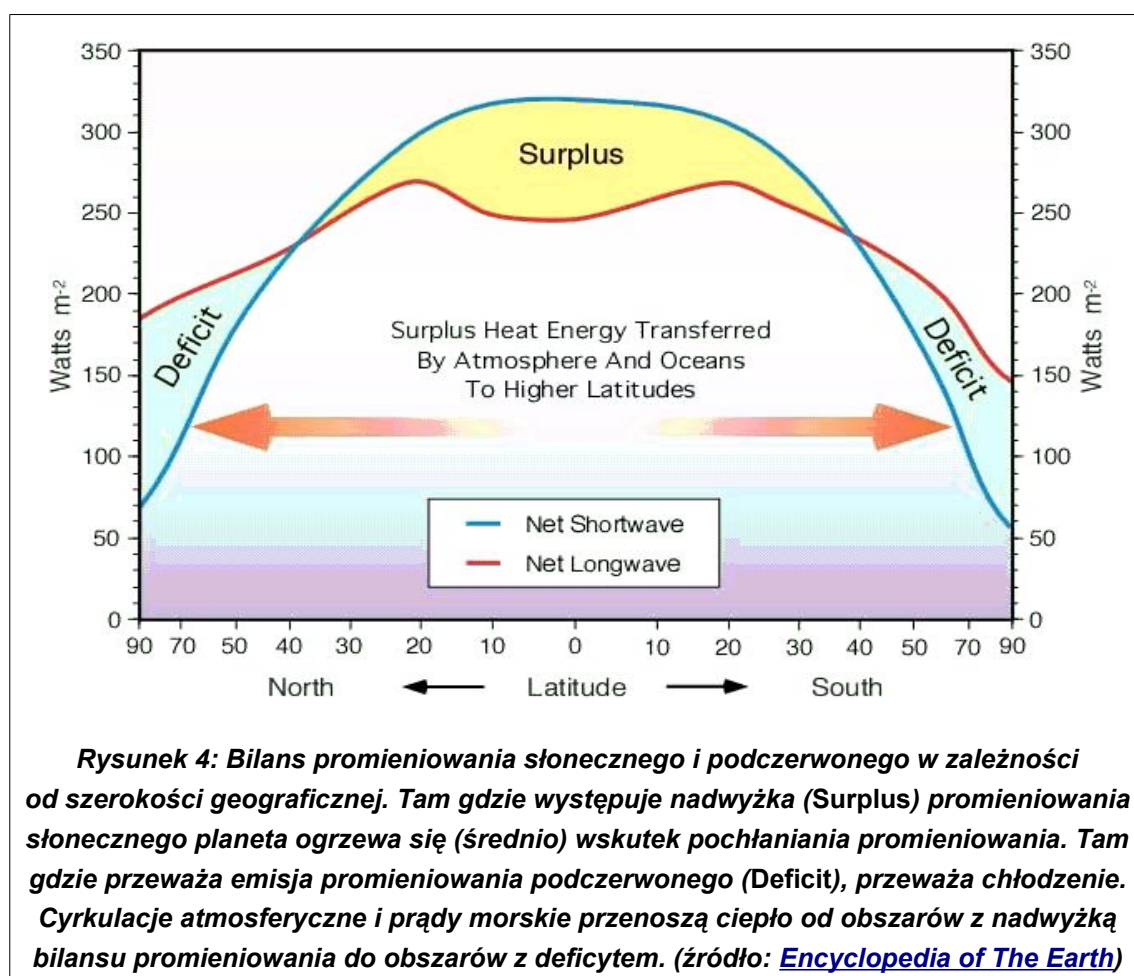
Rysunek 3: Bilans energetyczny atmosfery ziemskiej (Trenberth, Kevin E., John T. Fasullo, Jeffrey Kiehl, 2009: *Earth's Global Energy Budget*. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 90, 311–323., <http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/2008BAMS2634.1>.

