

Meteorologia

Federacja Akademickich Klubów Kajakowych

Wojciech Kacprzak, WAKK,

Dariusz Prusak, AKTK „Bystrze”

1994

Na obozie wędrownym nie sposób uniknąć kaprysów pogody. Podobnie jak znajomość przyrody ułatwia poruszanie się na szlaku, tak może okazać się przydatne obeznanie z podstawami meteorologii. Pogoda ma niewątpliwie, choć nie decydujący, wpływ na atmosferę na spływie kajakowym i na przebiegu imprezy, warto więc umieć ją oceniać i przewidywać.

Naukę meteorologii proponuję zacząć od zapoznania się z atmosferą. Atmosferą ogólnie nazywamy warstwę gazów, otaczającą ciało niebieskie. Atmosfera ziemską składa się z powłoki powietrza, w której można wyróżnić kilka warstw o różnych właściwościach: troposferę (średnio ok. 11 km od pow. Ziemi), stratosferę (do ok. 30 km), mezosferę (40–80 km od pow. Ziemi) i termosferę (do ok. 800 km).

Na każdą cząstkę powietrza działają siły ciśnienia sąsiednich mas powietrza, siła ciężkości, przyciągające i odpychające siły elektryczne. Najistotniejszą przyczyną ruchu cząstek powietrza jest zakłócenie równowagi ciśnienia, działającego na cząstkę. Wskutek nierównomiernego nagrzewania się powierzchni Ziemi powstają różnice w poziomym rozkładzie temperatury powietrza na różnych obszarach, co staje się przyczyną różnic w ciśnieniu atmosferycznym. Z chwilą pojawienia się różnic ciśnienia powstają ruchy cząstek powietrza w kierunku obszarów o niskim ciśnieniu.

Wyróżniamy następujące rodzaje ruchów atmosfery:

1. ruch poziomy, zwany wiatrem;
2. ruch pionowy (konwekcyjny), obejmujący prądy wstępujące i opadające;
3. ruch falowy wywołany nierównościami terenowymi.

1 Podstawowe definicje.

Pogoda – fizyczny stan atmosfery w danej chwili i w danym miejscu charakteryzujący się całokształtem elementów i zjawisk atmosferycznych.

– elementy atmosferyczne to np. : ciśnienie atmosferyczne, gęstość i wilgotność powietrza, zachmurzenie, temperatura, kierunek i prędkość wiatru.

– zjawiska atmosferyczne to : burze, mgły, opady, gołoledź, oblodzenie, szkwały, turbulencja.

Rysunek 1: Tu rys.: Schemat cyrkulacji atmosfery na jednorodnej powierzchni nie obracającej się Ziemi

Front atmosferyczny – wąska strefa rozgraniczająca zachodzące na siebie masy ciepłego i zimnego powietrza.

Inwersja atmosferyczna – wzrost temperatury następujący wraz ze wzrostem wysokości.

Izobara – linia łącząca punkty o jednakowym ciśnieniu położone na jednej płaszczyźnie.

Wyż – obszar atmosfery w którym ciśnienie rośnie od jego peryferii do centrum.

Niż – obszar atmosfery w którym ciśnienie rośnie od jego centrum ku peryferiom.

2 Ogólna cyrkulacja atmosferyczna

Gdyby Ziemia była nieruchoma, a jej powierzchnia jednorodna, obraz ogólnej cyrkulacji atmosfery byłby bardzo prosty. Ogrzane w okolicy równika masy powietrza wznosiłyby się i odpływałyby górą w kierunku biegunów Ziemi. Następnie ochładzałyby się w strefie biegunowej, opadałyby i przemieszczały się dołem w kierunku równika.

W strefie równikowej mielibyśmy zatem stale potężne prądy wstępujące, w związku z czym ciśnienie atmosferyczne w górze byłoby wysokie, na dole natomiast niskie. W okolicy biegunów natomiast, dzięki dopływowi powietrza równikowego i niskiej temperaturze, ciśnienie atmosferyczne na dole byłoby wysokie, na górze zaś niskie, i w konsekwencji zachodziłby ruch powietrza dołem w kierunku równika. Mielibyśmy zatem dwie zamknięte cyrkulacje: jedną na półkuli północnej i drugą na południowej, obie wywołane tylko różnicami w nagrzewaniu poszczególnych stref Ziemi i powstałymi w ten sposób gradientami barometrycznymi.

W rzeczywistości cyrkulacja atmosfery ziemskiej jest o wiele bardziej skomplikowana. Ziemia wiruje dookoła swej osi i dlatego na wszelkie ruchy, które zachodzą na Ziemi, wywiera wpływ siła Coriolisa. Wiemy, że pod wpływem tej siły prądy powietrzne na półkuli północnej zbaczą w prawo, a na południowej w lewo. Znaczą to, że prąd południowy, od równika ku biegunowi północnemu będzie zbaczał coraz bardziej na wschód, przechodząc z wiatru południowego w południowo-zachodni, a nawet zachodni. Na szerokości geograficznej 30° odchylająca siła ruchu obrotowego Ziemi jest już tak duża, że wiatr ten staje się wiatrem zachodnim i tworzy na szerokości zwrotnika zaporę powietrzną, która nie pozwala na swobodne przemieszczanie się powietrza znad równika dalej na północ. Wskutek gromadzenia się powietrza na szerokości 30° następuje wzrost ciśnienia atmosferycznego przy ziemi i odpływ powietrza dołem w kierunku równika.

