Meteorologia

znajdź więcej na
nakolannik.pl
baza wiedzy pilota

AEROKLUB POLSKIEJ RZECZYPOSPOLITEJ LUDOWEJ

METEOROLOGIA

WYDAWNICTWA KOMUNIKACJI i ŁĄCZNOŚCI · WARSZAWA 1975

znajdź więcej na
nakolannik.pl
baza wiedzy pilota

2.7. Prognoza pogody 176
2.7.1. Analiza map pogody 176
2.7.2. Mapy pogody 177
2.8. Mapy prognostyczne dla potrzeb lotnictwa . . 206

3. Groźne dla lotnictwa zjawiska meteorologiczne . . 210
3.1. Uwagi ogólne 210
3.2. Widzialność 211
3.2.1. Widzialność pozioma, skośna i pionowa . . . 211
3.2.2. Widzialność w chmurach 216
3.2.3. Widzialność podczas opadów 216
3.3. Turbulencja 220
3.3.1. Struktura turbulencji i jej rodzaje 220
3.3.2. Rzucanie samolotem w czasie termiki bezchmurnej 224
3.3.3. Turbulencja dynamiczna 225
3.3.4. Turbulencja w chmurach 230
3.3.5. Rzucanie w górnych warstwach troposfery . . 231
3.4. Oblodzenie 234
3.4.1. Uwagi ogólne 234
3.4.2. Klasyfikacja osadów lodowych 236
3.4.3. Oblodzenie w chmurach jednorodnych mas powietrza 238
3.4.4. Oblodzenie w chmurach stref frontowych . . 239
3.4.5. Wpływ dużych prędkości lotu na oblodzenie 240
3.4.6. Wpływ oblodzenia na osiągi samolotu . . . 241
3.5. Burze 243
3.5.1. Rozwój burzy 243
3.5.2. Klasyfikacja burz 247
3.5.3. Burze frontowe 248
3.5.4. Burze wewnątrzmasowe 249
3.5.5. Warunki lotu w strefie burz 250
3.5.6. Zalecenia dla załogi samolotu w razie napotkania burzy 255
3.5.7. Zakłócenia radioodbioru wywołane polem elektrycznym atmosfery 258
3.6. Meteorologiczna osłona lotnicza 259
3.6.1. Organizacja meteorologicznej osłony lotniczej 259
3.6.2. Zadanie meteorologicznej osłony lotniczej . . 261
3.6.3. Informacje meteorologiczne 262
3.6.4. Prognozy pogody dla potrzeb lotnictwa . . . 263
3.6.5. Wymiana danych meteorologicznych w skali ogólnoświatowej 266
3.6.6. Klucze do szyfrowania depesz meteorologicznych dla potrzeb lotnictwa 270
Literatura 280

1. METEOROLOGIA OGÓLNA

1.1. WIADOMOŚCI WSTĘPNE

1.1.1. Meteorologia jako nauka

Meteorologia jest nauką zajmującą się atmosferą ziemską — jej budową, właściwościami oraz przebiegającymi w niej procesami fizycznymi. Nauka ta zaliczana jest do nauk geofizycznych.

W wyniku rozwoju metod badawczych z meteorologii wyodrębniły się oddzielne dyscypliny naukowe. Najważniejsze z nich to:

— aktynometria, zajmująca się badaniem promieniowania Słońca, Ziemi i atmosfery,
— meteorologia dynamiczna, której zadaniem jest badanie ruchów atmosfery i związanych z nimi przekształceń energii,
— meteorologia synoptyczna, badająca procesy atmosferyczne w makroskali oraz zajmująca się przewidywaniem pogody na podstawie wyników badań tych procesów,
— optyka atmosferyczna, której przedmiotem badań są zjawiska optyczne występujące w atmosferze, wywołane rozpraszaniem, pochłanianiem, załamaniem i dyfrakcją światła,
— elektryczność atmosferyczna, zajmująca się całokształtem zjawisk elektrycznych zachodzących w atmosferze (takich jak pole elektryczne atmosfery, jonizacja, przewodnictwo elektryczne, wyładowania elektryczne itp.),
— aerologia — nauka zajmująca się badaniem górnych warstw atmosfery.

Istnieje także podział meteorologii z uwagi na osłonę różnych dziedzin życia gospodarczego; jest to tzw. meteorologia stosowana, która dzieli się na meteorologię rolniczą, transportu, medyczną, techniczną itp. Meteorologia

znajdź więcej na
nakolannik.pl
baza wiedzy pilota

transportu dzieli się z kolei na meteorologię morską i meteorologię lotniczą.

Zadaniem meteorologii lotniczej jest badanie warunków meteorologicznych z punktu widzenia potrzeb lotnictwa, udzielanie osłony meteorologicznej lotnictwu oraz ochrona lotnictwa przed groźnymi zjawiskami meteorologicznymi.

Ogólnie można powiedzieć, że w zakres badań meteorologii wchodzi:

— badanie budowy i składu atmosfery,
— badanie obiegu ciepła w atmosferze i na powierzchni ziemi oraz wymiany ciepła między podłożem i atmosferą,
— badanie krążenia wody w atmosferze i fazowych zmian wody,
— badanie ruchów atmosfery, ogólnej cyrkulacji i cyrkulacji lokalnych,
— badanie pola elektrycznego atmosfery,
— badanie zjawisk optycznych i akustycznych w atmosferze.

1.1.2. Pogoda — przedmiot badań meteorologii

W atmosferze odbywają się nieprzerwanie różnorodne procesy fizyczne, powodujące ciągłe zmiany jej stanów. Stany te charakteryzują tak zwane elementy meteorologiczne oraz zjawiska meteorologiczne. Najważniejsze elementy meteorologiczne to: ciśnienie atmosferyczne, gęstość i wilgotność powietrza, zachmurzenie, opady i widzialność, kierunek i prędkość wiatru. Do zjawisk atmosferycznych zalicza się burze, mgły, opady, gołoledź, oblodzenie, turbulencję, szkwał itp. Chwilowy stan (tzn. w określonym momencie) wszystkich tych elementów jest nazywany pogodą.

Krótko zaś pogodę zdefiniować można jako fizyczny stan atmosfery w danej chwili i w danym miejscu, charakteryzujący się całokształtem elementów i zjawisk atmosferycznych.

Skoro więc pogoda jest chwilowym stanem atmosfery, liczba pogód może być nieograniczona, w każdej bowiem chwili wartości poszczególnych elementów mogą ulegać różnym zmianom. Praktycznie więc pogoda, w ścisłym tego słowa znaczeniu, jest stanem niepowtarzalnym. Dopiero przez pewne uogólnienie można określić typ pogody, np. pogoda słoneczna, deszczowa, zmienna, pochmurna, upalna itp.

Pogoda w dowolnym punkcie ziemi podlega zmianom. Zmiany, które zależą od radiacyjnej wymiany ciepła w ciągu doby lub pory roku, mają charakter okresowy. Ich okresowość przejawia się w dobowym i rocznym cyklicznym przebiegu elementów meteorologicznych, np. temperatury, wilgotności względnej i innych.

Największe dobowe zmiany temperatury i wilgotności względnej obserwuje się nad lądem podczas pięknej słonecznej pogody. Podczas takiej bowiem pogody w ciągu dnia powietrze silnie ogrzewa się od podłoża, a podczas bezchmurnej nocy, wskutek silnego wypromieniowania ciepła przez podłoże, podlega znacznemu ochłodzeniu. W okresie nagrzewania się powietrza, czyli w dzień, jego wilgotność względna szybko spada, a nocą, gdy temperatura obniża się, wartość wilgotności względnej wzrasta. Jeśli powietrze zawiera dostateczną ilość pary wodnej, to w wyniku ochładzania się powietrza dochodzi do kondensacji pary, a następnie do wydzielenia się rosy lub tworzenia się mgły.

Na dobowy przebieg temperatury, wilgotności i innych elementów meteorologicznych wywiera określony wpływ także rzeźba powierzchni ziemi oraz szata roślinna (np. w kotlinach bądź nad suchą glebą powietrze szybciej się ogrzewa i ochładza niż nad zboczami czy wilgotną glebą). Dlatego w tym samym czasie, lecz w różnych punktach, nawet niezbyt odległych od siebie, pogoda może być bardzo różna.

Nieokresowe zmiany pogody zaznaczają się najwyraźniej w umiarkowanych szerokościach geograficznych, gdzie często obserwuje się przemieszczanie niżów i wyżów. Tego rodzaju zmiany pogody związane są ze zmianami fizycznych własności powietrza, zależnymi od charakteru podłoża, nad którym przemieszcza się dana masa powietrza. Zależą one także od ogólnej cyrkulacji atmosfery, u której podstaw leży nierównomierny rozkład geograficzny energii promienistej słońca.

1.1.3. Meteorologia na usługach lotnictwa

Osiągnięcia lotnictwa zależą w znacznym stopniu od warunków pogodowych. W miarę rozwoju techniki lotniczej wpływ warunków meteorologicznych na działalność lotnictwa stopniowo malał, lecz w tym samym czasie pojawiły się nowe zagadnienia meteorologiczne. Na przykład dopóki loty nie odbywały się w chmurach, prognozowanie

znajdź więcej na
nakolannik.pl
baza wiedzy pilota

miąższości chmur i ich struktury nie było potrzebne, podobnie jak znajomość pola wiatru w wyższych warstwach atmosfery. Dzisiaj znajomość tych zagadnień przez załogę samolotów oraz obsługę naziemną lotnisk jest niezbędna.

Wpływ warunków meteorologicznych na działalność współczesnego lotnictwa jest istotny i różnoraki. Meteorologia, na obecnym etapie jej rozwoju, jest w stanie dostarczyć szczegółowych informacji o przebiegu pogody, a współczesne wyposażenie samolotów i urządzeń naziemnych umożliwiają wykonywanie lotów nieomal w każdych warunkach meteorologicznych.

Znacznie mniej groźne są dziś dla lotnictwa oblodzenie i turbulencja, bowiem badania meteorologiczne wykryły, w jakich warunkach dochodzi do rozwoju tych zjawisk. Technika, wykorzystując osiągnięcia meteorologii, może skutecznie im przeciwdziałać przez wyposażanie samolotów w urządzenia antyoblodzeniowe oraz przez projektowanie konstrukcji wzmocnionej, wytrzymującej silną turbulencję. Oprócz tego pilot otrzymuje przed lotem od synoptyka prognozę pogody, która umożliwia mu uniknięcie groźnych zjawisk atmosferycznych przez wyminięcie zagrożonych obszarów powietrznych (szczegółowe omówienie meteorologicznej osłony lotnictwa w rozdz. 3.5).

1.2. ATMOSFERA — GAZOWA OTOCZKA ZIEMI

1.2.1. Metody badań atmosfery ziemskiej

Rozwój metod badań atmosfery ziemskiej wymagał konstruowania coraz to doskonalszych przyrządów, umożliwiających poznawanie mechanizmu zmian stanu atmosfery. Pierwsze barometry, termometry, higrometry czy deszczomierze umożliwiały regularne obserwacje meteorologiczne na powierzchni ziemi, w najniższej warstwie troposfery. Z czasem jednak zdano sobie sprawę z tego, że do poznania mechanizmów kształtowania się pogody nie wystarcza tylko prowadzenie obserwacji dolnych warstw — że trzeba wznieść się w wyższe partie atmosfery. Przystąpiono wówczas do budowania obserwatoriów wysokogórskich. Na nizinach zaś samopiszące przyrządy meteorologiczne wznoszono za pomocą latawców czy balonów na uwięzi.

Przełomową datą w badaniu warunków meteorologicznych panujących w górnych warstwach atmosfery jest 30 stycznia 1930 r. W dniu tym wypuszczono pierwszą udaną radiosondę — przyrząd umożliwiający pomiar elementów meteorologicznych (ciśnienie, temperatura, wilgotność) w swobodnej atmosferze i jednoczesne przekazywanie ich wartości na ziemię drogą radiową. Konstruktorem tego przyrządu był meteorolog radziecki P. A. Mołczanow.

Stopniowo zaczęła powstawać sieć stacji badających górne warstwy atmosfery (tzw. stacje aerologiczne), która pokryła całą kulę ziemską. Na terenie Polski pracują obecnie cztery takie stacje (Legionowo, Wrocław, Poznań, Łeba).

Dalszy postęp w badaniach górnych warstw atmosfery meteorologia zawdzięcza wykorzystaniu do tych celów radaru. Radar w badaniach meteorologicznych znalazł różnorodne zastosowanie. Początkowo wykorzystywano go do śledzenia balonów pilotażowych, zaopatrzonych w odpowiedni reflektor, odbijający fale wysyłane przez radar. Metoda ta umożliwiała znacznie dokładniejsze określanie kierunku i prędkości wiatru w górnych warstwach atmosfery, niezależnie od warunków pogodowych. Poprzednio bowiem obserwacje wiatru górnego prowadzono śledząc za pomocą teodolitu lot balonu pilotażowego. Był to sposób pomiaru niedoskonały, ponieważ z chwilą wejścia balonu w chmury pomiar trzeba było przerwać.

Radar w meteorologii wykorzystywany jest także do badań chmur i opadów. Badania te oparto na zależności natężenia odbitego echa od rozmiarów przeszkody; mianowicie natężenie echa odbitego od przeszkody znacznie mniejszej od długości fali wysyłanej przez radar rośnie do szóstej potęgi liniowych rozmiarów tej przeszkody. Natężenie tego echa zależy przy tym także od własności fizycznych powierzchni danej przeszkody. Dzięki temu części chmur zbudowane z dużych kropel opadu dają silniejsze echo niż części zbudowane z mniejszych kropel; inne natężenie echa charakteryzuje opad gradu.

Zależnie od rodzaju badań meteorologicznych stosuje się radary wysyłające fale o różnej długości. Najczęściej stosowaną długością fal wysyłanych przez radary meteorologiczne jest długość około 3 i 5 cm, a do obserwacji burz stosuje się fale o długości 10 cm, natomiast do badań chmur w stadium przedopadowym — falę o długości około 0,8 cm. Radar może być także wykorzystany do badań mikroturbulencji: obecność turbulencji w atmosferze powoduje migotanie echa radarowego.

Zasadniczą zaletą radaru w badaniach meteorologicznych jest jego daleki zasięg (100÷200 km i więcej), dzięki któremu jest możliwe badanie zjawisk zbyt dalekich do dokładnej obserwacji za pomocą zwykłej sieci meteorologicznej.

znajdź więcej na
nakolannik.pl
baza wiedzy pilota

Radary meteorologiczne instalowane są także na pokładach samolotów. Dzięki radarom pokładowym załoga odpowiednio wcześnie wykrywa niebezpieczne dla samolotu zjawiska (burze, strefy opadu, turbulencję), co umożliwia ich ominięcie.

Do badań meteorologicznych zaprzęgnięto także takie osiągnięcia współczesnej techniki, jak rakiety i sztuczne satelity Ziemi.

Rakiety meteorologiczne i geofizyczne wykorzystywane do pionowego sondowania atmosfery, wyposażone są w przyrządy, których wskazania przekazywane są na Ziemię drogą radiową. Za ich pomocą prowadzi się badania nad pionowym rozkładem ciśnienia, gęstości i temperatury powietrza, nad składem powietrza oraz badania kierunku i prędkości wiatru.

W latach 1957—58 w ZSRR, a następnie i w USA, wystrzelono w wyższe warstwy atmosfery pierwsze sztuczne satelity Ziemi z przyrządami meteorologicznymi. Od 1960 r. wystrzeliwane są regularnie tzw. satelity meteorologiczne w celu badania górnych warstw atmosfery.

Pierwszym satelitą meteorologicznym był TIROS, wprowadzony na orbitę 1 kwietnia 1960 r. Zapoczątkował on całą serię — 11 sztuk. Satelity TIROS wyposażono w kamery telewizyjne i zespół zapisujący obrazy na taśmie magnetycznej oraz w wiele urządzeń elektronicznych do wykonywania różnorodnych pomiarów i do programowania czynności satelity. Bardziej udoskonalonym typem satelity meteorologicznego był NIMBUS, wysłany na orbitę 28 sierpnia 1964 r. Wyposażony był on w 3 kamery telewizyjne: 1 centralną i 2 boczne. Uzyskiwane przez nie obrazy trzyczęściowe obejmowały obszar Ziemi o powierzchni 1,7 mln km^2. Dziennie otrzymywano około 1200 takich zdjęć.

Radzieccy uczeni prowadzą badania meteorologiczne górnych warstw atmosfery za pomocą satelitów serii KOSMOS — np. KOSMOS 122 czy KOSMOS 144.

Zdjęcia telewizyjne układów chmur wykonane przez satelity meteorologiczne wykorzystywane są w służbie prognoz w postaci analizy układów, co umożliwia konfrontację z sytuacją na mapie synoptycznej. Analizy zdjęć dokonuje się na stacjach odbioru danych, skąd rozsyła się je wszystkim zainteresowanym służbom meteorologicznym. W przypadku satelitów serii NIMBUS zainstalowano na nich automatyczną aparaturę telewizyjną, która umożliwia każdemu, kto dysponuje odpowiednią stacją odbiorczą, oglądanie zachmurzenia nad interesującym go obszarem z wysokości około 1000 km.

1.2.2. Skład atmosfery

Atmosfera ziemi stanowi mechaniczną mieszaninę różnych gazów. Jeżeliby usunąć z atmosfery parę wodną i pyły, to suche powietrze zalegające przy powierzchni ziemi miałoby następujący skład (objętościowo): 78,09% azotu, 20,95% tlenu, 0,93% argonu, 0,03% dwutlenku węgla. Inne gazy wchodzące w skład atmosfery (w znikomej ilości) to: wodór, neon, hel, krypton, amoniak, ozon i in. (tabl. 1-1).

Oprócz wymienionych gazów w skład naszej atmosfery wchodzi jeszcze para wodna, której zawartość objętościowo wynosi od 0 do 4%. Od ilości pary wodnej w atmosferze zależy w dużym stopniu kształtowanie się warunków pogodowych.

Obecność pary wodnej i dwutlenku węgla w atmosferze powoduje, że ciepło wypromieniowane przez ziemię nie ucieka do przestrzeni kosmicznej. Gazy te bowiem pochłaniają znaczną część tego ciepła, przyczyniając się do złagodzenia dobowych wahań temperatury.

Bardzo ważną rolę odgrywa także ozon, który pochłania

Tablica 1-1

Skład powietrza atmosferycznego

Nazwa gazu	Zawartość w %	
	objętościowo	ciężarowo
Azot	78,09	75,60
Tlen	20,95	23,10
Argon	0,93	1,29
Dwutlenek węgla	0,03	0,05
Krypton	$1{,}0 \cdot 10^{-4}$	$3{,}0 \cdot 10^{-4}$
Ksenon	$0{,}8 \cdot 10^{-5}$	$4{,}0 \cdot 10^{-5}$
Neon	$1{,}8 \cdot 10^{-3}$	$1{,}2 \cdot 10^{-3}$
Hel	$5{,}24 \cdot 10^{-4}$	$7{,}0 \cdot 10^{-5}$
Ozon	$1{,}0 \cdot 10^{-6}$	
Jod	$3{,}5 \cdot 10^{-9}$	
Rad	$6{,}0 \cdot 10^{-18}$	
Wodór	$5{,}0 \cdot 10^{-5}$	
Amoniak	$1{,}0 \cdot 10^{-7}$	

znajdź więcej na
nakolannik.pl
baza wiedzy pilota

promieniowanie ultrafioletowe, chroniąc organizmy żywe, dla których nadmierna dawka promieniowania jest zabójcza.

Do wysokości 20÷25 km skład atmosfery zmienia się nieznacznie. W stratosferze obserwuje się wzrost zawartości ozonu; maksymalną jego koncentrację notuje się na wysokości 30 km. W jonosferze, powyżej 80÷100 km, większa część tlenu znajduje się w stanie dysocjacji (molekuły rozłożone na atomy); w wyższych warstwach podobnemu rozkładowi podlega azot.

Większość pary wodnej znajduje się w dolnych warstwach troposfery. Połowa jej zawartości występuje w najniższej — półtorakilometrowej warstwie troposfery.

Ciężar 1 l powietrza pozbawionego pary wodnej i dwutlenku węgla w temperaturze 0°C i przy ciśnieniu 760 mm Hg na szerokości geograficznej 45° wynosi 1,2928 G.

Ciepło właściwe powietrza w temperaturze 0°C i przy stałym ciśnieniu 1 atm wynosi 0,24 cal/G.°C, a przy stałej objętości — 0,17 cal/G.°C.