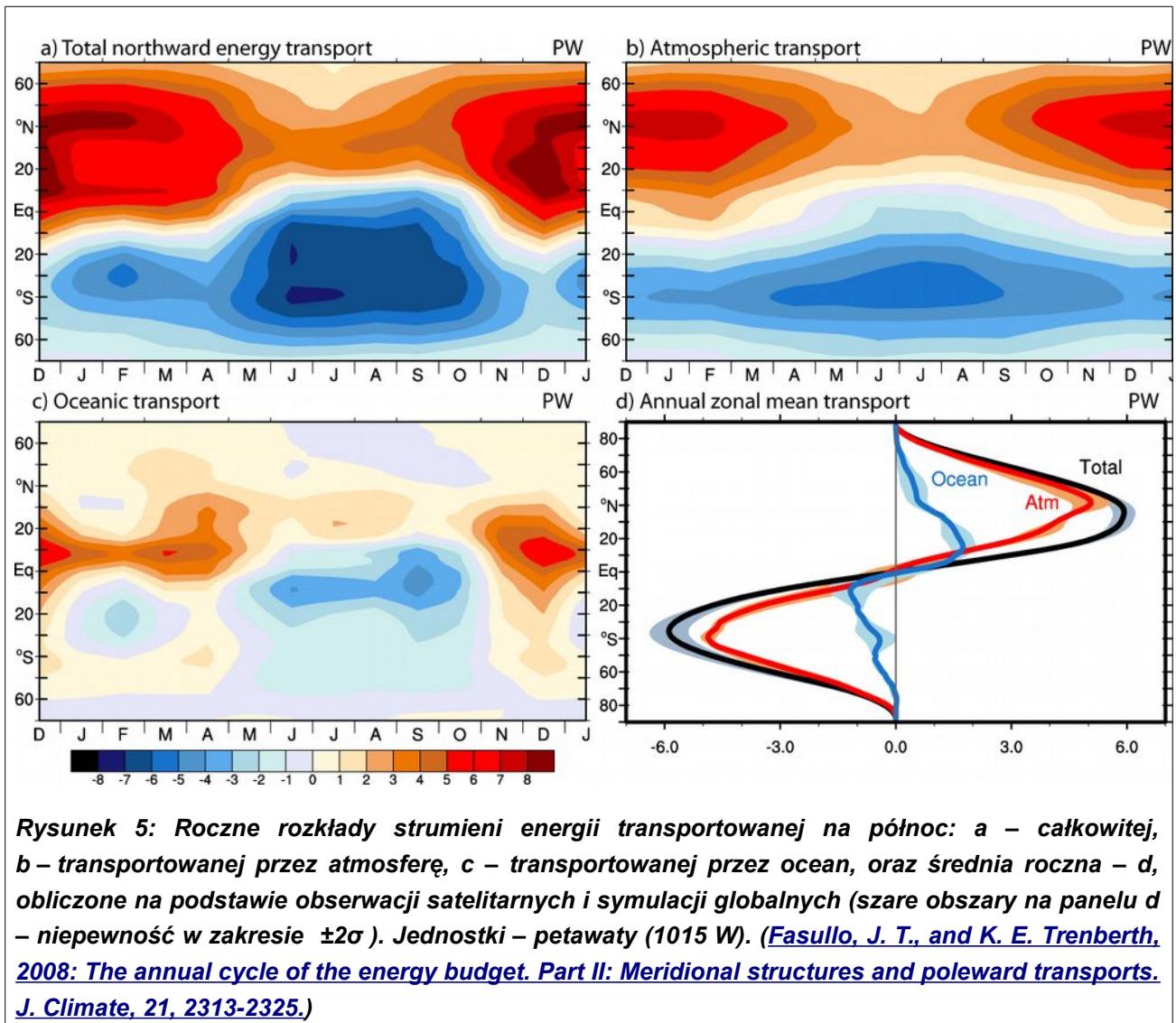
Strumień energii wracającej w przestrzeń kosmiczną (promieniowanie słoneczne odbijane przez powierzchnię Ziemi i chmury oraz rozpraszane w stronę przestrzeni przez atmosferę – ok. 102 W/m^2 - w sumie z promieniowaniem termicznym układu Ziemia-atmosfera – ok. 239 W/m^2) jest o 0.9 W/m^2 mniejszy od strumienia padającego. To 0.9 W/m^2 to tempo w jakim w systemie klimatycznym wskutek coraz silniejszego efektu cieplarnianego gromadzi się energia.

Występowanie chmur czy zapylenia (aerozolu atmosferycznego) ogranicza dopływ promieniowania słonecznego do powierzchni, w rezultacie prowadząc (średnio rzecz biorąc) do ochładzania.