Początkowo ten dolny wiatr z obszaru zwrotnika jest wiatrem północnym, lecz pod wpływem siły Coriolisa odchyła się on w prawo od kierunku początkowego i przechodzi w wiatr północno-wschodni. W ten sposób pomiędzy szerokością geograficzną 30° a równikiem powstaje obwód cyrkulacyjny, którego prąd dolny nazywamy *pasatem* a górny *antypasatem*. Tak więc na znacznej części kuli ziemskiej, mniej więcej od 30°N do 30°S, mamy zamkniętą cyrkulację atmosferyczną.

Rysunek 2: Schemat układu mas powietrznych i frontów.

Jednak nie całe powietrze, płynące górą znad równika jako antypasat, odpływa z powrotem do równika jako pasat. Jego część pozostaje w pasie wysokich ciśnień i bierze udział w cyrkulacji atmosferycznej szerokości umiarkowanych. Wskutek wysokiego ciśnienia w pasie zwrotnikowym oraz w pobliżu biegunów ($60\text{--}65^\circ$ szer. geogr.) wytwarza się jak gdyby bruzda niskiego ciśnienia a gradienty barometryczne na biegunach skierowani są w stronę równika. Na szerokościach zwrotników zaś gradienty skierowane są ku biegunom. W rezultacie na półkuli północnej na północ od pasa wysokich ciśnień mamy wiatry o kierunku południowo-zachodnim, natomiast w okolicy bieguna wiatry o kierunku północno-wschodnim. We wspomnianej bruzdzie niskiego ciśnienia, na szer. $60\text{--}65^\circ$, te dwa różne prądy powietrzne spotykają się. Stykają się tutaj ze sobą dwie różne masy powietrzne o odmiennych cechach fizycznych. Granica zetknięcia się dwu różnych mas nosi nazwę frontu. Frontem jest więc w rzeczywistości pewna przejściowa warstwa między dwiema masami powietrznymi. Ponieważ grubość warstwy przejściowej jest niewielka w stosunku do rozmiarów samych mas powietrznych, przyjmuje się, że front jest powierzchnią geometryczną, rozdzielającą dwie masy powietrzne.

Graniczna powierzchnia, która rozdziela masy ciepłego powietrza znad zwrotników i chłodnego powietrza podbiegunowego, przebiegająca na szer. $60\text{--}65^\circ$, została nazwana przez norweskiego meteorologa Bjerknesa *frontem polarnym*.

Ponieważ chłodne, ciężkie powietrze znad bieguna podpływa dołem pod ciepłe powietrze zwrotnikowe, dlatego front polarny nie jest pionowy, lecz pochylony pod pewnym kątem w stronę bieguna. Dalsze badania cyrkulacji atmosferycznej wykazały jednak, że powietrze podbiegunowe i zwrotnikowe nie stykają się ze sobą bezpośrednio, ale podzielone są masami powietrza o cechach przejściowych, które zalegają w pasie pomiędzy szerokością 50° a 60° . Masy te nazwano masami polarnymi. A zatem na półkuli północnej możemy rozróżnić nie jeden, ale dwa fronty. Jeden oddziela powietrze zwrotnikowe od polarnego i przebiega mniej więcej na szer. geogr. 45° . Front ten został nazwany *frontem polarnym*. Drugi front, który przebiega na szer. geogr. ok. 70° i oddziela powietrze polarne od powietrza podbiegunowego, nazwano *frontem arktycznym*.

Jeżeli w analogiczny sposób wyobrazimy sobie przebieg frontów na półkuli południowej, to będziemy mieli pięć oddzielnych cyrkulacji atmosferycznych. Na równiku mamy również do czynienia z frontem, który można nazwać *frontem równikowym*.

Opisana cyrkulacja atmosferyczna jest w rzeczywistości o wiele bardziej skomplikowana ze względu na niejednorodności powierzchni Ziemi. Nierównomierne nagrzewanie Ziemi powoduje bowiem powstawanie wyżów i niżów ciśnienia, które stają się przyczyną skomplikowanych układów prądów powietrznych, które zakłócają wspomniane wyżej rozgraniczenie różnych cyrkulacji atmosferycznych.

Cyrkulacja pasatowa jest najmniej zakłócona nad powierzchnią oceanów. Nad lądem natomiast ulega zmianom okresowym, wywołanym musonami. Prądy musonowe wytwarzają cyrkulację termiczną, która obejmuje dość duże obszary Ziemi, głównie w strefie międzyzwrotnikowej.

Rysunek 3: Tu mają być dwa rysunki: 1. zbieżność prądów w układzie niż. i rozb. w ukl. wyż. 2. Wiatr w układach barometrycznych w swobodnej atmosferze.

3 Rodzaje wiatrów

1. Wiatr dolnych warstw atmosfery występuje do 600 m wysokości i wieje pod pewnym kątem do linii jednakowego ciśnienia (izobar) w stronę ciśnienia malejącego.

2. Wiatr gradientowy.

Na obu półkulach działa siła zwana siłą Coriolisa, wywołana ruchem obrotowym Ziemi. Powoduje ona odchylenie kierunku ruchu wiatru od kierunku gradientu ciśnienia o kąt prosty. Na półkuli północnej jest to odchylenie w prawo, a na południowej w lewo. W atmosferze swobodnej taki wiatr, wiejący w kierunku prostopadłym do siły gradientu (czyli wzdłuż izobar), nazywamy wiatrem gradientowym.