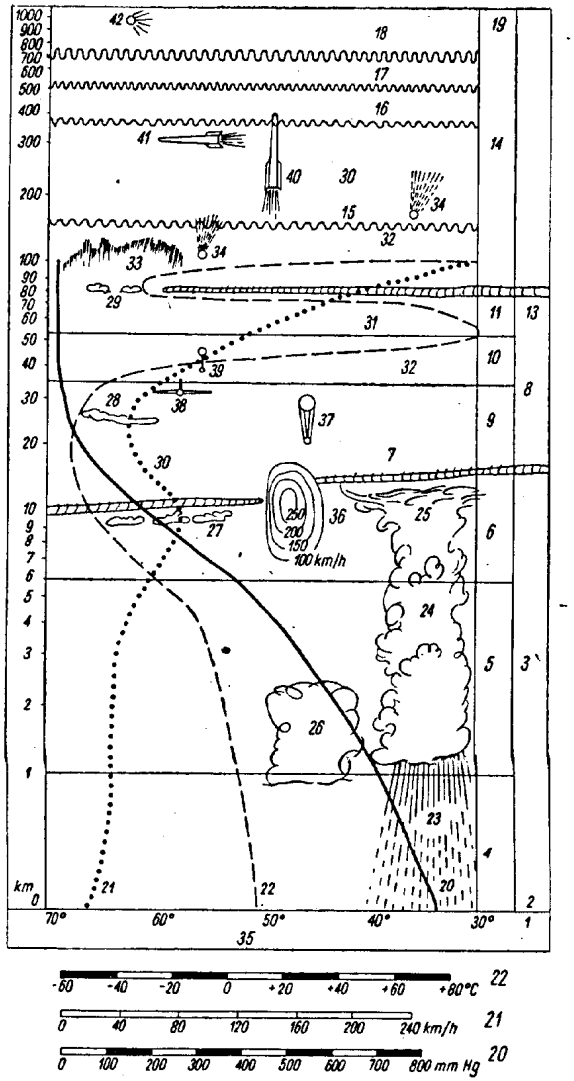
Współczynnik rozszerzalności cieplnej wynosi 0,00367, współczynnik załamania (w odniesieniu do próżni) 1,00029.

1.2.3. Budowa atmosfery

Atmosfera ziemska nie jest jednorodna ani w kierunku pionowym, ani poziomym. W kierunku poziomym, zwłaszcza w swej najniższej warstwie, rozczłonkowana jest na różne masy powietrza. W kierunku pionowym dzieli się na kilka sfer (warstw), różniących się między sobą własnościami fizycznymi (rys. 1-1).

Troposfera. Warstwa ta — najbliższa powierzchni ziemi, podlega silnemu oddziaływaniu podłoża. Charakteryzuje ją stopniowy spadek temperatury w miarę wzrostu wysokości. Średni gradient temperatury w troposferze wynosi 0,65°/100 m, a pionowy zasięg tej warstwy wynosi 16÷÷18 km w strefie równikowej, 10÷12 km w szerokościach umiarkowanych i 8÷10 km w wysokich szerokościach. Troposfera zawiera $^4/_5$ całej masy atmosfery i prawie całą parę wodną. Warstwę tę charakteryzuje silny rozwój turbulencji i konwekcji, w niej też formują się chmury, kształtują się masy powietrza, tworzą się fronty atmosferyczne i rozwijają się niże i wyże.

Wewnątrz troposfery wyróżnia się najniższą warstwę, sięgającą do wysokości 1500 m, poddaną szczególnie silnemu oddziaływaniu podłoża, zwłaszcza tarcia. Nazwano ją warstwą tarcia lub warstwą tarciową.



Rys. 1-1. Budowa atmosfery

1 — powierzchnia ziemi, *2* — poziom morza, *3*—*19* — warstwy atmosfery, *3* — troposfera, *4* — warstwa tarcia, *5* — środkowa warstwa troposfery, *6* — górna warstwa troposfery, *7* — tropopauza, *8* — stratosfera, *9* — warstwa izotermiczna, *10* — warstwa inwersyjna (ciepła), *11* — warstwa chłodna, *12* — stratopauza, *13* — chemosfera, *14* — jonosfera, *15*—*18* — warstwy odbijające fale radiowe, *15* — warstwa *E*, *16* — warstwa F_1 o godzinie 12, *17* — warstwa F_1+F_2 o godzinie 24, *18* — warstwa F_2 o godzinie 12, *19* — egzosfera, *20*—*33* — zjawiska atmosferyczne, *20* — ciśnienie atmosferyczne, mm Hg, *21* — prędkość wiatru w km/h, *22* — temperatura w °C, *23* — opady atmosferyczne, *24* — chmury pierzaste, *28* — we, *25* — kowadło, *26* — chmury kłębiaste, *27* — chmury pierzaste, *28* — chmury iryzujące, *29* — chmury srebrzyste, *30* — obszar wiatrów zachodnich, *31* — obszar wiatrów zachodnich w okresie zimy, *32* — obszar wiatrów wschodnich w okresie lata, *33* — zorze polarne, *34* — meteory, *35* — szerokość geograficzna, *36* — izotachy jet-streamu (prądu strumieniowego), *37*—*40* — pułapy lotów, *37* — balon stratosferyczny, *38* — samolot, *39* — radiosonda, *40* — rakieta, *41* — lot pierwszego załogowego statku kosmicznego WOSTOK-1, *42* — pierwszy sztuczny satelita ziemi SPUTNIK-1

znajdź więcej na
nakolannik.pl
baza wiedzy pilota

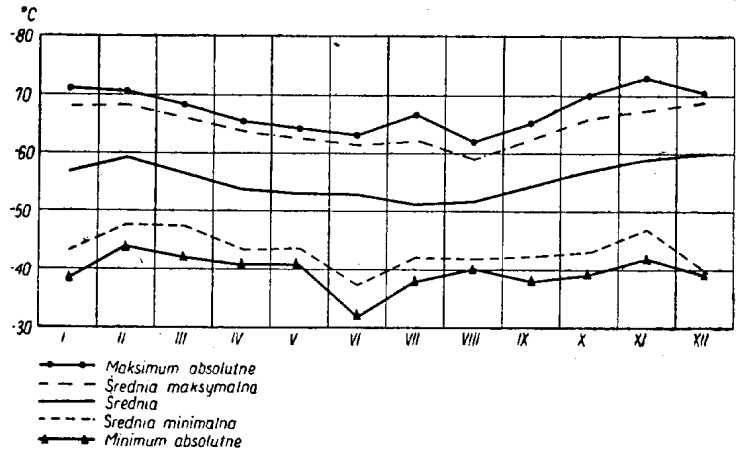
Warstwa troposfery powyżej 1500 m nazywana bywa często swobodną atmosferą.

Przeważającym kierunkiem wiatru w troposferze jest kierunek zachodni. Prędkość wiatru w troposferze wzrasta wraz ze wzrostem wysokości, osiągając maksymalną wartość na górnej granicy tej warstwy.

Powyżej troposfery zalega warstwa nazwana stratosferą. Od troposfery oddziela ją warstwa przejściowa nazwana tropopauzą.

Tropopauza. Tropopauzą nazywa się warstwę przejściową, rozgraniczającą troposferę od stratosfery. Często tropopauzą nazywa się górną granicę troposfery, przyjmując umownie ten poziom, na którym pionowy gradient temperatury spada poniżej 0,2°/100 m.

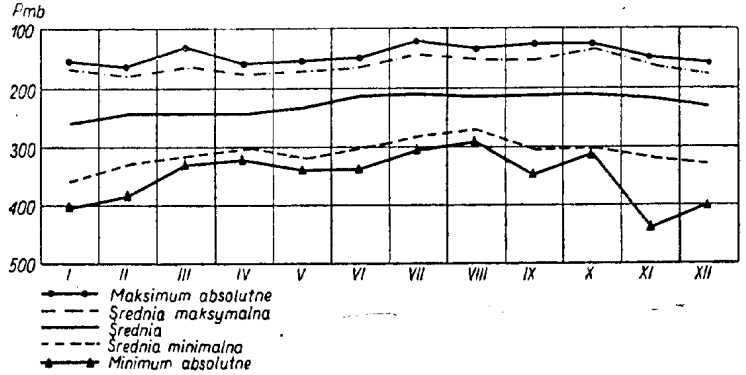
Wysokość zalegania tropopauzy w okolicach bieguna wynosi średnio 8÷10 km, w szerokościach umiarkowanych 10÷12 km, a w szerokościach równikowych 16÷18 km.



Rys. 1-2. Przebieg temperatury na dolnej granicy tropopauzy

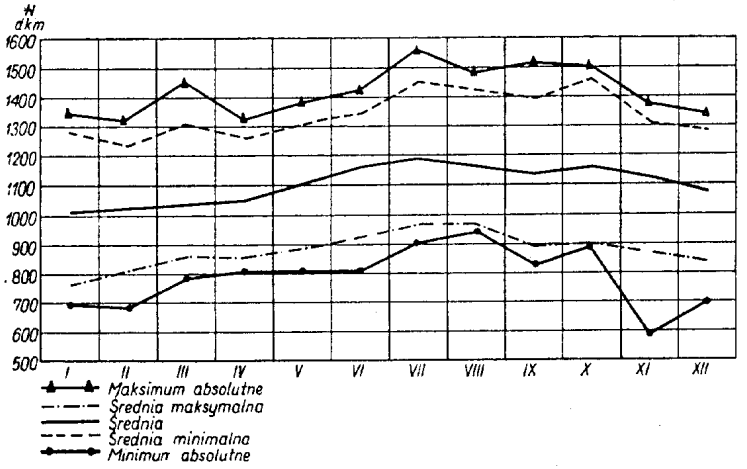
W porze letniej warstwa ta rozpościera się wyżej niż zimą. Oprócz tego wysokość tropopauzy wykazuje duże wahania podczas przemieszczania się niżów i wyżów; w niżach położona jest ona niżej niż w wyżach. Na diagramach aerologicznych o obecności tropopauzy świadczy występowanie inwersji, izotermii lub słaby spadek temperatury wraz z wysokością.

Z uwagi na istotną rolę, jaką odgrywa w lotnictwie naddźwiękowym tropopauza, poświęcimy jej nieco więcej uwagi. Poprzednio stwierdziliśmy, że jej wysokość zmienia się zależnie od szerokości geograficznej.



Rys. 1-3. Przebieg ciśnienia na dolnej granicy tropopauzy

Jak przedstawiają się poszczególne charakterystyki meteorologiczne dolnej granicy tropopauzy, obrazują wykresy pokazane na rys. 1-2, 1-3 oraz 1-4. Opracowane one zostały przez autora na podstawie danych radiosondażowych, pochodzących z obserwatorium aerologicznego w Legiono-



Rys. 1-4. Przebieg wysokości dolnej granicy tropopauzy

wie k. Warszawy, z lat 1956—60. Na rysunkach tych przedstawiono roczny przebieg temperatury, ciśnienia i wysokość dolnej granicy tropopauzy. Linią ciągłą grubą przedstawiono wartości średnie, powyżej niej i poniżej linią ciągłą cienką — wartości absolutne, a linią przerywaną —

znajdź więcej na
nakolannik.pl
baza wiedzy pilota

średnie z absolutnych. Analiza tych rysunków wykazuje, że średnia temperatura na dolnej granicy tropopauzy jest najwyższa w okresie lata, najniższa zaś w okresie zimy. Podobna zależność występuje także między średnią wysokością zalegania tropopauzy i wartością ciśnienia panującą na jej dolnej granicy. Przebieg linii charakteryzujących wartości absolutne (maksymalne i minimalne) poszczególnych elementów, umożliwia wnioskowanie o możliwych ich wahaniach tak w poszczególnych miesiącach, jak i w przebiegu rocznym.

Tablica 1-2

Średnie sezonowe i roczne wartości temperatury, ciśnienia i wysokości tropopauzy nad Legionowem (1956—60)

Pora roku	Temperatura w °C			Ciśnienie w mb			Wysokość w m		
	średnia max.	średnia min.	średnia	średnia max.	średnia min.	średnia	średnia max.	średnia min.	średnia
Wiosna (III, IV, V)	—44,9	—64,5	—53,7	314,5	171,1	242,6	12 920	8598	10 604
Lato (VI, VII, VIII)	—40,3	—61,1	—52,1	286,1	154,5	215,3	14 048	9459	11 668
Jesień (IX, X, XI)	—43,4	—69,2	—58,2	341,3	171,5	245,1	12 664	8024	10 342
Zima (XII, I II)	—43,4	—69,2	—58,2	341,3	171,5	245,1	12 664	8024	10 342
Rok	—43,2	—65,0	—55,2	312,4	162,2	229,4	13 376	8736	11 000

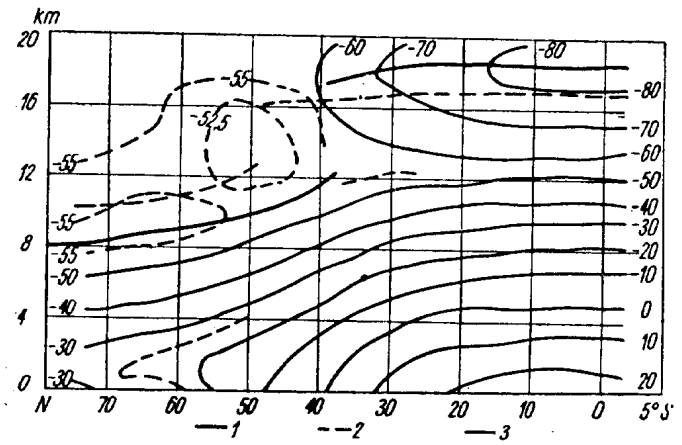
Jak kształtują się średnie wartości trzech analizowanych elementów w poszczególnych porach roku i w skali rocznej, przedstawiono w tablicy 1-2.

W tablicy 1-2 widać, że wyższe temperatury od wartości średniej rocznej obserwuje się wiosną i latem, zaś wyższe ciśnienie — zimą i wiosną. Górna granica tropopauzy sięga najwyżej latem i jesienią.

Średnie położenie tropopauzy w różnych szerokościach geograficznych, zależnie od pory roku (I i VII), przedstawiono na rys. 1-5.

Z przytoczonych w tablicy 1-3 danych wynika, że tropopauza wyróżnia się dużymi wahaniami, które mogą być

okresowe i nieokresowe. Okresowe zmiany tak wysokości, jak i temperatury tropopauzy tłumaczy się turbulencją i radiacyjną wymianą ciepła między różnymi warstwami atmosfery. Nieokresowe wahania wysokości tropopauzy związane są z warunkami cyrkulacyjnymi (cyrkulacje ni-



Rys. 1-5. Południkowy przekrój przez troposferę

żowa i wyżowa). Dokładne badania wykazały, że nad niżami tropopauza obniża się, tworząc wyraźne wklęśnięcia, a w ośrodkach wyżowych tropopauza ma kształt wypukły.

Stratosfera. Stratosferą nazwano warstwę atmosfery występującą na poziomie od tropopauzy do 50÷55 km. Na

Tablica 1-3

Średnia temperatura i wysokość tropopauzy nad Legionowem w styczniu i lipcu

Miesiąc	Temperatura w °C	Wysokość w m
styczeń	—56,7	10 090
lipiec	—51,2	11 855

podstawie analizy rozkładu temperatury stratosferę dzieli się zazwyczaj na warstwę izotermiczną (12÷35 km) i warstwę ciepłą albo inwersyjną (35÷55 km), powyżej której występuje już kolejna warstwa przejściowa, zwana stratopauzą.

Średnie temperatury dolnej stratosfery wahają się od —45°C do —75°C, zależnie od szerokości geograficznej

znajdź więcej na nakolannik.pl Meteorologia baza wiedzy pilota

i pory roku. Wartości pionowych gradientów temperatury wahają się w przedziale od −0,1/100 m do +0,1/100 m. Średnia zaś temperatura na górnej granicy stratosfery jest w pobliżu 0° wahając się od −20°C do +20°C. Możliwe są nagłe silne wahania temperatury w postaci nagłego ochłodzenia lub ogrzania, wywołane silnym pochłanianiem przez ozon (O_3) ultrafioletowego i rentgenowskiego promieniowania Słońca. Warstwę atmosfery między 10 i 50 km, w której odbywa się fotochemiczny proces powstawania ozonu i występuje stosunkowo duże nagromadzenie ozonu, nazwano ozonosferą. Maksimum zawartości ozonu występuje na poziomie 20÷25 km.

Zawartość pary wodnej w stratosferze jest niewielka, lecz wystarczająca na to, aby powstały w niej chmury, zwane perłowymi. Zbudowane są one z drobnych kryształków lodu i drobnych przechłodzonych kropel wody.

Przeważającymi wiatrami w stratosferze są wiatry zachodnie. W okresie letnim w górnej stratosferze obserwuje się zmianę kierunku wiatrów z zachodniego na wschodni.

Stratosfera oddzielona jest od warstwy położonej powyżej — mezosfery, warstwą przejściową, zwaną stratopauzą, występującą na poziomie 50÷55 km.

Mezosfera jest to warstwa atmosfery rozciągająca się na wysokości od 50÷55 km do 80÷85 km. Charakteryzują ją znaczne zmiany parametrów zależnie od wysokości. Do 60 km temperatura wzrasta i osiąga +20°C, wyżej ponownie spada do −75°C, a począwszy od wysokości 75÷80 km spadek ten ustaje i zaczyna się ponowny wzrost temperatury. W okresie lata na tej wysokości tworzą się tak zwane chmury srebrzyste, zbudowane z drobnych kryształków lodu.

Obserwacje tych chmur wykazały, że prędkości wiatru w mezosferze podlegają dużym wahaniom — od 50÷÷60 km/h do kilkuset km/h.

Termosfera (zwana także jonosferą). Termosferę od mezosfery oddziela warstwa przejściowa, występująca na poziomie 85÷90 km, nazwana termopauzą.

W termosferze temperatura wzrasta wraz z wysokością, osiągając na górnej granicy (700÷800 km) wartość 1000°C. Obok cząsteczek neutralnych w termosferze występują także jony i elektrony. Termosfera stanowi warstwę rozrzedzonego i zjonizowanego gazu; warstwę tę dzieli się na kilka cieńszych warstw. Zasadniczo wyróżnia się cztery takie warstwy: warstwę D (na wysokości 80 km), warstwę E (110 km), warstwę F_1 (120 km) i warstwę F_2 (250÷400 km). Te zjonizowane warstwy, odbijając, pochłaniając i załamując fale radiowe, wywierają ogromny wpływ na łączność radiową.

Warstwa D istnieje tylko w godzinach dziennych. Częstotliwość krytyczna (to jest największa częstotliwość fal radiowych, która przy pionowym padaniu na warstwę zjonizowaną ulega od niej odbiciu) wynosi około 0,7 MHz ($\lambda = 450$ m). Fale o długości większej niż 450 m nie ulegają odbiciu od warstwy D.

Warstwa E jest warstwą najbardziej stabilną; występuje tak latem, jak i zimą i w dowolnej porze doby. Wysokość jej występowania jest przy tym stała. Krytyczna częstotliwość wynosi 4,5 MHz ($\lambda = 70$ m). Z nastaniem wieczoru i nocy krytyczna częstotliwość spada do 0,88÷0,90 MHz ($\lambda = 350$ m).

Warstwa F_1 istnieje tylko latem i w ciągu dnia; krytyczna częstotliwość wynosi 5,5 MHz ($\lambda = 50$ m).

Warstwa F_2 podlega znacznym wahaniom tak rocznym, jak i dobowym. W okresie zimy i w porze dziennej występuje ona na poziomie 220÷2240 km, nocą zaś podnosi się do 300÷325 km. Częstotliwość krytyczna waha się zimą od 3 MHz ($\lambda = 61$ m) nocą do 13 MHz ($\lambda = 25$ m) w ciągu dnia. W okresie lata wahania w warstwie F_2 są znacznie mniejsze.

Czasami w jonosferze występują nagłe pionowe ruchy, których prędkości dochodzą do 40÷80 m/s. Oprócz tego intensywna jonizacja powoduje, że termosfera nabywa zdolności przewodnictwa elektrycznego.

Egzosfera jest najwyższą warstwą atmosfery, rozciągającą się powyżej 800 km. Temperatura w tej warstwie wzrasta wraz z wysokością, dochodząc do 2000°C. Zbudowana jest głównie z atomów wodoru, które uciekając do przestrzeni kosmicznej tworzą tak zwaną „koronę ziemską", zwaną także „gazowym ogonem Ziemi".

1.2.4. Elektryczność atmosferyczna

Atmosfera ziemska jest ośrodkiem, w którym występują zjawiska elektryczne, uzależnione od stopnia jonizacji powietrza, to jest od liczby dodatnich i ujemnych jonów gazów, wchodzących w skład powietrza.

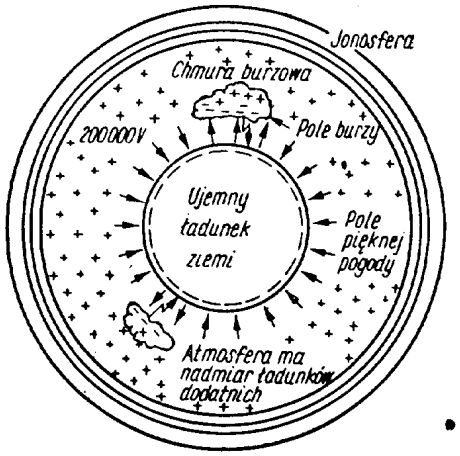
Czynniki, pod wpływem których powstają w atmosferze jony, nazwano jonizatorami. Takimi jonizatorami są:

— promieniowanie ciał radioaktywnych, znajdujących się w glebie i atmosferze (w czasie rozpadu radioaktywnego

znajdź więcej na
nakolannik.pl
baza wiedzy pilota

wysyłane zostaje promieniowanie α, β i γ, jonizujące cząsteczki powietrza),
— promieniowanie kosmiczne (jonizacja w wyższych warstwach atmosfery — ozonosfera),
— promieniowanie korpuskularne i ultrafioletowe Słońca (jonizacja w górnych warstwach atmosfery — jonosfera).

Drugorzędnymi jonizatorami są:
— zjawiska burzowe,
— jonizacja termiczna podczas wielkich pożarów,
— mechaniczne procesy związane z rozpadem kropel wody (w pobliżu wodospadu lub fali przybojowej).



