

METEOROLOGIA

Wykład 1 BUDOWA ATMOSFERY

BUDOWA ATMOSFERY

Nasza miła planeta składa się z trzech zasadniczych części:

1. **Litosfery** - wszystkiego, co twarde - skorupy ziemskiej, poszczególnych warstw i jądra.
2. **Hydrosfery** - wszystkiego, co płynne - oceanów, mórz, jezior, zbiorników wodnych i rzek.
3. **Atmosfery** - wszystkiego, co gazowe - czyli tego, gdzie mamy do czynienia z pojęciem pogody, (która występuje w dolnych warstwach atmosfery, ale mocno zależy również od pozostałych wyżej wymienionych części).

Przyjrzyjmy się bliżej atmosferze:

Jest ona mieszaniną gazów potocznie nazywaną powietrzem. Składa się ono z ponad 78% azotu i nieco poniżej 21% tlenu (łącznie 99,03% składu powietrza). W pozostałych 0,97% argon zajmuje 0,934%, a dwutlenek węgla 0,033%. Inne gazy - neon, hel, krypton, ksenon, wodór, ozon, jod, radon, metan, amoniak, nadtlenek wodoru, podtlenek azotu itd. występują w ilościach rzędu tysięcznych i mniejszych części procentu.

Do wysokości około 100 km, licząc od powierzchni Ziemi, procentowa zawartość głównych gazów tworzących powietrze praktycznie się nie zmienia. Ilości zaś dwutlenku węgla, ozonu i pary wodnej nie są stałe.

Szczególnie dużą zmienność wykazuje zawartość w powietrzu **dwutlenku węgla**, którego ilość zależy od pory doby, rodzaju podłoża, a także wielu warunków lokalnych - powyżej podana jego zawartość w powietrzu jest zawartością przeciętną. Dwutlenek węgla, przepuszczając przeważającą część promieniowania słonecznego docierającego do Ziemi, jednocześnie pochłania promieniowanie ciepłe (podczerwone) wracające od Ziemi w przestrzeń. Jest on więc niezwykle ważnym czynnikiem dla bilansu cieplnego atmosfery.

Koncentracja **ozonu** rośnie ze wzrostem wysokości, przy czym ilość tego gazu ulega poważnym wahaniom. Ozon tworzy się głównie w warstwie od 15 do 55 tysięcy metrów od powierzchni Ziemi i powstaje tam z tlenu, którego cząsteczki (O_2) pod wpływem promieniowania słonecznego o długości fali mniejszej niż 0,24 μm (nadfiolet) rozpadają się na pojedyncze atomy (O), a te z kolei łączą się w

trójatomowe cząsteczki (O_3) zwane ozonem. Największą ilość ozonu spotykamy w warstwie od 20 do 35 tysięcy metrów ponad powierzchnią ziemi. Powyżej 55 do 60 tysięcy metrów nie stwierdza się istnienia ozonu. W pobliżu ziemi powstaje on w małych ilościach podczas wyładowań elektrycznych, a także w procesach utleniania niektórych ciał. Znaczenie ozonu wynika z jego zdolności pochłaniania promieniowania w trzech obszarach widma (nadfioletowym, żółto-zielonym i podczerwonym). Pochłaniając prawie całkowicie nadfioletową część promieniowania słonecznego w zakresie długości fal 0,15-0,29 μm , ozon stanowi naturalną osłonę organizmów żywych przed szkodliwym wpływem tej części promieniowania. W paśmie żółto-zielonym widma przypada maksimum energii słonecznej i tu ozon pełni rolę słonecznego parasola ochronnego - abyśmy nie zostali za bardzo przypieczeni, i wreszcie w podczerwonym paśmie widma chroni ziemię przed zbyt dużym wypromieniowaniem ciepła w przestrzeń. Te same własności co ozon, mają jeszcze amoniak, jod i radon jednak ze względu na ich znikomą koncentrację w powietrzu nie mają one dla procesów atmosferycznych większego znaczenia.

W atmosferze znajduje się zawsze pewna ilość **pary wodnej**, która dostaje się tam w wyniku parowania wody z powierzchni oceanów, mórz, i innych powierzchni wodnych, a także z lodowców i obszarów zaśnieżonych (łącznie około 86%) oraz z powierzchni lądów (około 14%). Największe ilości pary wodnej zawiera warstwa powietrza przylegająca bezpośrednio do powierzchni parującej. W miarę wzrostu wysokości, a także w miarę wzrostu odległości od zbiorników wodnych ilość pary wodnej maleje. W powietrzu przy powierzchni ziemi średnia zawartość pary wodnej waha się od 0,2% w szerokościach polarnych do 2,5% w pobliżu równika. W przypadkach skrajnych zawartość pary wodnej w powietrzu waha się w granicach 0% do około 4% (w stosunku do objętości powietrza suchego). Para wodna zawarta w atmosferze spełnia niezwykle ważną rolę w procesach wymiany ciepła. Proces parowania związany jest z pobieraniem wielkich ilości ciepła (na wyparowanie 1 grama wody potrzeba blisko 600 kalorii - taka sama ilość ciepła zostaje zwrócona atmosferze w procesie skraplania pary wodnej). Produkty kondensacji pary wodnej zawieszony w atmosferze (np. chmury) odbijają, rozpraszają i pochłaniają promieniowanie biegnące zarówno od słońca, jak i od powierzchni ziemi. Para wodna, podobnie jak dwutlenek węgla pochłania silnie promieniowanie podczerwone, głównie w obszarze widma od 3 do 7 i powyżej 14 μm . Wszystkie te cechy mają kolosalne znaczenie dla bilansu cieplnego atmosfery i powierzchni ziemi.

Oprócz wymienionych poprzednio składników powietrza mogą w nim się znajdować **inne gazy** oraz cząsteczki w stanie ciekłym czy stałym (**zawiesiny**). Te gazy to najczęściej tlenki siarki, azotu czy fosforu powstające w procesach spalania. Zawiesiny zaś to przede wszystkim cząsteczki dymu, sadzy, popiołu oraz kropelki roztworów kwasów powstające podczas spalania paliw, pożarów leśnych i wybuchów wulkanów, cząsteczki soli morskich dostające się do atmosfery w wyniku rozpylania grzbietów fal przez wiatr, kropelki wody i kryształki lodu jako produkty kondensacji pary wodnej, mikroorganizmy (bakterie), pył kosmiczny, produkty rozpadu pierwiastków promieniotwórczych. Większość tych domieszek występuje głównie w pobliżu powierzchni Ziemi. Szczególnie wiele jest w pobliżu wielkich przemysłowych miast. Nad morzami i oceanami spotyka się głównie cząsteczki soli i małe kropelki roztworów tych soli.

Szczególne znaczenie dla procesów pogodowych mają zawiesiny noszące nazwę **jąder kondensacji**. Umożliwiają one i przyspieszają kondensację pary wodnej, w wyniku czego powstają jej rozmaite produkty - chmury, mgły, opady, osady atmosferyczne. Te jądra kondensacji ułatwiają również utrzymanie się cząsteczek wody lub lodu w pierwszej fazie ich powstawania. Jądrami kondensacji są np. cząsteczki dymu, pyły, kryształki soli, lodu, zarodniki roślin, bakterie itp.

W dolnej warstwie powietrza liczba jąder kondensacji jest największa. Nad oceanami w 1 cm³ powietrza jest ich od około 1000 do 40000. Nad lądem liczba ich znacznie większa i wynosi od 15000 do kilku milionów. Od ich liczby i rodzaju domieszek zależy stopień przepuszczalności promieniowania w atmosferze (przezroczystość). Obecność zawiesin w powietrzu jest powodem powstawania wielu procesów optycznych (rozpraszania, dyfrakcji, refrakcji, polaryzacji i innych).

W tej mieszaninie rozmaitych składników, będącej w stanie sporego rozrzedzenia, niektóre cząsteczki tracą lub przyłączają wolne elektrony, zyskując przy tym ładunki elektryczne. Naładowane w ten sposób cząsteczki nazywa się jonami, a proces ich powstawania - **jonizacją**. Proces ten zachodzi w atmosferze pod wpływem krótkofalowego i korpuskularnego promieniowania Słońca, promieni kosmicznych oraz promieniowania ciał promieniotwórczych znajdujących się w obrębie skorupy ziemskiej i w powietrzu. Jednocześnie z jonizacją następuje proces odwrotny - **rekombinacja** - pomiędzy tymi procesami zachodzi w powietrzu stan równowagi w wyniku tych procesów w każdym centymetrze sześciennym powietrza nad powierzchnią ziemi znajduje się średnio 500 do 900 jonów. Wraz z wzrostem wysokości zawartość jonów wzrasta i jest największa w obszarze wysokości pomiędzy 80 a 400 tysięcy metrów - ten obszar nazywamy nawet **jonosferą**. Dzięki obecności jonów powietrze wykazuje nieznaczne przewodnictwo elektryczne.

Poprzednio już wspomniałem, że zawartość procentowa składników powietrza do wysokości kilkudziesięciu tysięcy metrów nie zmienia się w widoczny sposób, czemu sprzyja intensywne mieszanie się powietrza w kierunku pionowym. Azot i tlen pozostają głównymi składnikami powietrza do bardzo wielkich wysokości.

Jednak powyżej 80-100 tysięcy metrów krótkofalowe promieniowanie słońca sprawia, że tlen znajduje się tam wyłącznie w stanie atomowym, z tego też powodu również inne cząsteczki powietrza ulegają rozpadowi na jony. W bardzo wysokich warstwach atmosfery (500-1000 kilometrów) obserwuje się ślady sodu, powyżej 1000 kilometrów głównym gazem jest hel, a powyżej 2000 kilometrów - wodór. W odróżnieniu od głównych składników powietrza zawartość procentowa pary wodnej zmienia się z wysokością bardzo wyraźnie. Połowa zagęszczenia pary wodnej przy ziemi następuje już na wysokości 1500 metrów.

Na wysokości 5000 metrów zawartość pary wodnej jest już 10 razy mniejsza niż przy ziemi, a na wysokości 8000 metrów już 100 razy. W warstwie powietrza do wysokości u nas 12 000 metrów (na biegunie 7000 - na równiku 18000) zawiera się 99% ogólnej ilości pary wodnej.

Atmosfera ziemska jest na skutek obrotu Ziemi znacznie bardziej od niej spłaszczoną geoidą. Zilustrować to najlepiej może fakt, że dolna jej warstwa - troposfera ma w rejonie biegunów tylko 7000 metrów grubości, a w rejonie równika 18000 metrów. Na

naszej szerokości geograficznej około 12000 metrów - podział atmosfery na warstwy będziemy zatem dopasowywać do naszej szerokości geograficznej i podane niżej granice zasięgu poszczególnych warstw dotyczą tej właśnie szerokości.

Na podstawie właściwości fizycznych i stosownie do rozwoju rozmaitych zjawisk przyjęto podział atmosfery na pięć zasadniczych warstw:

1. **Troposfera** 0-12 km - tylko w niej mamy do czynienia z produktami kondensacji pary wodnej (chmury, mgły, opady), wraz ze wzrostem wysokości temperatura i ciśnienie powietrza maleją - tylko w tej warstwie mamy do czynienia z pionowymi ruchami powietrza.

2. **Stratosfera** 12-50 km - ciśnienie spada dalej wraz z wysokością, nie ma zjawisk związanych z występowaniem pary wodnej, a temperatura jest stała na granicy z tropopauzą i niezależnie od pory dnia i pory roku wynosi zawsze $-54\text{ }^{\circ}\text{C}$ w naszej szerokości geograficznej (ostatnie badania dowodzą, że następują tam także pewne wahania temperatury, ale nie będziemy tu wchodzić w szczegóły - to sprawa dla badaczy zjawiska powstawania dziur ozonowych). Nad biegunami temperatura wynosi około $-45\text{ }^{\circ}\text{C}$, zaś w rejonie równika $-80\text{ }^{\circ}\text{C}$ i dalej wzrasta, aż do osiągnięcia wartości powyżej zera. Pomiedzy troposferą a stratosferą wyróżniamy warstwę graniczną - tropopauzę, której grubość wynosi około 2000 m. W warstwie tej zanika spadek temperatury i mogą w niej wyjątkowo również zachodzić zjawiska związane z występowaniem pary wodnej - czyli warstwa ta może przyjmować cechy tak troposfery jak i stratosfery. Nie jest ona warstwą jednolitą i tam, gdzie następują jej przerwania, powstają niezwykle silne wiatry zwane prądami strumieniowymi lub z angielska jet-stream. Wiatry te mają bardzo duży wpływ na ruch wielkich mas powietrza i pełnią ważną rolę przy analizie prognoz pogodowych. Wzrost temperatury w stratosferze powstaje dlatego, że największe ilości ozonu znajdują się na jej górnej powierzchni, a ozon pochłania, jak już wcześniej wyjaśniałem, promieniowanie w żółto-zielonym paśmie widma - w którym jest przekazywane najwięcej energii. Ta warstwa, jak i powierzchnia Ziemi, są największymi źródłami ciepła dla atmosfery i właśnie tropopauza jest najchłodniejsza, jako najdalej od obu tych źródeł położona warstwa.

3. **Mezosfera** - 50-85 km - warstwa powyżej stratosfery w której temperatura znowu spada, aż do wartości około $-80\text{ }^{\circ}\text{C}$. W potocznym języku meteorologów nazywa się tą warstwę również troposferą górną, bo w niej właśnie zachodzą zjawiska zwane zorzą polarną - czyli zjawiska świecenia cząsteczek pod wpływem przepływu prądu elektrycznego (jako asocjacja dla zjawisk chmurowych, no i ten spadek temperatury). W tej warstwie jest największa liczba jonów i w niej również wyróżnia się rozmaite podwarstwy, o czym już radiowcy lepiej wiedzą, gdyż dla nich mają one ważne znaczenie propagacyjne.

4. **Termosfera** - 85-800 km - to warstwa, w której znowu temperatura rośnie i przekracza nawet wartości $1000\text{ }^{\circ}\text{C}$ - jest to wynikiem absorpcji promieniowania słonecznego w zakresie najmniejszych długości fal. Oczywiście pojęcie tych temperatur odzwierciedla jedynie energię prędkości ruchu cząsteczek gazu, ale ich rozproszenie jest tak ogromne, że naturalnie lecący tam pojazd kosmiczny nie może się nagrzać w drodze przewodnictwa cieplnego i nic mu nie grozi.

5. **Egzosfera** - ponad 800 km - podejrzewa się, że tam dochodzi już wpływ działania korony słonecznej - w każdym razie prędkości cząsteczek gazu są tam ogromne i osiągają 11,2 km/s, co pozwala im na rozpraszanie się w przestrzeni kosmicznej.

Tak, jak pomiędzy troposferą i stratosferą mamy warstwę rozdziału - **tropopauzę**, to pomiędzy stratosferą i mezosferą jest warstwa rozdziału zwana **stratopauzą**, pomiędzy mezosferą i termosferą - **mezopauza**, a pomiędzy termosferą i egzosferą - **termopauza**.

Wykład 2

TROPOSFERA

TROPOSFERA

Z poprzednich rozważań widać, że troposfera - przyziemna warstwa atmosfery - to w zasadzie ponad 80% całej atmosfery - powyżej rozrzedzenie jest tak duże, że na ogromne przestrzenie przypada niewiele masy.

Dla pełnej informacji podam, że masa całej atmosfery to $5,136 \times 10^{21}$ gramów - to ogromna masa, ale trudno to sobie dobrze wyobrazić, więc powiem inaczej - masa całej atmosfery jest około 250 razy mniejsza od masy hydrosfery - czyli gdybyśmy wiali do jednego naczynia wszystkie morza i oceany, jeziora i rzeki oraz inne zbiorniki wodne i odkroili 1/250 część tego naczynia to to, co w nim zostanie, miałoby masę zbliżoną do masy całej atmosfery.

Od powierzchni ziemi do wysokości 5000 metrów znajduje się połowa całej masy, do wysokości 10000 metrów 75%, a do 35000 metrów 99% - to pokazuje jak praktycznie przebiega wzrost rozrzedzenia wraz z wysokością. Oddaje to również wyczuwalnie, jak maleje ciśnienie wraz ze wzrostem wysokości. Przy okazji ważna informacja - do wysokości 4000 metrów wolno przebywać człowiekowi bez dodatkowego wyposażenia w tlen - powyżej nie należy tego próbować - chociaż ludzki organizm poprzez długotrwały trening jest w stanie bez szkody dla zdrowia wytrzymać i większe wysokości (np. Mount Everest był już zdobyty bez użycia tlenu - 8848 m, ale to wynik długotrwałych treningów przystosowawczych i nie każdy organizm się do takiego przystosowania nadaje).

Wszystko to, co ma bezpośredni wpływ na warunki latania, odbywa się w zasadzie wyłącznie w troposferze i dlatego w dalszych rozważaniach będziemy się zajmować prawie wyłącznie tą warstwą atmosfery.

Dla lepszego zrozumienia zachodzących w troposferze zjawisk musimy sobie kilka spraw zdefiniować i przyjąć za prawdę, bez głębszego wchodzenia w istotę zagadnienia - oczywiście szczególne wątpliwości chętnie będę wyjaśniał, ale dla

skomasowanego przebiegu tego krótkiego kursu trzeba niestety takie skróty wprowadzać.