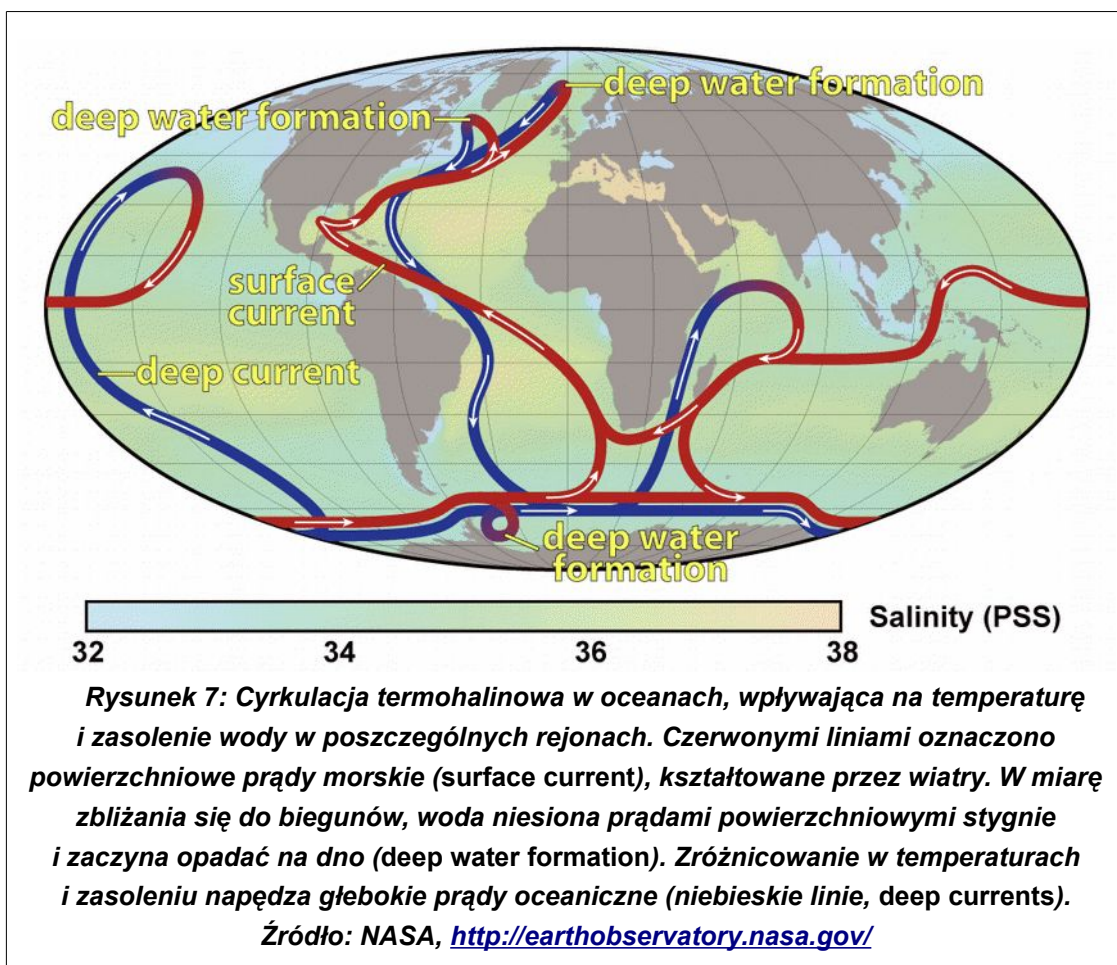
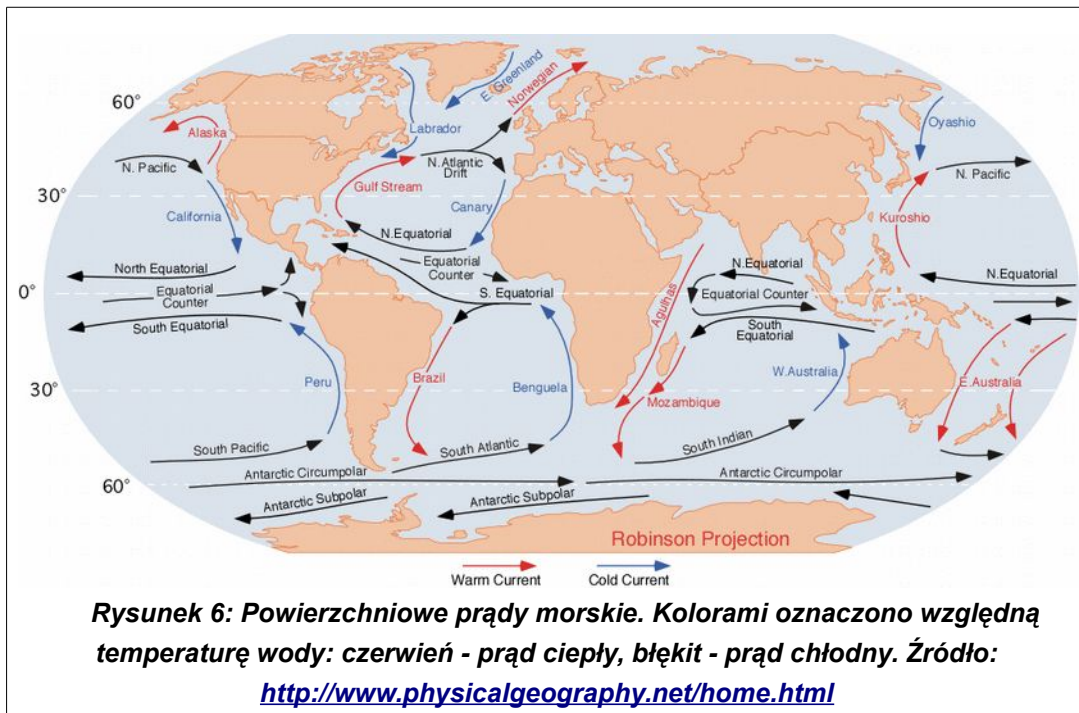
5. Procesy transportu ciepła

Bilans promieniowania - dopływu i odpływu ciepła – w skali całej planety w stanie stacjonarnym jest bliski równowagi. Gdy nie ma równowagi Ziemia ogrzewa się lub stygnie. Lokalne zmiany w bilansie (wewnątrz układu Ziemia-Atmosfera) mogą zachodzić bez zmian w dopływie energii z zewnątrz, wyłącznie wskutek zmienności własności atmosfery – zawartości gazów cieplarnianych, aerozoli, chmur oraz tzw. mechanizmów redystrybucji (w pionie - konwekcja, cykl hydrologiczny – i po powierzchni globu - cyrkulacje atmosferyczne, prądy morskie, przewodnictwo cieplne w głąb gruntu). Mechanizmy transferu energii za pośrednictwem promieniowania wraz procesami redystrybucji energii kształtują pogodę i klimat (wieloletnie statystyki pogody).