Rys. 1-6. Schemat elektrycznego stanu atmosfery

Liczba jonów w 1 cm^3 powietrza wynosi średnio przy powierzchni ziemi 1400, z czego 750 przypada na jony dodatnie, a 650 na jony ujemne. Jest to niewiele w porównaniu z liczbą molekuł znajdujących się w 1 cm^3 powietrza (liczba ta wyraża się wartością $27° \cdot 10^{19}$). Liczba jonów, jaka zawarta jest w jednostce objętości (tzw. gęstość jonów) zmienia się wraz z wysokością. Od liczby jonów i ich ruchliwości zależy przewodnictwo elektryczne powietrza, które również zmienia się wraz ze zmianą wysokości.

Do wysokości 3 km wartość przewodnictwa elektrycznego jest niewielka, kilka razy mniejsza od przewodnictwa skorupy ziemskiej. Na wysokości 80 km przewodnictwo osiąga wartość, charakterystyczną dla wody słodkiej. Na wysokości 100 km przewodnictwo atmosfery można porównać z przewodnictwem metali.

Występujące w atmosferze pole elektryczne podobne jest więc do pola, jakie tworzy się pomiędzy dwiema okładkami kondensatora — w tym przypadku okładkami będą powierzchnia ziemi i górne warstwy atmosfery, a izolatorem — występujące między nimi powietrze. Między okładkami takiego gigantycznego kondensatora panuje napięcie około 200 000 V, a pod wpływem istniejącej różnicy napięć płynie prąd o natężeniu 1400 A.

W obszarach pozbawionych zachmurzenia wektor natężenia pola elektrycznego zorientowany jest ku Ziemi i wynosi średnio 30 V/m. W tych zaś obszarach, gdzie występuje duże zachmurzenie, zwłaszcza przez chmury Cu i Cb, pole to jest bardzo złożone wskutek obecności w chmurach ładunków przestrzennych i wówczas natężenie pola elektrycznego może wzrosnąć do 1000 V/m, przy czym znak jego może być różny.

Elektryczny stan atmosfery przedstawiono schematycznie na rys. 1-6.

Napięcie elektryczne razem z przewodnictwem powietrza przyczyniają się do pojawienia się prądu elektrycznego w obszarze, gdzie brak jest chmur burzowych. Prąd ten skierowany jest przeważnie do powierzchni Ziemi, a natężenie jego dla całej kuli ziemskiej wynosi 1600 A. Gdyby cały ten prąd mógł spłynąć do powierzchni Ziemi, wówczas w ciągu 70÷30 min doprowadziłby on do neutralizacji ładunku elektrycznego Ziemi i tym samym do zaniku pola elektrycznego atmosfery, gdyby nie istniał jakiś prąd kompensacyjny, doprowadzający do Ziemi określony ładunek dodatni. Przeciwprądu tego należy szukać w prądach płynących w obszarach burz i opadów.

W czasie burzy do pojawienia się prądu dochodzi zazwyczaj szybko. Między podstawą a wierzchołkiem chmury tworzy się różnica potencjałów o napięciu setek milionów wolt. Na kuli ziemskiej występuje jednocześnie 6÷8 tysięcy burz (w ciągu 24 godzin nad ziemią grzmi 200 000 burz). Wszystkie te burze dają w ciągu 1 sekundy ponad 80 wyładowań elektrycznych, to znaczy, że w ciągu godziny na kuli ziemskiej ma miejsce 300 000 wyładowań elektrycznych. Każda błyskawica niesie nowy, przeważnie ujemny ładunek. Równorzędny ładunek dodatni przenoszony bywa z chmur do jonosfery. Z chwilą ustania burzy ładunek Ziemi stopniowo maleje, ale nigdy nie ginie całkowicie.

Energia elektryczna, jaką dostarcza jedna przeciętna chmura burzowa, dająca wyładowania co 20 s, wynosi 20 000 000 kW, a natężenie prądu wyraża się wartością

znajdź więcej na
nakolannik.pl
baza wiedzy pilota

25 000 A (może osiągać 60 000 A; najwyższa zmierzona wartość wynosi 300 000 A).

Dotychczas nie zostało dokładnie wyjaśnione, w jaki sposób powstają w chmurach burzowych różnoimienne ładunki przestrzenne, bowiem zbyt wiele procesów fizycznych poprzedza utworzenie się chmury oraz opadu (kondensacje pary wodnej, sublimacje, parowanie, powstawanie krupy, kryształków lodowych, rozpad elementów chmury, rozwój prądów pionowych w chmurze itp.). Wszystkim tym procesom towarzyszą określone zjawiska prowadzące do elektryzacji chmury i powstania dużych skupisk swobodnych ładunków. Trudno jest obecnie powiedzieć, który z wymienionych procesów odgrywa najważniejszą rolę. Pewne jednak jest, że prawie wszystkie cząstki opadowe mają ładunek elektryczny. Znak tego ładunku zależy przede wszystkim od wielkości cząsteczki opadu (kropli). Duże krople mają ładunek ujemny, a małe — dodatni.

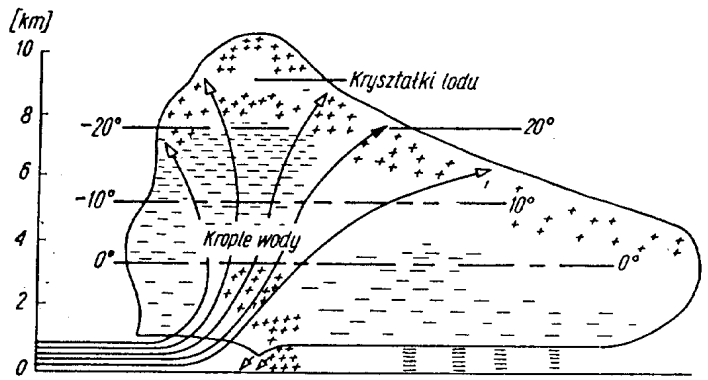
Charakterystyczną cechą chmur burzowych jest nagromadzenie dodatnich ładunków w górnej części chmury i ujemnych ładunków w części dolnej. Często w dolnej części chmury istnieje ograniczony obszar o ładunku dodatnim — zazwyczaj występuje on w przedniej części chmury, gdzie rozwijają się najintensywniejsze prądy wstępujące.

Ponieważ prądy pionowe w chmurach segregują elementy chmury (krople, kryształki) według ich wielkości (ciężaru), dlatego małe elementy jako lżejsze unoszone są do górnych partii chmury i tworzą tam dodatni ładunek przestrzenny, duże zaś krople jako cięższe zostają w stanie zawieszonym w dolnej partii chmury, tworząc tam ujemny ładunek przestrzenny.

Co się zaś tyczy wspomnianego niewielkiego obszaru o dodatnim ładunku w dolnej części chmury, to w procesie jego powstawania główną rolę odgrywa rozpadanie się wielkich kropel. W przypadku gdy prądy wstępujące osiągają prędkość 8 m/s, wówczas mogą podtrzymywać w stanie zawieszenia krople o średnicy 7 mm. Krople te jednak po pewnym czasie w wyniku zlewania się zwiększają swe rozmiary oraz ciężar i wówczas, ponieważ prąd wstępujący nie jest w stanie utrzymać ich dłużej w powietrzu, pod działaniem przyciągania ziemskiego zaczynają opadać na ziemię. W trakcie opadania od dużej spadającej kropli oddzielają się liczne drobne kropelki, które — w wyniku procesu elektryzacji — otrzymują ładunek dodatni, po czym prądami wstępującymi są unoszone ku górze. Duże zaś krople z ładunkiem ujemnym pozostają w dolnej części chmury.

Schemat rozmieszczenia ładunków w chmurze burzowej według teorii Simpsona przedstawiono na rys. 1-7.

Długoletnie badania dowiodły także, że ładunek produktu opadu zależy od typu opadu. Na przykład opady ciągłe przenoszą do Ziemi głównie (75%) ładunek dodatni (drobne kropelki!). W przypadku ciągłego opadu śniegu może być przenoszony tak nabój dodatni, jak i ujemny. Wartość ładunku 1 g śniegu jest znacznie większa niż 1 g wody.



Rys. 1-7
Schemat rozmieszczeń ładunków elektrycznych w chmurze burzowej

Opady przelotne (nie burzowe) przenoszą w większej części ładunki ujemne. Stwierdzono także, iż wartość ładunku 1 g wody opadu przelotnego jest większa niż 1 g wody opadu burzowego.

Opady przelotne burzowe niosą ze sobą głównie ładunki dodatnie (duże krople). Jednak ponieważ pole elektryczne atmosfery podczas burzy podlega dużym zmianom, nawet na niezbyt dużych odległościach mogą wystąpić opady niosące różne ładunki.

Duże napięcia elektryczne, jakie powstają między poszczególnymi częściami jednej chmury lub między chmurami bądź między chmurami burzowymi a powierzchnią ziemi powodują, że większość ładunków przestrzennych przepływa w postaci wyładowań iskrowych, zwanych błyskawicami. Gdy wyładowanie przebiega między chmurą a ziemią, wówczas nazywane jest piorunem.

Błyskawice mogą mieć różne formy — najczęstsze są błyskawice liniowe przebiegające zygzakowato, często roz-

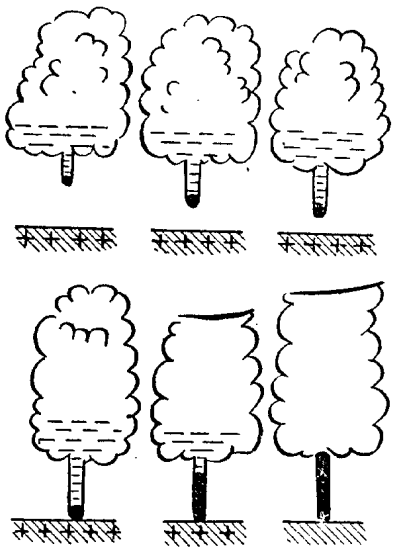
znajdź więcej na
nakolannik.pl
baza wiedzy pilota

gałęzione, oraz błyskawice płaskie lub wstęgowe — obejmujące rozległe obszary chmur. Znacznie rzadziej obserwuje się błyskawice kuliste i perełkowe, występujące w postaci jednej lub kilku świecących kul o różnej wielkości.

Dotychczas najdokładniej poznano mechanizm powstawania błyskawicy liniowej, obserwowanej najczęściej. Pod wpływem dużego lokalnego napięcia elektrycznego wolne elektrony znajdujące się w powietrzu zaczynają dążyć ku powierzchni ziemi. Na swej drodze zderzają się z cząsteczkami powietrza. W wyniku tych zderzeń cząsteczki rozpadają się na dodatnie jony i swobodne elektrony; stopniowo proces ten przyjmuje charakter lawinowy. Powietrze przy tym się ogrzewa, zwiększa swoje przewodnictwo i — początkowo izolator — staje się przewodnikiem.

Poprzez powstały wąski kanał silnie zjonizowanego i dobrze przewodzącego powietrza elektryczność chmury zaczyna spływać w coraz to większych ilościach i w ciągu setnych części sekundy lawina elektronów dociera do ziemi.

Kanał, którym spływają ładunki, nazwano liderem. Zazwyczaj zaczyna się on tworzyć od chmury, czasami zaś od ziemi. Zdarzają się także takie przypadki, gdy tworzą się jednocześnie dwa lidery, wychodzące sobie naprzeciw. Rozwój lidera odbywa się skokami, a czas formowania się jest bardzo krótki — wynosi kilka setnych sekundy. Po dotarciu lidera do ziemi przez ów kanał zjonizowanego powietrza przebiega tzw. wyładowanie główne, widoczne jako błyskawica. Czas jego trwania wynosi kilka stutysięcznych sekundy. Wraz z liderem skierowanym ku powierzchni ziemi tworzy się lider zorientowany ku górze, w kierunku chmury — dlatego po pierwszym wyładowaniu następują zazwyczaj kolejne wyładowania. Wyładowania te przebiegają zazwyczaj kanałem przygotowanym przez pierwsze wyładowanie i poprzedzane są przez własne lidery, rozwijające się już na „przygotowanym gruncie" szybciej niż pierwszy.



Rys. 1-8. Etapy rozwoju lidera błyskawicy

Odstęp czasu między kolejnymi błyskawicami wynosi od kilku setnych do kilku dziesiętnych sekundy.

Szerokość kanału, w którym przebiega wyładowanie, nie przekracza zazwyczaj 50 cm. Największa jednakże ilość prądu przepływa wąskim jakby rdzeniem, szerokości 4÷5 cm (rys. 1-8).

1.2.5. Zjawiska akustyczne w atmosferze

Zjawiskami akustycznymi zachodzącymi w atmosferze zajmuje się specjalna dziedzina meteorologii, zwana akustyką atmosferyczną.

Do zjawisk akustycznych pochodzenia meteorologicznego należą: grzmot, świst wiatru, dudnienie przewodów, szelest drzew itp. Wpływ atmosfery na rozprzestrzenianie się dźwięku wyraża się w zależności prędkości rozchodzenia się dźwięku od składu i temperatury powietrza i od prędkości wiatru. Oprócz tego na rozchodzenie się dźwięku duży wpływ wywiera odbijanie się fal dźwiękowych od warstw inwersyjnych, refrakcje dźwięku w warstwach o dużych gradientach temperatury oraz dyfrakcja dźwięku na małych zawirowaniach turbulencyjnych.

Badanie właściwości rozchodzenia się dźwięku w atmosferze ma nie tylko duże znaczenie praktyczne (np. w dziedzinie sygnalizacji dźwiękowej czy też w wykrywaniu źródła dźwięku), lecz ma ono istotne znaczenie w badaniach górnych warstw atmosfery.

Prędkość rozchodzenia się dźwięku w atmosferze można określić za pomocą dobrze znanego wzoru Laplace'a:

$$C = \sqrt{k\frac{p}{\varrho}}$$

gdzie:

C — prędkość dźwięku w m/s,
p — ciśnienie atmosferyczne wyrażane w kG/cm^2,
ϱ — gęstość powietrza w g/cm^3,

znajdź więcej na
nakolannik.pl
baza wiedzy pilota

$k = \frac{C_p}{C_v}$ — stosunek ciepła właściwego powietrza przy stałym ciśnieniu do ciepła właściwego przy stałej objętości; dla suchego powietrza $k = 1{,}4$.

W przypadku suchego powietrza w $t = 0°C$ i przy ciśnieniu normalnym prędkość dźwięku wynosi 331,2 m/s. Zmiany ciśnienia nie wykazują większego wpływu na prędkość rozchodzenia się dźwięku, ponieważ proporcjonalnie do wartości p zmienia się i wartość ϱ i dlatego stosunek p/ϱ pozostaje stały.

W warunkach naturalnych na prędkość rozchodzenia się dźwięku określony wpływ wywiera temperatura i wilgotność powietrza, gdyż od nich zależy z kolei gęstość ośrodka, w którym dźwięk się rozchodzi — a więc powietrza.

Prędkość rozchodzenia się dźwięku w suchym powietrzu o dowolnej temperaturze można obliczyć bardzo prostym wzorem:

$$C = C_0 \sqrt{1 + \alpha t} \text{ lub } C = 20{,}1 \sqrt{T}$$

Warto przy tym zapamiętać, że zmiana temperatury o 1° powoduje zmianę prędkości rozchodzenia się dźwięku (zmniejszenie lub zwiększenie) o 0,6 m/s.

Wpływ wilgotności na prędkość rozchodzenia się dźwięku wyraża wzór:

$$C_{wilg} = C_{suche} \sqrt{1 + \frac{e}{3p}}$$

gdzie:
e — prężność pary wodnej,
p — ciśnienie atmosferyczne.

W praktycznych obliczeniach wartość $\frac{e}{3p}$ można opuścić, gdyż jest ona bardzo mała.

Istotny wpływ na rozchodzenie się dźwięku wywiera wiatr. Otóż wiatr zmienia prędkość dźwięku względem nieruchomego obserwatora. Jeżeli masa powietrza przemieszcza się z prędkością V, a dźwięk rozchodzi się w tejże masie z prędkością C_o, to aby określić prędkość tego dźwięku względem powierzchni ziemi C_w, należy dodać do siebie (złożyć geometrycznie) dwa wektory — C_0 i V, charakteryzujące prędkość dźwięku i prędkość wiatru.

Przy rozprzestrzenianiu się dźwięku w kierunku zgodnym z kierunkiem wiatru prędkość dźwięku zwiększa się, tzn. $C_w = C_0 + V$. W przypadku zaś gdy dźwięk rozchodzi się w kierunku przeciwnym do kierunku wiatru, wówczas jego prędkość maleje, czyli $C_w = C_0 - V$. Gdy kierunek rozchodzenia się dźwięku tworzy pewien kąt α z kierunkiem wiatru, wówczas prędkość dźwięku można obliczyć korzystając ze wzoru

$$C_w = C_0 + V \cos \alpha$$

Także natężenie dźwięku zależy od warunków meteorologicznych. Rozprzestrzenianiu się fali dźwiękowej towarzyszy rozpraszanie jej energii, dlatego siła dźwięku słabnie w miarę oddalania się od źródła dźwięku. To osłabienie dźwięku tłumaczy się następującymi głównymi przyczynami:
— energia źródła dźwięku rozkłada się na coraz większy obszar i dlatego natężenie dźwięku maleje odwrotnie proporcjonalnie do kwadratu odległości od źródła,
— energia rozprzestrzeniającej się fali dźwiękowej pochłaniana jest przez atmosferę,
— niejednorodność atmosfery, a więc wszystkie przyczyny prowadzące do wzrostu tej niejednorodności, jak wzrost prędkości wiatru, niejednorodne nagrzewanie się podłoża, obecność równowagi chwiejnej, prowadzą zawsze do osłabienia dźwięku.

Najbardziej charakterystycznym zjawiskiem akustycznym jest grzmot. Każdemu wyładowaniu elektrycznemu w postaci błyskawicy, podobnie jak każdej iskrze elektrycznej, towarzyszy huk (grzmot). Intensywność tego dźwięku jest proporcjonalna do natężenia błyskawicy. Powstaniu grzmotu towarzyszą dwa odrębne zjawiska fizyczne:
— w wyniku silnego nagrzania kanału błyskawicy w chwili wyładowania głównego dochodzi do powstania fali zwiększonego ciśnienia o charakterze eksplozji. W wyniku działania tej fali powietrze ulega silnemu rozszerzeniu, a następnie — po wyładowaniu — nagłemu skurczeniu wskutek oziębienia, co w efekcie wywołuje drganie cząsteczek powietrza, które tworzy falę dźwiękową słyszaną w postaci grzmotu;
— podczas chemicznego rozkładu pary wodnej i powietrza pod wpływem wysokiego napięcia błyskawicy i wysokiej temperatury (która może osiągać 30 000°C) następuje wybuch mieszaniny piorunującej. Prędkość powstałej fali wynosi 5000 m/s, a więc przemieszcza się ona początkowo z prędkością naddźwiękową, jednak po ułamku sekundy przemieszcza się już z prędkością dźwięku (330 m/s).

znajdź więcej na
nakolannik.pl
baza wiedzy pilota

Zjawisko przeciągłego dudnienia grzmotu wywołane jest tym, że dźwięk dociera z różnej odległości, gdyż długość błyskawicy może wynosić kilka kilometrów, oraz odbijaniem się fali dźwiękowej od chmur i powierzchni ziemi. Średnio dudnienie grzmotu trwa 30÷40 s, a nieraz może się wydłużać do 1 min.

Grzmot słyszany jest z odległości 18÷20 km, a w szczególnych przypadkach — z odległości 30 km.

Fale dźwiękowe powstające w wyższych warstwach atmosfery, gdzie gęstość powietrza jest mniejsza, mają niewielką energię i szybko zanikają. Z tego powodu błyskawicom przebiegającym w chmurach na wysokości 1000÷÷1500 m towarzyszy słabszy grzmot niż na ziemi.

1.2.6. Zjawiska optyczne w atmosferze

Promienie wysyłane przez Słońce (a także Księżyc i inne gwiazdy), przechodząc przez atmosferę ziemską napotykają warstwy powietrza o różnej gęstości oraz kropelki wody, kryształki lodu, drobne pyły i różne zawiesiny. Cząsteczki te odbijają, pochłaniają lub rozpraszają promienie słoneczne, w efekcie czego obserwuje się na niebie różne ciekawe zjawiska optyczne. Zostaną tu omówione tylko najważniejsze z nich, a mianowicie: błękit nieba, zmrok, tęcza, halo i wieniec.

Błękit nieba. Bezchmurne niebo ma barwę błękitną; natężenie tej barwy nie jest jednakowe na całym nieboskłonie. Błękitne zabarwienie nieba jest wynikiem rozpraszania światła podczas przechodzenia promieni słonecznych przez atmosferę, przy czym intensywność rozpraszania światła jest odwrotnie proporcjonalna do czwartej potęgi długości

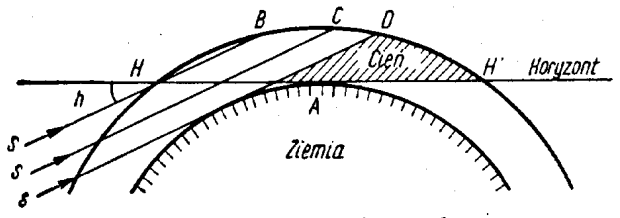
Tablica 1-4

Względne rozpraszanie promieniowania słonecznego zależnie od długości fali

Barwa	Długość fali w μm	Rozpraszanie
Czerwona	0,70	1,0
Pomarańczowa	0,62	1,6
Żółta	0,57	2,3
Zielona	0,52	3,3
Błękitna	0,47	4,9
Niebieska	0,44	6,4
Fioletowa	0,41	8,5

fali świetlnej. Oznacza to, że cząsteczki powietrza rozpraszają przede wszystkim fale krótkie — niebieskie i fioletowe. Intensywność rozpraszania poszczególnych fal świetlnych przedstawiono w tabl. 1-4 (intensywność rozpraszania promieniowania czerwonego przyjęto jako równą 1).