1. Przewodnictwo cieplne powietrza jest bardzo małe i dla prostoty rozważań będziemy je zupełnie pomijać. Czyli zmiana temperatury powietrza może nastąpić jedynie:

a. w procesie adiabatycznym (w trakcie rozprężania lub sprężania)

b. poprzez nagrzewanie czy wyziębianie od podłoża

c. poprzez pochłanianie energii promieniowania słonecznego (znikomy proces, który dla naszych rozważań ma bardzo małe znaczenie i dla chętnych mogę o nim podyskutować oddzielnie)

2. Każda chmura widoczna w powietrzu pokazuje swoim kształtem rodzaj i prędkość ruchu pionowego powietrza - bo tylko z powodu wznoszenia się powietrza może ona w ogóle powstać (o ile w pobliżu znajdują się jądra kondensacji, na których powstają pierwsze utworzone z gazu kropelki). Np. smuga kondensacyjna, którą "ciągnie za sobą" wysoko lecący samolot to nic innego jak chmura, która nie powstała wcześniej z powodu braku w powietrzu dostatecznej liczby jąder kondensacji - para wodna na wysokości, gdzie występuje to zjawisko, utrzymuje się w stanie przechłodzonym - czyli powinna się skroplić (skondensować), ale z powodu braku dostatecznej liczby jąder kondensacji nie może wytrącić kropelek. Samolot, przelatując dostarcza potrzebnych jąder kondensacji w postaci swoich spalin i na tych spalinach natychmiast wytrącają się kropelki wody. Z dużej odległości samolot jest widoczny przez nieprzyjaciela i jedyną radą na tą dekonspirację jest tak zmienić wysokość lotu, aby wydostać się z obszaru, gdzie znajduje się przechłodzona para wodna. Ten drobny przykład pokazuje, jak ważnym elementem prognozy pogody dla lotnictwa wojskowego jest określenie dokładnie obszarów powietrza mogących zawierać przechłodzoną parę wodną.

Jak to już wiemy, w troposferze wraz ze wzrostem wysokości maleje temperatura oraz maleje ciśnienie powietrza. Jeżeli w masie powietrza zawarta jest określona ilość pary wodnej, to w miarę spadku temperatury coraz trudniej jest tej parze wodnej pozostać w formie gazowej. Dla określonej ilości pary wodnej w 1 metrze sześcinnym powietrza taka temperatura, poniżej której musi się ona skondensować, nazywa się temperaturą **punktu rosy** i ten właśnie punkt jest odpowiedzialny za wysokość podstawy chmur w danych określonych warunkach - wszystko tu zależy od tego jak wiele wilgoci (pary wodnej w formie gazowej) zawiera ta masa powietrza, oraz jak w danej masie wygląda pionowy rozkład temperatury. W rzeczywistości rozmaite ruchy powietrza powodują, że spadek temperatury wraz z wysokością nie jest taki prosty, jak to teoretycznie założyliśmy w warunkach naszej sztucznej i nieruchomej modelowej atmosfery.

Przy okazji dwa ważne określenia:

1. warstwa powietrza, w której jego temperatura pozostaje bez zmian, nazywa się **izotermą**

2. warstwa powietrza, w której jego temperatura rośnie wraz ze wzrostem wysokości, nazywa się **warstwą inwersji**

Okazjonalne występowanie w masie powietrza takich warstw ma wielki wpływ na ruchy pionowe w powietrzu - zawsze je hamuje. Występowanie takich warstw jest możliwe właśnie tylko dlatego, że powietrze jest bardzo złym przewodnikiem ciepła i jedna jego warstwa od drugiej nie może się ani nagrzać, ani oziębic.

Czysto teoretycznie - jeśli połowę pokoju wypełnimy powietrzem zimnym, a drugą powietrzem ciepłym, to **dopóki nie zaczniemy mieszać ciepłe powietrze jako lżejsze wypełni górną połowę pokoju, a zimne jako cięższe dolną i bez mieszania granica temperatur pozostanie na długi okres czasu (kiedyś, w końcu się to pomiesza) bardzo wyraźną wąską warstwą.**

W przyrodzie granice między ciepłą i zimną masą powietrza są bardzo wyraźne i praktycznie nie zachodzi nigdy pełne zmieszanie - jedynie szerokość warstwy granicznej jest różna - gdy masy długo występują koło siebie szersza i gdy krócej - węższa.

Ponieważ głównym dostarczycielem pary wodnej jest hydrosfera, a obraz lądów i mórz naszej planety nie jest geometrycznie regularny, to i zawartość pary wodnej w powietrzu jest silnie zróżnicowana.

Masa powietrza, która przez dłuższy czas przebywa w określonych warunkach, nabiera cech, które dosyć długo może przechowywać. Np. masa zalegająca ciepły rejon oceanu na skutek jego parowania nabiera wilgotności (określonego poziomu nawilgocenia - czyli określonej ilości pary wodnej) oraz od ciepłej jego wody nagrzewa się do podobnej morzu temperatury. Nawet, jeśli potem ta masa powietrza zostanie przesunięta nad inny teren, to pozostanie długi masą ciepłą i wilgotną - i odwrotnie, masa powietrza z nad lądu i z rejonu o niskich temperaturach pozostanie masą chłodną i suchą.

Z uwagi na rozmaite obszary na kuli ziemskiej przyjęto rozróżniać masy:

1. tropikalne (suche lub wilgotne)
2. zwrotnikowe (suche lub wilgotne)
3. polarne (suche lub wilgotne)
4. arktyczne (suche lub wilgotne)

Nasz kraj znajduje się na granicy pomiędzy obszarem zwrotnikowym i polarnym i zazwyczaj na przemian znajdujemy się pod wpływem jednej z czterech mas powietrza z tych obszarów.

Każda z wymienionych zasadniczych mas powietrza posiada określony zestaw czynników do występowania w niej określonego typu pogody, właściwego temu właśnie rodzajowi masy powietrza - z tym wiąże się określony rodzaj i typ zachmurzenia, określony stan równowagi pionowej powietrza oraz określone co do

siły i kierunku zasadnicze wiatry. Oczywiście dojdziemy potem do szczegółowej specyfikacji tych wszystkich czynników - na razie jest ważne tylko zdanie sobie sprawy z faktu, że rozmaite masy powietrza, ogarniające spore obszary (w obrębie jednego gatunku masy) są w zasadniczym stopniu odpowiedzialne za obraz pogody występujący w ich obrębie. Np. niemożliwe jest spotkanie pogody bezchmurnej i ciszy w masie wilgotnego powietrza arktycznego, które objęło swoim zasięgiem nasz kraj, lub jego część w środku lata.

To, że masy powietrza przemieszczają się w rozmaitych kierunkach (zawsze obracając się wokół osi przechodzącej nieopionowo przez jej środek oraz przemieszczając się w określonym kierunku) powoduje zmienność tego, co ogólnie nazywamy pogodą. W ruchu tym wiele czynników odgrywa ważną rolę.

Istnieje wpływ rzeźby terenu na ten ruch, istnieje wpływ położenia i ruchu innych, sąsiednich mas powietrza, wreszcie istnieje również ważny wpływ ruchu obrotowego naszej planety, który wyznacza specjalne prawa poruszającym się nad jej powierzchnią masom. Również zróżnicowany pobór energii słonecznej przez podłoże, nad którym masa zalega ma niebagatelny wpływ na jej dalsze zachowanie, a co za tym idzie na rozwój pogody nad określonym obszarem. Także warunki lokalne (obecność dużych obszarów piachu, czy wody) mają wpływ na lokalne wahania pogodowe rejonu nazywane w tej skali mikroklimatem okolicy - one to powodują odejście w niektórych miejscach od właściwego dla danej masy typu pogody, lub nawet nieco inny obraz jej przebiegu w relatywnie nie wielkim rejonie. Tak dalece mogą tu zachodzić lokalne odmienności, że nawet możemy mieć lokalnie dokładnie przeciwny kierunek wiatru niżby wynikało to z zasadniczego ruchu masy powietrza. Np. rotor powstający lokalnie z powodu opływania góry przez strumień powietrza powoduje, że tam gdzie on występuje wiatr jest właśnie dokładnie przeciwny zasadniczemu. To jedna z wielkiej liczby możliwych anomalii lokalnych.

Słońce jako główny dostarciciel ciepła poprzez promieniowanie nagrzewa podłoże. To nagrzewanie - jego wielkość i inne cechy zależą od kilku ważnych czynników:

1. Kąta padania promieni słonecznych na to podłoże;
2. Momentalnej odległości od Słońca do nagrzewającego się podłoża;
3. Pochłaniania promieniowania słonecznego po drodze (w największym stopniu przy przechodzeniu atmosfery - jej kolejnych warstw);
4. Rodzaju nagrzewanego podłoża - inaczej nagrzewa się piasek, inaczej woda, jeszcze inaczej zielona łąka, czy gęsty las, czy w końcu skała.

Postarajmy się zobaczyć wyraźniej działanie każdego z wymienionych czynników:

1. Kąt padania promieni słonecznych na podłoże jest determinowany znowu całą masą warunków:
 - a. kątem podniesienia Słońca nad horyzont - ten kąt zmienia się wraz z porami roku (obieg Ziemi dookoła Słońca) oraz porami doby (obrót Ziemi dookoła własnej osi) - tylko pomiędzy zwrotnikami jest możliwe zenitalne położenie Słońca i co za tym idzie,

maksymalne przekazanie energii promieniowania podłożu. Im dalej w kierunku biegunów, tym bardziej położenie Słońca odbiega od zenitalnego i co za tym idzie, oddawanie energii na ogrzanie podłoża jest coraz mniejsze. Niebagatelne znaczenie ma tutaj również kąt pomiędzy osią obrotu Ziemi, a płaszczyzną ekliptyki (płaszczyzny, w której Ziemia obiega Słońce) Oczywiście nagrzane podłoże także wypromieniowuje swoją energię cieplną i dlatego żeby zrobić dokładny bilans cieplny trzeba od energii pobranej odjąć jeszcze tę, którą podłoże wypromieniowało. Nie będziemy tutaj ujmować tych procesów matematycznie, żeby nie pogłębiać niepotrzebnie tego rozumowania - ważna jest jedynie świadomość opisanych powyżej zjawisk - dla chętnych na bardziej dogłębne poznanie tych procesów jestem dostępny na privaat, gdzie mogę podać odpowiednie wzory i zależności liczbowe.

b. ustawieniem ogrzewanej powierzchni w stosunku do słońca - pochylenie stoków górskich - tutaj również występują znaczne różnice w odbiorze energii słonecznej.

2. Odległość od Słońca zmienia się w zależności od położenia Ziemi na orbicie okołosłonecznej i ponieważ orbita ta niewiele odbiega od koła, to i różnice spowodowane tym czynnikiem są niewielkie.

3. Tutaj różnice mogą być bardzo duże bo np. przez całkowitą powłokę chmur do podłoża dochodzi bardzo niedużo promieniowania słonecznego. Tak samo liczba zawieszin stałych w powietrzu zmienia znacznie przepuszczalność promieniowania słonecznego powietrza. Silne inwersje nad miastami przemysłowymi są tego najlepszym odzwierciedleniem.

4. Rodzaj podłoża w końcu ma wielkie znaczenie w prędkości jego nagrzewania oraz w wielkości wypromieniowanego ciepła na zewnątrz. Np. woda nagrzewa się dosyć wolno, ale słabo wypromieniowuje w przestrzeń pobrane wcześniej ciepło - piasek za to nagrzewa się bardzo szybko, ale i szybko wypromieniowuje pobraną energię. Dla lepszego zrozumienia szeregu bardzo ważnych procesów meteorologicznych ważne jest dobre rozeznanie w reakcjach na promieniowanie słoneczne rozmaitych możliwych i spotykanych gatunków podłoża. Warto w tym przedmiocie porobić dla treningu trochę własnych obserwacji.

Wykład 3

RUCHY MAS POWIETRZA

RUCHY MAS POWIETRZA

Po dotychczasowym przygotowaniu powinniśmy dać sobie radę ze zrozumieniem dalszych rozważań dotyczących zasad ruchów wielkich mas powietrza. Do pełnego szczęścia w tym zakresie musimy sobie jeszcze uzmysłowić dosyć ważną sprawę - co to jest i skąd się bierze tzw. siła Coriolisa.

Postarajmy się wyobrazić sobie wielki globus, który się obraca w kierunku wschodnim (tak jak nasza planeta). Na biegunie północnym tego globusa znajduje się mrówka i chce po równoleżniku przejść w kierunku równika. W czasie swojej



Rys. 1



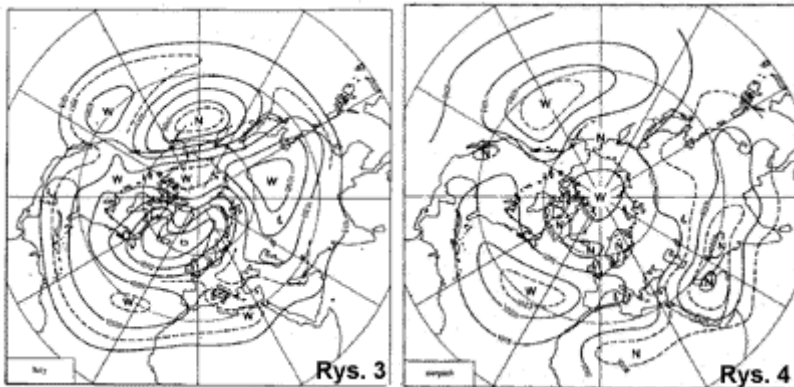
Rys. 2

wędrówki oddala się ona (wraz z powierzchnią globusa) od osi jego obrotu i co za tym idzie rośnie prędkość liniowa z jaką porusza się ona wraz z globusem dookoła jego osi obrotu. Co prawda prędkość kątowa jest cały czas ta sama, właśnie prędkość liniowa oddziałuje na

ale jednak to naszą mrówkę w taki sposób, że chce ją przewrócić w prawo. Mrówka na swoich nóżkach trzyma się dobrze globusa i tylko zwiększy się nacisk na jej prawe nóżki, a zmaleje nacisk na lewe - powietrze jednak, które z powierzchnią Ziemi nie jest tak związane, jak przykładowa mrówka z naszym globusem, zostanie w swojej wędrówce po południku od razu z niego zepchnięte i jego ruch nad powierzchnią ziemi zmieni swój kierunek tak dalece, aż w końcu będzie się ono posuwać już nie wzdłuż południka, tylko wzdłuż równoleżnika. Siła, która tę zmianę kierunku spowodowała została odkryta i wyrażona rachunkowo przez Coriolisa i od jego nazwiska została nazwana **siłą Coriolisa**. Odgrywa ona wielką rolę - zawsze tam, gdzie idzie o zmianę miejsca nie związanych ściśle z podłożem mas powietrza - bo wpływa na poważną zmianę kierunku ich przesuwania się po powierzchni ziemi.

Teraz postarajmy się sobie wyobrazić, że nasza Ziemia jest wykonana z jakiegoś jednorodnego tworzywa, jest zupełnie gładka i znajduje się na orbicie okołosłonecznej z tak wolnym obrotem dookoła swojej osi, że zawsze jest odwrócona do Słońca tą samą stroną - tak, jak Księżyc w stosunku do Ziemi.

Zastanówmy się nad tym, co stanie się na tej osłonecznionej stronie - w rejonie równika powierzchnia tej nowej Ziemi będzie się nagrzewać od promieniowania słonecznego (prawie prostopadłego do podłoża) - na biegunach zaś pozostanie ona najzimniejsza (najmniejszy kąt padania promieni słonecznych). Atmosfera otaczająca tę nową Ziemię (tu odkładamy na bok tą drugą, nie oświetloną stronę ziemi) będzie się w rejonie równika nagrzewać od nagrzanego podłoża. Powietrze nagrzane (ruch jego rozmaitych składników szybszy) jako lżejsze od otaczającego powietrza uniesie się do góry i zacznie się w miarę unoszenia oziębiać adiabatycznie na skutek rozprężania (coraz mniejsze ciśnienie), a na miejsce po nim z sąsiedztwa zostanie zassane powietrze chłodniejsze co spowoduje ruch masy powietrza z północy i południa w stronę równika. Na dużej wysokości natomiast ochłodzone w procesie adiabatycznym masy powietrza będą rozpychane w stronę obu biegunów przez stale napływające od dołu nowo nagrzewane masy. Ruch powietrza od biegunów w stronę równika spowodowałby brak powietrza na biegunach i żeby temu zapobiec zimne masy w wysokich warstwach atmosfery będą w okolicach biegunów opadać w stronę powierzchni Ziemi, aby ten powstający brak wypełnić. Na tym nieobrcającym się modelu byłby to obraz tzw. cyrkulacji ogólnej. Ziemia jednak się dosyć szybko obraca dookoła własnej osi i, jak to sobie rozważyliśmy, wcześniej powietrze lecące od biegunów w stronę równika zostanie poddane sile Coriolisa i zakręci. Nie wdając się w dosyć długie i mozolne rozważania zobaczmy na rysunku 1, jak by w rzeczywistości wyglądał obraz tego ruchu powietrza na jednorodnej i zupełnie gładkiej Ziemi w warstwie przyziemnej. Rysunek 2 pokazuje jak rozłożyłyby się obszary niskiego i wysokiego ciśnienia na naszej zupełnie jednorodnej i gładkiej ziemi. Zrozumienie i dokładne zapamiętanie obu tych szkiców jest bardzo ważne dla dalszych naszych rozważań, bo choć Ziemia w rzeczywistości nie jest ani gładka ani



jednorodna, rzeczywisty ruch mas powietrza nad nią następuje według tych właśnie zasad i tylko niegładkości i niejednorodności Ziemi psują nieco ten idealny przebieg.

Dla przejścia od tego modelu do warunków rzeczywistych musimy sobie zdać sprawę jak wpływają na ten model fakty istnienia oceanów i kontynentów.