Jednym z najlepiej znanych mechanizmów redystrybucji energii jest wyrównywanie strefowych różnic temperatur przez cyrkulację atmosfery i prądy morskie. Ze względu na kulisty kształt globu, strumień energii słonecznej docierającej do powierzchni Ziemi uśredniony w skali roku zależy od szerokości geograficznej. Możemy oszacować temperatury, którą miałyby bieguny Ziemi i strefa równikowa przy braku przenoszenia ciepła przez powietrze i wodę. Na biegunach średnia temperatura wynosiłaby -44°C w strefie równikowej byłoby $+39^{\circ}\text{C}$. Obserwowane różnice są znacznie mniejsze. Przy braku przenoszenia ciepła kontrast między równikiem a biegunami wynosiłby $\sim 83^{\circ}\text{C}$, aktualnie wynosi $\sim 48^{\circ}\text{C}$. Pokazuje to, jak efektywnie cyrkulacje atmosferyczne i prądy morskie przenoszą ciepło od równika do biegunów. Bilans energii naszej planety można analizować na podstawie pomiarów satelitarnych, piękne ilustracje i animacje dostępne na stronie: <http://earthobservatory.nasa.gov/GlobalMaps/> znakomicie ilustrują zagadnienie.



Należy zwrócić uwagę, że ciepło jest przenoszone w atmosferze w postaci jawnej i utajonej. To ostatnie związane jest z przemianami fazowymi – parowaniem i skraplaniem wody. Wyparowanie 1 litra wody zabiera z powierzchni morza, roślin czy gruntu ~2500 KJ energii. Para wodna jest gazem¹, jednym ze składników powietrza, i jako taka jest unoszona przez cyrkulacje atmosferyczne. Energia pobrana w procesie parowania wydziela się i podgrzewa powietrze w sytuacji kiedy dochodzi do kondensacji pary wodnej. Ocenia się, że utajone ciepło parowania przenosi 20-25% całkowitego strumienia energii od szerokości podzwrotnikowych do podbiegunowych. Nieco mniejsze są ilości ciepła przenoszone adwekcyjnie²: przez prądy morskie (rzędu 15-20%) oraz przez ruch ciepłych mas powietrza w kierunku biegunów i chłodnych w kierunku równika.

Procesy związane z absorpcją i emisją promieniowania (ochładzanie i ogrzewanie) oraz przenoszeniem ciepła w postaci jawnej i utajonej zachodzą w różnych skalach przestrzennych i czasowych:

- przy powierzchni Ziemi w przeciągu kilku minut (gdy chmura zasłania słońce przestaje dopływać energia słoneczna),
- w cyklu dobowym (proszę obejrzeć sobie fluktuacje temperatury i strumienie energii słonecznej i promieniowania podczerwonego mierzone w naszym punkcie pomiarowym: <http://metobs.igf.fuw.edu.pl/> zakładka Radiometers),
- zmiany pogody w skali dni i tygodni,
- zmienność warunków atmosferycznych z roku na rok.

Wspomniane procesy nie zachodzą w izolacji ale stale się przeplatają: promieniowanie ogrzewa i schładza powierzchnię Ziemi zależnie od lokalnego albedo³ i pojemności cieplnej. Od ogrzanego lub schłodzonego gruntu lub mas wody ogrzewają się lub ochładzają masy powietrza bezpośrednio do niego lub niej przylegające. Parowanie zabiera ciepło z powierzchni Ziemi. Cząstki (porcje, objętości) powietrza ogrzane lub ochłodzone, zawierające więcej bądź mniej pary wodnej są unoszone przez konwekcję, cyrkulacje atmosferyczne i przenoszą ciepło. Kondensacja uwalnia ciepło utajone w atmosferze, woda wraca na Ziemię w postaci opadu. Wszystko to wiąże się z nieustannymi przemianami i przepływami.

1 To, co zwykle nazywamy obłokami pary – białe kłęby – składają się przede wszystkim z KROPELEK wody, które jesteśmy w stanie zobaczyć (w przeciwieństwie do towarzyszącej im przezroczystej pary).