Z tablicy 4 widać, że w atmosferze najsilniej rozpraszane są promienie fioletowe i niebieskie. Ponieważ energia promieni fioletowych przy powierzchni ziemi jest mała, dlatego barwa bezchmurnego nieba wydaje się błękitna lub niebieska. Błękit ten nie jest jednakowy na całym sklepieniu; w pobliżu zenitu jest on najintensywniejszy, a nad horyzontem jaśniejszy. Wywołane jest to tym, że promienie tuż nad horyzontem mają do przebycia w atmosferze dłuższą drogę (przez to są silniej rozpraszane przez cząsteczki powietrza, pary wodnej oraz drobne ciała stałe).



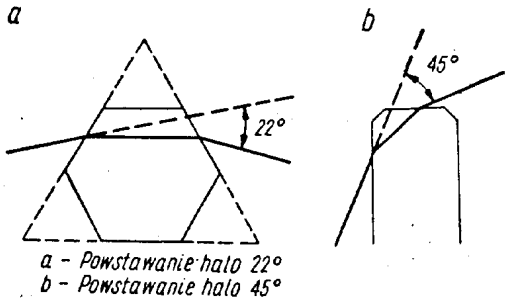
Rys. 1-9. Powstawanie zmroku

Zmrok. Do zjawisk optycznych spowodowanych rozpraszaniem promieni świetlnych w atmosferze należą także zjawiska zmrokowe. Zmrokiem nazywane jest zjawisko świetlne obserwowane między momentem zachodu Słońca a nastąpieniem właściwej nocy (zmrok wieczorny) oraz analogiczne zjawisko przed wschodem słońca i nastaniem dnia (zmrok poranny). Zjawisko to spowodowane jest rozpraszaniem promieni słonecznych w górnych warstwach atmosfery, do których promienie te docierają jeszcze przez pewien czas po zachodzie słońca. W miarę chowania się słońca coraz bardziej poniżej horyzontu (rys. 1-9, *HAH'*) coraz mniej promieniowania rozpraszanego dociera do powierzchni ziemi. Chwilę, w której słońca znajduje się 18° poniżej horyzontu, nazwano końcem zmroku astronomicznego — od tej chwili rozpoczyna się noc. Pierwszą część zmroku, gdy słońce znajduje się tuż poniżej horyzontu do 6÷7° poniżej horyzontu nazwano zmrokiem cywilnym. W tym okresie można jeszcze czytać na przykład gazetę lub książkę. Zmrok poranny przebiega w porządku odwrotnym.

znajdź więcej na
nakolannik.pl
baza wiedzy pilota

Halo. Zjawisko to powstaje najczęściej wokół słońca lub księżyca i widoczne jest jako pierścień o promieniu 22°; jest to tzw. pierścień mały; ma on często lekkie zabarwienie czerwone i pomarańczowe. Pierścień ten powstaje wskutek załamania promieni świetlnych przechodzących przez kryształki lodu, z jakich zbudowane są chmury Ci, Cs i Cc. Kryształki te działają podobnie jak drobne pryzmaty. Kryształki o kącie łamiącym 60° powodują powstanie pierścienia o promieniu 22°. Promień odchylony o 22° daje lekko zabarwiony krąg.

Gdy promienie ulegają załamaniu na kryształkach o kącie łamiącym 90°, wówczas zostają odchylone o kąt 45°, tworząc tzw. duży pierścień, czyli zjawisko halo 45°. Powstawanie zjawiska halo przedstawiono na rys. 1-10.

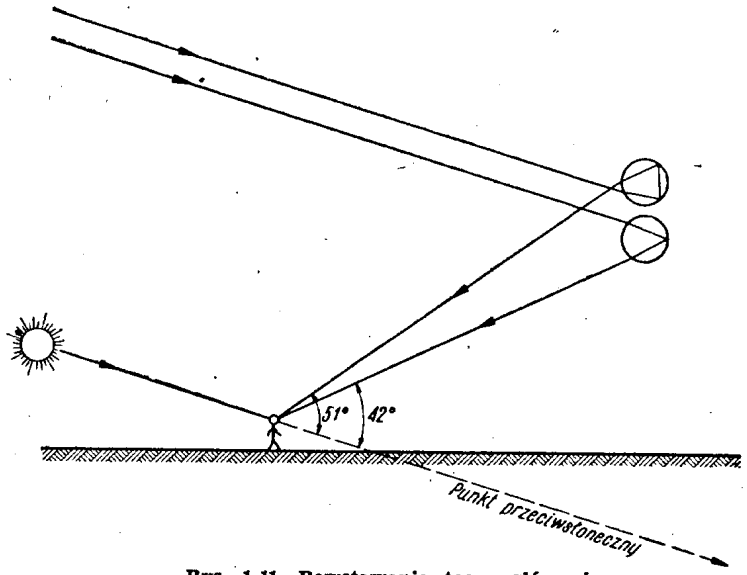


Rys. 1-10. Powstawanie zjawiska halo

Do zjawisk halo zalicza się także tzw. słupy pionowe, słońca poboczne, łuki styczne itp. Nieraz zjawisko takie może się składać z kilkunastu elementów.

Tęcza. Jednym z najpiękniejszych zjawisk optycznych jest tęcza. Powstaje ona w wyniku załamania i rozczepienia promienia świetlnego w kroplach deszczu. Tęczę obserwuje się zawsze po stronie przeciwsłonecznej na tle chmury, z której pada deszcz. Jest to układ współśrodkowych barwnych kręgów, rozmieszczonych wokół punktu leżącego pod horyzontem, przez który przechodzi prosta łącząca słońce z obserwatorem. Punkt ten nazwano punktem przeciwsłonecznym. Ponieważ punkt przeciwsłoneczny znajduje się poniżej horyzontu, dlatego tęcza ma zawsze kształt łuku, a nigdy pełnego kręgu. Łuk ten jest tym większy, im niżej znajduje się słońce i tym mniejszy, im słońce znajduje się wyżej.

Kątowy promień tęczy wynosi około 42°; krąg wewnętrzny zabarwiony jest na fioletowo, a zewnętrzny na czerwono. Czasami oprócz łuku głównego występuje słabszy łuk wtórny, o promieniu wynoszącym około 50°, o odwróconym układzie barw (rys. 1-11).



Rys. 1-11. Powstawanie tęczy głównej

Natężenie, szerokość i barwy tęczy są różne, zależnie od wielkości kropel deszczu. Im krople są większe, tym wyraźniejsze są barwy, i odwrotnie — im są one mniejsze, tym bledsze są barwy tęczy.

Na kroplach mgły składającej się z bardzo drobnych kropelek wody obserwuje się czasami tak zwaną „białą tęczę" w postaci białego łuku, którego skraj zewnętrzny ma lekkie zabarwienie żółtawopomarańczowe, a skraj wewnętrzny lekkie zabarwienie niebieskie.

Wieniec. Zjawiskiem optycznym powstającym w wyniku ugięcia promieni świetlnych jest tak zwany „wieniec". Ugięcie promieni słonecznych następuje na „siatce dyfrakcyjnej", utworzonej przez drobne kropelki czy kryształki lodu, z jakich zbudowana jest chmura. Najczęściej zjawisko to występuje wówczas, kiedy niebo jest zasnute chmurami Altocumulus. Dookoła każdego ciała niebieskiego powstaje jedno lub kilka widm dyfrakcyjnych, mających kształt kręgów. Nakładają się one na siebie, a barwy ich zlewają się, dając w wyniku odcień niebieskawy. Widma wytwarzane przez punkty leżące na skrajach tarczy słońca lub księżyca tworzą po zewnętrznej stronie każdego pierścienia otok o zabarwieniu czerwonopomarańczo-

Wieńce nazywane bywają także aureolami. Promień

znajdź więcej na
nakolannik.pl
baza wiedzy pilota

wieńca jest odwrotnie proporcjonalny do średnicy kropelek tworzących chmurę. Wieńce powstają tylko w chmurach zbudowanych z małych kropelek i kryształków lodu. Wieniec przylegający ściśle nazywany jest lisią czapą. Bardzo mały promień tego zjawiska świadczy o tym, że elementy chmury zwiększają się; dlatego lisia czapa jest często zwiastunem opadu.

1.3. ELEMENTY METEOROLOGICZNE

Elementami meteorologicznymi nazywane są charakterystyki stanu powietrza i niektórych procesów atmosferycznych. Do elementów meteorologicznych zalicza się przede wszystkim te charakterystyki stanu atmosfery, które obserwuje się bezpośrednio na stacjach meteorologicznych, a więc: temperatura, ciśnienie, wiatr, wilgotność, zachmurzenie, opad, mgły, burze, usłonecznienie itp.

1.3.1. Temperatura

Temperatura jest charakterystyką stanu cieplnego określonego ciała, mierzoną termometrem.

Temperaturę powietrza wskazuje termometr zabezpieczony przed bezpośrednim działaniem promieniowania oraz opadów i umieszczony na wysokości około 2 m nad powierzchnią gruntu — w tzw. klatce meteorologicznej.

Klatkę meteorologiczną ustawia się w ogródku meteorologicznym zlokalizowanym w miejscu reprezentacyjnym. Ogródek taki urządza się w miejscu przewiewnym, z dala od zabudowań, wysokich drzew i gęstych krzewów. W klatce meteorologicznej instaluje się przede wszystkim termometry: suchy, zwilżony, maksymalny i minimalny. Zestaw składający się z termometru suchego (stacyjnego) i zwilżonego nazywa się psychrometrem Augusta; umożliwia on pomiar wilgotności. Odczytując wskazania obu tych termometrów, za pomocą specjalnych tablic psychrometrycznych określa się takie wartości, jak wilgotność względną, prężność pary wodnej, niedosyt wilgotności i temperaturę punktu rosy.

W tejże klatce znajduje się higrometr włosowy, służący do odczytywania wilgotności względnej, oraz przyrządy samopiszące: termograf, służący do ciągłego rejestrowania temperatury, oraz higrograf, notujący w sposób ciągły przebieg wilgotności względnej.

Poza tym na obszarze ogródka znajduje się wiatromierz, pluwiograf (przyrząd do ciągłej rejestracji opadów), termometr przy gruncie, a na stacjach wybranych — termometry gruntowe oraz heliograf, służący do rejestracji czasu trwania promieniowania słonecznego (tzw. usłonecznienia).

W budynku stacyjnym znajduje się barometr i barograf — przyrządy służące do ciągłej rejestracji przebiegu ciśnienia.

Proces nagrzewania i ochładzania się powietrza. Głównym źródłem ciepła dla całej ziemi jest energia promienista słońca, nazwana promieniowaniem słonecznym. Intensywność promieniowania słonecznego w czasie przechodzenia przez atmosferę ziemską ulega osłabieniu w wyniku rozpraszania, odbicia i pochłaniania. Rozpraszanie następuje na cząsteczkach powietrza oraz stałych cząsteczkach zawieszonych w powietrzu, a kropelki, kryształki lodu, cząsteczki stałe oraz powierzchnie chmur odbijają promienie słoneczne.

Pochłanianie promieniowania słonecznego bezpośrednio przez atmosferę jest niewielkie. Skład widmowy promieniowania słonecznego przedstawia się następująco. Na fale o długościach do 1,0 μm przypada aż 99% całej energii promieniowania. Promieniowanie widzialne obejmuje przedział o długości fal od 0,4 do 0,75 μm, jednak w przedziale tym mieści się prawie połowa energii promieniowania słońca (46%). Prawie tyle samo przypada na promieniowanie podczerwone —0,76 μm (47%), a pozostałe 7% energii przypada na promieniowanie ultrafioletowe o długości fali 0,40 μm.

W meteorologii ze względów praktycznych rozróżnia się dwa rodzaje promieniowania — krótkofalowe, o długości fali 0,17÷4 μm (promieniowanie Słońca), i długofalowe, o długości fali 4÷120 μm (promieniowanie Ziemi).

Dla promieniowania krótkofalowego atmosfera ziemska jest prawie że przezroczysta. Promienie słoneczne po dojściu do powierzchni ziemi ulegają pochłonięciu i przekształcają się w energię cieplną, która ogrzewa podłoże. Ogrzewana w ten sposób powierzchnia Ziemi staje się sama źródłem promieniowania — ale promieniowania długofalowego, cieplnego. Promieniowanie to jest następnie pochłaniane przez powietrze (najintensywniej przez parę wodną i dwutlenek węgla), które dzięki temu ogrzewa się i z kolei samo staje się źródłem promieniowania cieplnego. Powietrze wysyła ciepło we wszystkich kierunkach, w tym również ku Ziemi.

znajdź więcej na
nakolannik.pl orelogia
baza wiedzy pilota

Promieniowanie powietrza skierowane ku Ziemi nazwano promieniowaniem zwrotnym atmosfery. Jest ono tym intensywniejsze, im wilgotniejsze jest powietrze. W przypadku suchego powietrza promieniowanie Ziemi ucieka w swej większości do przestrzeni planetarnej, a tylko niewielka jego część wraca — poprzez nagrzane powietrze — do Ziemi. Dlatego w noce pochmurne powietrze nigdy nie ochładza się tak, jak w noce pogodne — zwłaszcza zimą.

Do ilościowego określenia temperatury służy termometr wyposażony w skalę Celsjusza. W krajach anglosaskich stosowana jest skala Fahrenheita. Przejście z jednej skali na drugą umożliwia wzór:

$$t°C = \frac{5}{9}(t°F - 32); \quad t°F = \frac{9}{5}(t°C + 32)$$

Obecnie na całym świecie, zgodnie z międzynarodowym układem jednostek miar SI, wprowadza się do oznaczania temperatury skalę bezwzględną, Kelwina. W skali tej temperaturze punktu topnienia lodu (0°C) odpowiada 273 K, a temperaturze wrzenia (100°C) — 373 K.

Do przeliczania temperatury wyrażanej w skali Celsjusza na temperaturę bezwzględną służy wzór

$$T°K = t°C + 273$$

Zmiany temperatury z wysokością. Proces nagrzewania się powietrza zależy od nagrzania się podłoża. Przekazywanie ciepła od ziemi do wyższych warstw atmosfery odbywa się poprzez:

— cząsteczkowe przewodnictwo ciepła,

— wypromieniowanie ciepła,

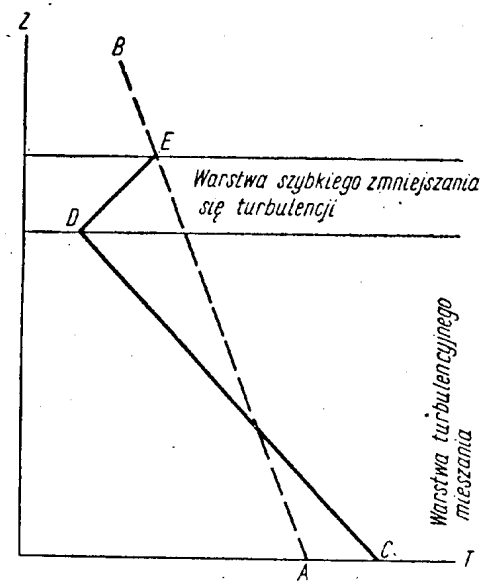
— konwekcję termiczną,

— turbulencyjne mieszanie.

Dzięki procesom konwekcji i turbulencji ciepło przekazywane jest najintensywniej i przenoszone jest na znaczne wysokości. Cząsteczkowe przekazywanie ciepła nie odgrywa istotnej roli (przenosi ciepło tylko do kilkudziesięciocentymetrowej warstwy, ponieważ powietrze jest złym przewodnikiem ciepła).

Temperatura powietrza obniża się w troposferze w miarę wzrostu wysokości. Spadek temperatury wraz ze zwiększaniem się wysokości charakteryzuje tzw. pionowy gradient temperatury, wyrażany w °C na 100 m wzniesienia. Pionowy gradient temperatury nie jest stały, zależy od pory roku, rodzaju mas powietrza itp.

Podczas wznoszenia się do góry powietrze ulega adiabatycznemu ochłodzeniu.*) Jeśli powietrze nie jest nasycone parą wodną, spadek temperatury wraz z wysokością wynosi 1°/100 m. Tego rodzaju spadek nazwano sucho-adiabatycznym gradientem temperatury. Jeżeli wznosi się powietrze nasycone parą wodną, spadek temperatury wraz z wysokością wynosi 0,5°/100 m. Wolniejszy spadek temperatury w tym przypadku spowodowany jest wydzielaniem się utajonego ciepła parowania podczas procesu kondensacji (skraplania) pary wodnej. Ciepło to przeciwstawia się spadkowi temperatury, będącemu następstwem straty energii cieplnej zużytej na pracę wykonywaną przy rozprężaniu się objętości powietrza w czasie jego wznoszenia (wraz z wysokością spada ciśnienie). Spadek temperatury w powietrzu nasyconym parą wodną nazwano wilgotno-adiabatycznym gradientem temperatury.



Rys. 1-12. Schemat powstawania inwersji turbulencyjnej

Temperatura powietrza w miarę wzrostu wysokości w niektórych przypadkach nie ulega zmianie. Zjawisko takie nazwano izotermią. Zdarza się także, że temperatura powietrza w miarę wzrostu wysokości zamiast spadać — wzrasta; w takim przypadku mówi się, że w atmosferze występuje inwersja temperatury (rys. 1-12).

*) Procesem adiabatycznym nazywana jest termodynamiczna zmiana stanu powietrza (gazu) zachodząca bez wymiany ciepła między nim a środowiskiem otaczającym.

znajdź więcej na
nakolannik.pl
baza wiedzy pilota

Inwersje temperatury, uwzględniając wysokość ich występowania podzielono na dwie grupy: inwersje dolne oraz inwersje górne. Inwersje dolne, biorąc pod uwagę mechanizm ich powstawania, podzielono m.in. na inwersje radiacyjne oraz inwersje adwekcyjne.

Inwersja radiacyjna (z wypromieniowania) powstaje głównie podczas bezwietrznej i bezchmurnej pogody w okresie nocy. W czasie takiej pogody podłoże traci ciepło przez wypromieniowanie i ochładza się. Od podłoża ochładza się zalegające nad nim powietrze, tak że temperatura na pewnej wysokości jest wyższa niż przy powierzchni ziemi. Inwersje tego typu powstają po zachodzie słońca i giną po jego wschodzie.

Inwersje adwekcyjne (napływowe) powstają podczas napływu ciepłych mas powietrza nad chłodne podłoże. Dolne warstwy powietrza ochładzają się od zimnego podłoża, co sprzyja powstawaniu inwersji. Takie inwersje mogą się utrzymywać znacznie dłużej niż inwersje radiacyjne — nawet kilka dni.

Typowe inwersje adwekcyjne czy radiacyjne są stosunkowo rzadkim zjawiskiem. Najczęściej występuje typ mieszany tzw. adwekcyjno-radiacyjny.

Średnią liczbę inwersji dolnych w przedziałach ich pionowego zasięgu przedstawiono w tablicy 1-5. Autor opracował ją na podstawie danych radiosondażowych z Legionowa k. Warszawy z okresu 1951—60 r. Z tablicy wynika, że inwersje dolne występują najczęściej w porze letniej (czerwiec—październik). Grubość warstwy inwersyjnej jest różna — od 300 do 1000 m. Inwersje grubsze niż 1000 m występują rzadko; średnio w roku notuje się ich pięć.

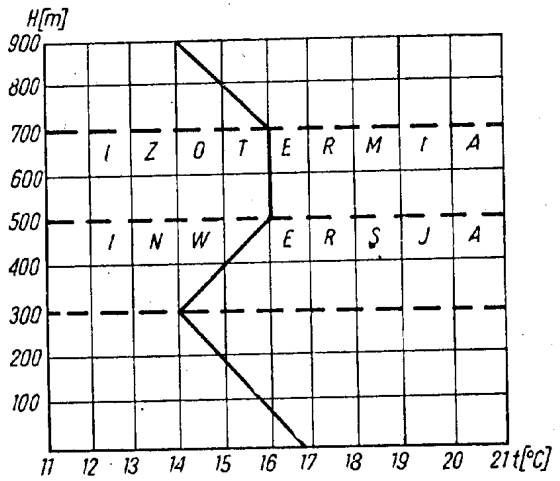
Tablica 1-5

Średnia liczba inwersji dolnych w przedziałach ich pionowego zasięgu

Miesiące \ Grubość w m	0÷100	100÷200	200÷300	300÷400	400÷500	500÷1000	>1000	Σ
Styczeń	0,2	0,6	1,0	1,0	1,1	1,8	1,2	6,9
Luty	0,1	0,5	1,0	1,6	1,0	2,3	0,8	7,3
Marzec	0,3	1,3	1,1	1,5	2,7	3,0	0,6	10,6
Kwiecień	0,3	1,5	1,2	5,3	3,5	2,7		14,5
Maj	0,5	1,2	2,0	4,5	3,6	4,7		16,5
Czerwiec	0,2	1,0	2,0	4,6	4,3	4,2		16,3
Lipiec	0,2	0,8	2,0	5,0	4,6	4,0		16,6
Sierpień	0,1	1,0	2,2	4,0	4,3	3,2	0,4	15,2
Wrzesień	0,1	0,4	1,5	5,0	5,7	3,6	0,1	16,5
Październik	0,5	0,6	1,5	4,1	2,4	5,4	0,4	14,9
Listopad	0,3	0,6	0,7	4,7	1,3	2,4	0,7	7,7
Grudzień	0,1	0,6	0,9	1,0	0,9	2,5	0,7	6,7
Σ	2,9	10,2	17,1	39,3	35,4	39,8	5,0	149,7

Wśród inwersji górnych (w swobodnej atmosferze) wyodrębnia się: inwersje osiadania, inwersje turbulecyjne oraz inwersje frontowe.