3. Wiatr układów barometrycznych.

Są to wiatry niżów i wyżów barycznych, charakterystyczne dla tych układów. Niż baryczny jest to układ zamkniętych izobar, w którym ciśnienie powietrza rośnie od centrum do peryferii. Powietrze spływa od zewnątrz do środka układu. Na skutek działania siły Coriolisa wiatry nie wieją prostopadle do izobar, ale skręcają w prawo od kierunku gradientu ciśnienia tworząc „wir” kręcący się na półkuli północnej w kierunku przeciwnym do ruchu wskazówek zegara.

Wyż baryczny jest to zamknięty układ izobar, w którym ciśnienie powietrza maleje od środka ku peryferiom. Powietrze odpływa z centrum do peryferii, a wiatry tworzą wir zgodnie z ruchem wskazówek zegara.

4. Wiatry miejscowe.

(a) Bryzy.

Należą do tej grupy wiatrów miejscowych, które wywoływane są przyczyną natury termicznej. W cieplej porze roku, szczególnie w warunkach pogody bezchmurnej, temperatura powierzchni morza jest różna od temperatury powierzchni lądu. W dzień ląd nagrzewa się szybciej niż woda. Nad nagrzanym lądem powietrze ogrzewa się i unosi do góry, co staje się przyczyną ruchu powietrza znad powierzchni morza nad powierzchnię lądu. Jest to tzw. *bryza morska*. Bryza morska zaczyna się zwykle około godz. 10 rano i trwa do zachodu słońca. Prędkość bryzy morskiej powiększa się i jednocześnie zmienia się jej kierunek, odchylając się w prawo od początkowego. Nad Bałtykiem bryza morska nie wdziera się zazwyczaj w głąb lądu dalej niż do 10 km. Wiatr tego rodzaju w szerokościach umiarkowanych wieje nie wyżej niż 250–300 m od powierzchni ziemi. W nocy powierzchnia lądu ochładza się szybciej niż woda i wskutek tego ochładzające się powietrze opada nad lądem wymuszając wiatr od lądu w stronę morza. Wiatr ten nosi nazwę *bryzy lądowej*. Ponieważ w nocy różnica temperatury między lądem i morzem jest mniejsza, bryza lądowa odznacza się dużo niższą prędkością niż morska. Przy znacznie większej prędkości bryzy lądowej skręca ona w prawo od kierunku początkowego.

(b) Monsuny.

Tworzą się podobnie jak bryzy lecz nie w okresie dobowym, a rocznym. Różnica temperatur między powierzchnią morza i lądu, występująca w letnim i zimowym półroczu, powoduje zamkniętą cyrkulację powietrzną, zwaną monsunem lub musonem. Podczas lata powierzchnia lądu ogrzewa się o wiele bardziej od powierzchni morza, nad lądem tworzy się obszar niskiego ciśnienia, który powoduje silny prąd wiatru dołem znad morza na ląd. Górą powietrze przemieszcza się w przeciwnym kierunku — z kontynentu nad ocean. Jest to tzw. monsun letni. W zimie wskutek wyższej temperatury powierzchni wody niż powierzchni lądu cyrkulacja ma kierunek odwrotny. Jest to monsun zimowy, zwykle nieco słabszy od letniego.

Opisane prądy monsunowe są najsilniejsze na Oceanie Indyjskim i przylegających do niego lądach. Zjawiska monsunów występują także w innych miejscach globu ziemskiego, lecz są o wiele słabsze od monsunów indyjskich. Wiatry, wiejące w Europie w lecie z morza na ląd i w zimie z lądu na morze, nazywane są także przez niektórych klimatologów monsunami europejskimi.

(c) Wiatry gór i dolin.

Do kategorii miejscowych wiatrów termicznych należą wiatry gór i dolin. Występują one w ciepłej porze roku wskutek nierównomiernego nagrzewania się terenów górskich. Podczas nocy zbocza górskie oziębiają się szybciej niż doliny. Z tego powodu chłodne, a więc cięższe, powietrze znad zboczy spływa w dół, wypierając cieplejsze powietrze z dna dolin. W dzień natomiast powietrze nad zboczami nagrzewa się silniej niż powietrze zalegające doliny, zatem ciśnienie atmosferyczne nad dolinami jest wyższe niż nad zboczami i powietrze przepływa od dolin ku stokom.

(d) Wiatr halny.

Wiatr halny jest miejscowym wiatrem opadającym, a więc powstaje on w wyniku pewnego dynamicznego zjawiska naturalnego. Jeśli na drodze przemieszczającego się powietrza znajduje się pasmo górskie, to będące w ruchu powietrze, zbliżywszy się do zbocza gór, wznosi się następnie po ich dowietrznej stronie i opada po stronie odwietrznej pasma górskiego. Oczywiście, ażeby zjawisko takie mogło zajść, nad danym obszarem musi panować taki rozkład ciśnienia atmosferycznego, który spowoduje przepływ powietrza w kierunku prostopadłym do zboczy dowietrznych. Tego typu wiatr spadowy na terenie polskich obszarów górskich nazywany jest wiatrem halnym, w Alpach natomiast — fenem. W polskiej części Karpat wiatr halny występuje przy wiatrach południowych, w części czeskiej i słowackiej przy wiatrach północnych.