Dwa ważne czynniki warte są tu przypomnienia:

1. Kondukcyjna pojemność cieplna oceanów jest znacznie większa niż skał tworzących lądy - dlatego roczne amplitudy temperatury są nad oceanami znacznie mniejsze niż nad kontynentami.
2. Zmiany ilości dochodzącego w ciągu roku promieniowania są znacznie mniejsze w pobliżu równika, a rosną ku biegunom, wskutek czego zmienność temperatury w ciągu roku będzie znacznie mniejsza bliżej równika, a będzie się zwiększać w stronę biegunów. Wynika stąd, że zmiany różnic temperatur pomiędzy kontynentem, a oceanem będą mniejsze w pobliżu równika i większe w wysokich szerokościach geograficznych.

Dla pokazania teraz, jak układać się będą średnio ciśnienia powietrza zimą przy Ziemi na półkuli północnej, przyjrzyjmy się wnikliwie rysunkowi 3 (podanemu za U.S. Weather Bureau) pamiętając, że jest to zimowy obraz średni. Letni obraz średni ciśnienia powietrza latem na tej samej półkuli pokazuje rysunek 4 (podany za tym samym źródłem).

Jeśli przyjrzymy się jeszcze raz szerokościom geograficznym (na rysunku 1), na których znajduje się północna Europa to zobaczymy, dlaczego właśnie w tym rejonie mamy do czynienia z tak dużą zmiennością układów. W tej szerokości bowiem spotykają się zimny spływ północno-wschodni z ciepłym i wilgotnym ruchem południowo-zachodnim. Powoduje to jako skutek tworzenie się w tych szerokościach geograficznych nieustannych rodzin niżów barometrycznych, które stale przesuwały się w kierunku wschodnim (wpływ kierunku obrotu Ziemi). Ląd Europejski z idącym równoleżnikowo pasmem najpierw Alp, a potem Karpat, hamuje w znacznym stopniu ciepły ruch południowo-zachodni i dla tego rodziny tworzących się stale nowych niżów powstają dalej na zachód od Europy w rejonie Nowej Funlandii, który to rejon nosi z tego powodu nazwę "kolebki niżów". Wędrują one na wschód, podlegając rozmaitym wpływom odchylającym ich ruch czasem w kierunku nieco bardziej północnym, czasem bardziej południowym. Na półkuli północnej niżej zawsze muszą kręcić się przeciwnie do ruchu wskazówek zegara, wyżej zgodnie z ruchem wskazówek zegara (oczywiście na półkuli południowej jest odwrotnie). Przyczyną tego faktu, jak to już wszyscy zapewne zauważyliście, jest kierunek obrotu kuli ziemskiej i związana z nim siła Coriolisa.

Na mapach pogody (tzw. mapy synoptyczne) łączy się punkty o jednakowym ciśnieniu liniami, które noszą nazwę **izobar** - daje to wyraźny obraz rozmieszczenia niżów i wyżów w danym momencie, co pozwala na dokładne zorientowanie się, z jakiego typu zjawiskami pogodowymi mamy właśnie do czynienia i oceny, co stanie

się dalej. Parę ważnych czynników z tego wynikających warto tu sobie uzmysłowić bez długiego i mozolnego ich wyprowadzania.

1. W układach wyżowych, które kręcą się na naszej półkuli zgodnie z ruchem wskazówek zegara wiatry wieją zawsze wzdłuż izobar z lekkim odchyleniem na zewnątrz (wielkość tego odchylenia jest zależna od tego czy wyż się tworzy czy rozplywa);
2. W układach niżowych, które kręcą się na naszej półkuli przeciwnie do ruchu wskazówek zegara wiatry wieją zawsze wzdłuż izobar z lekkim odchyleniem do wewnątrz (wielkość tego odchylenia jest zależna od tego czy niż się pogłębia, czy wypełnia);
3. Prędkość wiatru jest ściśle związana z odległością pomiędzy izobarami (poziomy gradient baryczny) i jest tym większa, im izobary są gęściej położone;
4. Wszystkie zjawiska pogodowe zachodzące w wyżu są bardzo osłabione i nie wyrażone silnie (słabsze wiatry niż w niżu, słabsza termika - jeśli wystąpi w ogóle, mniej typowe układy chmurowe, mniej intensywne opady itp.);
5. Wszystkie zjawiska pogodowe zachodzące w niżu są silnie wyrażone i tylko w niżu można oczekiwać ekstremalnych zachowań pogody. Dzieje się tak dlatego, że w zasadzie z powodu opisanych wcześniej mechanizmów ruchu powietrza powstają wyłącznie niży. One to wypychają na zewnątrz spore masy powietrza na skutek siły odśrodkowej, te zaś są utrzymywane tylko poprzez okoliczne niży i przez nie kręczone, jak koła zębate w odwrotną stronę. Wyże są od początku zjawiskami wtórnymi (w tym miejscu fachowcy rzucają się na mnie chcąc mnie rozszarpać, ale uprzedzałem, że chcąc przeprowadzić ten kurs w realnym czasie muszę używać skrótów myślowych, nawet wtedy kiedy one są spore - zainteresowanym chętnie mogę ten temat rozwinąć, ale dla naszych potrzeb paralotniarskich nie widzę sensu);
6. Wszystko, co w dalszych rozważaniach przypiszemy prawom ogólnym, może w warunkach lokalnych ulec rozmaitym zakłóceniom i nie wystąpić tak dokładnie, jak by to wynikało z przyjętych praw ogólnych (czasami zakłócenia te mogą tak dalece zaciemnić przepisowy obraz zjawisk, że zachodzi obawa o ich właściwą interpretację);
7. Każdy kręcący się układ, obojętnie czy to niż, czy wyż, ma swoją oś obrotu. Niestety oś ta prawie nigdy nie jest prostopadła do powierzchni Ziemi. Wynika z tego, że ruch takiego kręcącego się układu musi poza innymi czynnikami zawierać jeszcze tzw. wpływ żyroskopowy. Spróbujcie na stole puścić zwykłego bączka, ale nie pionowo w stosunku do powierzchni stołu, tylko trochę skośnie - zobaczycie, co z tego wyniknie i spostrzeżenie to zastosujcie potem przy analizie możliwości ruchu układów barycznych;
8. Innym, nie mniej ważnym składnikiem ruchu układów barycznych jest ich hamowanie - może ono pochodzić od wpływu podłoża (góry, wielkie doliny itp.) czy od rozlokowania innych układów barycznych w okolicy - są to hamowania zewnętrzne oraz od wewnętrznych czynników, które dokładniej omówimy sobie dokładniej w następnej pogadance. Tu także może przydać się zabawa z bączkiem -

po jego puszczeniu spróbujcie kartką papieru przyhamować jego obrót z jednej strony - co zaobserwujecie?

Teraz na zakończenie proponuję rzut oka na <http://meteo.it>, żeby zobaczyć jak to wygląda na teraz w Europie (na niebiesko są zaznaczone fronty chłodne, na czerwono fronty ciepłe, a izobary są opisane wartościami - można sobie ten obrazek porównać z wiatrem, jaki wieje za oknem).

Wykład 4

MASY CIEPŁE I CHŁODNE

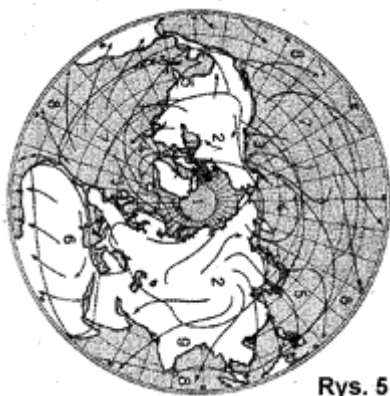
MASY CIEPŁE I CHŁODNE

W języku meteorologów **masą powietrza** nazywa się wielką objętość powietrza, którego własności fizyczne (głównie temperatura i wilgotność) są w rozkładzie poziomym mniej więcej jednolite. Przez "wielką" rozumiemy rozciągłość poziomą rzędu tysiąca i więcej kilometrów, a przez wyrażenie "mniej więcej jednolite" rozumiemy, że zmiany np. na odległości 100 km w tej objętości są o wiele mniejsze od tych, które znajdziemy przechodząc przez granicę pomiędzy masami - granica ta zwykle jest dosyć wąska i nie przekracza 15-30 kilometrów.

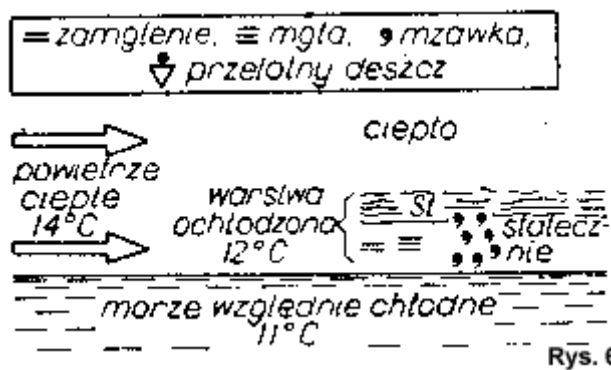
Strefę graniczną nazywamy **strefą frontalną** lub po prostu **frontem**. Jest ona obszarem kontrastów temperatury i wilgotności. Jest również miejscem silnych kontrastów energii potencjalnej, której część tutaj właśnie zostaje zamieniona w energię kinetyczną związaną z rozległymi wędrującymi zaburzeniami. Zaburzenia te noszą nazwę **cyklonów**. Masami powietrza, frontami i cyklonami zajmują się meteorolodzy przewidujący pogodę dla średnich i wysokich szerokości geograficznych. Ponieważ te trzy pojęcia są ze sobą ściśle powiązane, wygodniej będzie nam rozważyć je po kolei.

Zacznijmy od **mas powietrza**. Kształtowanie się mas powietrza zachodzi nad obszarami o stosunkowo jednorodnym podłożu, nad którym powietrze zalega lub krąży w prawie zamkniętym układzie cyrkulacji. Układami zapewniającymi dostatecznie długotrwałe - dla przyjęcia określonych cech - przebywanie powietrza nad danym obszarem są przede wszystkim stacjonarne wyże i stacjonarne niże. Masy powietrza mogą się też formować podczas powolnego przemieszczania się powietrza ponad obszarami oceanicznymi o jednorodnych cechach termicznych.

Czas potrzebny do ukształtowania się masy powietrza nad danym obszarem wynosi przeciętnie od 4 do 10 dób. Obszary, nad którymi kształtują się masy powietrza, nazywa się **obszarami źródłowymi**.



Rys. 5 przemieszczają. Wskutek tego masy ukształtowane w pewnych obszarach źródłowych napływają nad obszary o innych cechach podłoża.



Rys. 6 W wielkoskalowych ruchach związanych z ogólną cyrkulacją atmosfery, masy

Wpływ zmienionych warunków wiąże się ze zmianą właściwości fizycznych przemieszczającej się masy powietrza. Jest to proces transformacji masy powietrza. Jeżeli przesunięcie się masy nad nowy obszar jest szybkie, to w początkowym okresie jej charakter może ulec tylko nieznacznej zmianie i to głównie w dość wąskiej warstwie. Dopiero po pewnym czasie zakres zmian staje się coraz większy. Masa powietrza w procesie transformacji stopniowo traci właściwości nabyte w obszarze źródłowym. Jeżeli po wyjściu z obszaru źródłowego masa powietrza przemieszcza się powoli nad podłożem o właściwościach innych niż te, które dominowały w obszarze źródłowym, to proces transformacji następuje stopniowo w miarę jej przemieszczania się. W obu opisanych przypadkach mówimy o **starzeniu się** masy. Jeżeli nad nowym obszarem o innych właściwościach warunki cyrkulacyjne spowodują zatrzymanie się masy na potrzebny okres to może ona całkowicie zmienić swoje właściwości.

Niektóre cechy przemieszczających się mas powietrza zmieniają się wolniej niż inne - określamy je jako konserwatywne. Do najbardziej konserwatywnych cech mas powietrza należą: temperatura ekwiwalentno-potencjalna, temperatura potencjalna i wilgotność właściwa. Dość konserwatywne są również: wilgotność bezwzględna, temperatura punktu rosy, zwykła temperatura powietrza powyżej warstwy tarcia (w szczególności nad morzem) a także przezroczystość powietrza.

Rysunek 5 pokazuje obszary źródłowe półkuli północnej zimą. Ciemny kolor oznacza obszary oceaniczno-morskie, białe są lądy. 1. obszary źródłowe arktyczne, 2. polarnokontynentalne, 3. polarnomorskie, 4. i 5. przejściowe, 6. zwrotnikowokontynentalne, 7. zwrotnikowomorskie, 8. równikowe (tropikalne), 9. monsunowe.

Teraz musimy zająć się klasyfikacją mas powietrza ukształtowanych w rozmaitych obszarach źródłowych.

Podstawowym podziałem mas jest podział na masy ciepłe i na masy chłodne - oczywiście dotyczy on mas, które przemieszczają się po opuszczeniu obszaru źródłowego.

Ciepła masa powietrza jest to taka masa, która napływając nad dany obszar stopniowo się ochładza. Ochładzanie to rozpoczyna się w najniższej warstwie, tam gdzie dochodzi do styku z podłożem i stopniowo przenosi się w coraz wyższe warstwy. W ciepłej masie, która zaczyna ochładzać się od dołu, obserwujemy wiele zasadniczych procesów.

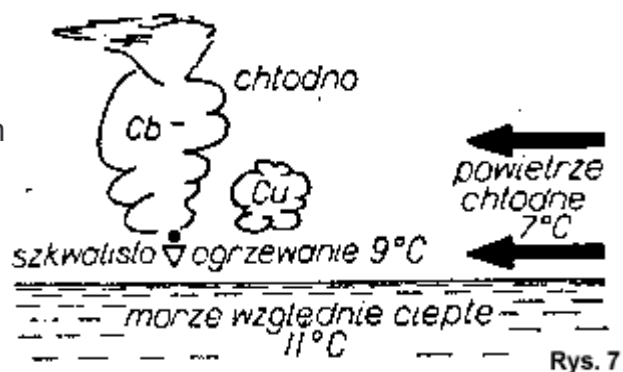
Po pierwsze, procesowi ochładzania towarzyszy **wzrost stępczności** masy, czyli zanik konwekcji (prądów pionowych). Na skutek ochładzania dolnych warstw

powietrza rośnie wilgotność względna i obniża się wysokość poziomu kondensacji. W tych warunkach mieszanie turbulენტne może prowadzić do powstania chmur **stratus**, które mogą dać mżawkę, a nawet do powstawania **stratocumulusów**, dających słaby deszcz lub śnieg. Niekiedy rozpiętość pionowa chmur warstwowych może wzrosnąć tak dalece, że przekształcą się one w chmury **nimbostratus** powodujący ciągły i długotrwały opad. Z procesem ochładzania się masy powietrza związana jest możliwość powstawania inwersji - szczególnie, gdy podłoże, nad które napływa ciepłe powietrze, jest silnie wychłodzone. Jako skutek tego zjawiska mogą powstać **mgły adwekcyjne**, które mogą łączyć się niekiedy bezpośrednio z **zachmurzeniem warstwowym**.

Zastopowanie wszelkich ruchów pionowych powietrza sprzyja utrzymywaniu się w nim przy ziemi rozmaitych zawiesin, a ponadto występowanie wyżej wspomnianych mgieł sprawia, że zwykle mamy do czynienia z kiepską widocznością. Ze względu na grube zachmurzenie warstwowe i pochłaniającą właściwość mgieł dziennie-nocne różnice temperatur i innych elementów meteorologicznych są małe, a wiatry w takiej masie nie są porywiste, ani bardzo silne.

Typowym przykładem ciepłej masy powietrza jest napływ z Atlantyku nad Europę ciepłej masy powietrza w okresie zimowym. Obserwuje się wtedy ocieplenie, wzrost wilgotności, zachmurzenie przez chmury warstwowe oraz mgły. Napływ ciepłej masy powietrza może się też wiązać z bezchmurną pogodą. Dzieje się tak przy adwekcji ciepłego i suchego powietrza z rozgrzanego kontynentu. Cechą charakterystyczną takiej masy jest bardzo obniżona widoczność pozioma z powodu dużego zapylenia powietrza. Przykładem takiej masy może być napływ powietrza z Afryki Północnej nad Morze Śródziemne czy Atlantyk.

Chłodna masa powietrza to taka masa, która napływając nad dany obszar stopniowo się nagrzewa. Z tym procesem wiąże się **wzrost chwiejności**, czyli wzrost zdolności do ruchów konwekcji termicznej. Rozwijające się chmury należą głównie do typu chmur kłębiastych, a powstające opady mają charakter przelotny - latem może być to również grad i burze, a zimą przelotne nawet bardzo silne, ale krótkotrwałe opady śniegu. W chłodnej masie powietrza wiatry są zwykle porywiste i silne, a wszystkie inne elementy meteorologiczne podlegają dużym wahaniom dobowym - szczególnie nad lądem.



Rys. 7

Najczęstsze rodzaje zachmurzenia w masie ciepłej i chłodnej pokazują rysunki 6 i 7.

Z tego wynika, że zasadniczo w powietrzu ciepłym mamy do czynienia z równowagą stałą, a w powietrzu chłodnym z równowagą chwiejną - jednak w obszarze źródłowym, który formuje masę zarówno masa ciepła jak i chłodna może zostać uformowana chwiejnie lub stało, a dopiero, gdy zacznie ona wędrować, rodzaj podłoża wpływa na nią ustalająco lub uchwiejniająco.



Umiejętność rozpoznawania cech napływających mas powietrza jest bardzo ważna dla dobrego prognozowania pogody - trzeba tu pamiętać, że ważny jest zarówno obszar źródłowy masy jak i tereny nad którymi odbywała się jej wędrówka, jak i czas tej wędrówki - te właśnie czynniki pozwalają na dobre przewidywanie możliwych zjawisk pogodowych w połączeniu z wiadomościami o podłożu miejsca dla którego chcemy zrobić prognozę.