Inwersje osiadania powstają w wyniku osiadania mas powietrza w ośrodkach wysokiego ciśnienia (w wyżach). Powietrze opadając ulega sprężaniu i adiabatycznemu



Rys. 1-13. Inwersja i izotermia

ogrzaniu. Powietrze, które osiada, nie dociera do samego podłoża, lecz na pewnej wysokości zaczyna rozpływać się na boki. W takim przypadku inwersja „zawieszona" jest w swobodnej atmosferze. Poziom jej zalegania nie jest jednakowy w całym obszarze wyżu — najniżej schodzi ona w tym miejscu, gdzie intensywność osiadania jest największa, a więc w środku wyżu, najwyżej zaś zalega na skrajach tego ośrodka.

Inwersje turbulencyjne (mieszanie) powstają wówczas, gdy w pewnej warstwie powietrza występuje silne mieszanie turbulencyjne, które może być wywołane przez nierówność terenu bądź też przez inne czynniki dynamiczne, na przykład wiatr. Gdy w atmosferze występuje warstwa

znajdź więcej na
nakolannik.pl
baza wiedzy pilota

Tablica 1-6

Częstość występowania inwersji temperatury na poszczególnych poziomach (Legionowo, lata 1951—60)

Miesiąc \ Poziom w m	0	0÷100	100÷200	200÷300	300÷400	400÷500	500÷1000	1000÷1500	1500÷2000	2000÷3000	Σ
Styczeń	6,9	0,5	1,7	1,5	1,9	1,8	4,9	1,8	1,5	0,5	23,0
Luty	7,3	0,4	1,7	1,8	1,2	2,5	3,4	1,3	1,5	0,5	21,6
Marzec	10,6	0,8	1,3	1,6	1,2	1,3	5,6	2,2	1,1	0,5	26,2
Kwiecień	14,5	0,6	0,8	0,9	0,5	0,6	1,0	1,3	0,8	0,2	21,2
Maj	16,5	0,9	0,9	0,7	0,7	1,6	1,0	0,4	0,2	—	22,9
Czerwiec	16,3	0,5	1,0	0,8	0,5	0,8	1,2	0,5	0,5	0,2	22,3
Lipiec	16,6	0,7	1,1	0,2	0,9	0,3	0,5	0,4	0,5	0,1	21,3
Sierpień	16,2	0,9	1,0	0,6	0,4	0,2	0,7	0,1	0,4	0,1	19,6
Wrzesień	16,5	0,5	1,3	0,4	0,5	—	0,2	0,7	0,6	0,2	20,9
Październik	14,9	0,9	1,3	0,6	1,1	0,3	1,7	1,7	1,5	0,3	24,3
Listopad	7,7	0,1	0,8	1,3	2,0	1,0	4,2	2,6	1,0	0,6	21,3
Grudzień	6,7	0,2	1,1	2,0	2,6	1,0	4,3	2,6	1,4	0,3	22,1
Σ	149,7	7,0	14,0	12,4	13,5	11,4	28,7	15,6	11,0	3,5	266,8

charakteryzująca się dużymi prędkościami wiatru, wówczas z warstwy położonej wyżej zostaje zassane ku dołowi powietrze. Schodząc niżej zassane powietrze ulega pewnemu sprężeniu i ogrzaniu. Jednocześnie podobnemu zassaniu ulega powietrze z niższych warstw, które dostając się na wyższy poziom ulega rozprężeniu i ochłodzeniu. W efekcie tych procesów dochodzi w swobodnej atmosferze do powstania górnej inwersji temperatury. Grubość tych inwersji nie jest duża, wynosi zwykle kilkadziesiąt metrów (rys. 1-13).

Inwersje frontowe powstają wówczas, gdy powietrze ciepłe zalega nad powietrzem chłodniejszym podczas przechodzenia frontu ciepłego. Masy te oddzielane są od siebie warstwą przejściową, tzw. powierzchnią frontową. Powierzchnia ta ma charakter inwersji.

Częstość inwersji w swobodnej atmosferze do wysokości 3 km nad Legionowem (1951—60) przedstawiono w tabl. 1-6 (wg autora).

Z tablicy 1-6 wynika, że prawie codziennie występuje w atmosferze inwersja. Najczęściej obserwowane są inwersje w przedziale wysokości 500÷1000 m; inwersje górne (w swobodnej atmosferze) występują nieco częściej w porze zimowej niż w porze letniej.

1.3.2. Ciśnienie

Ciśnieniem atmosferycznym nazwano siłę, jaką wywiera powietrze na powierzchnię ziemi. Jest ono równe ciężarowi słupa powietrza sięgającego do górnej granicy atmosfery.

Ciśnienie mierzy się wysokością słupa rtęci w barometrze.

Normalne ciśnienie atmosferyczne jest to ciśnienie wywierane przez słup rtęci o wysokości 760 mm w temperaturze 0°C, na szerokości geograficznej 45° i na poziomie morza na powierzchnię równą 1 cm². Słup rtęci o wysokości 760 mm wywiera ciśnienie równe $760 \cdot 13{,}596 = 1033{,}3$ G/cm² (13,596 g/cm³ — ciężar właściwy rtęci w t = 0°C).

W systemie CGS ciśnienie atmosferyczne równa się sile $1033{,}3 \cdot 980{,}6 = 1\,013\,250$ dyn/cm² (980,6 — siła przyciągania ziemskiego na poziomie morza na szerokości geograficznej 45°). Popularnie stosowaną jednostką ciśnienia jest bar (lub milibar — mb). 1 bar = 1 000 000 dyn/cm² = 750,1 mm Hg. 1 milibar = 1000 dyn/cm² = 0,75 mm Hg. 1 mm Hg = 1,3332 mb, 760 mm Hg = 1013,2 mb.

znajdź więcej na
nakolannik.pl
baza wiedzy pilota

W systemie SI za jednostkę siły przyjęto „niuton" (N). Niuton jest to siła, która masie 1 kg nadaje przyspieszenie 1 m/s².

Oznacza to, że 1 N = 10^5 dyn.

Ciśnienie w układzie SI wyraża się w N/m². Milibary na N/m² przelicza się w następujący sposób:

$$1 \text{ mb} = 10^3 \text{ dyn/cm}^2 = 10^3 \text{ dyn}/10^{-4} \text{ m}^2 = 10^7 \text{ dyn/cm}^2 = 100 \text{ N/m}^2$$

Gęstość powietrza ϱ jest to stosunek masy powietrza do jego objętości:

$$\varrho = \frac{m}{v} \quad [\text{g/cm}^3]$$

lub

$$\varrho = \frac{m}{v} \quad [\text{kg/m}^3]$$

Gęstość powietrza suchego wynosi 0,001293 G/cm³; gęstość powietrza wilgotnego jest tylko nieco mniejsza.

Gęstość powietrza zwiększa się wraz ze spadkiem temperatury i wzrostem ciśnienia i odwrotnie — wzrost temperatury i spadek ciśnienia powodują zmniejszenie się gęstości powietrza.

Odchylenie wartości temperatury i gęstości powietrza od wartości standardowych wywiera istotny wpływ na prędkość wznoszenia samolotu oraz na osiągalny pułap, na długość rozbiegu i dobiegu oraz na ciąg silnika. Odchylenia te wywierają także istotny wpływ na wskazanie przyrządów nawigacyjnych.

Z aerodynamiki wiadomo, że prędkość samolotu jest odwrotnie proporcjonalna do gęstości powietrza. Dlatego ze wzrostem wysokości (a więc ze spadkiem gęstości) prędkość samolotu powinna wzrastać, przy założeniu, że nie zmniejsza się moc silnika. Jednak w silnikach bez sprężarek moc ich maleje w miarę wzrostu wysokości wskutek spadku ciśnienia parcjalnego tlenu. Pociąga to za sobą spadek ciągu silnika, to zaś powoduje zmniejszenie się prędkości lotu, mimo spadku gęstości powietrza. Specjalne silniki, przeznaczone do lotów wysokościowych, utrzymują stały stosunek powietrza i paliwa w mieszance za pomocą dodatkowego nadmuchu powietrza.

Ponieważ gęstość atmosfery ma tak istotny wpływ na osiągi samolotu, należy znać podstawowe zależności.

Masa ciała m [kg] równa się jego ciężarowi G [kG] podzielonemu przez przyspieszenie ziemskie g [m/s²]:

$$m = \frac{G}{g} \left[\frac{\text{kGs}^2}{\text{m}}\right]$$

Gęstość powietrza można więc wyrazić także wzorem:

$$\varrho = \frac{m}{v} = \frac{G}{g \cdot v} \left[\frac{\text{kGs}^2}{\text{m}^4}\right]$$

Stosunek zaś ciężaru ciała do jego objętości określa ciężar właściwy ciała γ:

$$\gamma = \frac{G}{v} \left[\frac{\text{kG}}{\text{m}^3}\right]$$

Stosunek zaś gęstości powietrza na wysokości H (ϱ_H) do gęstości powietrza przy powierzchni ziemi (ϱ_o) nazywa się gęstością względną Δ:

$$\Delta = \frac{\varrho_H}{\varrho_o}$$

Skoro gęstość zależy od ciśnienia i temperatury, to ostatni wzór można napisać w postaci:

$$\frac{\varrho_H}{\varrho_o} = \frac{p_H}{p_o} \frac{T_o}{T_H}$$

gdzie:

ϱ_H — gęstość powietrza na wysokości H,
ϱ_o — gęstość powietrza przy powierzchni ziemi,
p_H — ciśnienie powietrza na wysokości H,
p_o — ciśnienie powietrza na powierzchni ziemi,
T_H — temperatura bezwzględna (273 K + t_H) na poziomie H,
T_o — temperatura bezwzględna (273 K + t_o) przy powierzchni ziemi,
t_H — temperatura powietrza na wysokości H w °C,
t_o — temperatura powietrza przy powierzchni ziemi w °C.

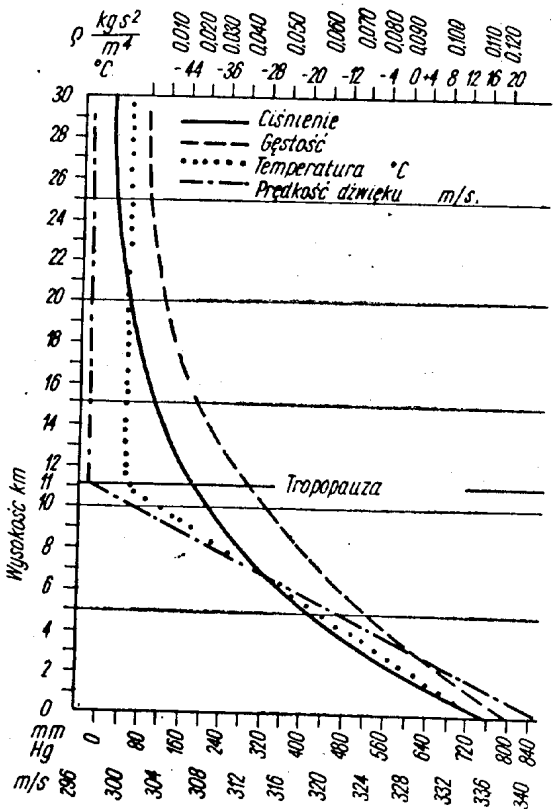
Obliczenia za pomocą tego wzoru gęstości powietrza na różnych wysokościach, przy stałych wartościach ϱ_o, p_o i T_o przy powierzchni ziemi dowodzą, że gęstość powietrza silnie maleje w miarę wzrostu wysokości.

Atmosfera standardowa jest to umownie przyjęty stan atmosfery od poziomu morza do wysokości 30 km o stałym składzie powietrza przy powierzchni ziemi oraz o stałych wartościach elementów meteorologicznych na poziomie morza. Wartości tych elementów przedstawiają się następująco: ciśnienie 760 mm Hg (1013,2 mb), wilgotność względna 0%, temperatura +15°C, a średni jej spadek 6,5°/1000 m do wysokości 11 km, czyli do tropo-

znajdź więcej na
nakolannik.pl
baza wiedzy pilota

pauzy (rys. 1-14). Powyżej 11 km, w dolnej stratosferze, przyjęto jako stałą temperaturę −56,5°C.

Wszystkie osiągi, własności lotne oraz rekordy szybowcowe i samolotowe, jakie uzyskano w warunkach rzeczywistych, przeliczane są względem atmosfery standardowej (wzorcowej), aby umożliwić porównanie ich między sobą.



Rys. 1-14. Atmosfera standardowa

Charakterystyczne wartości atmosfery wzorcowej do wysokości 20 000 m podano w tablicy 1-7.

Gęstość powietrza ϱ_H do wysokości 11 km oblicza się według wzoru:

$$\varrho_H = 0{,}125 \frac{p_H}{760} \cdot \frac{288}{273+t_h} \left[\frac{\text{kGs}^2}{\text{m}^4}\right]$$

Jak już poprzednio powiedziano, gęstość powietrza wywiera istotny wpływ na lot samolotów, a więc także i na start i lądowanie. Gdy gęstość powietrza jest mała, v

Tablica 1-7

Atmosfera wzorcowa

Wysokość h m	Temperatura t °C	Temperatura T K	Ciśnienie p mm Hg	Ciśnienie p kG/cm²	Ciśnienie p mb	Gęstość kGs²/m⁴	Prędkość dźwięku m/s	Lepkość m/s
0	+15,00	288,00	760,00	1,033	10 13,25	0,125	340,27	1,45
500	+11,75	284,75	715,99	0,973	9 54,59	0,1191	338,35	
1000	+ 8,50	281,50	674,09	0,916	8 88,70	0,1134	336,41	1,58
1500	+ 5,25	278,25	634,18	0,862	8 45,55	0,1079	334,45	
2000	+ 2,00	275,00	596,23	0,811	7 84,88	0,1027	332,50	1,71
2500	— 1,25	271,75	560,11	0,761	7 46,78	0,0976	330,53	
3000	— 4,50	268,50	525,79	0,715	7 00,99	0,0927	328,55	1,85
3500	— 7,75	265,27	493,19	0,670	6 57,57	0,0881	326,55	
4000	—11,00	262,00	462,26	0,628	6 16,28	0,0836	324,54	2,01
4500	—14,25	258,75	432,90	0,580	5 69,58	0,0792	322,13	
5000	17,50	255,50	405,09	0,551	5 40,07	0,0751	320,50	2,2
5500	—20,75	252,25	378,71	0,515	5 04,93	0,0711	318,45	
6000	—24,00	249,00	353,77	0,481	4 71,67	0,0673	316,39	2,4
6500	—27,25	245,75	330,18	0,449	4 40,20	0,0636	314,33	
7000	—30,50	242,50	307,87	0,419	4 10,46	0,0601	312,24	2,62
7500	—33,75	239,25	286,79	0,390	3 82,36	0,0568	310,14	
8000	—37,00	236,00	266,86	0,363	3 55,84	0,0536	308,03	2,89
8500	—40,25	232,75	248,13	0,337	3 30,84	0,0505	305,90	
9000	—43,30	229,50	230,45	0,313	3 07,27	0,0476	303,75	3,18
9500	—46,75	226,25	213,82	0,291	2 85,08	0,0448	301,59	
10000	—50,00	223,00	198,16	0,270	2 64,21	0,0421	299,42	3,50
11000	—56,50	216,50	169,40	0,236	2 26,17	0,0371	295,02	3,85
12000	—56,50	216,50	144,63	0,197	1 93,16	0,0317	295,02	4,51
13000	—56,50	216,50	123,65	0,168	1 64,97	0,0271	295,02	5,28
14000	—56,50	216,50	105,56	0,144	1 40,89	0,0231	295,01	6,18
15000	—56,50	216,50	90,14	0,123	1 20,32	0,0197	295,02	7,23
16000	—56,50	216,50	77,08	0,105	1 02,76	0,0169	295,02	8,47
17000	—56,50	216,50	68,83	0,089	87,76	0,0144	295,02	9,93
18000	—56,50	216,50	56,22	0,076	74,95	0,0123	295,02	11,61
19000	—56,50	216,50	48,01	0,065	64,01	0,0105	295,02	13,60
20000	—56,50	216,50	41,01	0,0556	54,67	0,0090	295,02	15,80

czas mała jest także siła nośna. Powoduje to wydłużenie rozbiegu samolotu. Podczas lądowania spadek gęstości powietrza przyczynia się do spadku oporu czołowego, toteż dobieg samolotu wydłuża się.

Zmiana gęstości powietrza wpływa znacznie bardziej na start i lądowanie samolotów odrzutowych niż samolotów

znajdź więcej na
nakolannik.pl
baza wiedzy pilota

z napędem tłokowym. Długość drogi kołowania podczas startu samolotu odrzutowego jest mniej więcej odwrotnie proporcjonalna do trzeciej potęgi względnej gęstości powietrza. Wzór na obliczenie tej drogi ma postać:

$$l_H = l_o \frac{1}{\Delta\ 3}$$

Z wzoru wynika, że start samolotu z lotniska położonego na wysokości H (l_H) jest o $^1/_3$ dłuższy od rozbiegu na lotnisku położonym na wysokości 1000 m n.p.m., gdzie $\Delta = 0{,}907$; długość rozbiegu samolotu odrzutowego zwiększy się w porównaniu z rozbiegiem na poziomie morza o 27%.

Zmiany gęstości z wysokością. Powietrze jest gazem ściśliwym, a jego warstwa przylegająca bezpośrednio do powierzchni ziemi znajduje się pod największym ciśnieniem. W normalnych warunkach pogodowych gęstość powietrza maleje wraz z wysokością. Na przykład jeśli na poziomie morza 1 m³ powietrza waży 1,3 kG, to na wysokości 12 km ta sama objętość powietrza waży już tylko 319 G, na wysokości 25 km — 45 G, a na wysokości 40 km — 4 G.

Jednak gęstość powietrza zależy nie tylko od ciśnienia, ale także od temperatury. Wpływ zmian temperatury i ciśnienia na gęstość powietrza są sobie przeciwstawne. Dlatego może się zdarzyć, że gęstość powietrza nie zmienia się wraz z wysokością oraz że gęstość, zamiast zmniejszać się wraz ze wzrostem wysokości, wzrasta. Zależy to od wartości pionowego gradientu temperatury. Średnia wartość tego gradientu wynosi 0,6°/100 m.

Jeżeli pionowy gradient temperatury jest równy 3,4°/100 m lub większy od tej wartości, gęstość powietrza wzrasta z wysokością. Taki stan atmosfery nie utrzymuje się długo — określa się go jako stan skrajnie chwiejny. Chłodniejsze powietrze będzie opadać ku dołowi, a bardziej ciepłe — unosić się do góry.

Zmiany ciśnienia atmosferycznego z wysokością. Wraz ze wzrostem wysokości ciśnienie atmosferyczne spada. Jest to spowodowane zmniejszaniem się w miarę wzrostu wysokości masy atmosfery. Gdyby gęstość powietrza nie zmieniała się, wówczas ciśnienie spadałoby proporcjonalnie z wysokością. Dolne warstwy powietrza mają jednak większą gęstość niż warstwy leżące wyżej, dlatego ciśnienie atmosferyczne wraz z wysokością spada nie liniowo, lecz znacznie szybciej w dolnych warstwach, a wolniej w warstwach wyżej leżących.

Jeżeli gęstość powietrza nie zmienia się z wysokością, mówi się o tzw. atmosferze jednorodnej.

Wysokość atmosfery jednorodnej H można określić za pomocą wzoru

$$H = \frac{R \cdot T}{g}$$

gdzie:

R — stała gazowa [erg/G·K],
T — temperatura bezwzględna [K],
g — przyspieszenie ziemskie [cm/s²].

W normalnych warunkach ($T = 273$ K i $g = 980{,}6$ cm/s²) atmosfera sięga do wysokości H_o:

$$H_o = \frac{2{,}87.10^6.273}{980{,}6} = 799\,100 \text{ cm} = 7991 \text{ m}$$

Można więc przyjąć, że atmosfera sięga do 8000 m; jeżeli $t \neq 0°C$ ($T \neq 273$ K), to wysokość atmosfery oblicza się ze wzoru:

$$H_t = 8000\ (1 + \alpha\ t)$$

(α — współczynnik rozszerzalności; dla powietrza $\alpha = 0{,}0036$).