Para wodna zawarta w ciepłym i wilgotnym powietrzu, które wznosi się po południowych zboczach naszych gór, ulega kondensacji, co powoduje obfite opady na dowietrznych stokach. Po osiągnięciu wierzchołków gór osuszone powietrze spada w dół i ogrzewa się adiabatycznie (bez wymiany ciepła z otoczeniem). W ten sposób podczas wiatru halnego temperatura powietrza w dolinach po stronie odwietrznej podnosi się często o kilkanaście stopni. To gwałtowne ocieplenie jest łatwo dostrzegalne, zwłaszcza w zimie, kiedy w efekcie dużych skoków temperatury w dolinach znika pokrywa śnieżna.

Charakterystycznymi cechami wiatrów halnych są silne podmuchy i momenty ciszy, wzrost temperatury oraz spadek ciśnienia i wilgotności względnej powietrza.

(e) Bora.

Na niektórych przybrzeżnych terenach górskich obserwuje się zjawisko silnego spadu mas powietrza. Spad ten przybiera często bardzo dużą prędkość, dochodzącą przy ziemi do 30 m/s. Kiedy w rejonie gór wskutek nagromadzenia chłodnego powietrza ciśnienie atmosferyczne jest wysokie, a nad ciepłym morzem niskie, wytwarza się prąd powietrzny, który opada w stronę morza. Na północnowschodnim wybrzeżu Morza Czarnego, koło Noworosyjska, chłodne masy powietrza stepowego obszaru Kaukazu, po pokonaniu stosunkowo niewysokiego grzbietu gór, z taką siłą spływają do morza, że wywołują w tym rejonie silnie spiętrzone fale i olbrzymi rozprysk wody, która pokrywa powierzchnie brzegów lodem. Bora wieje w rejonie Noworosyjska w okresie od listopada do marca. Na zachodnich wybrzeżach północnych Włoch bora wywołuje nieraz obfite opady śnieżne. Na północnym Adriatyku wiatr ten stanowi poważne niebezpieczeństwo dla żeglugi morskiej.

4 Produkty kondensacji pary wodnej

Produktami kondensacji pary wodnej są chmury (omówione w następnym rozdziale), osady i mgły. *Osady* powstają, kiedy para wodna skrapla się lub krzepnie na powierzchni Ziemi lub na innych przedmiotach. Zaliczamy do nich rosę, szron, szadź i gołoledź.

1. *Rosa* jest to skroplona para wodna, która osadza się na ochłodzonym podłożu, zwłaszcza na przedmiotach, które najszybciej wypromieniowują ciepło. Powstaje w ciche i pogodne noce.
2. *Szron* powstaje w ten sam sposób co rosa, lecz w temperaturze poniżej 0°C . Nie pokrywa on przedmiotów jednolitą powłoką, lecz wykształca się w postaci pojedynczych piórek lodowych. Wczesny szron jesienny lub późnowiosenny nazywany jest często „białym mrozem”. Osadza się najczęściej na powierzchniach poziomych.
3. *Szadź* powstaje, gdy przechłodzone kropelki mgły w zetknięciu z przedmiotami zamarzają po ich zawiętrznej stronie. W odróżnieniu od szronu szadź może powstawać o każdej porze doby. Jeśli wiatr ma małą prędkość, szadź jest lekkim delikatnym nalotem, łatwo odpadającym przy wstrząśnięciu. Nazywamy ją wtedy miękką. Szadź twarda powstaje najczęściej przy ociepleniu podczas zimy i tworzy zwarty, lodowaty nalot.
4. *Gołoledź* jest to gładka, śliska powierzchnia lodowa, która tworzy się w temperaturze bliskiej 0°C wskutek zamarzania przechłodzonych kropli deszczu, mżawki lub mgły rosącej w zetknięciu z wychłodzoną powierzchnią. Może ona również powstać z opadu nie przechłodzonego, jeśli zetknie się on z zamarzniętym podłożem.

Mgła powstaje w przygruntowych warstwach powietrza w wyniku spadku temperatury do punktu rosy — osiągnięcia stanu nasycenia powietrza parą wodną. Kropelki mgły mają średnicę ok. 0,02 mm, dlatego unoszą się w powietrzu i bardzo wolno opadają.

Mgły klasyfikujemy według sposobu ochładzania powietrza. Wyróżniamy:

- mgły z wypromieniowania (radiacyjne), które powstają podczas silnego wyziębienia gruntu i przylegających do niego warstw powietrza wskutek wypromieniowania ciepła. W odróżnieniu od rosy i szronu mgły te tworzą się, jeśli zachodzi ruch powietrza. Powstają albo przy samym gruncie (mgły przyziemne), albo na wys. kilkuset metrów (tzw. mgły wysokie);
- mgły napływowe (adwekcyjne) — są to wszystkie mgły powstałe w przemieszczającym się powietrzu, najczęściej ciepłym i poruszającym się nad znacznie wychłodzonym podłożem;
- mgły frontowe — powstają w miejscu zetknięcia się dwóch różnych mas powietrza.

5 Chmury

Chmurą nazywamy zbiór kropelek wody lub kryształków lodu, znajdujących się w swobodnej atmosferze.

Proces kondensacji pary wodnej w powietrzu jest skutkiem oziębiania wznoszącego się powietrza aż do temperatury punktu rosy. Niezbędnym warunkiem kondensacji jest obecność tzw. jąder kondensacji, którymi są różnego rodzaju pyły i inne cząstki.