Oczywiście cechy geograficzne obszarów źródłowych pozwalają na zebranie wielu informacji o czynnikach kształtowania się i formowania masy powietrza. Typowy przykład modyfikacji masy pokazuje rysunek 8, gdzie ciepła masa z wyżu podzwrotnikowego-morskiego wpływa nad Europę, ocierając się o napierające z północy masy powietrza chłodnego. Na rysunku tym są pokazane izotermy dla lepszego zilustrowania procesów okołofrontowych oraz kierunku ruchu obu tych mas, które są odpowiedzialne za fakt, że przedstawiona sytuacja jest jednocześnie obrazem tworzenia się cyklonu (niżu). Po prawej stronie, prawie pionowo rozwija się **front ciepły**, prawie równoleżnikowo napiera **front chłodny**, a powyżej z prawej, tam gdzie front chłodny dogonił już front ciepły, widzimy **okluzję**. Dokładnie te pojęcia wraz z ich typowym zachmurzeniem omówimy sobie w następnej pogadance. Teraz jest ważne, żeby zrozumieć, że ruchy mas powietrza, fronty i cyklony (niże) to elementy ściśle ze sobą związane i wzajemnie uzależnione i wynikające z siebie nawzajem.

Jak powstają niży i jak wyglądają ich kolejne stadia rozwojowe pokazuje dobrze rysunek 9. Na którym widzimy fragmenty map synoptycznych (opisane izobary i oznaczone położenie na ziemi linii frontów).

Ważne jest zobaczyć na tych przykładach rozwoju niżów, że każdy z nich składa się w zasadzie z trzech ważnych obszarów:

1. obszar powietrza chłodnego atakującego
2. obszar powietrza ciepłego
3. obszar powietrza chłodnego ustępującego

Szczególnie dobrze widać te trzy zasadnicze obszary na części "B" i "C" rysunku 9.

Również ważne jest wiedzieć, że na styku stacjonarnych układów chłodnego i ciepłego zwykle powstaje nie pojedynczy niż, ale całe ich rodziny co ilustruje rysunek 10 - na którym również możemy zobaczyć, że wyże są zjawiskami wtórnymi, wymuszonymi przez wypchane z niżów duże ilości powietrza co później okaże się ważne (to zjawisko wypychania spowodowane jest siłą odśrodkową prędko kręcącego się niżu). Dla treningu dobrze byłoby, żeby każdy spróbował się zastanowić nad pochodzeniem masy powietrza właśnie zalegającego nad Polską i nad jego cechami.

Wykład 5

MIĘDZYNARODOWA KLASYFIKACJA CHMUR

MIĘDZYNARODOWA KLASYFIKACJA CHMUR

Pisaliśmy już wcześniej, że każda chmura to obraz pionowego ruchu powietrza i to prawda - z powodu dwóch zasadniczych rodzajów ruchu rozróżniamy właściwie tylko dwa rodzaje chmur:

1. **chmury warstwowe** - będące obrazem ruchu laminarnego
2. **chmury kłębiaste** - będące obrazem ruchu turbulентnego

W zależności od wysokości występowania można wyodrębnić trzy, a właściwie cztery grupy chmur:

1. chmury, których tworzywem są wyłącznie **kropelki wody** - występują od 0m do 2000m
2. chmury, których tworzywem są **kropelki wody i kryształki lodu** - występują od 2000m do 8000m
3. chmury, których tworzywem są wyłącznie **kryształki lodu** - występują od 8000m do 12000m
4. chmury o budowie pionowej, których **każda warstwa jest z innego tworzywa** - od 0m do 12000m

Jeżeli wyżej wymienione dwa zasadnicze rodzaje porozkładamy, tak jak w tej wyliczance z tworzywami, to otrzymamy już osiem rozmaitych rodzajów chmur. Jeżeli jeszcze wyróżnimy dla każdego z podstawowych rodzajów te, z których mamy dodatkowo opady, to dostaniemy jeszcze chmurę deszczowo-warstwową i chmurę kłębiasto-deszczową - czyli razem 10 podstawowych gatunków chmur, które wzajemnie się wykluczają (jeśli dana chmura jest jednego z tych 10-ciu gatunków to nie może w żadnym razie być jednocześnie chmurą innego z tych 10-ciu gatunków). Teraz już wymieńmy je kolejno wraz z przyjętymi międzynarodowo nazwami łacińskimi oraz używanymi na mapach pogody skrótami:

Rodzaje chmur

1. **Cirrus** (Ci) - pierzaste
2. **Cirrocumulus** (Cc) - pierzasto-kłębiaste
3. **Cirrostratus** (Cs) - pierzasto-warstwowe
4. **Alto cumulus** (Ac) - średnie kłębiaste
5. **Altostratus** (As) - średnie warstwowe
6. **Stratocumulus** (Sc) - warstwowo-kłębiaste niskie
7. **Stratus** (St) - warstwowe niskie
8. **Cumulus** (Cu) - kłębiaste o budowie pionowej
9. **Nimbostratus** (Ns) - deszczowo-warstwowa
10. **Cumulonimbus** (Cb) - kłębiasto-deszczowa o budowie pionowej



Cumulonimbus / Zdjęcie: Piotr Blachnik

Te podstawowe rodzaje chmur warto jest sobie dokładnie zapamiętać, ale w zależności od kształtów i różnic w ich budowie wewnętrznej podzielono dalej większość chmur na gatunki, których wyodrębniono 14. Obserwowana chmura, należąca do określonego rodzaju, może być zaliczona tylko do jednego gatunku. Jak z tego wynika, gatunki również wzajemnie się wykluczają. Niektóre jednak gatunki mogą pojawiać się w kilku rodzajach chmur.

Dalej chmury danego rodzaju i gatunku mogą posiadać cechy szczególne polegające np. na specjalnym uporządkowaniu ich członów, czy określonym stopniu przepuszczalności promieniowania słonecznego. Według tych cech podzielono chmury na odmiany, których wyodrębniono ponad 40, ale ważniejszych jest tylko 9. Określona odmiana może występować w kilku rodzajach chmur, ale i ta sama chmura może mieć cechy kilku odmian jednocześnie.

Ponieważ przy niektórych chmurach mogą występować charakterystyczne części przylegające lub oddzielone od nich, więc dla uzyskania możliwości wyczerpującego opisu wyodrębniono te części i nazwano je **zjawiskami szczególnymi**, jeżeli przylegają do chmury (np. kowadło cumulonimbusa) lub **chmurami towarzyszącymi**, jeżeli są od niej oddzielone. Dana chmura może mieć jednocześnie zjawiska szczególne i chmury towarzyszące.

Zestawimy sobie wszystkie 14 gatunków oraz 9 najważniejszych odmian wraz z ich nazwami, skrótami, zaznaczeniem jakich rodzajów mogą dotyczyć i opisami, pozwalającymi na ich odróżnienie.

Znajomość tego dosyć szczegółowo rozwiniętego podziału chmur jest bardzo ważnym elementem w wyprowadzaniu dobrego prognozowania pogody - bardzo ważnym, szczególnie dla parolotniarza są wszystkie możliwe ruchy powietrza, a ich właśnie obrazem są chmury.

Gatunki chmur

1. **Fibratus** (fib) dotyczy chmur Ci i Cs - jest to cienka zasłona lub oddzielne chmury składające się z prawie prostoliniowych, albo nieco zakrzywionych włókien, które jednak nie są zakończone haczykami, czy kłaczkami.

2. **Uncinus** (unc) dotyczy chmur Ci - chmury w kształcie przecinka zakończonego u wierzchołka haczykiem lub charakterystycznym kłaczkiem, którego górna część nie ma wypukłości o zaokrąglonych kształtach.

3. **Spisatus** (spi) dotyczy chmur Ci - chmury na tyle gęste optycznie, że przybierają kolor szarawy, gdy są obserwowane w stronę słońca.

4. **Castellanus** (cas) dotyczy chmur Ci, Cc, Ac, Sc - chmury które w górnej swojej części przynajmniej miejscami wykazują wypukłości w postaci wieżyczek nadających tym chmurom wygląd ząbkowany. Wieżyczki te, z których część ma większą wysokość niż szerokość, mają wspólną podstawę i wydają się ułożone wzdłuż pewnych linii.

5. **Floccus** (flo) dotyczy chmur Ci, Cc, Ac - chmury, których każdy człon jest jakby kłębiastym małym kłaczkiem, którego dolna część jest mniej lub bardziej postrzępiona.

6. **Stratiformis** (str) dotyczy chmur Cc, Ac, Sc - chmury rozpostarte w postaci rozległego poziomego płata, czy warstwy.

7. **Nebulosus** (neb) dotyczy chmur Cs, As, St - chmury w postaci mglistej zasłony lub warstwy nie wykazującej żadnych wyraźnych szczegółów.

8. **Lenticularis** (len) dotyczy chmur Cc, Ac, Sc - chmury w kształcie soczewek, czy migdałów często dosyć wydłużone o wyraźnych zarysach, które pomimo dosyć silnego wiatru nie przesuwają się (narastają od nawietrznej i rozmywają się od zawietrznej) Występują najczęściej w układach orograficznych, ale mogą również występować na obszarach płaskich - czasami są iryzujące (lekko świecą - czego przyczynę niedawno wyjaśniono do końca).



Altocumulus lenticularis / Zdjęcie:
Piotr Błachnik

9. **Fractus** (fra) dotyczy chmur St, Cu - chmury o nieregularnych kształtach i wyraźnie postrzępione.

10. **Humilis** (hum) dotyczy chmur Cu - chmury o małej rozciągłości poziomej i pionowej oraz jakby spłaszczone od góry.

11. **Mediocris** (med) dotyczy chmur Cu - chmury o umiarkowanej rozciągłości pionowej, których wierzchołki wykazują niewielkie wypukłości.

12. **Congestus** (con) dotyczy chmur Cu - chmury wyraźnie rozbudowujące się w pionie, o dużej rozciągłości pionowej. Ich część górna, rosnąca ma często wygląd kalafiora.

13. **Calvus** (cal) dotyczy chmur Cb - chmury, których pewne wypukłości w górnej części zaczynają tracić zarysy kłębiaste, lecz nie wykazują jeszcze cech pierzastych, a ich wypukłości i części pączkujące wykazują tendencję do tworzenia białego masywu o mniej lub bardziej pionowym prążkowaniu.

14. **Capillatus** (cap) dotyczy chmur Cb - chmury, które w swojej górnej części są wyraźnie pierzaste o budowie włóknistej czy prążkowanej mające często formę od góry spłaszczonego pióropusza czy kowadła. Ich występowaniu towarzyszy zwykle opad przelotny lub burza, najczęściej z silnymi szkwałami i gradem.

Odmiany chmur

1. **Intortus** (in) dotyczy chmur Ci - chmury, których włókna są nieregularnie powyginane i sprawiają wrażenie poplątanych chaotycznie.

2. **Vertebratus** (ve) dotyczy chmur Ci - chmury, których części składowe ułożone są w sposób przypominający żebra, kręgosłup czy szkielet statku.

3. **Undulatus** (un) dotyczy chmur Cc, Cs, Ac, As, Sc, St - chmury w postaci sfalowanych ławic, płatów lub warstw. Sfalowania te mogą być obserwowane w chmurach tworzących jednolitą warstwę lub zbudowanych z oddzielnych członów. Niekiedy można zaobserwować dwa kierunki sfalowania.

4. **Radiatus** (ra) dotyczy chmur Ci, Ac, As, Sc, Cu - chmury tworzące długie równoległe, szerokie pasma które przechodzą przez cały widoczny nieboskłon i na skutek perspektywy wydaje się że zbiegają się na horyzoncie.

5. **Lacunosus** (la) dotyczy chmur Cc, Ac, Sc - chmury tworzące wielkie ławice czy płaty, które mają mniej lub bardziej regularne otwory o postrzępionych brzegach. Przypomina to wielką sieć albo plaster miodu.

6. **Duplicatus** (du) dotyczy chmur Ci, Cs, Ac, As, Sc - podobne do siebie ławice lub płaty chmur ułożone jakby na dwóch różnych poziomach. Czasem mogą się ze sobą łączyć.

7. **Translucidus** (tr) dotyczy chmur Ac, As, Sc, St - chmury w postaci rozległego płata czy warstwy które przepuszczając trochę promieni słonecznych pozwalają stwierdzić położenie słońca na niebie.

8. **Perlucidus** (pe) dotyczy chmur Ac, Sc - chmury tworzące rozległą ławicę czy warstwę o wyraźnych małych przerwach pomiędzy swymi członami, przez które wyraźnie widać to, co znajduje się powyżej - słońce, księżyc, błękit nieba czy wyżej położone warstwy chmur.

9. **Opacus** (op) dotyczy chmur Ac, As, Sc, St - chmury tworzące rozległe łąwice, czy płaty, które całkowicie nie przepuszczają promieni słonecznych do tego stopnia, że nie sposób stwierdzić w którym aktualnie miejscu się ono znajduje.

Warto tutaj zwrócić uwagę, że rodzaje chmur mają zawsze symbole dwuliterowe, gdzie pierwsza litera jest zawsze duża. Gatunki chmur mają symbole pisane zawsze małymi literami i zawsze w symbolu są trzy litery, a odmiany mają po dwie litery w symbolu zawsze pisane jako małe.

Występowanie rozmaitych tworzyw chmur, będące wyróżnikiem ich rodzaju powoduje, że troposferę dzielimy na jakby trzy poziomy. Dolny, gdzie powstające chmury zawsze są zbudowane wyłącznie z kropelek wody, średni, gdzie tworzywem chmur są tak kropelki wody jak i kryształki lodu i wreszcie górny, gdzie tworzywem chmur są wyłącznie kryształki lodu. Niestety, granice pomiędzy tymi poziomami są dosyć niesprecyzowane i zależą od wielu dodatkowych czynników. W naszych szerokościach geograficznych przyjmuje się, że pierwszy poziom latem sięga do wysokości 2000 metrów, drugi rozciąga się pomiędzy 2000 m, a 7000 m i wreszcie najwyższy to pasmo wysokości od 7000 m do 12000 m czyli do granic troposfery. Te wartości zimą układają się nieco inaczej (1000 m, 4500m i powyżej, do granicy troposfery), ale to nie są wartości ściśle i zarówno latem, jak i zimą, zmieniają się w zależności od masy powietrza, która właśnie dominuje nad naszym terenem. Należy zawsze pamiętać, że chmury to widoczny obraz pionowego ruchu powietrza i zawsze ważne jest zdawanie sobie sprawy co dany ruch na danej wysokości i w danym kierunku może znaczyć, jaka jest jego przyczyna i jakiego rodzaju zmianę nam szykuje.

Powinienem tu zamieścić podpisane przykłady omówionych chmur na kolorowych fotografiach. Będę się rozglądał za takimi obrazkami i jak uda mi się coś typowego ustrzelić to prześlę zaraz do wykorzystania. Dla treningu proponuję spróbować ponazywać sobie prawidłowo to, co widać za oknem.

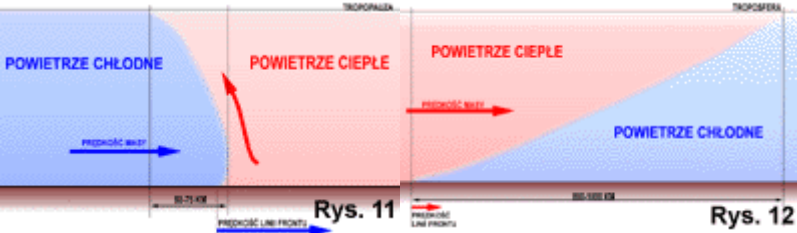
Ryszard Lutosławski
(ryszard@vossnet.de)

PS. Zdjęcia chmur można znaleźć pod adresami:

[http://ww2010.atmos.uiuc.edu/\(Gh\)/guides/mtr/cld/cldtyp/home.rxml](http://ww2010.atmos.uiuc.edu/(Gh)/guides/mtr/cld/cldtyp/home.rxml)
<http://www.meteo.fr/comprendre/>

Wykład 6
FRONTY ATMOSFERYCZNE

FRONTY ATMOSFERYCZNE



Mówiliśmy, że graniczna warstwa pomiędzy dwoma masami to front

atmosferyczny. Uściślijmy sobie związane z tym pojęcia. Linię styku dwóch mas powietrza na ziemi nazywamy linią frontu i możemy ją nanieść i oznaczyć na mapie, a powierzchnię styku dwóch mas - od ziemi do tropopauzy nazywamy powierzchnią frontu. Jeżeli linia frontu nie przesuwa się po powierzchni ziemi, to mamy wtedy do czynienia z frontem stacjonarnym. Jeśli jednak linia ta przesuwa się, to możliwe są dwie sytuacje:

1. powietrze chłodne wypycha (odsuwa) powietrze ciepłe - jest to **front chłodny** (rysunek 11);
2. powietrze ciepłe wypycha (odsuwa) powietrze chłodne - jest to **front ciepły** (rysunek 12).

W pierwszej kolejności zastanówmy się nad wyglądem powierzchni frontu w obu tych przypadkach.