Jeżeli temperatura powietrza nie zmienia się z wysokością, atmosferę nazwano izotermiczną; wysokość jej oblicza się za pomocą wzoru:

$$H_z = 18\,400\ (1 + \alpha\ t)\ \lg \frac{P_o}{P_z}$$

gdzie:

p_o — ciśnienie przy powierzchni ziemi,
p_z — ciśnienie na poziomie z,
$\alpha\ t$ — temperatura średnia dla danej warstwy.

Podane wzory nie uwzględniały wpływu wilgotności i zmiany przyciągania ziemskiego. Wartości te uwzględnia pełny barometryczny wzór Laplace'a

$$h = 18\,400\ (1 + \alpha\ t) \cdot (1 + 0{,}378 \frac{e}{p}) \cdot 1 +$$

$$+ 0{,}0026 \cos 2\varphi\ (1 + \beta_z) \lg \frac{p_p}{p_h}$$

gdzie:

— mnożnik $(1 + 0{,}0026 \cos 2\varphi)$ charakteryzuje zmiany siły przyciągania w zależności od zmiany szerokości geograficznej danego miejsca,
— mnożnik $(1 + \beta_z)$ charakteryzuje zmiany siły przyciągania w zależności od wysokości n.p.m.,
h — wysokość w metrach,
e — średnia prężność pary wodnej o rozpatrywanej warstwie,

znajdź więcej na
nakolannik.pl
baza wiedzy pilota

p — średnie ciśnienie w rozpatrywanej warstwie,
φ — szerokość geograficzna danego miejsca,
$\beta = 0{,}314 \cdot 10^{-6}$ — współczynnik dla swobodnej atmosfery,
$\beta = 0{,}196 \cdot 10^{-6}$ — współczynnik dla obszarów górzystych,
z — wysokość n.p.m. środka rozpatrywanej warstwy.

Wzór Laplace'a umożliwia dokładne obliczenie rzeczywistej wysokości lotu.

Do określania wartości zmian ciśnienia z wysokością, dla niezbyt grubych warstw, służy przybliżony wzór Babineta:

$$h = 8000 \frac{2\,(p_H - p_o)}{p_H + p_o}(1 + \alpha\, t)\ [\mathrm{m}]$$

gdzie:

p_H — wartość ciśnienia na górnym poziomie,
p_o — wartość ciśnienia na dolnym poziomie.

Za pomocą tego wzoru można określić wartość ciśnienia na poziomie lotu, jeżeli znane jest ciśnienie panujące na poziomie morza.

Zmianę ciśnienia wraz z wysokością można także scharakteryzować posługując się tzw. stopniem barycznym bądź pionowym gradientem ciśnienia.

Stopniem barycznym h' nazwana została wysokość h, na jaką należy się wznieść lub obniżyć, aby ciśnienie zmieniło się o 1 mb. Do obliczania stopnia barycznego służy wzór:

$$h' = \frac{8000}{p}(1 + \alpha\, t)\ [\mathrm{m/mb}]$$

W warunkach normalnych ($p = 1013$ mb oraz $t = 0°\mathrm{C}$) wartość stopnia barycznego wynosi

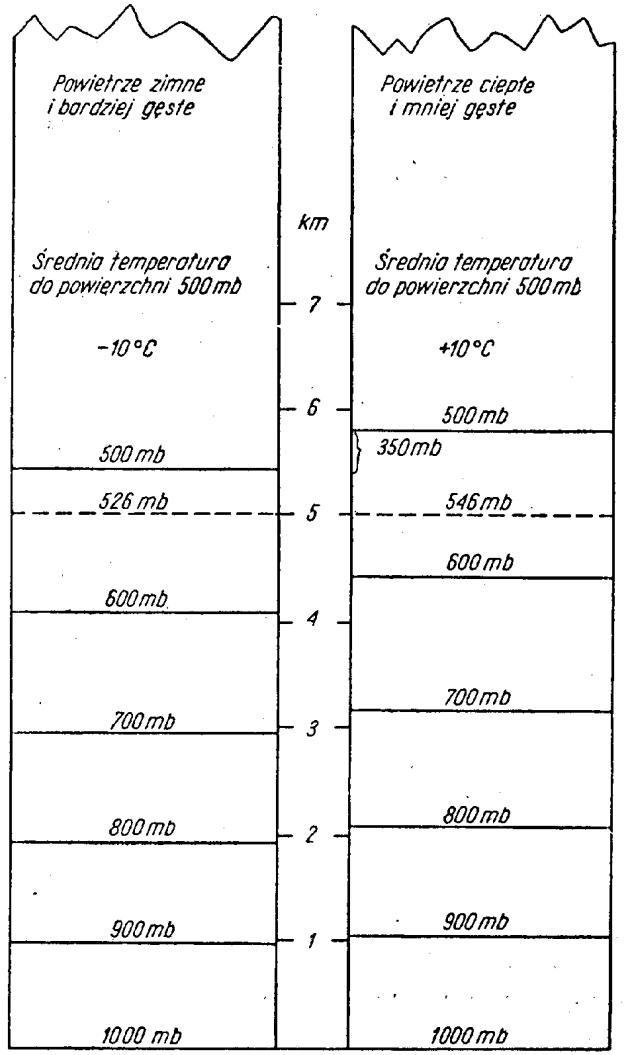
$$h' = \frac{8000}{1013} = 7{,}8\ \mathrm{m/mb}$$

Stopień baryczny rośnie w miarę zwiększania się wysokości (tabl. 1-8), przy czym w powietrzu cieplejszym jest on większy niż w powietrzu chłodnym, ciśnienie atmosferyczne wraz ze zwiększaniem się wysokości obniża się więc szybciej w powietrzu chłodnym niż ciepłym.

W przypadku dwóch mas powietrza — ciepłego i chłodnego — w których ciśnienie przy powierzchni ziemi jest jednakowe, na pewnej wysokości ciśnienie w ciepłej masie będzie wyższe niż w masie powietrza chłodnego (rys. 1-15).

Pionowy gradient baryczny G_p jest to spadek ciśnienia na jednostkę wysokości:

$$G_p = \frac{-\Delta\, p}{\Delta\, h}\ [\mathrm{mb/m}]$$



Rys. 1-15. Spadek ciśnienia w powietrzu ciepłym i zimnym

znajdź więcej na
nakolannik.pl
baza wiedzy pilota

Tablica 1-8

Zależności stopnia barycznego od temperatury i ciśnienia

Ciśnienie w mb	Temperatura w°C				
	−40	−20	0	20	40
1000	6,7	7,4	8,0	8,6	9,3
500	13,4	14,7	16,0	17,3	18,6
200	67,2	73,6	80,0	86,4	92,8

Znak minus oznacza, że gradient zorientowany jest od wyższego ciśnienia ku niższemu — czyli od powierzchni ziemi ku górze.

Ciśnienie atmosferyczne, tak przy powierzchni ziemi, jak i w wyższych warstwach, podlega ciągłym zmianom. Zmiany te mają charakter okresowy i nieokresowy. Charakter okresowy uwidocznia się w przebiegu rocznym lub sezonowym. Nieokresowe zmiany spowodowane są wędrówką ośrodków barycznych — niżów i wyżów. Szczególnie wyraźnie nieokresowe zmiany ciśnienia obserwuje się w umiarkowanych szerokościach geograficznych.

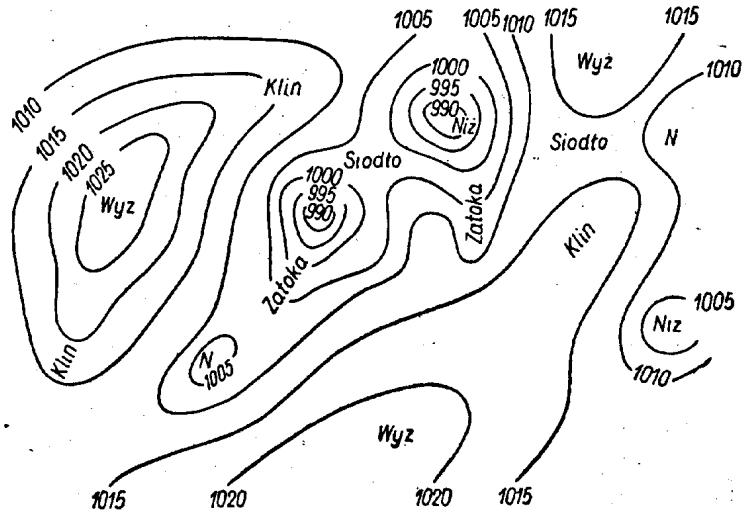
Izobary, powierzchnie izobaryczne. Rozkład ciśnienia na powierzchni ziemi przedstawia się na ogół za pomocą tzw. izobar, to jest linii łączących punkty o jednakowym ciśnieniu. Izobary wykreślone na mapie ilustrują przestrzenny rozkład ciśnienia, umożliwiający zorientowanie się co do rozmieszczenia ośrodków barycznych na analizowanym obszarze.

Izobary wykreśla się na mapach co 5 mb lub co 2 mb. Wzdłuż danej izobary ciśnienie jest zawsze jednakowe. System izobar na mapie pogody przedstawia tzw. pole ciśnienia na poziomie morza.

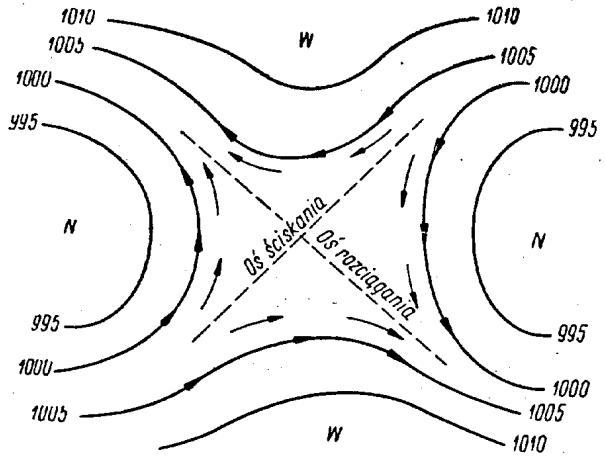
W zależności od tego, jak układa się ciśnienie na poziomie morza, kształt izobar może być bardzo różnorodny — izobary mogą być prawie proste, wygięte, zamknięte, obrysowujące różne rodzaje układów barycznych. Najważniejsze z nich to izobary wydzielające obszary o niskim ciśnieniu i obszary o wysokim ciśnieniu.

Do obszarów obniżonego ciśnienia zalicza się niż (cyklon) oraz zatokę. Na mapie niż zaznacza się izobarami zamkniętymi, przy czym ciśnienie na jego obszarze maleje od peryferii ku środkowi układu. W środku niżu na mapie pogody stawia się literę N (niż). Zatoka jest wyciągniętą częścią niżu, wzdłuż której wyraźnie zaznacza się oś zatoki. W pobliżu osi izobary mają największą krzywiznę. W zatoce często powstają niże wtórne.

Do obszarów wysokiego ciśnienia zalicza się wyż (antycyklon) oraz klin. Na mapie wyż, podobnie jak niż, stanowi obszar zamknięty izobarami. W obszarze wyżowym ciśnienie wzrasta w miarę przemieszczania się od peryferii ku środkowi. Na mapie wewnątrz wyżu stawia się literę W (wyż). Klin jest to wyciągnięta część wyżu, z wyraźną osią, wzdłuż której izobary mają największą krzywiznę (rys. 1-16).



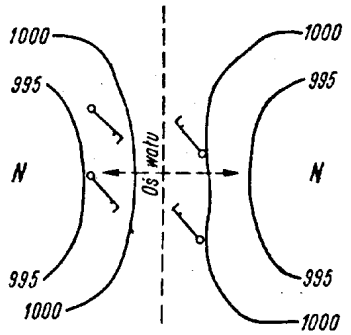
Rys. 1-16. Przykład pola barycznego



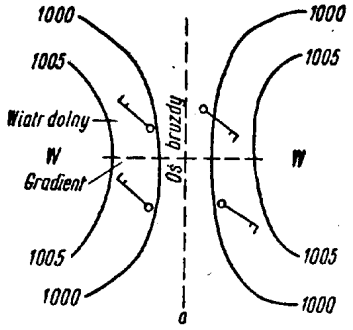
Rys. 1-17. Schemat siodła

znajdź więcej na nakolannik.pl baza wiedzy pilota

Odrębnymi układami są: siodło, wał wysokiego ciśnienia i bruzda. Siodło jest to obszar przejściowy między dwoma niżami i wyżami położonymi „na krzyż" (rys. 1-17). Wałem wysokiego ciśnienia nazywa się wąski wyciągnięty pas podwyższonego ciśnienia między dwoma ośrodkami niżowymi (rys. 1-18). Bruzda jest to wąski pas obniżonego ciśnienia, ciągnący się między dwoma wyżami (rys. 1-19).



Rys. 1-18. Schemat wału wysokiego ciśnienia



Rys. 1-19. Schemat bruzdy

Z mapy izobar można wyznaczać również zmiany poziome ciśnienia, czyli tzw. poziomy gradient ciśnienia.

Poziomym gradientem ciśnienia G określa się różnicę ciśnień na odległości 111 km (1° na równiku). Mierzy się go wzdłuż prostopadłej wystawionej do izobar. Oblicza się go według wzoru:

$$G = -\frac{\Delta p}{\Delta n}$$

gdzie:

Δp — różnica ciśnienia,

Δn — odległość między dwiema izobarami.

Dla map synoptycznych, na których izobary wykreśla się co 5 mb

$$G = -5 : \frac{n}{111} = -\frac{5 \cdot 111}{\Delta n} \text{ [mb/stopień]}$$

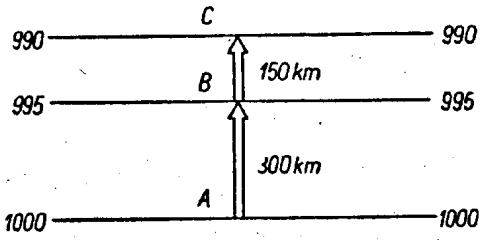
Na przykład jeśli odległość między dwiema sąsiednimi izobarami (kreślonymi co 5 mb) wynosi 150 km, wartość gradientu wyniesie

$$G = \frac{5 \cdot 111}{150} = 3{,}7 \text{ mb}$$

Jeżeli zaś odległość ta wynosi 300 km, wartość gradientu wyniesie

$$G = \frac{5 \cdot 111}{300} = 1{,}8 \text{ mb}$$

Wynika stąd, że w przypadku gdy izobary przebiegają blisko siebie (np. w niżach), wówczas gradient jest znaczny, a gdy izobary przebiegają daleko od siebie (np. w wyżach), gradient jest słaby (rys. 1-20).



Rys. 1-20. Izobary i poziomy gradient ciśnienia

Gradient jest wartością wektorową — ma swój kierunek i wartość. Zorientowany jest on zawsze od wyższego ciśnienia do niższego, a więc w wyżu skierowany jest on od środka na zewnątrz, a w niżu z zewnątrz ku jego środkowi.

Ciśnienie atmosferyczne zmienia się nie tylko w kierunku poziomym, ale także i pionowym. Wartości pionowych gradientów ciśnienia są znacznie większe w porównaniu z wartościami poziomych gradientów ciśnienia.

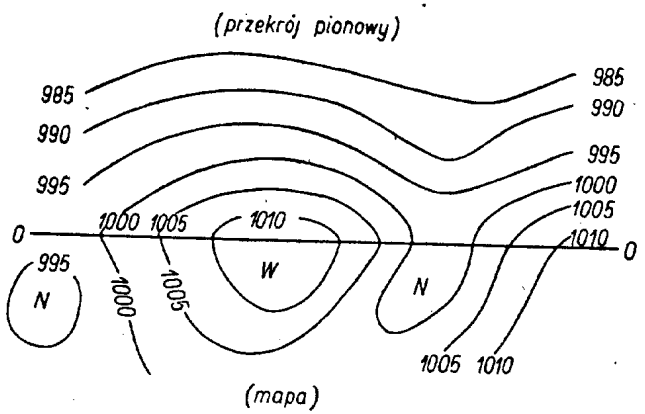
Rozkład ciśnienia w atmosferze można przedstawić za pomocą powierzchni, na których we wszystkich punktach ciśnienie jest jednakowe. Takie powierzchnie nazwano powierzchniami izobarycznymi.

Gdyby ciśnienie na poziomie morza było wszędzie jednakowe, a temperatura na wszystkich poziomach byłaby również jednakowa, to powierzchnie izobaryczne układałyby się równolegle względem siebie. Ponieważ takiego stanu praktycznie nie obserwuje się, zawsze bowiem istnieje duże zróżnicowanie w rozkładzie temperatury i ciśnienia, dlatego powierzchnie izobaryczne nachylone są względem powierzchni ziemi pod pewnym kątem i mają różne kształty. Nad jednymi obszarami wyginają się one ku ziemi, a nad innymi wyginają się ku górze, tworząc jakby doliny i góry. W niektórych miejscach przecinają się z powierzchnią ziemi. Izobary są więc liniami wyzna-

znajdź więcej na
nakolannik.pl
baza wiedzy pilota

czonymi przez przecięcie się powierzchni izobarycznych z powierzchnią ziemi (rys. 1-21).

Jak już poprzednio wspomniano, rozkład temperatury i ciśnienia w atmosferze wywiera bardzo istotny wpływ na wskazania przyrządów nawigacyjnych, a zwłaszcza na wskazania wysokościomierza. Częścią tego przyrządu reagującą na ciśnienie jest aneroid (puszki Vidiego). Każdy



Rys. 1-21
Nachylenie powierzchni izobarycznych i ich przecięcie z ziemią

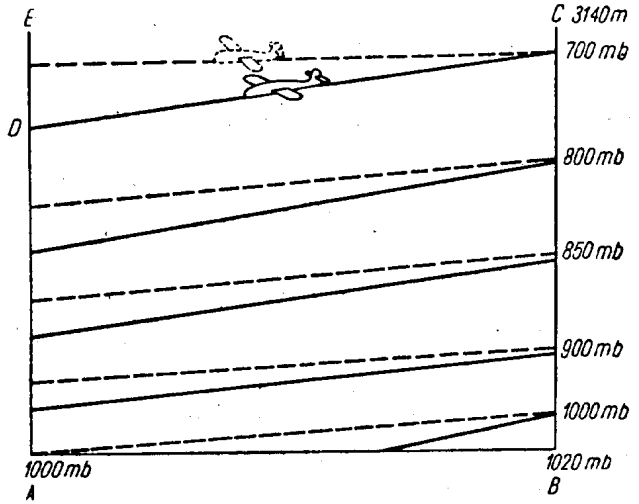
wysokościomierz ma podziałkę ciśnienia, której odczyt wyrażony w mm Hg albo w mb odpowiada wskazywanej przez przyrząd wysokości, przeliczonej w stosunku do założeń atmosfery wzorcowej.

Ponieważ rzeczywisty stan atmosfery jest zawsze różny od warunków standardowych, dlatego w celu otrzymania rzeczywistej wysokości lotu na podstawie wskazań wysokościomierza, trzeba wprowadzać do odczytu poprawki przyrządowe i metodyczne.

Poprawki przyrządowe są związane z niedokładnościami w procesie produkcji przyrządu oraz wpływem temperatury na mechanizm. Dlatego każdy przyrząd zaopatrzony jest w świadectwo (wykres, tabela), umożliwiające poprawienie odczytu.

Poprawki metodyczne służą do usunięcia błędów metodycznych, spowodowanych zmianami ciśnienia i temperatury w czasie i przestrzeni.

P r z y k ł a d. Samolot ma lecieć na wysokości 3000 m z punktu *B*, gdzie ciśnienie przy powierzchni ziemi wynosi 1020 mb, do punktu *A*, gdzie ciśnienie wynosi 1000 mb (rys. 1-22). W danym przypadku lot będzie się odbywał na poziomie powierzchni 700 mb. Jednak z uwagi na to, że powierzchnie izobaryczne nachylone są od punktu *B* do punktu *A*, pułap samolotu w miarę oddalania się od punktu *B* będzie malał. Dolatując do punktu *A* samolot znajdzie się na wysokości 2770 m zamiast 3000 m, czyli o 237 m niżej, mimo że wysokościomierz będzie wskazywał cały czas wysokość 3000 m. Na rysunku samolot zamiast lecieć wzdłuż prostej *CE*, leci wzdłuż prostej *CD*. Gdyby zaś lot odbywał się w przeciwnym kierunku, wysokościomierz wskazywałby wartości zaniżone.



Rys. 1-22. Schemat ilustrujący sposób wprowadzania poprawek do wskazań wysokościomierza

W celu otrzymania rzeczywistej wysokości samolotu nad lotniskiem docelowym do wskazań wysokościomierza trzeba wprowadzić poprawki. W tym celu otrzymuje się drogą radiową wartość ciśnienia, jakie panuje na poziomie lotniska bądź w miejscach, nad którymi odbywa się lot. Znając tę wartość oblicza się, o ile różni się ona od 760 mm Hg (1013 mb) i otrzymaną różnicę mnoży przez wartość stopnia barycznego. Wynik tego mnożenia stanowi poprawkę do wskazań wysokościomierza. Wartość jej może być dodatnia lub ujemna. Jeżeli lot odbywa się w kierunku niższego ciśnienia, poprawka ma znak ujemny, a jeśli odbywa się on w kierunku wyższego ciśnienia — dodatni.