Jeżeli, na przykład, napływające powietrze ciepłe wślizguje się pochyło nad powietrze chłodne, to para wodna w nim zawarta osiągnie na pewnej wysokości punkt rosy i stworzy rozległe chmury warstwowe, które rozciągają się poziomo i pokrywają przeważnie jednolitą płółą całe niebo.

W inny sposób powstają chmury o budowie pionowej. Podczas silnego nasłonecznienia, kiedy w atmosferze panuje równowaga chwiejna, pojedyncze „kominy” powietrza wznoszą się ku górze i oziębiają adiabatycznie. Tworzą się wtedy grube chmury kłębiaste, rozrastające się wwyż. Pomiędzy poszczególnymi chmurami kłębiastymi występują przerwy, dlatego chmury te bardzo rzadko pokrywają całkowicie niebo. Chmury o budowie pionowej mogą powstawać również w chłodnych, wilgotnych masach powietrza, która napływają nad ciepłe podłoże. Wówczas chmury te , nie tworząc pojedynczych kłębów.

Aby poznać rodzaje chmur, konieczny jest opis ich budowy i wyglądu. Opis ten powinien być ścisły i jednoznaczny, dlatego też przyjęliśmy za podstawę „Międzynarodowego Atlas Chmur” Kopcewicza. Poniższa tabela podaje w skrócie kalsyfikację chmur:

Rodzaje chmur

Wysokość podstawy	Rodzina	Rodzaj		Skrót międzynarodowy
		Nazwa międzynarodowa	Nazwa polska	
Powyżej 6000 m	chmury wysokie	<i>Cirrus</i>	pierzaste	Ci
		<i>Cirrocumulus</i>	kłębiasto-pierzaste	Cc
		<i>Cirrostratus</i>	pierzasto-warstwowe	Cs
2500–5000 m	chmury średnie	<i>Alto cumulus</i>	średnie kłębiaste	Ac
		<i>Altostratus</i>	średnie warstwowe	As
50–2500 m	chmury niskie	<i>Stratocumulus</i>	kłębiasto-warstwowe	Sc
		<i>Stratus</i>	warstwowe	St
		<i>Nimbostratus</i>	warstwowe deszczowe	Ns
300–2500 m	chmury o budowie pionowej	<i>Cumulus</i>	kłębiaste	Cu
		<i>Cumulonimbus</i>	kłębiaste deszczowe (burzowe)	Cb

1. Cirrus — chmury pierzaste.

Są to pojedyncze chmury w kaształcie bądź białych, delikatnych nitek, bądź szczególnie białych kłaczków, lub wąskich pasm. Chmury te wykazują budowę włóknistą. Chmura cirrus składa się na ogół z pełnych kryształków lodowych. Ze względu na małe rozmiary tych kryształków i znaczne ich rozproszenie w przestrzeni cirrus jest chmurą o dużej przeźroczystości. Wobec pewnego zróżnicowania wielkości tych kryształków obserwuje się często smugi o znacznych rozmiarach pionowych, które, ze względu na różne prędkości wiatru na poszczególnych wysokościach, są na ogół cienkie i posiadają skomplikowany, pogmatwany wygląd.

2. Cirrostrarus — chmury warstwowo-pierzaste.

Tworzą one przeźroczystą, białawą zasłonę o strukturze włóknistej lub ciągłej, która pokrywa niebo częściowo lub całkowicie i powoduje powstawanie zjawiska „halo”, czyli białego, mglistego kręgu wokół słońca lub księżyca. Odróżnia się od chmury cirrus tym, że pokrywa zawsze dużo większą część nieba niż cirrus. Cirrostratus posiada czasami strukturę pasmową, podobnie zresztą jak cirrus. W przypadku cirrostratusa jednak przerwy między pasmami są pokryte również bardzo cieką zasłoną. Chmura cirrostratus składa się z pełnych kryształków lodu, tworzących stosunkowo cieką warstwę. Większe kryształki osiągają znaczniejsze prędkości spadania i nadają chmurze włóknisty wygląd. Dobra przeźroczystość chmury jest dowodem z jednej strony małych rozmiarów kryształków, z których się składa, a z drugiej — dużego ich rozrzedzenia. Zjawiska „halo” są dowodem krystalicznej struktury chmury Cs. Często Cs jest tak cienki, że tylko po tym zjawisku rozpoznajemy jego pojawienie się.

3. *Cirrocumulus* — chmury kłębiasto-pierzaste.

Cienkie, bez cieni, białe płaty lub warstwa chmur, złożona z małych elementów w postaci ziarn, płatków itp., które mogą się ze sobą łączyć lub nie i są ułożone mniej lub więcej regularnie. Te regularnie ułożone elementy posiadają z reguły pozorną szerokość poniżej 1°. (???) Chmura Cc w odróżnieniu od Ci i Cs ogólnie nie wykazuje struktury włóknistej, ciągłej, lecz podzielona jest na oddzielne elementy. Chmury Ci i Cs, ulegając podziałowi na małe elementy, tworzą Cc – zbudowany z małych kryształków lodu, silnie przechłodzonych kropelek wody lub mieszaniny obu tych składników. W tym ostatnim przypadku krople wody szybko zanikają na korzyść wzrostu kryształków lodowych.

4. *Alto cumulus* — chmury średnie-kłębiaste.

Przybierają one formę białych lub szarych warstw lub ławic chmur, które wykazują cienie i układają się w kształty fal lub zaokrąglonych brył. Kształty te mogą być połączone lub rozdzielone, mają czasem rozmytą i włóknistą budowę.