1. Powietrze chłodne jako cięższe od powietrza ciepłego odsuwając powietrze ciepłe wsuwa się pod nie, wypychając to ciepłe powietrze do góry - wtedy prawie cała energia ruchu (kinetyczna) masy chłodnej jest zużywana na przesuwanie po ziemi linii frontu. Znaczący to, że linia frontu przesuwa się po ziemi z prędkością w przybliżeniu równą prędkości ruchu masy chłodnej, bo powierzchnia frontu jest mocno zbliżona do pionu. Zjawiska związane z obszarem frontowym nie mają większej rozciągłości poziomej jak 50 do 75 kilometrów. Wypychanie do góry masy ciepłego powietrza odbywa się z wielką prędkością i dlatego jego ruch jest zdecydowanie turbulentny - powstające w związku z tym ruchem zachmurzenie musi zatem być zachmurzeniem kłębiastym. Tak jak przy przesuwaniu pionowo ustawionej deski po wodzie powstaje przed nią zafalowanie wody, tak i przed frontem chłodnym (na 50 do 100 km) często również powstaje zafalowanie (zwłaszcza, gdy w masie ciepłej były inwersje) i widać je wtedy w postaci chmur gatunku lenticularis sygnalizujących zbliżenie się frontu.

2. Powietrze ciepłe, jako lżejsze, odsuwając powietrze chłodne wślizguje się po nim do góry, na to unoszenie się zużywa znaczną część swojej energii ruchu. Dlatego tylko niewielka jej część zostaje zużyta na przesuwanie linii frontu po ziemi i prędkość przesuwania linii frontu po ziemi jest znacznie mniejsza od prędkości ruchu masy ciepłej. Powierzchnia frontu pochyla się bardzo płasko pod małym kątem do powierzchni ziemi i zjawiska związane z obszarem frontowym rozciągają się na przestrzeni 800 do 1000 kilometrów. Płaskie ułożenie powierzchni frontu powoduje, że wślizgiwanie się powietrza ciepłego po masie chłodnej odbywa się bardzo wolno, a więc w sposób laminarny - czyli powstające tam zachmurzenie jest zachmurzeniem typowo warstwowym.

Z tego co już wiemy wynika, że front chłodny jest zawsze znacznie szybszy od frontu ciepłego. Nic więc dziwnego, że w układach wirujących, typu niż czy wyż, zawsze po pewnym czasie dochodzi do tego że front chłodny dogoni front ciepły. Gdy tak się stanie, mamy do czynienia z tzw. **okluzją**. W zależności od tego, czy wyganiane powietrze chłodne, frontu ciepłego jest chłodniejsze, czy cieplejsze od napierającego

powietrza chłodnego frontu chłodnego - mówimy, że okluzja jest chłodna, albo że jest ona okluzją ciepłą.

1. Jeżeli powietrze chłodne frontu chłodnego jest zimniejsze od powietrza chłodnego uciekającego frontu ciepłego to okluzja (lub front okluzji) jest chłodna.

2. Jeżeli powietrze chłodne frontu chłodnego jest cieplejsze od powietrza chłodnego uciekającego frontu ciepłego to okluzja (lub front okluzji) jest ciepła.

Każda okluzja zaczyna się tak, jak front ciepły, z wszystkimi właściwymi dla niego objawami, ale dalej może być już różnie: Jeżeli okluzja była chłodna, to kończy się tak samo jak kończy się front chłodny. Jeżeli jednak była to okluzja ciepła to kończy się ona tak, jak zwykle kończy się front ciepły - tylko w czasie jej przechodzenia możemy się zorientować, że to nie czysty front ciepły, a okluzja - po zmianie intensywności opadów i ewentualnych w nim przerwach.

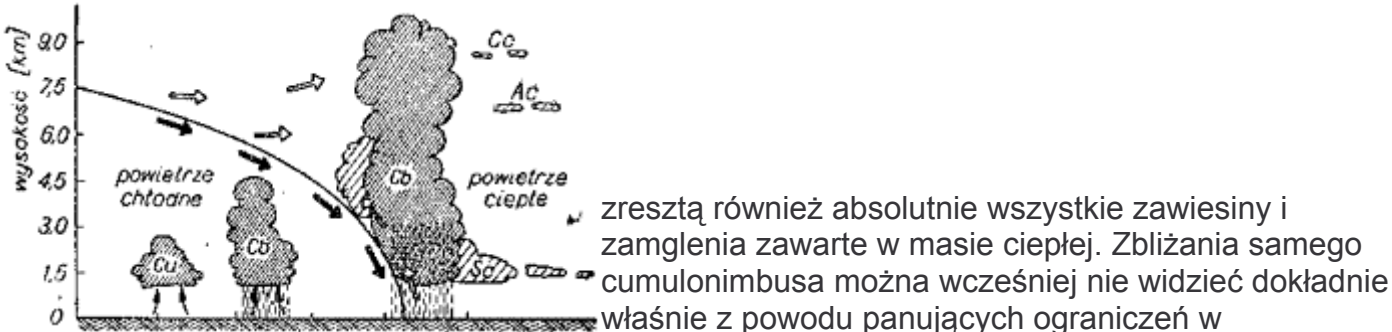
Przejdźmy teraz do omówienia zjawisk pogodowych związanych z przechodzeniem przez miejsce gdzie się znajdujemy kolejno frontu chłodnego i potem frontu ciepłego.

Front chłodny

Przed nadejściem frontu chłodnego znajdujemy się w ciepłym wycinku układu (niżej lub wyżej). Dla ciepłego wycinka układu charakterystyczna jest następująca pogoda:

Równowaga stała, brak prądów pionowych (powietrze oziębia się od podłoża i jako cięższe nie ma żadnego powodu do unoszenia się). Z powodu równowagi stałej w powietrzu znajduje się wiele zawieszin, co powoduje, że widzialność pozioma jest raczej słaba. Albo jest przy tym bezchmurnie, albo istniejące zachmurzenie to rozplywające się ławice chmur warstwowych. Duża możliwość istnienia w masie inwersji (często więcej, niż jednej). Raczej nieduża siła wiatru zupełnie pozbawionego porywów (tu trzeba rozróżnić, że chodzi o porywy wiatru w masie, a nie o porywy wytworzone sztucznie przez przeszkody terenowe i inne uwarunkowania pozamasowe). To pogoda charakterystyczna dla ciepłego wycinka układu - niezależnie od tego, czy jest to niż, czy wyż - różnice będą jedynie w intensywności zjawisk pogodowych, które zawsze w wyżu są mniej intensywne i skromniej wyrażone.

Pierwszą możliwą oznaką zbliżania się frontu chłodnego może być wystąpienie chmur Ac (lc) czyli Altocumulus lenticularis, czyli średnich chmur kłębiastych gatunku soczewkowatego. Przez szybkie zbliżanie się granicy mas już przed samą granicą powstanie zafalowanie inwersji, którego to zafalowania obrazem są właśnie te chmury. Normalnie ostro widoczne ich krawędzie tym razem mogą być mniej wyraźne z powodu kiepskiej widoczności poziomej w ciepłym wycinku układu. Może słabnąć wiatr, który następnie może zacząć stopniowo się nasilać z dokładnie przeciwnego kierunku. Początkowo kierunek wiatru jest zgodny z kierunkiem ruchu masy, w pobliżu linii frontu ogromny cumulonimbus powstały na powierzchni frontu działa jak gigantyczny odkurzacz wciągając wszystko co znajdzie się w jego zasięgu w górę i dlatego właśnie dojdzie najpierw do stopniowego wyhamowania zasadniczego wiatru do zera na następnie do systematycznego wzrostu jego siły w kierunku przeciwnym (w tą stronę, w którą ciągnie ten odkurzacz). Wyciąga on

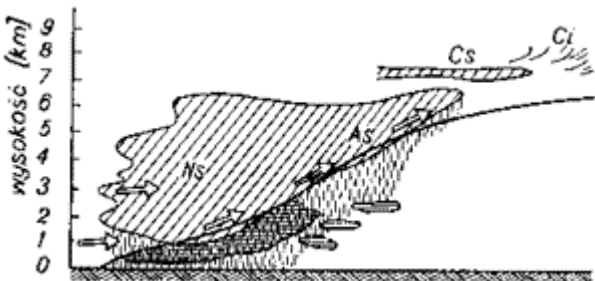


właśnie z powodu panujących ograniczeń w widoczności poziomej. Cała odpowiednia strona nieba robi się jedynie stopniowo coraz ciemniejsza i gdy już wiatr wieje w jej stronę jest zwykle wyraźnie czarna. W związku z odkurzaczowym zasysaniem zamglenia i zawiesin widoczność w pobliżu cumulonimbusa zaczyna się poprawiać. Czasami na skutek tego zjawiska jakby odslaniająca się kurtyna pokazuje nam, bardzo już bliską gigantyczną chmurę kłębiastą przegradzającą cały horyzont. W tym momencie ucieczka paralotniarza na ziemię jest zwykle już niemożliwa, jest już za późno. Uciekać trzeba koniecznie wcześniej - wtedy, kiedy zaczyna zanikać wiatr i jedna strona nieba jest dopiero nieco ciemniejsza od drugiej. Wtedy, kiedy widać soczewki chmur lenticularis, ucieka się bezpiecznie i skutecznie. Groźność tego cumulonimbusa frontu chłodnego jest zależna od różnicy temperatur obu mas i prędkości następowania masy chłodnej, ale zawsze dla wszelkich "letadel" jest on zjawiskiem groźnym, a dla paralotniarstwa - śmiertelnie groźnym.

Robi się coraz ciemniej, szarpiący i coraz bardziej porywisty wiatr zaczyna porywać najpierw liście i śmieci, potem gałęzie i drobne przedmioty. Mogą zacząć się pierwsze błyskawice. Trzeba pamiętać, że w odróżnieniu od zwykłej burzy wewnątrzmasowej cumulonimbus frontowy ma od samej ziemi ogromną siłę ssania (prędkość wznoszeń w naszej szerokości geograficznej może dochodzić do 80 metrów na sekundę, a trzeba pamiętać, że prędkość opadania skoczka spadochronowego przy ziemi przed otwarciem spadochronu waha się w zależności od jego pozycji w stosunku do kierunku spadania od 48 do 54 metrów na sekundę - czyli człowiek w wolnym spadku byłby unoszony do góry z prędkością około 30 metrów na sekundę). Jakie szanse ma w tej sytuacji lecący paralotniarz? Na przełomie końca maja i początku czerwca br. w Alpach w Tyrolu w dzień o zagrożeniu burzowym, zaginął paralotniarz - został znaleziony następnego dnia w odległości ponad 60 kilometrów od miejsca, gdzie zaginął - sekcja zwłok wykazała, że zginął z powodu głodu tlenowego, a połamania nastąpiły już u trupa.

W chwilę potem przychodzi silny, burzowy opad - jesteśmy już poza linią frontu. Po odejściu chmury burzowej szybko się przejaśnia. Wiatr zmienił swój kierunek o ponad 50 stopni w stosunku do dawnego kierunku w masie ciepłej. Widoczność pozioma poprawiła się natychmiast krańcowo - teraz jest wręcz kryształowa - o takiej widoczności mówi się żartem, że gdyby wzrok mógł zakręcać to możnaby liczyć piegi na własnych plecach dookoła ziemi. W masie panuje już teraz silna równowaga chwiejna i zwykle już widać w pewnej odległości następny wał chmur burzowych nazywany czasami błędnie frontem drugorzędny. To żaden front, ale wynik silnej równowagi chwiejnej i skłonności do budowania się coraz wyższych chmur kłębiastych. Od wielkości tej skłonności właśnie zależy odległość do tego drugiego łańcucha chmur, który wcale nie musi być o wiele mniej groźny od zasadniczego frontu. Zazwyczaj jednak w miarę oddalania się od linii frontu ta wielka chwiejność masy nieco się zmniejsza i dalsza pogoda w masie chłodnej jest już typową dla pogody w tej masie, to znaczy:

Równowaga chwiejna, konwekcja, budowa chmur kłębiastych, wiatry porywiste o często zmiennych kierunkach spowodowanych licznymi duszeniami i noszeniami w



okolicy, na ogół świetna widoczność pozioma (duża przejrzystość powietrza), brak w powietrzu zawieszin stałych - np. dla alergików jest to dużo lepsza masa, niż

ciepła.

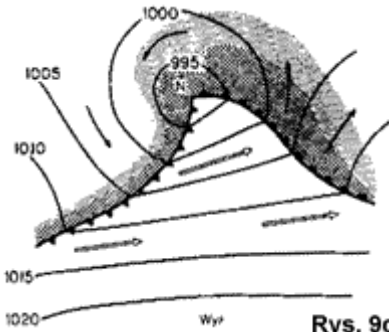
Typowe zachmurzenie, charakterystyczne dla frontu chłodnego pokazuje rysunek 13.

Front ciepły

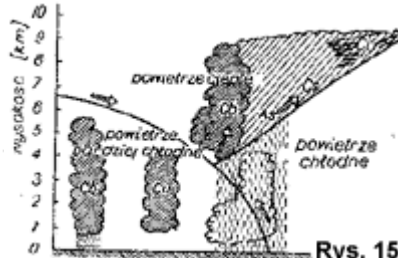
Przed nadejściem frontu ciepłego znajdujemy się w chłodnym wycinku układu (niżej lub wyżej) i pogoda nas otaczająca jest typowa dla pogody w masie chłodnej:

Równowaga chwiejna, rozwój chmur kłębiastych, dobra widoczność pozioma, wiatry szkwaliste o zmiennych kierunkach chwilowych i o zmiennej sile. Jak wielkie jest zachmurzenie i czy rozbudowuje się ono wysoko powyżej podstaw, zależy od pionowego rozkładu temperatury oraz od wilgotności masy i może w rozmaitych sytuacjach przyjmować rozmaite wielkości - od termiki bezchmurnej, aż po silny rozwój chmur kłębiastych i występowanie lokalnych burz termicznych.

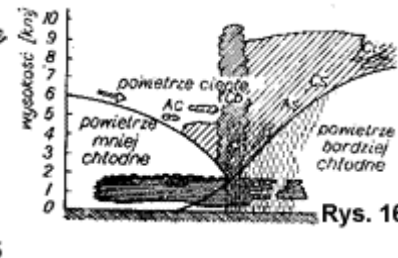
W tej pogodzie pierwszą oznaką zbliżania się frontu ciepłego są niske, włoskowate chmury Ci unc, czyli Cirrus uncinus, czyli pierzaste haczykowate, które pojawiają się od strony nadchodzącego frontu na bardzo dużych wysokościach w formie nasuwającego się, i ciągle pogrubiającego obszaru chmur pierzastych przechodzących stopniowo w pierzasto-warstwowe prześwitujące Cs tr. Wtedy możemy już wiedzieć, że linia frontu jest od nas oddalona o około 900 kilometrów. Powoli zasnuwające się niebo powoduje pochłanianie promieni słonecznych i coraz skromniejsze budowanie się dotychczasowych chmur kłębiastych, które stają się coraz bardziej anemiczne i niewypiętrzone. Warstwa nadciągających chmur wysokich staje się powoli coraz grubsza i gęstsza (Cs spi), a będące znacznie poniżej nich, chmury cumulus stają się coraz mniejsze i coraz mniej kłębiaste, aż w odległości około 500 km od linii frontu zanikają zupełnie. Niebo jest teraz zaciągnięte wyraźnie się pogrubiającą, jednolitą zasłoną, która przestaje już umożliwiać dokładną lokalizację słońca. W odległości około 350-400 kilometrów przed linią frontu zaczyna się początkowo słaba, potem lekko się nasilająca mżawka, a wiatr stracił już swoje porywy i zaczyna słabnąć. Wspomniana mżawka pada już nieco wcześniej, ale nie dolatuje do ziemi, wyparowując po drodze. Około 300 kilometrów przed linią frontu z mżawki robi się stopniowo opad trwały, niebo jest już zupełnie ołowianego koloru, a przykrywająca je ogromna chmura to nimbostratus. Jej dolna podstawa stopniowo się obniża i ponieważ ciągle z niej pada, to poniżej tej podstawy dochodzi (przez dodatkowe podlewanie) do takiego wzrostu wilgotności powietrza, że mogą utworzyć się czarne poszarpane ze wszystkich stron, nieregularne chmury fraktus (St fra) - są to charakterystyczne chmury powstałe "przez podlewanie" czyli zawsze w opadzie. Ponieważ prędkość przemieszczania się frontu ciepłego nie przekracza 100 kilometrów na dobę (pisałem już wcześniej, że jest bardzo mała) więc opad z nimbostratusa, wolny i regularny trwa przy przechodzeniu typowego frontu ciepłego trzy dni i jest po prostu, tym co ujmują ludowe przysłowia - typową trzydniówką. Po przejściu linii frontu znajdujemy się już w masie cieplej, która ochładzając się od podłoża może wytrącać mgły (adwekcyjne). Widoczność pozioma spada, wiatr jest słaby i bez porywów, a jego kierunek zmienił się w stosunku do poprzedniego kierunku ruchu masy o ponad 50 stopni. Zachmurzenie to pozostałości w postaci



Rys. 9c



Rys. 15



Rys. 16

oczywiście stała i żadnych prądów pionowych. powoli się rozmywających. Równowaga

Typowe zachmurzenie, charakterystyczne dla frontu ciepłego pokazuje rysunek 14.

Jeżeli na chwilę powrócimy do [wykładu o masach powietrza](#) i przyjrzymy się rysunkowi 9c - zobaczymy, że teraz możemy dokładnie określić pogodę w całym układzie pokazanego tam niżej - kolejno przez wszystkie jego wycinki - chłodny odchodzący, ciepły i chłodny następujący.

W przypadku, kiedy front chłodny dogoni front ciepły i doganiające powietrze chłodne jest chłodniejsze od ustępującego przed frontem ciepłym powietrza chłodnego, mamy do czynienia z **okluzją chłodną**. Powierzchnie frontów nakładają się na siebie w ten sposób, że powierzchnia frontu chłodnego napierającego cały czas zostaje w kontakcie z podłożem i wypycha stopniowo do góry powierzchnię frontu ciepłego powodując powstanie jednocześnie obu właściwych zachmurzeń - z frontu ciepłego i z frontu chłodnego. Pokazuje to rysunek 15.