O tym, czy wysokościomierz wskazuje wartości zawyżone czy zaniżone, można sądzić także na podstawie kierunku wiatru względem kierunku lotu. Jeżeli wiatr uderza

znajdź więcej na
nakolannik.pl
baza wiedzy pilota

w lewą stronę samolotu, wysokościomierz wskazuje zawyżone wysokości, a gdy uderza on w prawą stronę, wskazania wysokościomierza są zaniżone (dotyczy to półkuli północnej; na półkuli południowej zależności te są odwrotne).

Na wskazania wysokościomierza ma wpływ również temperatura, ponieważ w warunkach rzeczywistych jest ona zawsze różna od wartości charakterystycznych dla atmosfery standardowej. Wartość poprawki na temperaturę można obliczyć (ale tylko w troposferze, do 11 km) według wzoru:

$$\Delta h = \frac{\Delta t_{śr}}{\Delta t_{śr}} h_p$$

gdzie:

Δh — poprawka na temperaturę,

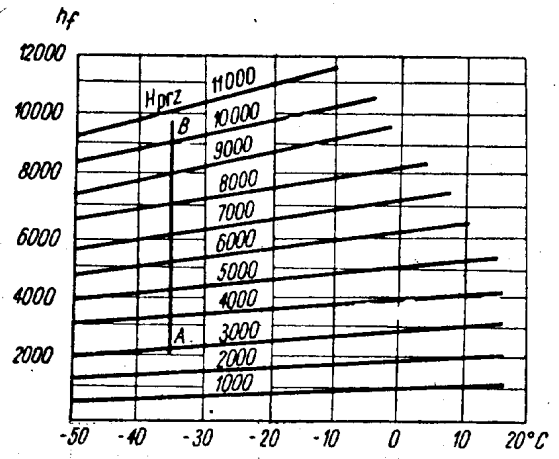
h_p — wysokość odczytana z przyrządu (w setkach metrów),

$t_{śr}$ — rzeczywista średnia temperatura powietrza,

$\Delta t_{śr}$ — różnica $t_{śr} - t^*_{śr}$, gdzie $t^*_{śr}$ jest średnią temperaturą powietrza dla atmosfery standardowej (dla warstwy sięgającej od poziomu zerowego do wysokości 11 km), obliczoną według wzoru

$$t^*_{śr} = 288 - 0{,}65 \frac{h_p}{2}$$

Poprawki temperatury są obliczane i załączane do każdego wysokościomierza w postaci tabeli lub wykresu.



Rys. 1-23. Wykres do określana poprawek temperatury, wprowadzanej do wskazań wysokościomierza

Na rysunku 1-23 przedstawiono wykres poprawki temperatury. Na osi poziomej naniesione są wartości średniej temperatury powietrza t, obliczone dla warstwy od powierzchni ziemi do poziomu lotu. Linie nachylone przedstawiają wysokość wskazywaną przez wysokościomierz h_p. Na osi pionowej odczytuje się poprawione już wartości wysokości h. Z wykresu poprawek widać, że gdy średnia temperatura warstwy powietrza jest niższa od średniej wziętej z atmosfery standardowej, wówczas rzeczywista wysokość lotu jest mniejsza od wskazywanej przez wysokościomierz. Gdy zaś średnia temperatura jest wyższa, wówczas rzeczywista wysokość jest większa od wskazywanej przez przyrząd.

Na przykład jeśli lot odbywa się na wysokości 3000 m i średnia temperatura wynosi −35°C, w takich warunkach rzeczywista wysokość lotu będzie niższa od wskazywanej prawie o 500 m. W przypadku wysokości lotu na pułapie 9000 m w podobnej temperaturze różnica ta przekroczy 600 m.

1.3.3. Poziomy ruch powietrza

Wiadomości ogólne. Przemieszczanie się powietrza względem powierzchni ziemi w kierunku poziomym nazywane jest wiatrem. Przyczyną powstawania wiatru jest nierównomierny rozkład ciśnienia na kuli ziemskiej, który z kolei uwarunkowany jest rozkładem temperatury.

Jak każdy ruch, wiatr można scharakteryzować za pomocą wektora prędkości, to jest wielkości mającej bezwzględną wartość liczbową oraz kierunek. W dalszej części niniejszych rozważań pojęciem „prędkość wiatru" będzie określana tylko bezwzględna wartość liczbowa tego wektora, a pojęciem „kierunek wiatru" — kierunek tego wektora.

Prędkość wiatru wyraża się w m/s lub km/h. Aby przeliczyć prędkość wiatru podaną w m/s na km/h, należy pomnożyć liczbę m/s przez 3,6 i odwrotnie — prędkość podaną w km/h należy podzielić przez 3,6, aby otrzymać wartość w m/s, np.:

12 m/s × 3,6 = 43,2 km/h
20 km/h : 3,6 = 5,5 m/s

Kierunek wiatru oznacza kierunek, skąd wiatr wieje. Kierunek ten można wskazać przez wymienienie punktu horyzontu, z którego wieje wiatr bądź też przez podanie kąta, jaki tworzy kierunek wiatru z południkiem danego

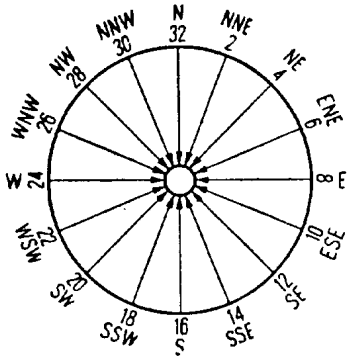
znajdź więcej na
nakolannik.pl
baza wiedzy pilota

Tablica 1-9

Meteorologiczne kierunki wiatru

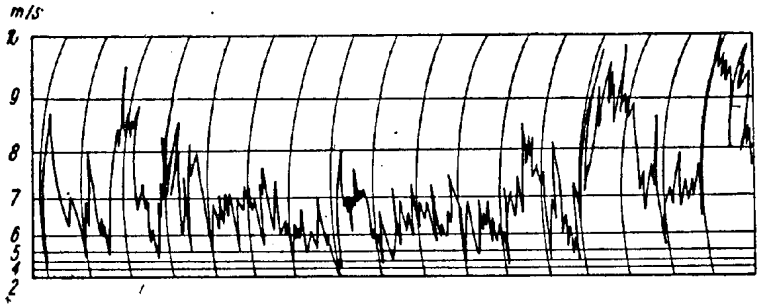
Oznaczenie	Nazwa kierunku	Stopnie kątowe	Dziesiątki stopni
N	północ	360	36
NNE	północo-północny wschód	22,5	02
NE	północny wschód	45	04
ENE	wschodnio-północny wschód	67,5	07
E	wschód	90	09
ESE	wschodnio-południowy wschód	112,5	11
SE	południowy wschód	135	14
SSE	południo-południowy wschód	157,5	16
S	południe	180	18
SSW	południo-południowy zachód	202,5	20
SW	południowy-zachód	22,5	22
WSW	zachodnio-południowy zachód	247,5	25
W	zachód	270	27
WNW	zachodnio-północny zachód	292,5	29
NW	północny-zachód	315	32
NNW	północno-północny zachód	337,5	34

miejsca — to jest jego azymut. Zasadnicze kierunki wiatru podano w tablicy 1-9. Zasadnicze kierunki stron świata przedstawiono na rysunku 1-24.



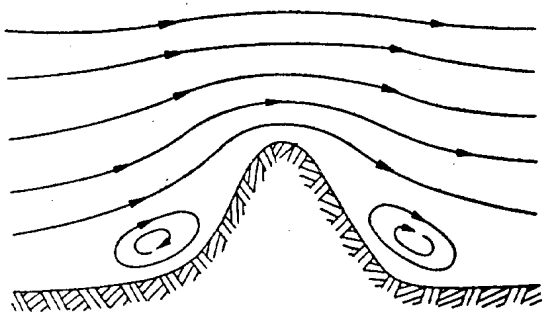
Rys. 1-24. Róża wiatrów

Zarówno kierunki, jak i prędkości wiatru oscylują wokół pewnych wartości przeciętnych, ulegając nagłym zmianom. Przyczyną tych zmian jest turbulencja. Wiatr, który charakteryzują nagłe zmiany prędkości i kierunku, nazywa się wiatrem porywistym. Jeżeli porywistość wiatru jest bardzo silna, mówi się o wietrze szkwałowym. Zapis wiatru porywistego przedstawiono na rys. 1-25. Przyrząd notujący prędkość wiatru nazywa się anemografem, a przyrząd rejestrujący prędkość i kierunek wiatru — anemorumbografem.



Rys. 1-25. Zapis porywistości wiatru

Porywistość wiatru jest szczególnie intensywna nad obszarem o urozmaiconej rzeźbie, nad lasami itp. Przyczyną tego jest zwiększona turbulencja wywołana zwiększonym tarciem o bardziej szorstkie podłoże. W przebiegu rocznym porywistość maksymalne wartości osiąga latem, a minimalne — zimą, w biegu dobowym najintensywniejsza jest w godzinach południowych, gdy rozwój konwekcji osiąga swe maksimum.



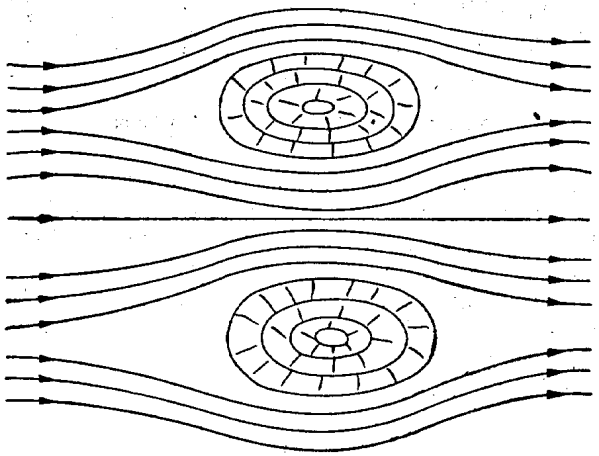
Rys. 1-26. Opływ góry przez powietrze

Szkwałami nazywane są nagłe krótkotrwałe wzrosty prędkości wiatru wraz z towarzyszącą mu nagłą zmianą kierunku. Prędkość wiatru przy szkwale może osiągnąć wartość 20÷30 m/s. Bardzo często wiatry szkwałowe towarzyszą burzom.

znajdź więcej na
nakolannik.pl
baza wiedzy pilota

Ważny wpływ na prędkość i kierunek wiatru wywierają przeszkody w postaci gór, lasu czy też budynku. Gdy powietrze na swej drodze spotyka przeszkodę, wówczas stara się ją ominąć, opływając ją z boku bądź przepływając górą, w rezultacie czego dochodzi do zmian tak prędkości, jak i kierunku wiatru (rys. 1-26). Podczas opływu przeszkody górskiej nad wierzchołkiem góry dochodzi do wzrostu prędkości wiatru, a po stronie zawietrznej i dowietrznej dochodzi do powstania wirów o osi poziomej.

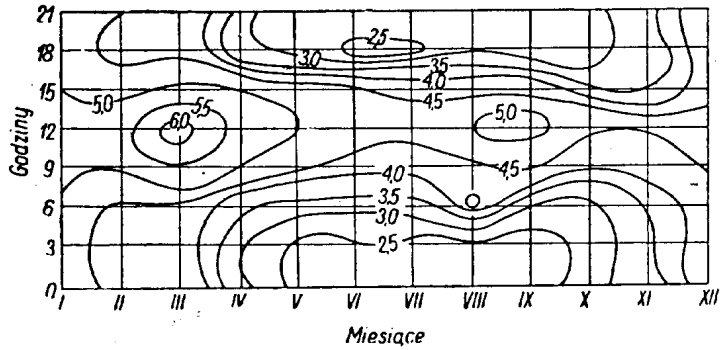
Jeżeli powietrze zmuszone jest do przepłynięcia między dwiema górami, dochodzi do zwiększenia prędkości wiatru, wywołanego zagęszczeniem linii prądów (rys. 1-27).



Rys. 1-27. Opływ dwóch wzgórz przez wiatr

Gdy wiatr spotyka na swej drodze duży kompleks leśny, prąd powietrza ulega rozbiciu — jedna jego część przepływa nad lasem i opada po stronie przeciwnej lasu, druga część przenika w głąb lasu i ulega znacznemu wyhamowaniu. Nad lasem dochodzi przy tym do rozwoju silnej turbulencji.

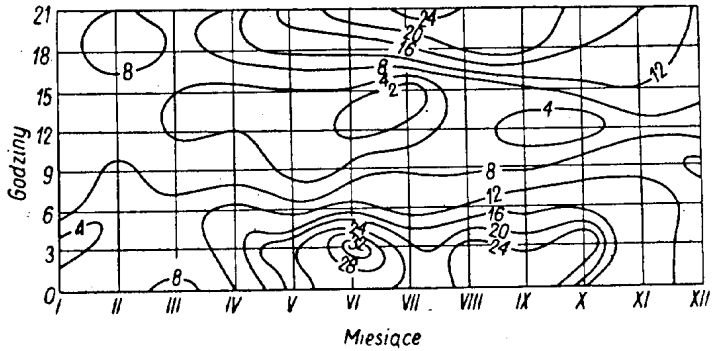
Na rysunkach 1-28 oraz 1-29 scharakteryzowano rozkład średnich prędkości wiatru w przebiegu rocznym dla ośmiu terminów obserwacji oraz podano częstość (%) cisz notowaną każdego miesiąca w określonym terminie obserwacyjnym. Do wykreślenia tych rysunków posłużono się tzw. metodą izoplet. Na wykres naniesiono średnie prędkości wiatru zanotowane danego miesiąca w określonym terminie. Linie łączące punkty o jednakowych wartościach prędkości wiatru — np. 0,5 m/s, 1 m/s itp. — tworzą układ izoplet. Z tak sporządzonego rysunku można wyznaczyć prędkość wiatru dla dowolnej chwili doby w poszczególnych miesiącach.



Rys. 1-28. Izoplety średniej prędkości wiatru dla stacji Warszawa-Okęcie

Wykreślone na rysunku 1-28 izoplety średnich prędkości wiatru (wykreślono je w 0,5 m/s) wykazują, że najwyższe średnie prędkości notuje się w godzinach południowych (czas GMT), a najniższe — w okresie nocy. Charakterystyczne jest przy tym to, że średnie prędkości wiatru w nocy są latem mniejsze niż zimą.

Uzupełnieniem wiadomości o średniej prędkości wiatru są izoplety częstości cisz w poszczególnych terminach



Rys. 1-29. Izoplety średniej częstości cisz dla stacji Warszawa-Okęcie

w przebiegu rocznym za ten sam okres, przedstawione na rys. 1-29. Rysunek wskazuje, jak często w czasie dokonywania obserwacji wiatru panowały cisze. Izoplety częstości

znajdź więcej na
nakolannik.pl
baza wiedzy pilota

cisz wykreślono co 2%. Analizując ten rysunek łatwo zauważyć, że najrzadziej cisze notuje się w godzinach południowych, szczególnie w okresie lata (od 1 do 4%). Najczęściej zaś występują one w godzinach porannych, dochodząc w czerwcu do 33%. Charakterystyczne jest także to, że w okresie zimy częstość cisz jest znacznie mniejsza niż latem.

Siły działające na wiatr. Na przemieszczające się, wskutek poziomego ruchu powietrza, cząsteczki powietrza wywierają wpływ różne siły: siła gradientu barycznego, siła odchylająca obrotu kuli ziemskiej, siła odśrodkowa i siła tarcia.

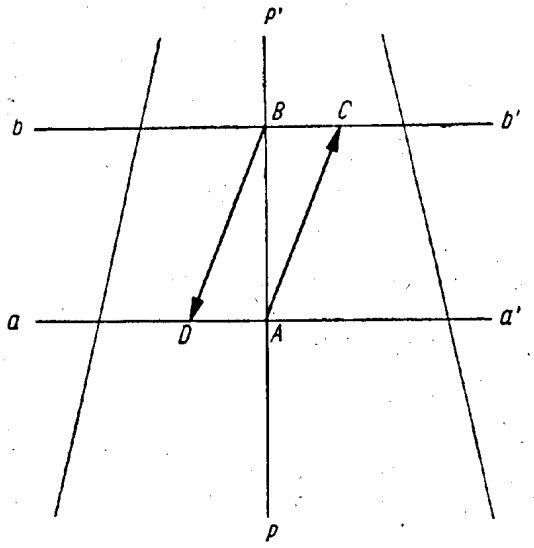
Siła gradientu barycznego G (czyli poziomy gradient baryczny) jest tą bezpośrednią siłą, która zapoczątkowuje ruch mas powietrza. Wartość siły G jest wprost proporcjonalna do wartości gradientu ciśnienia $\frac{\Delta p}{\Delta n}$ i odwrotnie proporcjonalna do gęstości powietrza (ϱ). Można to napisać w postaci wzoru:

$$G = \frac{1}{\varrho} \frac{\Delta p}{\Delta n}$$

Z wzoru tego widać, że przy jednakowej wartości poziomego gradientu ciśnienia powietrze ciepłe, a więc mniej gęste, będzie się przemieszczało z większą prędkością niż gęściejsze chłodne powietrze. Kierunek działania siły poziomego gradientu ciśnienia jest zgodny z kierunkiem działania samego gradientu i dlatego gdyby na cząsteczkę powietrza działała tylko ta siła, wówczas cząsteczka przemieszczałaby się prostopadle do izobar w kierunku niższego ciśnienia. W warunkach naturalnych takiego ruchu nie obserwuje się. Z chwilą bowiem gdy rozpocznie się ruch cząsteczki powietrza, zaczynają na nią działać także pozostałe, wymienione już siły, omówione poniżej.

Siła odchylająca obrotu Ziemi (siła Coriolisa). Jak wiadomo, glob ziemski w ciągu 24 godzin wykonuje jeden obrót dookoła swej osi pionowej. Wszystkie więc punkty położone na poszczególnych równoleżnikach wykonują w ciągu tego czasu pełen obrót dookoła osi ziemskiej. Z uwagi na to, że glob ziemski ma kształt spłaszczonej kuli, obwody poszczególnych równoleżników nie są sobie równe; największy obwód ma równik, a w miarę oddalania się od równika ku biegunom obwody równoleżników stają się coraz mniejsze. Z tego powodu punkt położony w wyższych szerokościach będzie się poruszał wolniej niż punkt położony na równoleżniku większym (tzn. w niższych szerokościach geograficznych).

Rysunek 1-30 umożliwia przeanalizowanie ruchu cząsteczki, która zmierza z południa na północ i z północy na południe. Z punktu A na równoleżniku a-a' cząsteczka rozpoczęła ruch ku północy. Gdyby Ziemia się nie obracała,



Rys. 1-30. Zboczenie wiatru wywołane wpływem siły Coriolisa

cząsteczka ta przemieszczałaby się wzdłuż południka P-P' i trafiłaby do punktu B. Jednak cząsteczka będzie jeszcze w punkcie A brała udział w ruchu dobowym Ziemi z prędkością charakterystyczną dla równoleżnika a-a' i wskutek bezwładności zachowuje przez pewien czas tę prędkość ruchu. W wędrówce swej ku północy wchodzi na równoleżniki, których punkty obiegają Ziemię z coraz do mniejszą prędkością i dlatego nasza cząsteczka będzie wyprzedzała punkty, do których dotarłaby, gdyby Ziemia się nie obracała. Wobec tego po upływie pewnego czasu zamiast trafić do punktu B, cząsteczka trafia do punktu C, położonego na prawo (na wschód) od punktu B.

Gdyby zaś wyodrębniona przez nas cząsteczka przemieszczała się z N do S z punktu B położonego na równoleżniku b-b', wówczas nastąpiłoby nie wyprzedzanie, lecz opóźnienie ruchu, a cząsteczka zamiast trafić do punktu A, trafiłaby do punktu D, położonego na lewo (zachód) od punktu A.

znajdź więcej na
nakolannik.pl
baza wiedzy pilota

Wynika z tego, że każdy ruch odbywający się w kierunku południkowym (na półkuli północnej) zostaje odchylany na prawo. Na półkuli południowej ruch odchylany bywa w lewo. Siła powodująca to odchylenie jest siłą fikcyjną — odchylenie to jest pozorne i wynika z tego, że wszystkie ruchy na powierzchni ziemi rozpatruje się w stosunku do tej powierzchni jako ruchy bezwzględne, w rzeczywistości zaś są to ruchy względne, gdyż sama Ziemia znajduje się w ruchu. Odchylenie ruchu w odniesieniu do południka wywołane jest nie zboczeniem samego ruchu ciała, lecz ruchem samego południka.

Siłę powodującą to odchylenie nazwano siłą Coriolisa. Oblicza się ją ze wzoru:

$$A = 2\omega \cdot v \cdot \sin \varphi$$

gdzie:

A — siła Coriolisa,
ω — prędkość kątowa obrotu Ziemi,
v — prędkość przemieszczania się cząsteczki,
φ — szerokość geograficzna.

Siła Coriolisa wpływa na kierunek wiatru, a nie na jego prędkość.

Siła odśrodkowa. Podczas ruchu cząsteczki powietrza wzdłuż torów krzywoliniowych działa także siła odśrodkowa F. Siłę odśrodkową oblicza się ze wzoru:

$$F = \frac{v^2}{r} \ [\mathrm{cm/s^2}]$$

gdzie:

v — prędkość przemieszczania się cząsteczki,
r — promień krzywizny toru.