Chmura Ac składa się w zasadzie z kropelek wody, co jest potwierdzane przez fakt ostrości zarysów chmury, małą przeźroczystość oraz występowanie barw. Jednakże przy niskich temperaturach występują również kryształki lodu, które w pewnych warunkach mogą stać się jedynymi składnikami chmury.

5. *Altostratus* – chmury średnie-warstwowe.

Nazywamy tak prążkowaną, włóknistą lub ciągłą warstwę chmur o zabarwieniu szarym lub niebieskawym, która pokrywa niebo całkowicie lub częściowo. Miejscami jest tak cienka, że pozwala widzieć położenie słońca jak przez matową szybę. Warstwa chmur As może mieć luki, jednakże i wówczas różni się od Ac tym, że luki występują nieregularnie.

Chmura As w przypadku ogólnym składa się z kropelek wody i kryształków lodowych. Wyłącznie z tych ostatnich składa się w szczególności jej górna część, część środkowa z mieszaniny kryształków lodu i kropelek przechłodzonej wody, wreszcie dolna część z kropelek wody przechłodzonej lub nieprzechłodzonej.

Altostratus jest chmurą opadową. Deszcz lub śnieg pada z niej, nie wywołując zmian w wyglądzie jej podstawy. Opad ma charakter ciągły.

6. *Nimbostratus* — chmury warstwowe-deszczowe.

Ta chmura ma postać szarej lub ciemnoszarej warstwy, rozmytej u dołu wskutek mniej lub bardziej ciągłego opadu deszczu lub śniegu. Jest ona zawsze wystarczająco gruba, aby całkowicie zasłonić Słońce. Poniżej warstwy Ns występują niskie, poszarpane chmury, które mogą się z nim zlewać lub pozostać niezależne. Cienki nimbostratus jest podobny do grubego altostratusa, ale jest zawsze ciemniejszy i ma bardziej jednolitą podstawę niż As. Nimbostratus jest gęstą chmurą, zajmującą dużą przestrzeń, i złożoną z kropelek wody, spadających kropel deszczu, kryształków lodu i płatków śniegu.

7. *Stratocumulus* — chmury kłębiasto-warstwowe.

Jest to chmura biała lub szara, w postaci warstwy lub płatów, posiadająca zawsze miejsca wyraźnie ciemniejsze, nie wykazująca budowy włóknistej, sfalowana lub składająca się z zaokrąglonych brył, walców, itp., które łączą się ze sobą lub nie. Stratocumulus składa się z małych kropelek wody, często z domieszką kropelek większych, miękkich krup lub rzadziej płatków śniegu. Kryształki lodu, jeśli nawet są składnikami chmury, są nieliczne, w związku z tym nie występuje struktura włóknista chmury.

8. *Stratus* — chmury warstwowe.

Stratusy stanowią na ogół szarą warstwę o dość jednolitej podstawie. Dają opad mżawki, igieł lodowych lub ziarnistego śniegu. Czasem chmura ta występuje w postaci poszarpanych płatów. Nie ma określonej struktury. Największą różnicą pomiędzy St a Ns jest to, że St tworzy się na niebie czystym, gdy tymczasem Ns powstaje zawsze z istniejącej już chmury, przez jej transformację.

Stratus składa się zwykle całkowicie z kropelek wody. Gruba lub gęsta chmura St zawiera kropelki mżawki lub deszczu, a czasami również igły lodowe lub ziarnisty śnieg. W bardzo niskich temperaturach może zajść szybka zmiana kropelek wody w kryształki lodu. W takich warunkach St jest z reguły cienki i może wyjątkowo spowodować wystąpienie zjawiska „halo”.

9. *Cumulus* — chmury kłębiaste.

Są to pojedyncze, na ogół gęste chmury o wyrazistych konturach i o dużym pionowym rozwoju w kształcie kopuły lub wieży, których górne części kształtem podobne są do kalafiora. Oświetlona część chmury jest przeważnie błyszcząca, jej podstawa stosunkowo ciemna i prawie pozioma. Wierzchołki cumulusów mogą przedostawać się do warstw chmur Sc lub Ac. Czasem zlewają się z masą chmur Ns i As.

10. *Cumulonimbus* — chmury burzowe.

Są to ciężkie, gęste chmury o wielkim pionowym rozwoju, których części kłębiaste wznoszą się w kształcie gór lub wież. Górna część chmury jest na ogół gładka, włóknista lub prążkowana i prawie spłaszczona. Nierzadko rozpościera się na kształt kowadła lub szerokiego pióra. Chmury burzowe powstają z chmur kłębiastych i często trudno jest te dwa rodzaje chmur rozróżnić. Wówczas zwracamy uwagę na ostrość górnych brzegów chmury. Jeśli kształty chmury są rozmyte i ściemniałe, wówczas mamy nad sobą cumulonimbus.

Z Cb spada gwałtowny deszcz, grad, towarzyszą temu błyskawice i grzmoty. Cumulonimbus składa się z kropelek wody, a w górnej części przede wszystkim z kryształków lodu.