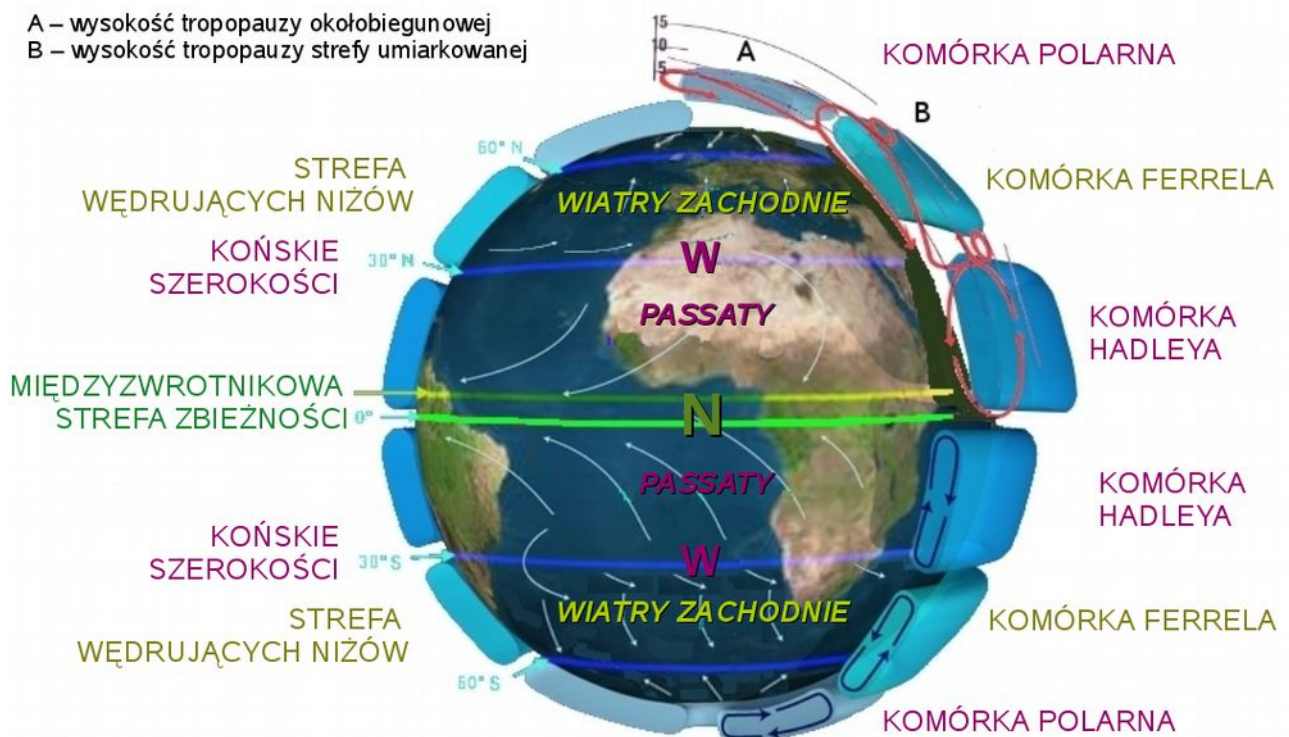
2 Adwekcja – zmiany wielkości fizycznej w wybranym miejscu, wynikające z ruchu ośrodka o zróżnicowanych własnościach.. Np. napływ wilgotnej masy powietrza oznacza adwekcję wilgoci, ciepłej – adwekcję ciepła, zanieczyszczonej – adwekcję zanieczyszczeń.

3 Albedo – zdolność powierzchni do odbijania promieniowania, stosunek ilości energii odbijanej przez powierzchnię do ilości energii padającej na nią.

6. Ogólna cyrkulacja atmosfery

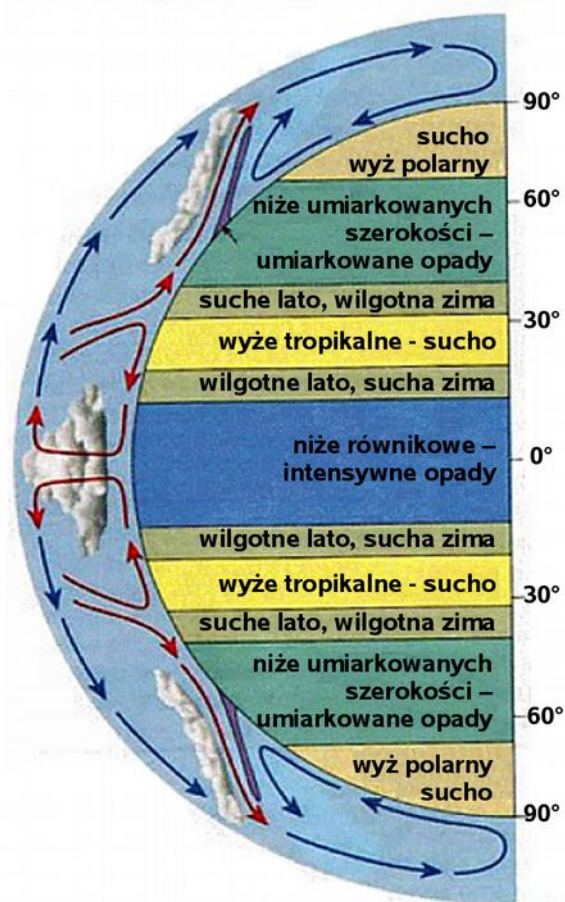
Układy ciśnienia atmosferycznego przy powierzchni Ziemi, zmienne z dnia na dzień, po uśrednieniu w okresie wielu lat (z uwzględnieniem sezonów - pór roku) pokazują pewne cechy charakterystyczne dla ogólnej (wielkoskalowej) cyrkulacji atmosfery ziemskiej. Na mapach zauważyć można pas obniżonego ciśnienia wzdłuż równika, dwa pasy wyżów w obszarach podzwrotnikowych (szczególnie silnie zaznaczają się wyże nad oceanami), dwa pasy obniżonego ciśnienia w szerokościach 50°-60° szerokości geograficznej i obszary podwyższonego ciśnienia dookoła biegunów.