W przypadku, kiedy front chłodny dogoni front ciepły i doganiające powietrze chłodne jest cieplejsze od ustępującego przed frontem ciepłym powietrza chłodnego, mamy do czynienia z **okluzją ciepłą**. Powierzchnie frontów nakładają się na siebie w ten sposób, że powierzchnia frontu chłodnego napierającego wślizguje się po powierzchni frontu ciepłego tracąc kontakt z podłożem i wypychając w coraz mniejszym stopniu do góry wycinek ciepły układu. Właściwe dla tej sytuacji zachmurzenie pokazuje rysunek 16.

Oczywiście na przedstawionych rysunkach jest pokazany charakterystyczny układ chmur jakiegoś konkretnego wypadku okluzji, a to, co w rzeczywistości możemy zobaczyć na niebie, może się w każdym przypadku poważnie różnić - zostaje tylko zasada, a intensywność wystąpienia zachmurzenia zależy od stopnia nawilgocenia mas powietrza, od tego czy układem był niż czy wyż, i od prędkości przesuwania się wszystkich mas biorących udział w zjawisku okluzji.

Dotyczy to wszystkich pokazanych tu na kolejnych rysunkach zachmurzeń typowych dla każdego z frontów. Oczywiście temat omówiony w tym rozdziale jest przedmiotem wielusetstronicowych publikacji i dlatego u nas jest on poruszony bardzo skromnie, ale prezentowane tu obowiązujące i ogólnie znane fizyczne zasady ruchu mas powietrza pozwalają w każdym szczególnym przypadku na wyobrażenie sobie z jakimi chmurami i w jakiej kolejności występowania będziemy się spotykać.

Wykład 7 [TERMIKA](#)

TERMIKA

Po dotychczasowych wstępach i przygotowaniach do lepszego zrozumienia tematu przechodzimy w naszych rozważaniach do spraw z punktu widzenia paralotniarza najważniejszych - do termiki. Używaliliśmy już kilkakrotnie pojęć "**równowaga stała**" i "**równowaga chwiejna**" - popatrzymy na te pojęcia dokładniej.

W troposferze, w miarę wzrostu wysokości, maleje temperatura (o ile w danym paśmie wysokości nie znajduje się właśnie izotermia czy inwersja). Od tego, jak ona maleje, zależy właśnie pojęcie równowagi termicznej masy, czyli odpowiedź na pytanie, czy dzisiaj mamy równowagę chwiejną, czy stałą - a może, w szczególnym przypadku, obojętną.

W powietrzu suchym, porcja (bąbel termiczny) powietrza wznosząc się - adiabatycznie się rozpręża - co powoduje, że adiabatycznie spada w niej (tej porcji) temperatura o $0,978\text{ }^{\circ}\text{C}$ na każde 100 m (dla wygody przyjmujemy, że spadek suchoadiabatyczny wynosi $1\text{ }^{\circ}\text{C}$ na każde 100 m wysokości). Tak ochładza się porcja powietrza, która wznosi się do góry, a wznosi się tylko wtedy, jeśli jest lżejsza od powietrza otaczającego.

Zobaczmy co się stanie, w masie powietrza zalegającej nasz teren, jeśli pionowy rozkład temperatury jest taki, że jest ona chłodniejsza o $0,5\text{ }^{\circ}\text{C}$ na każde 100 m, a jej temperatura przy ziemi wynosi $20\text{ }^{\circ}\text{C}$.

Nagrzana ponad powierzchnią piasku porcja powietrza, której temperatura zrobiła się od tego piasku o 1 stopień wyższa ($21\text{ }^{\circ}\text{C}$), niż powietrza otaczającego, będzie już od tego otaczającego powietrza lżejsza i zacznie się unosić do góry. Po uniesieniu o 200 metrów, temperatura tej unoszącej się porcji (zgodnie z tym, co wcześniej napisano) adiabatycznie zmaleje o 2 stopnie, czyli osiągnie $21-2=19$ stopni, natomiast otaczające tę porcję powietrze w masie będzie miało tylko o 1 stopień mniej, niż na wysokości $0,2 \times 0,5=1$ czyli również 19 stopni - wznosząca się do tej pory porcja powietrza osiągnie taką samą temperaturę, jaką ma otaczająca masa i przestanie się wznosić do góry - ruch pionowy ulegnie zahamowaniu - mówimy, że w masie, w której się znajdujemy, panuje **równowaga stała** i nie ma warunków do powstania termiki.

Jeżeli natomiast w zalegającej nas masie powietrze co każde 100 m ma o $1,5\text{ }^{\circ}\text{C}$ mniej, a przy ziemi panuje temperatura $20\text{ }^{\circ}\text{C}$, to na wysokości 200 m będzie tylko $17\text{ }^{\circ}\text{C}$, a unosząca się, tylko o $1\text{ }^{\circ}\text{C}$ cieplejsza porcja powietrza po uniesieniu się o 200 m będzie miała o dwa mniej, czyli $19\text{ }^{\circ}\text{C}$. W tym momencie otaczające powietrze będzie już o $2\text{ }^{\circ}\text{C}$ chłodniejsze od naszej ulatującej w górę porcji - zatem zacznie ono unosić się jeszcze intensywniej - zwiększy prędkość wznoszenia. Mówimy w takiej sytuacji o **równowadze chwiejnej** w masie powietrza i powstawanie oraz nasilenie się prądów pionowych będzie w takiej masie zachodziło. Ten prosty obraz musimy trochę zaciemnić - powietrze oziębiając się adiabatycznie w czasie wznoszenia osiągnie w pewnym momencie temperaturę punktu rosy, czyli 100% nasycenia parą wodną - nastąpi wytrącenie jej nadmiaru w postaci mikrokropelek wody i powstanie chmura. Wtedy jednak dalsze wznoszenie się obserwowanej porcji będzie co każde 100 metrów zmniejszać swoją temperaturę o około $0,6$ do $0,7$ stopnia - będziemy

mieli do czynienia z tzw. adiabatą wilgotną (o ile dla adiabaty suchej spadek temperatury jest stały i jak wcześniej już podawałem, wynosi 0,978 stopnia na każde 100 m, to w adiabacie wilgotnej ten spadek jest jeszcze zależny od prężności pary wodnej, a ta z kolei zależy od temperatury - w efekcie więc podajemy, że w naszych temperaturach, właściwych dla naszych szerokości geograficznych w adiabacie wilgotnej mamy do czynienia ze spadkiem pomiędzy 0,6, a 0,7 °C na każde 100 m).

Jeśli trochę się zastanowimy nad tym, o czym właśnie czytamy, to łatwo zobaczymy, że:

1. Jeżeli w masie powietrza pionowy spadek temperatury jest poniżej 0,6 °C na każde 100 m, to masa jest w równowadze stałej i żadne pionowe ruchy powietrza nie powstaną w niej z przyczyn termicznych.
2. Jeżeli w masie powietrza pionowy spadek temperatury jest pomiędzy 0,6 a 1 °C na każde 100 m, to masa jest w równowadze sucho-chwiejnej i jednocześnie wilgotno-stałej i pionowe ruchy powietrza z przyczyn termicznych powstaną jedynie w powietrzu suchym, a tam gdzie już powstanie chmura będą one hamowane (powstaną płaskie chmury Cu hum, które wcale nie będą się rozbudowywać). W czystym powietrzu o małej liczbie jąder kondensacji powstanie termika bezchmurna - chmura pomimo 100% wilgotności się nie utworzy (brak jąder kondensacji), a wznoszenia zostaną zahamowane na tej wysokości, gdzie nastąpi nasycenie parą wodną.
3. Jeżeli w masie powietrza pionowy spadek temperatury jest powyżej 1 °C na każde 100 m, to masa jest w równowadze chwiejnej i powstające z jakichkolwiek powodów pionowe ruchy powietrza będą się nasilać, noszenia wraz ze wzrostem wysokości będą wzrastać oraz będą się rozbudowywać chmury o budowie pionowej (Cu, Cb). Również w chmurach będziemy mieli do czynienia z wzmagającym się ruchem pionowym.

Warto jeszcze uzmysłwić sobie, że pionowy obraz temperatury w masie powietrza nie bywa jednostajny i w różnych warstwach wysokości może mieć różne wartości. Dlatego mogą wystąpić obszary masy powietrza o różnych, a nie jednakowych wartościach równowagi termicznej. Ta właśnie, nierównomierność w pionowym rozkładzie temperatury jest odpowiedzialna za zanikanie wznoszeń na pewnych wysokościach, albo za ich dynamiczny rozwój w innych znowu obszarach.

Podstawowe znaczenie dla dobrej prognozy zjawisk konwekcyjnych ma znajomość pionowego rozkładu temperatury powietrza w danej masie oraz znajomość zmian w tym zakresie zachodzących w czasie.

Powietrze, które znajduje się w chwiejnej równowadze termicznej prędeziej zmienia swoje właściwości termiczne - bo następuje znacznie silniejszy proces mieszania warstw. Powietrze o równowadze stałej jest w tym zakresie znacznie bardziej "konserwatywne" (używaliśmy już wcześniej tego terminu meteorologicznego) i jego pionowy rozkład temperatury znacznie wolniej się zmienia.

Aby wystąpiły pionowe ruchy powietrza (termika - lub bardziej naukowo konwekcja) musi dojść do różnicy temperatur w przyziemnym obszarze masy powietrza (lub w

poziomo rozciągającym się obszarze na stałej wysokości). W zależności od przyczyny tego zróżnicowania poziomego mamy dwa zasadnicze rodzaje termiki: termikę **wypracowaną** i **naniesioną**.

Termika wypracowana to takie zróżnicowanie poziome przyziemnych temperatur, którego powodem jest rozmaite nagrzanie podłoża w wyniku bezpośredniego napromieniowania słonecznego - część padającego na podłoże promieniowania zostaje odbita przez podłoże, a reszta zostaje wykorzystana do nagrzania go do temperatur zależnych od wartości tego napromieniowania. Oczywiście, im większa część promieniowania zostanie odbita, tym mniej nagrzej się podłoże i odwrotnie. Na tej podstawie utworzono dla uproszczenia, tabele właściwego odbijania promieniowania słonecznego dla rozmaitych gatunków podłoża, mające pomóc w ocenie nad jakim podłożem należy oczekiwać szybszego nagrzewania się powietrza, a nad jakim podłożem ono nagrzewać się będzie wolniej - wszystko po to tylko, aby ludziom potrzebującym wznoszeń dać sposób na łatwiejszą ich lokalizację. Stworzono pojęcie liczby **albedo** - jest to stosunek ilości promieniowania odbitego od danej powierzchni do ilości promieniowania padającego na nią. Wyraża się ją albo w procentach, albo w skali od 1 do 10.

Rodzaj powierzchni	Albedo
śnieg świeży	75-95
śnieg zleżały	40-70
lód morski	36-50
tundra	15-20
preria	12-13
sawanna (pora sucha)	25-30
sawanna (pora wilgotna)	15-20
pustynia kamienista	28-38
pustynia piaszczysta	25-30
wrzosowisko	10-12
łąka zielona	10-20
las liściasty	10-20
las iglasty	5-15
las dębowy	18
las sosnowy	14
las jodłowy	10
pole uprawne	15-25
pole ryżowe	12
pole bawełny	20-22
buraki cukrowe	18
ziemniaki	19
trawa zielona	26
trawa wyschnięta	19
gleba czarna sucha	14

Każdy spotykany rodzaj podłoża został opatrzony odpowiednim oznaczeniem albedo. Prędko jednak okazało się, że nagrzewanie się masy powietrza od podłoża jest uwarunkowane jeszcze innymi jego cechami, które znacznie zmieniają wynikające z oznaczenia albedo oczekiwania. Bardzo ważną rolę odgrywa przesuwanie się masy powietrza nad oddziaływującym ogrzewająco podłożem. Co z tego, że prędko nagrzaną piasek mógłby dobrze nagrzać zalegającą nad nim masę powietrza, kiedy stanowi on relatywnie gładką powierzchnię, nad którą powietrze przebywa tylko przez krótki czas, a las, którego albedo wskazuje na znacznie słabsze od piasku możliwości ogrzewcze, stwarzając warunki utrzymania masy powietrza przez dłuższy czas nad sobą może w konsekwencji nagrzać określoną porcję powietrza do wyższej temperatury. Z tych rozważań widać, że prędkość wiatru ma na rozwój termiki wypracowanej wpływ negatywny. Jeśli go nie ma wcale, to oczywiście znowu piasek będzie lepszy od lasu. To samo rozumowanie ma również zastosowanie do podłoży oziębiających powietrze - to również stwarza konieczne tu różnice temperatury poziomej. Wyróżniona inną od otoczenia temperaturą porcja powietrza ma jeszcze w zależności od podłoża rozmaite możliwości opuszczenia tego podłoża - w grę wchodzi tu wzajemne oddziaływanie lepkości kinematycznej obu tych ośrodków - bardziej praktycznie to przedstawiając - porcja powietrza, która zdobyła nieco większą temperaturę początkową od podłoża niejednokrotnie łatwo może wystartować do ruchu pionowego z terenu gęstego lasu, w którego gałęzie jest niejako wplątana niż znad relatywnie gładkiego betonowego nagrzanego placu.

gleba czarna wilgotna	8
gleba szara sucha	25-30
gleba szara wilgotna	10-20
piasek wydmowy	20-45
piasek rzeczny	43
glina sucha	23
glina wilgotna	16
piasek biały	34-40
piasek żółty	35
lita skała	12-15
granit	29-31
beton suchy	17-27
obszar zurbanizowany	15-25
czarna nawierzchnia dróg	5-10

Te dodatkowe uwarunkowania powodują, że bezkrytyczne przyjmowanie wartości przypisanych rozmaitym podłożom w postaci liczby albedo prowadzi często do rozmaitych nieporozumień. Różne źródła również, podają dla rozmaitych gatunków podłoża rozmaite wartości liczby albedo. Ważne jest rozumieć znaczenie i właściwie ocenić możliwości efektów tych zjawisk i dodając do tej wiedzy własną praktykę wyciągać wnioski wykorzystywane w lotach. Podaję tu przykładowe dane albedo dla rozmaitych rodzajów podłoża, które przysłał mi Pararobert.

Termika naniesiona to powstawanie prądów pionowych w masie na skutek napływu chłodnego powietrza nad ogrzane poprzednio podłoże. Nagrzewanie napływającej masy zachodzi w znacznie mniejszym stopniu w zależności od rodzaju podłoża, ponieważ wszystkie podłoża są generalnie cieplejsze od napływającej masy. Tworzą się szlaki chmur kłębiastych w postaci połączonych ze sobą w długie, wielokilometrowe pasma pojedynczych Cu hum. W czasie takiego rodzaju termiki mamy najczęściej dosyć silny wiatr i ciągnące się setkami kilometrów szlaki, pod którymi występuje stałe, niewielkie noszenie. Pod takim szlakiem można niekiedy przelecieć ponad 300 kilometrów bez konieczności krążenia tak regulując speedem własną prędkość, aby pozostać cały czas na tej samej wysokości. Trochę więcej nosi to gazu, trochę mniej to lecimy wolniej, tak żeby nie opadać. Taka pogoda, to pogoda na rekordowe przeloty, ale niestety ma ona poważnego "haka" - jest nim fakt połączony z termiką naniesioną zwykle tak silnego wiatru, że uznajemy ją z tego

powodu za nielotną i nie próbujemy w ogóle jej wykorzystać. Oczywiście zbyt silny wiatr w warstwie przyziemnej tworzy dla paralotniarza istotne i poważne niebezpieczeństwo.

Dotychczasowi posiadacze rekordowych długości przelotów paralotniowych znaleźli jednak sposób na te niedogodności i niebezpieczeństwa. Ponieważ jednak sposób ten jest do wykorzystania jedynie przez lataczy o zawodniczych umiejętnościach oraz powiązany z niemałym ryzykiem, a tu rozmawiamy o meteorologii, a nie o technice przelotów, nie będę się na ten temat tutaj wypowiadał. Zajmijmy się określeniem cech tych obu rodzajów termiki i porównaniu ich ze sobą.

Wpływ wiatru

Termika wypracowana - im większy wiatr, tym bardziej turbulentne warunki lotu, węższe kominy, bardziej nieregularne ich kształty. Przy małym wietrze kominy znacznie szersze, noszenia bardziej stabilne i ogólnie mniejsza turbulencja.

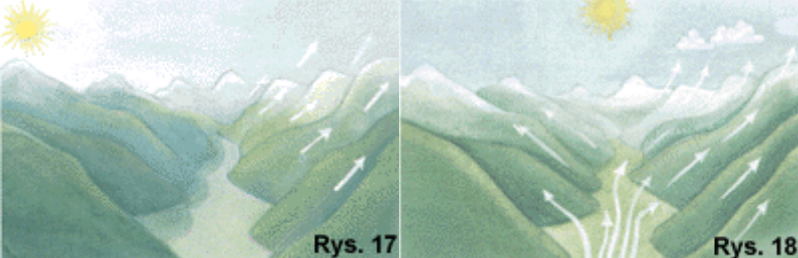
Termika naniesiona - im większy wiatr, tym węższa przyziemna turbulentna warstwa powietrza, dłuższe szlaki Cu hum - nawet do ponad 1000 km. Bardziej stabilny układ - pod szlakami nieporozrywane noszenie pomiędzy szlakami duszenia. Szlaki bardziej jednorodne. Przy słabym wietrze, porozrywane szlaki, gruba warstwa przyziemnej turbulencji, noszenia porozrywane pomiędzy sobą. Idealne warunki termiki naniesionej można obserwować na kontynencie Australii, gdzie tworzą się szlaki mające ponad 2000 km o stałym i nieprzerwanym noszeniu w obrębie szlaku, odległe o 3-5 kilometrów od siebie, o podstawie chmur 2500 metrów. W Polsce również występuje termika naniesiona, ale zwykle nie w tak idealnym obrazie jak na terenie kontynentu Australijskiego.