6 Rodzaje opadów

Wszystkie chmury — z wyjątkiem pierzastych — składają się, przynajmniej w początkowym stadium, z drobnych kropelek wody, których średnica nie przekracza zwykle 0,05 mm. Jeżeliby nawet kropelki te opuściły chmurę, to nigdy nie osiągnęłyby Ziemi, ponieważ wyparowałyby po drodze. Na przykład w powietrzu o dużej wilgotności krople o średnicy

0,02 mm wyparowują już po przebyciu 0,01 cm drogi, a krople o średnicy 0,2 mm po przebyciu 3 m. Ażeby zatem powstał opad atmosferyczny, krople opadowe w chmurze muszą mieć dostateczne rozmiary.

Wyróżniamy następujące rodzaje opadów:

1. Deszcz.

Jest to opad atmosferyczny, złożony z pojedynczych kropeł wody o średnicy wahającej się od 0,5 do 5 mm. Krople o wymiarach większych od 5 mm nie są trwale i najczęściej rozpadają się podczas spadania. Niekiedy obserwujemy deszcz o kropłach mniejszych niż 0,5 mm, lecz i wówczas można wyraźnie dostrzec opadanie pojedynczych kropeł. Na ogół opad deszczowy składa się z kropeł o różnych wielkościach, których rozmiary znajdują się we wzajemnym stosunku 1:2:4:8.

Deszcz pada głównie z chmur warstwowych.

2. Mżawka.

Jest to opad, składający się z drobnutkich kropeł wody, nie przekraczających 0,5 mm średnicy. Mżawka nazwana jest u nas także dżdżem, morką lub kapuśniakiem. Pada on zwykle podczas mglistej pogody z chmur warstwowych. Mżawka jest opadem o równomiernym natężeniu, a ponieważ składa się z bardzo drobnych kropeł wydaje się przeto, że kropelki wody unoszą się w powietrzu pod wpływem słabego nawet wiatru.

3. Śnieg.

Jest to opad złożony z rozgałęzionych, sześciokątnych kryształów lodu, gwiazdek o pięknym rysunku. W krajach polarnych, w wysokich górach lub w naszych szerokościach, podczas dużych mrozów śnieg pada w postaci pojedynczych kryształków, względnie skupień kryształków, prawidłowych lub nie prawidłowych. Najczęściej obserwujemy jednak śnieg w postaci luźnych, dużych płatków. Aby mógł padać śnieg płatkowy, t.j. żeby mogły się z sobą masowo stykać spadające kryształki, opad musi być obfity, a temperatura powietrza bliska 0°C, aby śnieg był przynajmniej w początkowym stadium topnienia. Wówczas, dzięki włoskowatości przylegających do kryształków drobinek wody, kryształki te mogą się zlepiać w płatki. Płatki powstają najczęściej, kiedy śnieg pada w postaci gwiazdek.

4. Grad.

Grad jest opadem w postaci bryłek lodowych o najrozmaitszym kształcie, najczęściej kulistym o budowie warstwowej. Środek ziarna gradowego stanowi białe, mętne jądro, podobne do krupy, które jest otoczone na przemian warstwami szklistego, przezroczystego lodu i warstwami śnieżnymi. Tworzenie się gradu w kształcie śruby lub podobnego do kwiatu róży nie jest do dziś wyjaśnione. Ogólnie można podać, że bryłki krupy w chmurze burzowej, uzyskując dostateczny ciężar, spadają poprzez warstwy chmury, powoli powiększając swoją objętość początkowo przechłodzonymi kropkami, a następnie nieprzechłodzonymi. Ponieważ szczyt chmury burzowej sięga 6 do 10 km, przeto gradziny, spadając przez tak ogromną przestrzeń kondensacji, urastają do dużych rozmiarów. Jeśli weźmiemy przy tym pod uwagę fakt, że wskutek silnych prądów wstępujących spadające gradziny są podrywane do góry, a więc czas

Rysunek 4: Tu rys.: Front ciepły.

ich kąpieli w chmurze znacznie się przedłuża, to nie będzie dziwne, że spadające na ziemię gradziny są nierzadko ogromne. W naszym klimacie dochodzą one do wielkości jaja kurzego, a nawet i większej. W krajach o mniejszej szer. geogr. gradziny o wielkości cytryny nie należą do rzadkości. U nas w letniej połowie roku grad pada z chmur cumulonimbus. Opadowi temu z reguły towarzyszy burza.

7 Fronty

Z opisu ogólnej cyrkulacji atmosfery wiemy, że fronty powstają w miejscach gdzie spotykają się masy powietrza o różnych właściwościach. Spotkanie to odbywa się z reguły w obszarach niżowych co wynika z występującego w nich zjawiska spływu mas powietrza od peryferii do centrum niżu. W ten sposób dwie masy powietrza oddalone od siebie na obrzeżach niżu, zbliżając się do środka, zbliżają się jednocześnie ku sobie aż do momentu zetknięcia się. Wąską strefę w której stykają się zróżnicowane masy powietrza nazywamy frontem atmosferycznym. W zależności od ułożenia tych mas rozróżniamy trzy rodzaje frontów.

1. Front ciepły - powstaje wówczas gdy masa powietrza ciepłego dogania masę powietrza zimnego. Ponieważ powietrze ciepłe jest rzadsze i lżejsze od zimnego zaczyna się ono „wspinać” na powietrze zimne. Ponieważ proces ten przebiega stosunkowo łagodnie, w efekcie powstaje dość płasko pochylona powierzchnia frontowa, rozciągająca się na 400 - 800 km przed linią frontu. W obszarze frontu ciepłego występują chmury warstwowe. Charakterystyczną chmurą występującą bardzo często na czole frontu jest *cirrus uncinus* czyli chmura pierzasta haczykowata. Jest ona widoczna zwłaszcza wówczas gdy front nadciąga nad obszar w którym do tej pory panowała pogoda bezchmurna.