W obszarze równikowym, silnie nagrzewanym przez Słońce niezależnie od pory roku, charakteryzującym się intensywnym parowaniem z powierzchni oceanów i obszarów wilgotnych lasów tropikalnych, co dzień rozbudowują się potężne chmury konwekcyjne. Dają one obfite opady, co znaczy że ciepło wydzielone w procesie kondensacji pary wodnej zostaje w atmosferze. Ten otaczający nasz glob pas zachmurzenia konwekcyjnego, widoczny doskonale na obrazach satelitarnych, jest „silnikiem parowym” napędzającym globalną cyrkulację atmosfery.



Rysunek 8: Cyrkulacja globalna.

Wznoszone w silnej konwekcji do wysokości 16 km powietrze rozplywa się pod tropopauzą w dwie strony - na północ i południe (tzw. **antypasat**). W miarę oddalania się od równika wzrasta pozioma składowa siły Coriolisa, co powoduje stopniowy skręt antypasatu w prawo na półkuli północnej a w lewo na południowej. Około 30° szerokości geograficznej prawa fizyki wymuszają osiadanie tego powietrza. Tworzą się stacjonarne wyży podzwrotnikowe z obszarem ciszy - "końskimi szerokościami". Są to **wyże: azorski, saharyjski, arabski, hawajski, meksykański, australijski, kalaharski**. Ruchy zstępujące w wyżach prowadzą do powstania silnej inwersji osiadania. Powietrze przy podłożu (głównie nad oceanami) rozplywa się na zewnątrz od środka wyżów podzwrotnikowych, płynąc kierunku równika z wyraźną składową na zachód jako niezwykle stabilny wiatr – **pasat** (ang. *trade wind* - wiatr handlowy :)). Na półkuli północnej pasat wieje z **NE na SW**, na południowej z **SE na NW** – oba zdużają do **międzyzwrotnikowej strefy konwergencji, czyli zbieżności** (w przybliżeniu do równika termicznego).

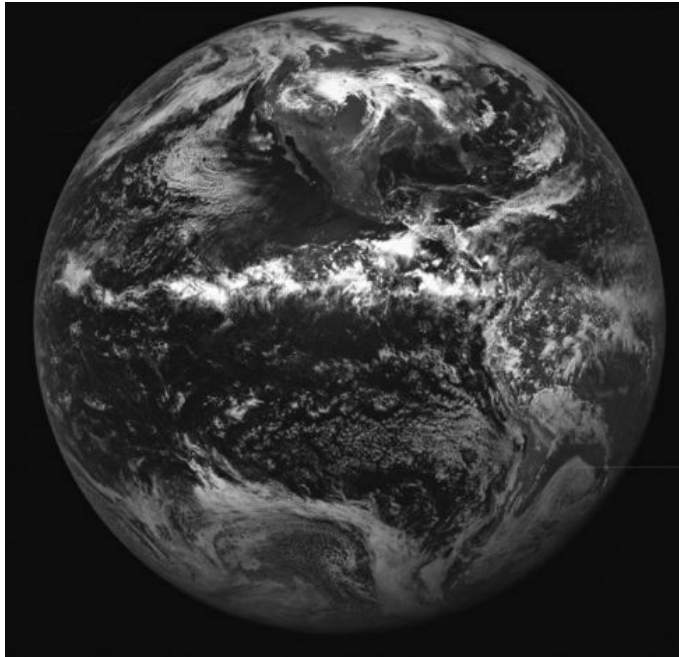


Rysunek 9: Cechy klimatu w poszczególnych strefach cyrkulacji globalnej.

W przekroju południkowym widać, że wznoszące się w okolicach równikowych, wędrujące dalej w kierunku biegunów, osiadające w wyżach i spływające na południe powietrze cyrkuluje w zamkniętej komórce. Ta komórka cyrkulacyjna, nazwana od nazwiska odkrywcy **komórką Hadleya**, napędza całą cyrkulację globalną atmosfery, transportując ciepło od najbardziej ogrzanych rejonów równikowych w wyższe szerokości geograficzne. Ciepłe, ogrzane dodatkowo wskutek kondensacji, suche (woda wypadła z chmur burzowych) powietrze równikowe wędruje w niej do zwrotników górą (antypasat), chłodniejsze i suche powietrze zwrotnikowe wraca dołem (pasat).

Komórka Hadleya wykazuje dużą stabilność - szczególnie nad oceanami, gdzie podłoże jest jednolite. Każde jej zaburzenie wpływa na warunki meteorologiczne na znacznych obszarach globu. Najbardziej istotną i brzemioną w skutki przyczyną takich zaburzeń są niejednorodności (zróżnicowanie) powierzchni Ziemi. Na przykład nierównomierny rozkład kontynentów i oceanów nad Oceanem Indyjskim i przyległymi lądami wywołuje cykliczne zaburzenie cyrkulacji pasatowej znane jako **monsun zimowy** (od lądu, suchy) i **letni** (od morza, z opadami), obejmujące północną

część Oceanu Indyjskiego i znaczne obszary Azji Południowo-Wschodniej.