Wpływ chwiejności masy

Termika wypracowana - im większa chwiejność, tym większe noszenia i duszenia, większa turbulentność, większa skłonność do tworzenia się groźnych burz termicznych.

Termika naniesiona - duża chwiejność stwarza przy zazwyczaj silnym wietrze termiki naniesionej znaczne utrudnienie jej wykorzystania - tworzą się zjawiska, mające odregulniający wpływ na ukształtowanie się pasm noszeń pod chmurami i pasm duszeń pomiędzy szlakami. Rośnie turbulencja i jej zasięg od podłoża w górę. Najlepsze i najbardziej regularnie występujące są warunki termiki naniesionej przy nieznacznej chwiejności.

Ruchy pionowe w powietrzu występują również z innych powodów, niż gradient termiczny - mogą mianowicie być powodowane przez wymuszenie kształtem przeszkód na drodze ruchu mas powietrza oraz wymuszeniem spowodowanym poprzez pochylone powierzchnie frontowe, ale ich przebieg i dalsze zachowanie tego ruchu znajdują się w ścisłym związku z równowagą masy powietrza. Także niejednakowe kierunki wiatru w różnych warstwach troposfery mogą powodować zafalowania będące wynikiem podobnych zjawisk jak fale morskie na granicy dwóch ośrodków. One także mają składową pionową niekiedy o wartościach niebagatelnych.



Rys. 17

Rys. 18

W dalszej kolejności zajmiemy się wymuszonymi pionowymi ruchami powietrza i ich możliwościami wykorzystania w paralotniarstwie.

Wykład 8

WYMUSZONE PRĄDY POWIETRZNE

WYMUSZONE PRĄDY POWIETRZNE

Paralotniarstwo jest sportem uprawianym zasadniczo w górach - latanie równinne z wyciągarki, czy z pomocą silnika w zasadzie meteorologicznie zostało już przez nas tutaj obsłużone. Dzisiaj zaczynamy temat, który w końcu jest dla paralotniarstwa tematem zasadniczym i podstawowym.

Wymuszone prądy powietrzne i ich wykorzystanie

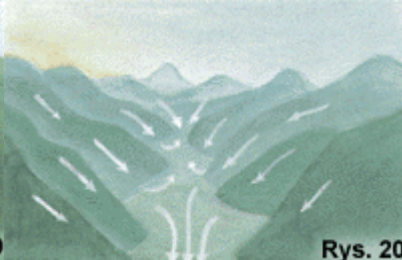
Wymuszenie ruchu powietrza w tym przypadku ma charakter dwojaki:

1. zmiana **poziomego** kierunku ruchu przez zjawiska zachodzące jedynie w terenie pofałdowanym
2. skierowanie przez pofałdowanie terenu tego ruchu ku górze, lub ku dołowi, czyli spowodowanie przemieszczeń **pionowych**.

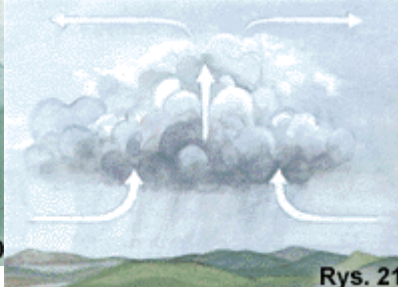
Wyobraźmy sobie głęboką dolinę górską ciągnącą się z północy na południe. Po wychyleniu się słońca zza gór zaczyna ono prędko nagrzewać jej jedną stronę - tą wystawioną na jego działanie - powoduje to unoszenie się nagrzanego powietrza po zboczach ku szczytom. Ten ruch rozpoczyna się zwykle około godziny 10-tej (do tego czasu słońce musi wyłonić się zza gór i mieć czas na nagrzanie nasłonecznionych zboczy). Wygląda to mniej więcej tak, jak pokazuje rysunek 17. W miarę przesuwania się słońca po niebie objętych jego promieniami zboczy stale przybywa i koło południa sytuacja zaczyna wyglądać mniej więcej tak, jak pokazuje rysunek 18. Unoszące się powietrze musiałoby spowodować na dole jego brak i dla zrównoważenia sytuacji rozpoczyna się "zasilanie" od strony wlotu doliny. Ten wiatr zwany **wiatrem dolinnym** może osiągnąć w dni o dużej chwiejności duże wielkości i stanowić nawet duże zagrożenie dla bezpieczeństwa latania na paralotniach. Zasięg pionowy tego wiatru nie jest duży i zwykle nie sięga wyżej niż do 1/3 wysokości zboczy tworzących dolinę. Pamiętając o tym zjawisku powinniśmy idąc na lądowanie pomiędzy 11:30, a 15:00 godziną pamiętać o tym, żeby dołot w rejon lądowiska wykonywać w obrębie zbocza na nieco większej wysokości tak, aby silny wiatr dolinny nie zagroził koniecznością lądowania poza lądowiskiem. Czasami, gdy prędkość wiatru dolinnego przekracza możliwą do osiągnięcia prędkość (dotyczy to częściej paralotni szkolnych), powinniśmy lądować na lądowisku szczytowym, które



Rys. 19



Rys. 20



Rys. 21

to lądowiska są specjalnie w tym celu

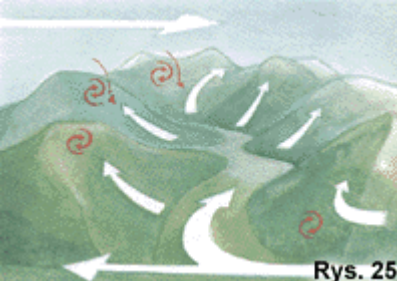
przygotowywane - lub powinny być przygotowane tam, gdzie jest to zorganizowany teren lotów paralotniowych.



Rys. 22

Potem, w miarę jak słońce przechodzi dalej w kierunku zachodnim, zaczyna się spływ ocienionymi stronami zboczy, a co za tym idzie siła wiatru dolinnego maleje - pokazuje to rysunek 19. Jeszcze później, gdy słońce zaczyna znikać za górami (do jego zachodu jeszcze brakuje trochę czasu) sytuacja zaczyna się odwracać. Po obu stronach doliny rozpoczyna się spływ wieczorny i gromadzony w ten sposób nadmiar powietrza w dolinie zostaje wypchany przez wlot doliny - czyli wiatr dolinny zmieni swój kierunek na przeciwny. Pokazuje to rysunek 20. Taki obieg wydarzeń w górach, w zwykły dzień o umiarkowanej równowadze chwiejnej w niżu, jest obrazem typowych zjawisk wymuszonych i mogą wystąpić jedynie różnice czasowe spowodowane czy to głębokością doliny (inne godziny nasłonecznienia i ocienienia zboczy), czy jej kierunkiem w stosunku do ruchu słońca na niebie. Siła wylotowych wiatrów dolinnych jest zwykle nieco mniejsza niż dziennych wiatrów zasilających.

Dla sprawy budowania się zachmurzenia poza równowagą w masie duże znaczenie ma to, czy sprawa odbywa się w niżu czy w wyżu. Podstawowy mechanizm tej różnicy pokazują rysunki nr 21 i 22 - widać na nich wpływ ciśnienia powietrza na proces ruchów konwekcyjnych w tych dwóch podstawowych rodzajach układów.



Rys. 25



Rys. 23



Rys. 24

W czasie występowania wiatru dolinnego w obrębie lądowisk znajdujących się zwykle na dnie dolin występuje zagrożenie silnej turbulencji spowodowanej prędkością wiatru. Każda przeszkoda na drodze ruchu powietrza powoduje zakłócenia w ruchu jego strugi i o ich występowaniu i zasięgu warto wiedzieć i korzystać z tej wiedzy budując manewr do lądowania. Na rysunkach 23 i 24 pokazane są schematycznie te turbulencje. Należy wiedzieć, że ich zasięg pionowy i poziomy zależne są od prędkości wiatru i wraz ze wzrostem jego siły zasięg pionowy nieznacznie maleje, a poziomy znacznie się zwiększa. Pionowy zasięg tych turbulencji nie przekracza na ogół podwójnej wysokości przeszkody, a poziomy 10- do 15-krotnej wysokości przeszkody. Te wiadomości są bardzo istotne przy doborze miejsc na lądowiska - tu można popełnić czasem błędy nie do darowania.

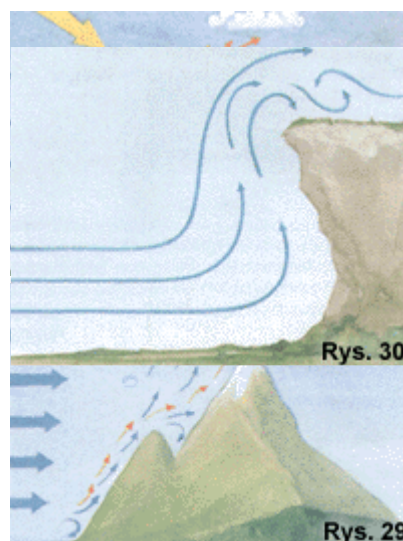
Jeżeli prędkość przesuwania się masy powietrza nad obszarem górzystym jest nie za wielka, to masa przemieszcza się wysoko ponad szczytami gór, a w ich obrębie i tak zachodzi opisana wyżej cyrkulacja dziennie-nocna. Powoduje to, że często latamy na zawietrznej w stosunku do ruchu zasadniczego masy powietrza, a jednak w stosunku do zbocza znajdujemy się na nawietrznej. Potrzeba sporej znajomości układu lokalnego, żeby sobie te różnice w kierunkach i szybkościach ruchu uzmysłowić i brak rozeznania w tym zakresie jest niezwykle często przyczyną poważnych błędów w podejmowanych decyzjach. Prowadzi to, niestety często, do groźnych wypadków, ze śmiertelnymi włącznie. Jeden z przykładów silnego zróżnicowania kierunków i siły ruchu powietrza w obrębie doliny górskiej pokazuje rysunek 25. Wiatr górny to kierunek ruchu masy, dolny natomiast zdeterminowany jest kierunkiem wlotu do doliny i jest dokładnie przeciwny do ruchu masy. Pokazany tutaj przykład obrazuje jakiś konkretny układ i praktycznie dla każdej lokalizacji w górach można sporządzić taki schemat właściwy dla niej właśnie.



Rys. 27

Zajmijmy się teraz przez chwilę tym, jak wyglądają różnice w opływie stromego zbocza w zależności od siły wiatru. Rysunek 26 pokazuje, jak rozkłada się strefa zawirowań przy wietrze

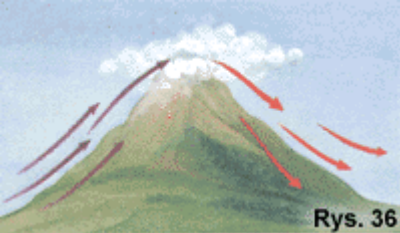
słabszym, a rysunek 27 - przy wietrze silniejszym. Widać wyraźnie, że w miarę wzrostu siły wiatru rośnie liczba zawirowań i obejmuje coraz szerszą warstwę przy samym zboczach. Tak samo opływ zbocza wykorzystywanego często do lotów w zależności od siły wiatru zmienia się dosyć znacznie, co możemy



Rys. 30



Rys. 29



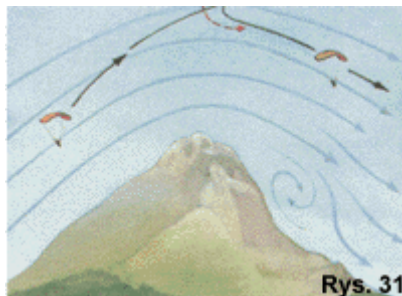
Rys. 36

zobaczyć na słabszym i 29. Również widać przesunięcie wiatrze silniejszym, co pozwala na dobrą orientację zbocza pokazany próg w wiatru zaczyna być turbulencji - miejscem gdzie



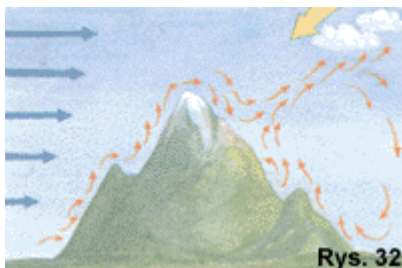
Rys. 33

rysunkach 28 przy wiatrze przy wiatrze silniejszym. chmury szczytowej przy szczególnie z powietrza co do siły wiatru. W połowie miarę wzrostu prędkości miejscem wystąpienia może "klapić", co przy



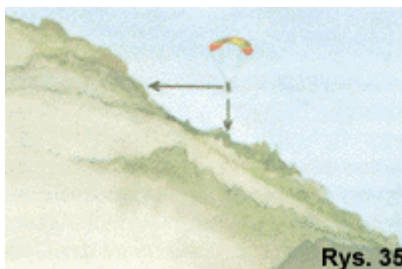
Rys. 31

słabych wiatrach wystąpi znacznie słabiej. Obraz opływu przewieszanej skarpy pokazuje rysunek 30, który również tłumaczy trudności przy starcie w podobnie ukształtowanym terenie.



Rys. 32

Jeżeli wiatr zrobi się na tyle silny, że groziłoby nam wywianie na zawietrzną, warto przeanalizować sobie obraz ruchów powietrza pokazany na rysunku 31 i pamiętać, że ponad szczytem, wyżej niż około 150 metrów, kontakt z rotorem jest już mało prawdopodobny, czyli przyjmuje się, że na takie przewianie dopiero powyżej tej wysokości możemy się zdecydować. W przypadku kiedy wiatr jest z jednej strony zbocza, a słońce z drugiej, sytuacja jest znacznie bardziej złożona i jej rozwój bardziej może być zróżnicowany. Pokazuje to rysunek 32, z którego wynika, że niżej na zawietrznym zboczu w takiej sytuacji także można dosyć bezpiecznie sobie polatać, mając jednak na uwadze to, co może nas zaskoczyć na większej trochę wysokości i dalej od zbocza. Prawidłowe wykorzystanie pionowych prądów wymuszonych na zboczu góry pokazuje rysunek 33, na którym widzimy, że w obrębie zbocza powinniśmy wznosić się przy pomocy ósemkowania, a na krążenie możemy sobie pozwolić dopiero ponad szczytem. W zależności od stromizny zbocza mamy przy tej samej od niego odległości różną wysokość, co pokazują rysunki 34 i 35 dlatego musimy zawsze pamiętać, ile możemy maksymalnie stracić przy nagłej klapie czy podwinięciu i że sama tylko odległość pozioma od zbocza nie zawsze gwarantuje tę bezpieczną wysokość.



Rys. 35

W przypadku **wiatru halnego (fen)** sytuacja staje się dla parolotniarza groźna i w zasadzie zamyka się wszelkie parolotniowe loty w tym czasie. Przypadek ten zachodzi, kiedy ruch masy jest znacznie szybszy niż zazwyczaj, a kierunek tego ruchu jest bliski prostopadłości w stosunku do łańcucha gór. Po stronie nawietrznej może wybudować się tzw. **mur halniakowy**, czyli nieprzerwana warstwa chmur

(wznoszenie wymuszone wilgotnego powietrza) sięgających szczytu, ale tylko po stronie nawietrznej. Nad szczytami tworzy się strefa zwiększonej prędkości ruchu (dysza), która powoduje zafalowanie po stronie zawietrznej zobrazowane wystąpieniem chmur Cu len, Ac len, Sc len - na takim zafalowaniu w bardzo spokojny sposób zdobywa się bardzo duże wysokości na szybowcach, ale ta przyjemność jest



Rys. 37

zarezerwowana jedynie dla tych, którzy mozolnie zaliczą trudny hol halniakowy przez strefę bardzo silnych turbulencji i rotorów - i zupełnie na razie niedostępna dla paralotniarzy. Po stronie zawietrznej następuje wiatr opadowy. Początek tworzenia się halniaka, jeszcze przed wystąpieniem muru i chmur soczewkowatych pokazuje rysunek 36 - jeśli stwierdzimy wystąpienie wiatru spadowego to jest to równoznaczne z koniecznością zwijania skrzydła do worka.

Dla dokończenia tego bardzo obrazkowego rozdziału jeszcze kilka charakterystycznych sytuacji związanych z prądami pionowymi powietrza w rozmaitych warunkach lokalizacyjnych. Na początek poważne zagrożenie które możemy napotkać w Bassano na Grappie - jest to wiatr nazywany **bora** - bardzo silny wiatr spadowy, który przychodzi nagle i prawie bez ostrzeżenia wtedy, kiedy nad Austrią następuje przejście silnego frontu chłodnego z kierunku północno-zachodniego. Po przejściu frontu gwałtownie zmienia się kierunek wiatru z WNW na N i to właśnie wraz z napływem chłodnej masy

jest przyczyną wystąpienia bory. Potrafi ona narobić wiele szkód - szczególnie groźna jest zwłaszcza dla żeglarzy, ale i dla paralotniarzy to też zjawisko bardzo niebezpieczne. Zjawisko to pokazuje rysunek 37.