Z frontem ciepłym związana jest najczęściej (przy w pełni ukształtowanym froncie, nie na obrzeżach niżu) szeroka strefa opadów co, w związku z powolnym przemieszczaniem się tego frontu (z reguły jest to prędkość kilkunastu kilometrów na godzinę) powoduje charakterystyczne „trzydniówki”. Po przejściu frontu pogoda pozostaje z reguły brzydka, jest pochmurno, opady są ciągle lub z niewielkimi przerwami. Front ciepły oznaczany jest na mapach pogody linią czerwoną lub linią złożoną z czerwonych półkul.

2. Front chłodny - powstaje wówczas gdy masa powietrza chłodnego dogania masę powietrza ciepłego. Powietrze chłodne, z racji swych własności fizycznych, usiłuje wsunąć się pod powietrze ciepłe, wypychając je tym samym ku górze. Mechanizm taki powoduje powstanie na linii frontowej bardzo silnych prądów wznoszących a tym samym gwałtowną rozbudowę chmur cumulonimbus, najczęściej związanych z wystąpieniem burzy. W zależności od tempa przemieszczania się frontu inny jest rodzaj chmur następujących po jego przejściu. W przypadku frontu chłodnego I rodzaju (wolniejszego) po chmurach Cb następuje ciągle obszar chmur warstwowych,

Rysunek 5: Tu rys.: Front chłodny I i II-go rodzaju.

Rysunek 6: Tu rys.: Front zookludowany ciepły.

strefa opadów obejmuje ok. 200-300 km, zmiana warunków atmosferycznych następuje stosunkowo powoli. Przy przejściu frontu chłodnego II rodzaju (szybszego) następuje bardzo gwałtowne wypchnięcie powietrza ciepłego ku górze. Strefa opadów jest dość wąska (ok. 80 km) co przy dużej prędkości frontu powoduje krótki (30-60 min.), gwałtowny opad połączony z burzą. Po przejściu linii frontowej atmosfera jest rozchwiana co powoduje dalsze tworzenie się chmur kłębiastych mogących dawać przelotne opady. Następuje dość gwałtowne ochłodzenie. Na mapach pogody front chłodny oznaczany jest niebieską linią lub linią z niebieskimi trójkątami.

3. Front zokludowany (okluzja). Ponieważ front chłodny jest szybszy od frontu ciepłego, a w początkowej fazie rozwoju niżu znajduje się on zawsze za frontem ciepłym, w miarę jak niż się rozwija front chłodny dogania ciepły a następnie łączy się z nim tworząc front zokludowany o charakterze zależnym w głównej mierze od różnic pomiędzy temperaturami stykających się w tym momencie trzech mas powietrza. I tak, jeśli powietrze chłodne frontu ciepłego jest zimniejsze niż powietrze chłodne frontu chłodnego to powstaje okluzja o charakterze frontu ciepłego (okluzja ciepła), zjawiska z nią związane mogą być zbliżone do zjawisk związanych z frontem ciepłym.

W przeciwnym razie mamy do czynienia z okluzją chłodną.

8 Przewidywanie pogody.

Słoneczną pogodę zapowiadają zjawiska takie jak:

- Słońce zachodzi za czysty horyzont;
- Wieczorem na wzgórzach i w lesie jest cieplej, w dolinach chłodniej (w zagłębieniach terenu może występować mgła, która utrzymuje się przez całą noc i znika po wschodzie słońca);
- W nocy spada obfita rosa i zanika w parę godzin po wschodzie słońca;
- Gwiazdy świecą wyraźnie, ale nie jaskrawo i nie migocą;
- Wiatr wieje z południa, południowego wschodu i wschodu;
- Wiatr powstaje przed południem, osiąga maksymalną prędkość w godzinach południowych i cichnie przed wieczorem;

Rysunek 7: Tu rys.: Front zookludowany ciepły.

- Tworzą się cumulusy (białe, kłębiaste chmury) około godz. 9–10, a znikają po godz. 15–16;
- Wczasy deszczowej pogody chmury rozstępują się i ukazują się coraz większe części czystego nieba, a w nocy pojawiają się gwiazdy, świecąc spokojnym, wyraźnym światłem;

Pogody deszczowej lub pochmurnej należy spodziewać się w najbliższych 12 h wówczas, gdy:

- Słońce zachodzi za ciemną chmurę na horyzoncie;
- Wieczorem zaczyna wiać, a natężenie wiatru wzrasta, niebo zasnuwa się chmurami;
- Wiatr południowy zmienia kierunek na południowo-zachodni i zachodni;
- Chmury kłębiaste nie znikają po południu, a łącząc się zasnuwają niebo;

Zmianę pogody słonecznej i ciepłej na deszczową i chłodną w ciągu najbliższych 36–48 h sygnalizują takie zjawiska:

- Od zachodu zaczynają się na niebie wysokie pasma chmur cirrus uncinus (wysokie chmury pierzaste haczykowate);
- Rankiem mgła unosi się i tworzy chmury;
- Rankiem brak rosy, a słońce wschodzi zza chmur;
- Słońce pali i jest parno;
- Powietrze jest przejrzyste, a dalekie przedmioty wydają się być bliżej i widać je wyraźnie.