Strefa wiatrów zachodnich – widać „przecinki” z chmur – fronty atmosferyczne.

Strefa podwyższonego ciśnienia, mało chmur!

Równikowa strefa zbieżności. Widać pas zachmurzenia konwekcyjnego.

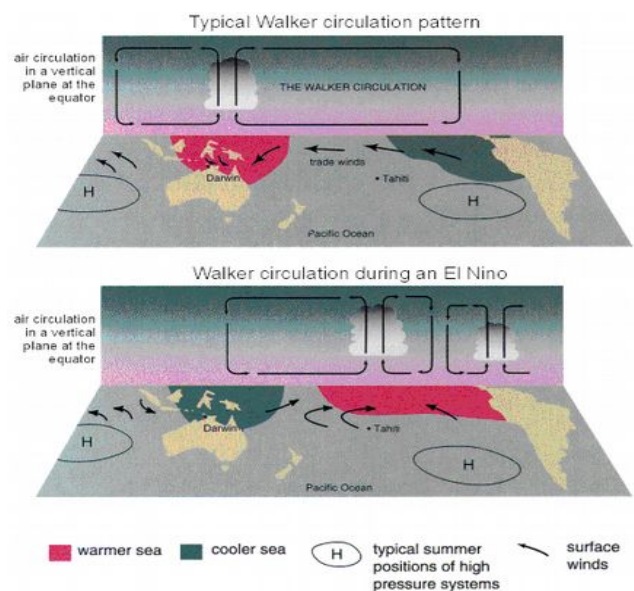
Uwaga: z satelity geostacjonarnego nie widać dokładnie stref okołobiegunowych.

Rysunek 10: Zdjęcie satelitarne Ziemi.

Innym zaburzeniem cyrkulacji Hadleya są istnienie i zmiany wtórnej, znacznie słabszej tzw. cyrkulacji czy **komórki Walkera** na Pacyfiku (ta cyrkulacja odbywa się wzdłuż równika!), związanej z rozkładem temperatury powierzchni morza i prądami morskimi, znanej jako zjawisko El-Niño albo Oscylacja Południowa.

Jeszcze inne znane zaburzenia związane są z procesami samoorganizacji konwekcji w strefie równikowej tzw, **oscylacje Madena-Juliana** (MJO) czy oscylacje związane z tzw. **monsunem afrykańskim** itp.

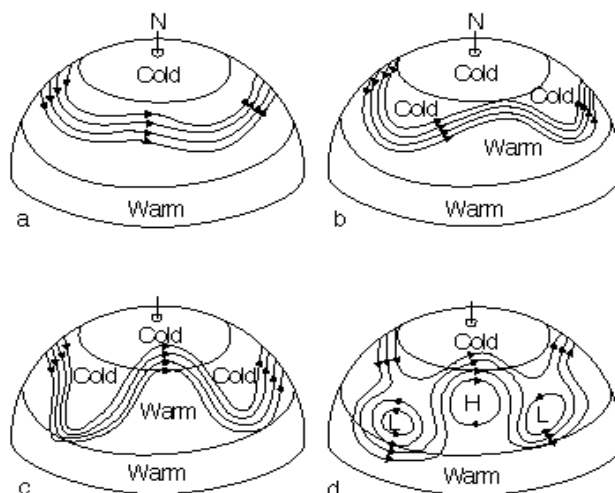
Mniejsze, lokalne zaburzenia cyrkulacji w strefie podzwrotnikowej to cyklony tropikalne (tajfuny, huragany) - wiry o średnicy 300-800 km, w których występuje nadzwyczaj gwałtowne wydzielanie się energii kondensacji pary wodnej. Występują na pograniczu strefy pasatów i równikowej w okresie późnego lata i jesieni, kiedy woda oceanu jest najcieplejsza.



Rysunek 11: Typowa cyrkulacja Walkera (górny rysunek) oraz cyrkulacja w czasie El Niño: kolor różowy – cieplejsza woda, zielonkawy – chłodniejsza.

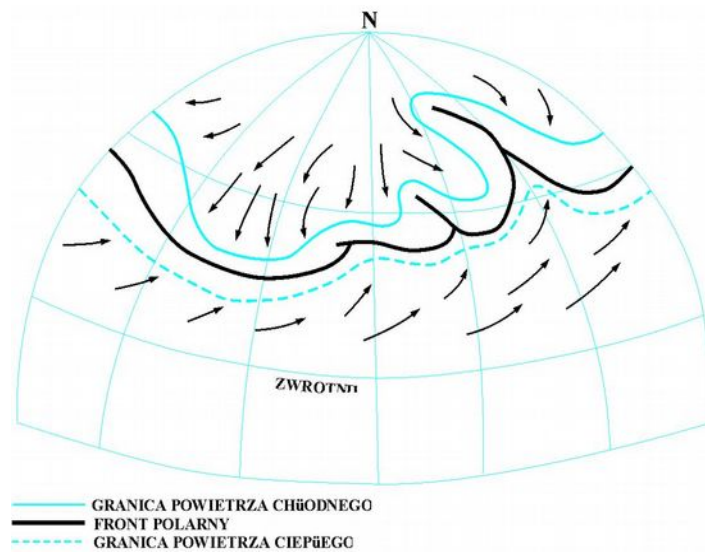
Przenieśmy się teraz dalej w kierunku biegunów. Z obszaru wyżów podzwrotnikowych powietrze wypływa w kierunku biegunów jako wiatry zachodnie ze składową dobiegunową. Tworzy się **strefa wiatrów zachodnich**, szczególnie wyraźnie ukształtowana na półkuli południowej, znana tam pod nazwami „ryczące czterdziestki” i „wyjące pięćdziesiątki”.