Nagrzewający się od podłoża bąbel powietrza często zostaje od podłoża oderwany przez wiatr dopiero, gdy nastąpi impuls odrywający go od podłoża (także wymuszenie). Takim impulsem może też być np. ściana lasu na drodze wiatru - tak jak to pokazuje rysunek 38 - ta porcja powietrza porusza się ku górze aż w



Rys. 38



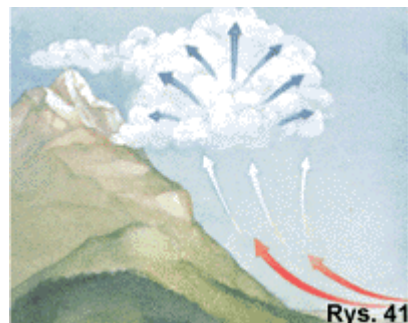
Rys. 39

konsekwencji tworzy chmurę Cu - rysunek 39 -

pokazuje on jaki obraz przyjmują wznoszenia w czasie tego procesu.



Rys. 40



Rys. 41

Nad morzem, tam gdzie chłodna woda graniczy z nagrzany piasek plaży, także dochodzi do wymuszeń - innego co prawda charakteru. Powstaje rząd chmur Cu wzdłuż plaży i stały wiatr od morza nazywany **bryzą dzienną** (w nocy zachodzi zjawisko odwrotne). Ten wiatr pozwala na przyjemności lotów klifowych, a jeśli dojdzie do kontaktu ze wznoszeniami bryzowymi to mamy jak w kieszeni długi przelot z bocznym wiatrem. Zjawisko bryzy pokazuje rysunek 40. Jeśli klif nie jest ekstremalnie stromy i wystarczająco wysoki (jak np. w okolicy Dover w Anglii) to zjawisko to jest znacznie wyraźniej wyrażone i pokazuje to rysunek 41 - tam łatwiej jest o kontakt z żagla z kominem termicznym.

W następnej i zarazem ostatniej pogadance zajmiemy się nieco podsumowująco zagadnieniem taktyki przelotowej pod kątem pozyskanych już wiadomości.

[Ryszard Lutosławski](#)

Wykład 9

TAKTYKA PRZELOTÓW

Podsumowując wszystko to, o czym tutaj mówiliśmy, warto się zastanowić jakie praktyczne znaczenie i jakie zastosowania można przypisać temu kursowi.

Dowiedzieliśmy się, że burza, front chłodny, halniak i bora to największe niebezpieczeństwa meteorologiczne jakie mogą czekać na paralotniarza. Nauczyliśmy się ich nadejście przewidywać i rozumieć ich mechanizm. Porywy wiatru i spowodowaną wiatrem turbulencję nauczyliśmy się także nie najgorzej przewidywać, a co za tym idzie również unikać.

Dowiedzieliśmy się również, że w wyżu nie należy się liczyć z tak wyraźnymi zjawiskami meteorologicznymi jak w niżu i że jest on dla paralotniarza znacznie mniej groźny, ale i mniej rokujący na długie termiczne loty, czy na termikę w ogóle. Natomiast wiatry w wyżu jako znacznie bardziej laminarne lepiej nadają się do lotów na żaglu zboczowym nie stwarzając takich turbulencji i porywów, ale i prawie wykluczając nawiązanie ze zbocza kontaktu z termiką.

Ryszard Lutosławski

(ryszard@vossnet.de)

TAKTYKA PRZELOTOWA

Zastanówmy się, jak wykorzystać zdobytą wiedzę w planowaniu przelotów.

Jeżeli idzie o najlepsze warunki meteorologiczno-lokalne do wykonania dłuższego przelotu docelowo-powrotnego to oczywiście doskonale się do tego nadaje bryza morską. Lecimy w każdą stronę z bocznym wiatrem, ale mamy łatwość w poszukiwaniu wznoszeń wzdłuż linii brzegowej nad plażą, a raczej trochę poza nią - tyle, ile siła wiatru odsuwa kominy na zawietrzną. W takim locie musimy pamiętać, że im wyżej się znajdujemy, tym dalej od plaży (w głąb lądu) musimy poszukiwać noszeń - im niżej, tym bliżej plaży. Niestety z uwagi na boczny wiatr nie będziemy w stanie osiągnąć rekordowych odległości, gdyż nasza prędkość bezpośrednio po trasie będzie wypadkową z trasy i walki ze spychaniem przez wiatr. W tych warunkach liczyć na przelot z wiatrem jest dla paralotniarza dosyć trudno, ponieważ zwykle pomiędzy noszeniami bryzy, a termiką lądową powstaje zwykle spory pas duszeń, którego sforsowanie na paralotni jest bardzo mało prawdopodobne. Również w przypadku wystarczająco długiego klifu można doskonale lecieć tam i z powrotem, ale polskie klify niestety nie rozciągają się imponująco daleko, co nie gwarantuje

liczących się wyników. Znacznie ciekawiej wygląda możliwość przelotu zboczowego na wyspie Lanzarotte w Archipelagu wysp Kanaryjskich.

Tak jak trudne jest z noszeń bryzowych przedostanie się do termiki wypracowanej ponad obszarem wewnątrzlądowym, tak samo trudno jest o przelot z terenów górskich nad równinne i odwrotnie - znad równinnych w górskie. Na podgórzu tworzy się zwykle szeroki pas antytermiczny, który sprawia, że próby takich przelotów są mało realne. Dlatego planowanie ich to strata czasu.



Szlaki cumulusów - zaproszenie do przelotu / Zdjęcie: Mariusz Matuszek

Gdy chodzi o przelot docelowy, czy otwarty, to najkorzystniejsze warunki występują w czasie termiki naniesionej, kiedy pod szlakiem niewypiętrzających się wysoko cumulusów można zrobić nawet rekordowo długi przelot. Oczywiście warunki startu za wyciągarką wymagają bardzo doświadczonego wyciągarkowego, najlepiej takiego, który posiadał technikę holowania z podpuszczaniem, tzn. taką, przy której w czasie silnego wiatru nawet bardzo powoli oddaje się linę (wypuszcza), aby w konsekwencji doprowadzić do osiągnięcia dużych wysokości holowania. Znam osobiście przypadki, kiedy w taki hol pozwolił osiągnąć wysokość ponad 1000 metrów. Wtedy nawiązanie kontaktu ze szlakiem jest nie trudne, a dalej - ile wlezie do przodu przez cały dzień. Schody zaczynają się, kiedy w końcu trzeba wylądować - często przy dobrej termice naniesionej prędkość wiatru przekracza prędkość możliwą do osiągnięcia nawet na dobrym skrzydle wyczynowym - wtedy trzeba pamiętać o dwóch bardzo ważnych sprawach:

1. W miarę zbliżania się do ziemi zaczniemy mieć do czynienia z wymuszoną przeszkodami turbulencją - w żadnym więc razie nie wolno przymierzać się do małego pólka (nawet z pozoru wystarczająco dużego) wpasowanego w dziuplę pomiędzy lasami, domkami czy innymi przeszkodami terenowymi. Zawsze w takim przypadku trzeba wybierać bardzo rozległe pola, nawet jeśli to pociągnie za sobą potem długi marsz do ludzkich siedzib. Musi to być teren na dużej przestrzeni, zupełnie odkryty.
2. Trzeba wcześniej dobrze przetrenować odwracanie się w uprzęży - trzymając sterówki łapiemy lewą ręką wszystkie taśmy prawej strony od wewnątrz i prawą wszystkie taśmy lewej strony od zewnątrz i rozciągamy ręce na zewnątrz - następuje zwrot o 180 stopni tylko naszej uprzęży, podczas gdy skrzydło dalej leci w tą stronę w którą leciało. Jak już dobrze umiemy to robić oraz nauczyliśmy się w tym odkręceniu pracować sterówkami (nie puszczając taśm) możemy po wykonaniu rekordowego przelotu w miarę bezpiecznie wylądować przy tak silnym wietrze. Na maksymalnej prędkości lecimy pod wiatr na samym początku wielkiego pola, które obraliśmy sobie za lądowisko - ponieważ wiatr jest silniejszy, w rzeczywistości przesuwamy się w miarę wolno, ale tyłem - w przeciwnym kierunku, niż lecimy, czyli

jeśli na początku pola zaczęliśmy starać się od niego uciec pod wiatr, to spycha nas powoli ku środkowi pola. Na wysokości 10-15 metrów wykonujemy zwrot w uprzęży (opisany powyżej) i po jego wykonaniu lądujemy lecąc tyłem w stosunku do powietrza, ale przodem do zbliżającej się ziemi (w każdym razie w momencie przyziemienia krawędź natarcia mamy z tyłu, a krawędź spływu z przodu). Przy pewnym wytrenowaniu można w miarę bezpiecznie wylądować w ten sposób przy bardzo silnym wietrze. Jest to sposób, którego umiejętność jest niezwykle przydatna w Alpach, jeśli lądujemy nieco po południu, w bardzo silnym wietrze dolinnym. Wszystkie szkoły alpejskie uczą takiego lądowania jako lądowania awaryjnego w sytuacji niezamierzonego bardzo silnego wiatru.

Podczas wykonywania przelotów w warunkach termiki wypracowanej ponad terenem płaskim ważne jest wiedzieć, że:

- W przypadku występowania chmur cumulus należy wcześniej potrenować umiejętność rozróżniania, kiedy chmura powstaje, a kiedy się rozpada - pod rozpadającymi się chmurami nie znajdziemy noszeń.
- W przypadku termiki bezchmurnej ważna jest właściwa ocena podłoża dla wykombinowania gdzie najlepiej mógł powstać bąbel rozgrzanego powietrza i jakie czynniki pomogły mu się oderwać od podłoża. Pomocne jest dokładne obserwowanie wiatru na ziemi - jeżeli dostrzeżemy w różnych miejscach dwa przeciwne sobie kierunki wiatru, to jeśli są one rozbieżne to pomiędzy nimi musi być duszenie, a jeśli zbieżne to musi być komin. Na rozległych łąkach stado krów zawsze pasie się tam, gdzie jest komin - porywa on muchy i gzy, co odpowiada krowom. Sama łąka piasku pomiędzy trawami jeszcze nie koniecznie musi powodować komin - owszem, powietrze nad tą łąką będzie się ogrzewało, ale zanim zdecyduje się poszybować ku górze już zostanie przez wiatr zepchnięte na zawietrzną i to właśnie na zawietrznej takiej łąki należy szukać tego komina - bezpośrednio nad piaskiem może wystąpić duszenie zassane przez komin który odleciał nieopodal. Do wykorzystania nadają się jedynie takiego rozmiaru bąble powietrzne, które umożliwiają wykonanie pełnego okrążenia bez opuszczania bąbla - im wysokość jest mniejsza, tym kominy są węższe i mniej efektywne - i odwrotnie.

Dlatego dla każdej pogody w której chcemy robić przelot trzeba sobie określić kilka ważnych wartości:

Do jakiej wysokości opłaca się dzisiaj wykręcać? Do jakiej wysokości będę wykonywał przeskok międzykominowy? Od jakiej wartości wznoszenia zacznę uważać komin za wystarczająco dobry? W jakim paśmie wysokości zacznę wykorzystywać spotkane kominy? Poniżej jakiej wysokości przestaję szukać komina i zajmuję się wyłącznie przygotowaniem lądowania i lądowaniem?

Nie można osiągnąć liczących się odległości przelotu jeśli krąży się w każdym kominie bez końca. Należy natomiast wykręcać się do momentu kiedy noszenie zaczyna słabnąć - potem to już tylko strata czasu. Po osiągnięciu tej wysokości należy odejść z komina na kurs przelotu i swoją prędkość uzależnić od prędkości opadania - im większe spotykamy duszenie, tym bardziej wyciskamy speeda, odpuszczając sterówki. Gdy duszenie spada, my nieco zmniejszamy prędkość tak, aby uzyskać optymalne opadanie. Gdy zaczyna nosić natychmiast zmniejszamy

prędkość (uwaga nie należy przy tym przeciągać skrzydła) nie zmieniając naszego kursu staramy się po prostu jak najdłużej przebywać w tym noszeniu jednocześnie utrzymując kurs przelotu. Dopiero po uzyskaniu wysokości górnej granicy pasma poszukiwań, jeżeli spotkamy komin, to centrujemy go i ciasno krążąc prędko nabieramy wysokość kiedy noszenie zaczyna być już za małe. Jeżeli wejdziemy już w pasmo poszukiwań oczywiście cały czas tak powinniśmy modyfikować nasz kurs, aby wejść w najprawdopodobniejsze do wystąpienia komina regiony z tym, że jako zasadę nie poszukujemy nigdy komina lecąc z powrotem - zawsze musimy mieć przynajmniej składową prędkości po trasie naszego przelotu. Jeżeli nie znajdziemy w locie po trasie (z niewielkimi tylko odchyleniami od właściwego kursu) żadnego noszenia, aż do dolnej granicy obszaru poszukiwań, to od tego momentu, szukając go dalej, ale już bardziej celowo, jednocześnie określamy najdogodniejsze miejsce do przymusowego lądowania i w miarę dalszej utraty wysokości zbliżamy się do niego coraz bardziej, tak aby nas nie zwiąło tam, gdzie wcale nie ma gdzie wylądować. Jednocześnie z wybraniem sobie miejsca na lądowanie zwracamy coraz bardziej uwagę na precyzyjne określenie kierunku wiatru oraz jego zachowania (są porywy, czy ich nie ma). Niekiedy jest to zadanie wcale nie proste i wymagające dużo praktyki i wyczucia, dlatego warto zawsze, przy każdym lataniu - nawet przy jałowych zlotach - starać się tą umiejętność doskonalić i trenować.

Przyjęte po sprawdzeniu warunków te określenia, o których mówiliśmy przed chwilą w czasie wykonywania przelotu będą podlegać modyfikacjom w zależności od ewentualnej zmiany warunków pogodowych. Początkujący przelotowicze popełniają często zasadniczy błąd, polegający na trzymaniu się jednego komina znacznie dłużej, niż by to wynikało z przyjętego harmonogramu przelotu - to taki strach przed jego opuszczeniem pod hasłem "a co jak już nic nie znajdę?" Odpowiedź jest prosta - jak nic już nie znajdziesz, to znaczy, że albo nie było pogody przelotowej, albo że najpierw musisz nauczyć się szukać.

Zupełnie innym zasadom taktycznym będzie podlegać przelot wykonywany w warunkach górskich. Tam podstawowe znaczenie ma znajomość warunków lokalnych. Jak to sobie staraliśmy wyjaśnić w poprzedniej pogadance często, trzeba lecieć bardzo okrężną drogą zamiast zakończyć sprawę na pierwszej nieudanej próbie trawersu doliny. W czasie przelotów w górach należy dobrać właściwie kolejne zbocza, których wymuszone właściwości tak termiczne jak i żaglowe dadzą się wykorzystać dla zbliżenia nas do celu - bywa, że zaplanowana w ten sposób trasa jest znacznie dłuższa, niż kreska na mapie po prostu pomiędzy miejscem startu i lądowania, ale tylko takie jej poprowadzenie gwarantuje powodzenie, albo przynajmniej znacznie zwiększa jego prawdopodobieństwo. Wszelkie trawersy dolin, jeśli nie da się ich uniknąć, są efektem zabiegów specjalnych (wybranie do trawersu odpowiedniego miejsca, określenie koniecznej do jego przeprowadzenia wysokości początkowej oraz pora kiedy go chcemy wykonać).

Całe planowanie i realizacja przelotów w terenie górzystym jest dodatkowo skomplikowana trudnościami w znajdowaniu w tym terenie lądowisk przymusowych, wielką liczbą rozmaitych przeszkód na trasie jak przewody energetyczne i kable nośne kolejek i wyciągów oraz nieustanna zmienność wysokości lotu powodująca, że co chwila jesteśmy albo bardzo blisko skał czy drzew, to znów bardzo daleko. Przeloty w tych warunkach wymagają od pilotów najwyższych kwalifikacji, a

zachowanie właściwego marginesu bezpieczeństwa jest zadaniem trudnym i wymagającym dużej praktyki.

Ponieważ latanie w górach wymaga szeregu specjalnych umiejętności i wiele specjalnej praktyki, bardzo różnej od latania w terenach równinnych i startów za wyciągarką, należy brać poważnie wpływ tych różnic na bezpieczeństwo latania. Ktoś, kto ma wiele godzin wylatane na termice w terenach równinnych i potrafi świetnie wykorzystywać wyciągarkę do osiągnięcia nawet bardzo dużych wysokości po przyjeździe w góry, w wielu tam specyficznych sprawach jest zupełnie bezradny. Odwrotnie ktoś, kto paralotniowo wychował się w górach i świetnie sobie w nich radzi, wcale nie musi potrafić dobrze wyszukiwać kominów w termice terenów równinnych. Latanie paralotniowe na świecie zaczyna się coraz bardziej rozdzielać - tak jak motoparalotnie oddzieliły się już zdecydowanie, tak zróżnicowanie na paralotniarstwo górskie i wyciągarkowe następuje właśnie na naszych oczach. Nie wydaje mi się, żeby ten podział był błędny, bo rzeczywiście zarówno wiedza, jak i doświadczenia praktyczne poważnie się od siebie różnią.

Polecam listowiczom dwa dobre adresy internetowe: <http://meteo.it> gdzie jest dobra sytuacja baryczna nad całą Europą wraz z frontami (ciepły - czerwony i chłodny - niebieski) oraz adres, gdzie jest pełna, aktualna mapa synoptyczna: <http://www.fsz.bme.hu/meteo/fronts.gif> - po dokładnym przyswojeniu wszystkiego, o czym tu wspólnie dyskutowaliśmy, z danych które można sobie pobrać z obu tych adresów można już bardzo dokładnie przewidzieć, co nas może czekać w określonych miejscach w okresie do czterech dni do przodu.

Na pożegnanie zamieszczam fotografię ku przestrodze - normalnie to skrzydło nie powinno się znaleźć w powietrzu w takiej pogodzie...

Ryszard Lutosławski
(ryszard@vossnet.de)