Powietrze wypływające z wyżów w kierunku strefy umiarkowanej skręca (siła Coriolisa) na wschód i włącza się w cyrkulację dużych układów niżowych stale przemieszczających się z zachodu na wschód. Charakter transportu ciepła w kierunku biegunów wygląda tu zupełnie inaczej niż w ustabilizowanej komórce Hadleya: zmienne w czasie i przestrzeni „języki” (masy) ciepłego powietrza przesuwiają się na północ, poprzedzane „językami” (masami) chłodnego, arktycznego powietrza wędrującymi na południe. Te procesy kształtują pogodę i klimat umiarkowanych szerokości geograficznych.

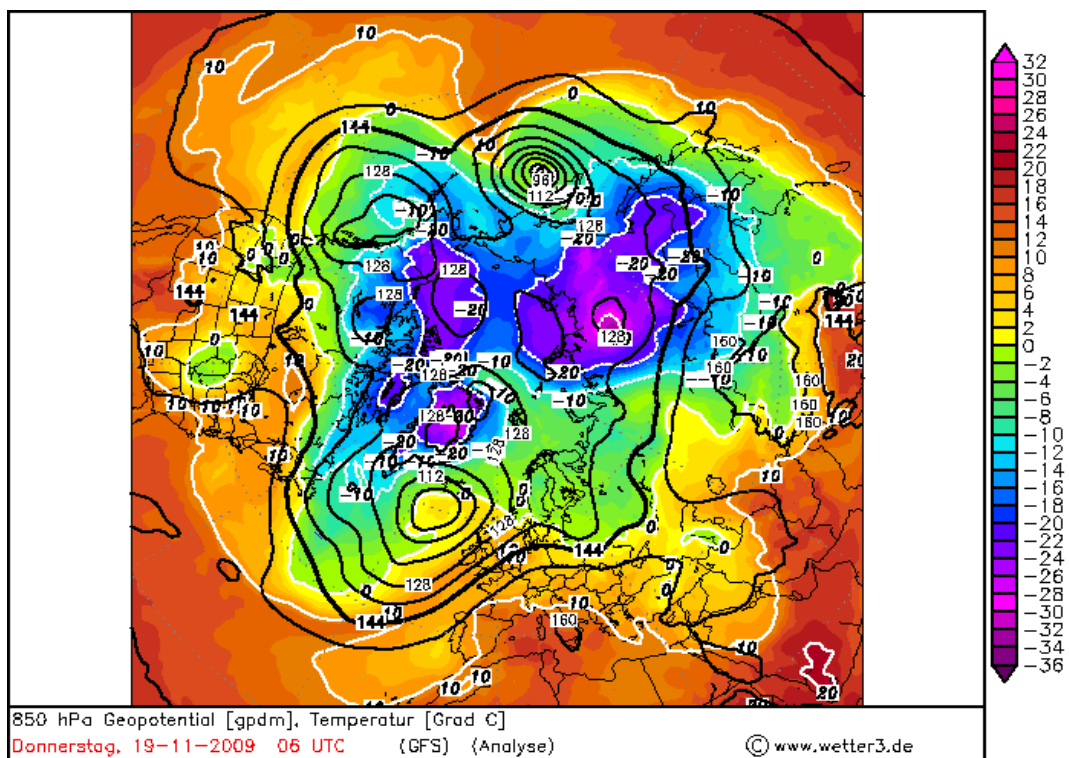


Rysunek 12: Tworzenie się układów wysokiego i niskiego ciśnienia.

W wysokich szerokościach, nad obszarami podbiegunowymi i przyległymi lądami (lub lodami morskimi) rozwija się zimną stabilny wyż zbudowany z wychłodzonego w czasie nocy polarnej powietrza. Powietrze spływające z tego obszaru w kierunku niższych szerokości geograficznych skręca na naszej półkuli w prawo (siła Coriolisa) i tworzy **strefę wiatrów północno - wschodnich**. Charakteryzuje się ona wysoką gęstością powietrza, małą zawartością pary wodnej i oczywiście niską temperaturą. Pomiedzy masami powietrza z wyżów podzwrotnikowych a masami powietrza spływającymi z obszarów biegunów tworzy się **front polarny**, będący granicą ich rozdziału.



Rysunek 13: Front polarny, kierunki wiatrów na półkuli północnej.



Rysunek 14: Rozkład temperatur na poziomie 850 hPa. Projekcja mapy od strony bieguna północnego. Należy zauważyć „języki” zimnego powietrza rozpełzające się wokół bieguna.