Z uwagi na to, że promień krzywizny toru, po jakim przemieszcza się cząsteczka, jest mały (od 1/100 do 1/1000 $\mathrm{km^{-1}}$), wartość siły odśrodkowej jest bardzo mała, 10÷100 razy mniejsza od wartości siły Coriolisa. Jednak przy dużych prędkościach wiatru i małych promieniach krzywizny wartość tej siły może być większa od wartości siły gradientu barycznego. Siła ta zorientowana jest zawsze wzdłuż promieni toru w kierunku jego wypukłości.

Siła tarcia. Na ruch wyodrębnionej cząsteczki powietrza (czy też masy powietrza) istotny wpływ wywiera także siła tarcia. Siła ta wpływa tak na kierunek, jak i na prędkość wiatru, mianowicie prowadzi ona do zmniejszenia prędkości oraz odchyla ruch cząsteczek o 30°. Działanie siły tarcia ograniczone jest do warstwy o grubości 500÷1000 m (warstwa tarcia). Tarcie należy rozpatrywać jako wspólne działanie tarcia zewnętrznego, wywołanego hamującym wpływem podłoża, i tarcia wewnętrznego, czyli lepkości.

Wartość siły tarcia zewnętrznego R jest proporcjonalna do prędkości wiatru i skierowana jest w stronę przeciwną do kierunku ruchu.

Możemy ją wyrazić wzorem:

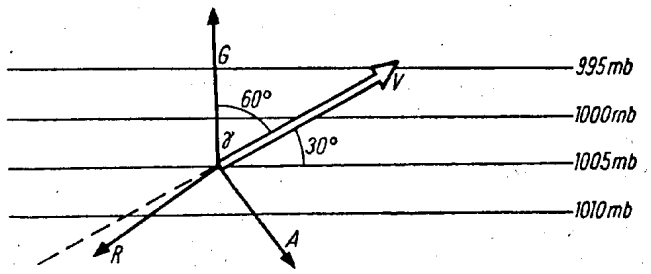
$$R = -k \cdot v$$

gdzie:

v — prędkość wiatru,
k — współczynnik tarcia.

Znak minus wskazuje, że siła tarcia działa w stronę odwrotną od kierunku ruchu. Wartość współczynnika k waha się od $1{,}2 \cdot 10^{-4}$ do $0{,}2 \cdot 10^{-4}$ i zależy od charakteru podłoża (np. nad oceanem k jest cztery razy mniejszy niż nad lądem).

Działanie wewnętrznego tarcia polega na tym, że sąsiednie warstwy powietrza (cząsteczki) poruszające się z różnymi prędkościami oddziałują wzajemnie na siebie. Turbulencyjne mieszanie prowadzi do przemieszczania się mas powietrza z jednej warstwy do drugiej, w wyniku czego zachodzi wymiana ruchu (pędu), co prowadzi do stopniowego zmniejszenia prędkości ruchu w wyższych warstwach i zwiększenia w warstwach niższych.



Rys. 1-31. Siły działające na wiatr

Tarcie wywołane turbulencją nazwane zostało turbulencyjnym. Siła tarcia turbulencyjnego jest wiele tysięcy razy większa od siły tarcia wewnętrznego (cząsteczkowego).

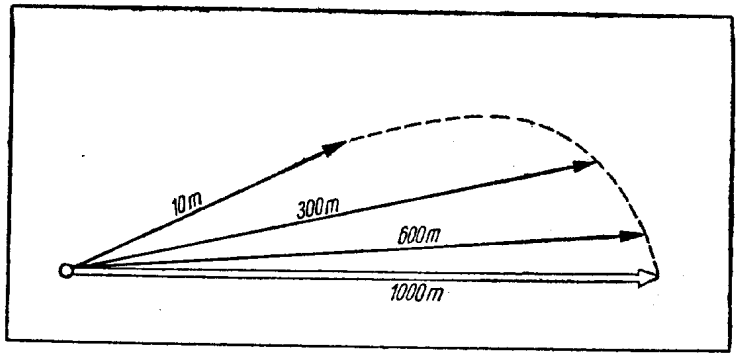
Na rysunku 1-31 przedstawiono wpływ wszystkich omówionych sił na wiatr. W wyniku współdziałania tych sił wiatr nie wieje zgodnie z kierunkiem gradientu barycznego G, lecz odchyla się od niego pod pewnym kątem α. Na rysunku wektor G skierowany jest pod kątem prostym

znajdź więcej na
nakolannik.pl
baza wiedzy pilota

względem izobar, wektor A — pod kątem prostym względem kierunku wiatru V, a wektor R (tarcie) — w stronę przeciwną do kierunku wiatru z niewielkim odchyleniem w prawo.

Z podanego rysunku widać, że wiatr odchyla się od gradientu barycznego średnio pod kątem 60°, a kąt między kierunkiem wiatru a izobarą wynosi 30°.

Ze wzrostem wysokości zwiększa się w warstwie tarcia prędkość wiatru. Zmiany prędkości i kierunku wiatru wraz z wysokością można przedstawić za pomocą tzw. hodografu — krzywej łączącej końce wektorów, wyprowadzonych ze wspólnego punktu początkowego. Krzywą tę na-



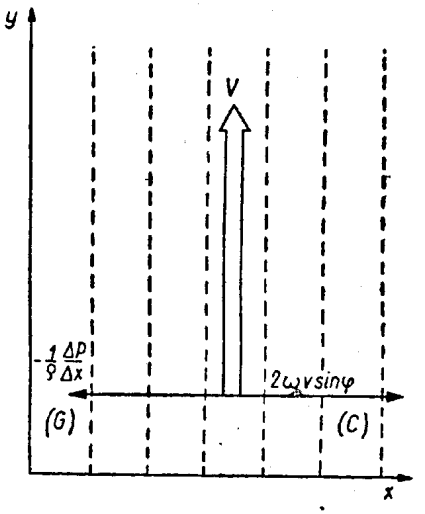
Rys. 1-32. Spirala Ekmana (prędkość i kierunek wiatru na różnych wysokościach)

zwano spiralą Ekmana (rys. 1-32). Powyżej warstwy tarcia zmiany wiatru zależą w zasadzie od rozkładu temperatury.

Wiatr gradientowy. Na rysunku 1-33 przedstawiono schematycznie sytuację, w której ruch powietrza jest prostoliniowy i pod wpływem tylko siły gradientu i siły Coriolisa; w takim przypadku ruch powietrza jest jednostajny (stacjonarny), tzn. odbywa się bez przyspieszeń. W przypadku takiego ruchu siły wywołujące go powinny się równoważyć. Wektory tych sił zorientowane są wzdłuż jednej prostej, lecz działają w przeciwnych kierunkach. Siła gradientu zorientowana jest ku niższemu ciśnieniu, siła zaś Coriolisa — pod kątem prostym względem wektora wiatru. Ruch powietrza musi się odbywać wówczas równolegle do izobar, pozostawiając niskie ciśnienie po lewej stronie. Ruch taki nazwano wiatrem gradientowym.

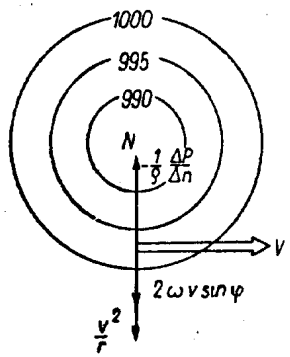
W przypadku izobar krzywoliniowych (bądź okrągłych) ruch powietrza będzie się odbywał wzdłuż torów krzywo-

liniowych. Przy takim ruchu oprócz siły gradientu i siły Coriolisa do głosu dochodzi siła odśrodkowa. Działanie wszystkich sił w przypadku izobar zamkniętych, w wyżu

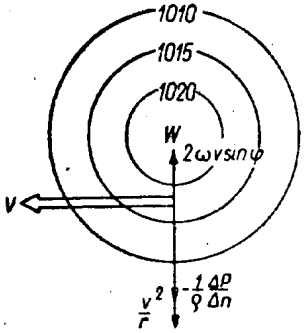


Rys. 1-33
Wiatr gradientowy

i niżu, przedstawiono na rys. 1-34 oraz 1-35. Wynika z niego, że siła gradientu barycznego G w niżu zorientowana jest ku środkowi ośrodka, a siła Coriolisa ku peryferiom,



Rys. 1-34
Wiatr gradientowy w niżu



Rys. 1-35
Wiatr gradientowy w wyżu

podobnie jak i siła odśrodkowa. Obie ostatnie siły równoważą siłę gradientu barycznego, co można zapisać

$$G = A + C$$

W wyżu siła gradientu barycznego zorientowana jest odwrotnie niż w niżu, tzn. ku środkowi, i razem z siłą od-

znajdź więcej na
nakolannik.pl orologia
baza wiedzy pilota

środkową równoważy siłę Coriolisa, która zorientowana jest do środka wyżu. W tym przypadku możemy napisać, że:

$$A = C + G \qquad \text{lub} \qquad G = A - C$$

Wiatr gradientowy obserwowany w przypadku izobar prostoliniowych nazwano wiatrem geostroficznym, a w przypadku izobar krzywoliniowych — wiatrem geocyklostroficznym.

Prędkość wiatru geostroficznego można obliczyć z wzoru:

$$V = \frac{4{,}8}{\sin \varphi} \cdot G$$

gdzie:

φ — szerokość geograficzna,
G — gradient baryczny.

Z wzoru tego wynika, że prędkość wiatru geostroficznego jest wprost proporcjonalna do gradientu barycznego i odwrotnie proporcjonalna do szerokości geograficznej. Przy tej samej wartości gradientu barycznego prędkość tego wiatru będzie różna w różnych szerokościach geograficznych. W tablicy 1-10 podano stosunek prędkości wiatru

Tablica 1-10

Stosunek prędkości wiatru do gradientu ciśnienia zależnie od szerokości geograficznej

φ	10°	20°	30°	40°	50°	60°	70°	80°	90°
$\frac{V}{G}$	27,4	14,0	9,5	7,4	6,2	5,6	5,1	4,9	4,8

do wartości gradientu barycznego w różnych szerokościach geograficznych.

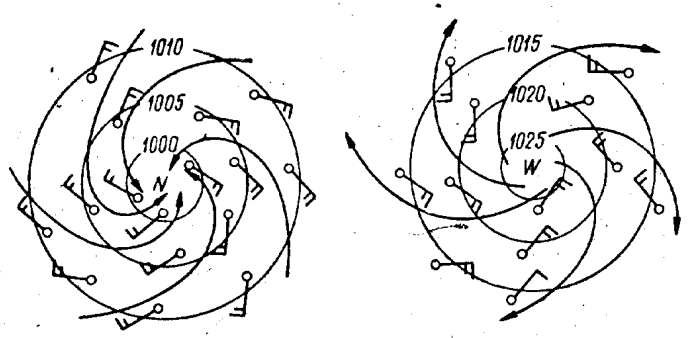
Z tablicy tej wynika, że gdy na przykład $\varphi = 50°$, $G = 3$ mb/111 km, to prędkość wiatru geostroficznego powinna wynosić $3 \cdot 6{,}2 = 18{,}6$ m/s, a jeśli $\varphi = 30°$, to $3 \cdot 9{,}5 = 28{,}5$ m/s. Można stąd wysnuć wniosek, że przy tej samej wartości gradientu barycznego prędkość wiatru geostroficznego w niskich szerokościach geograficznych będzie większa niż w szerokościach wysokich.

Istotny wpływ na wartości wiatru geostroficznego wywiera także i gęstość powietrza (np. w naszych szerokościach geograficznych prędkość tego wiatru latem jest około 10% większa niż zimą).

W praktyce synoptycznej prędkość wiatru geostroficznego wyznacza się za pomocą specjalnych linijek gradientowych.

Linie prądów. Podobnie jak każdy inny wektor, wiatr można przedstawić w postaci strzałki, której długość charakteryzuje wartość liczbową prędkości, a kierunek — ten kierunek, w którym wiatr wieje. Przestrzenny rozkład wiatru jest więc polem wektorowym. Najbardziej poglądowo można przedstawić to pole za pomocą linii prądów — podobnie jak pole magnetyczne charakteryzuje się liniami sił magnetycznych.

W każdym punkcie pola, dla którego wiatr jest znany, kreśli się strzałkę zorientowaną w kierunku, dokąd wieje wiatr. Następnie kreśli się na mapie linie prądu w ten sposób, aby kierunek wiatru w każdym punkcie pola pokrywał się z kierunkiem stycznej do linii prądu przechodzącej przez ten punkt. Linie prądu wykreśla się tym bliżej siebie, im większa jest prędkość wiatru. Otrzymany w ten sposób układ linii orientuje, jak przemieszcza się w danej chwili masa powietrza nad danym obszarem.

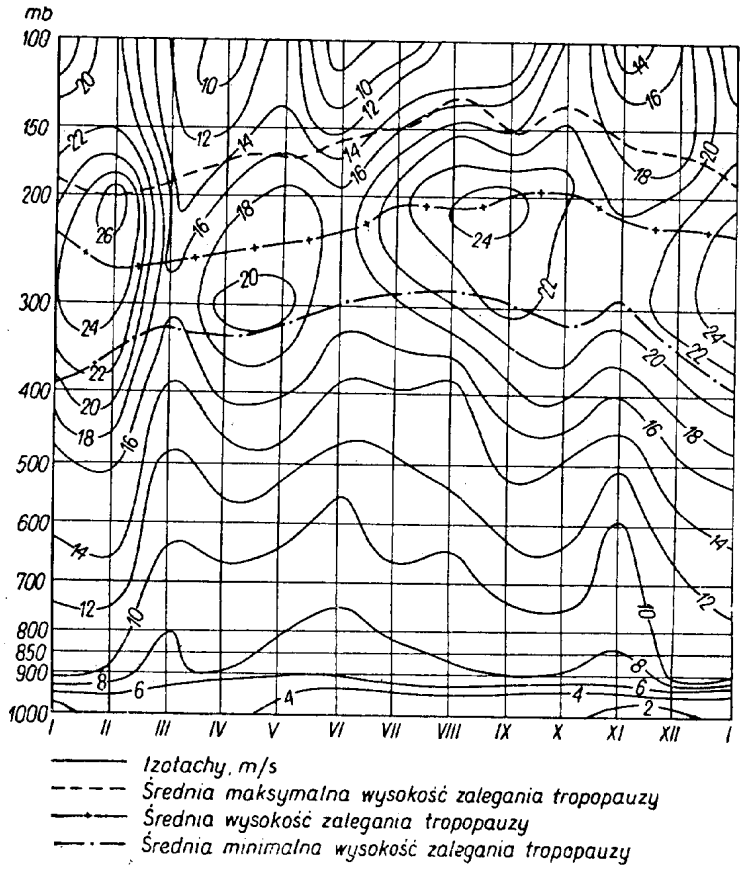


Rys. 1-36. Linie prądów w niżu i wyżu

Na mapie linii prądów można wyróżnić obszary, w których linie prądu zbliżają się do siebie — takie obszary nazywane są obszarem zbieżności linii prądów lub obszarem konwergencji. Te zaś miejsca, w których linie prądu rozchodzą się od siebie, nazywane są obszarami rozbieżności lub dywergencji. Najbardziej typowym obszarem rozbieżności jest ośrodek wyżowy, a zbieżności — ośrodek niżowy. Schematycznie przedstawiono to na rysunku 1-36. Z rysunku tego wynika bardzo ważne stwierdzenie, a mianowicie: w wyżu powietrze przemieszcza się zgodnie z ruchem wskazówek zegara, w niżu zaś — w kierunku przeciwnym.

znajdź więcej na
nakolannik.pl
baza wiedzy pilota

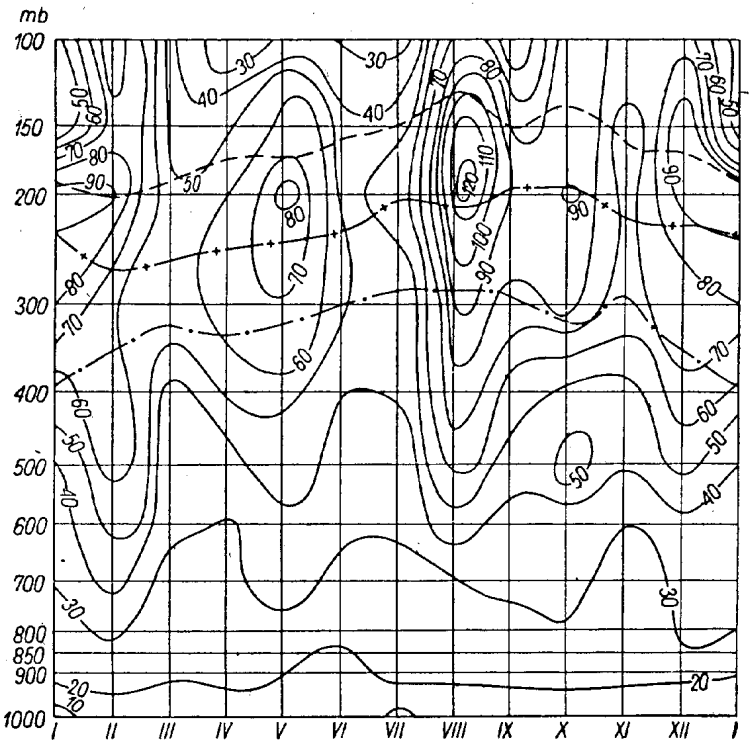
Wiatr górny. W miarę wzrostu wysokości słabnie wpływ podłoża na wiatr. Praktycznie powyżej 1000 m wpływ ten zanika zupełnie i prędkość wiatru stopniowo zwiększa się. Prędkość wiatru w troposferze zwiększa się do poziomu tropopauzy, następnie notuje się zmniejszenie się prędkości wiatru i ponowne jego zwiększanie się w wyższych warstwach atmosfery.



Rys. 1-37. Roczny przebieg średniej prędkości wiatru na różnych poziomach nad Legionowem

Rozkład średniej prędkości wiatru wraz z wysokością dla Legionowa przedstawiono na rys. 1-37. Częstości obliczone zostały przez autora i dotyczą lat 1956—60. Na rysunku tym przedstawiono rozkład średniej prędkości wiatru na głównych powierzchniach izobarycznych od podłoża do wysokości 100 mb. Linie łączące punkty o jednakowej prędkości nazywane są izotachami. Na rysunku wykreślano je co 2 m/s. Oprócz izotach, za pomocą linii przerywanych przedstawiono średnie oraz skrajne położenie tropopauzy.

Z rysunku 1-37 wynika, że największe prędkości wiatru notuje się w okresie zimy (XII—I—II). Znacznie mniejsze prędkości na tych samych powierzchniach izobarycznych występują latem. Na przykład w styczniu na powierzchni 500 mb średnia prędkość wynosi 18 m/s, a w lipcu — 11,9 m/s.



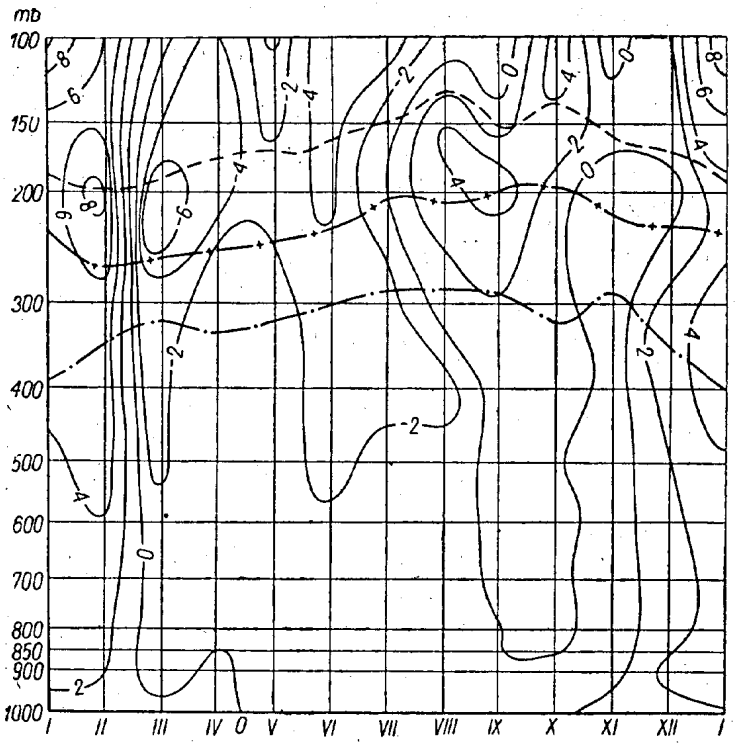
Rys. 1-38. Roczny przebieg wiatru maksymalnego na różnych poziomach nad Legionowem

Największe średnie prędkości wiatru notuje się w warstwie 300÷200 mb, a więc w przedziale wysokości, w jakich może występować tropopauza (linie przerywane). Jest to poziom występowania tzw. jet-streamu (prądu strumieniowego), a więc strumieni wiatru o bardzo dużych prędkościach występujących zazwyczaj tuż poniżej tropopauzy. W omawianej warstwie największe prędkości wiatru wy-

znajdź więcej na
nakolannik.pl
baza wiedzy pilota

stępują w lutym (28 m/s) oraz we wrześniu (25,8 m/s). Dalej wraz ze wzrostem wysokości prędkości średnie wiatru maleją. Na podstawie rysunku 1-36 można stwierdzić, że na tym samym poziomie (powierzchni izobarycznej) średnie prędkości wiatru w okresie lata są mniejsze niż zimą.

Na rysunku 1-38 przedstawiono rozkład maksymalnych prędkości wiatru na tych samych powierzchniach izobarycznych (dla Legionowa za lata 1956—60 — wg autora).

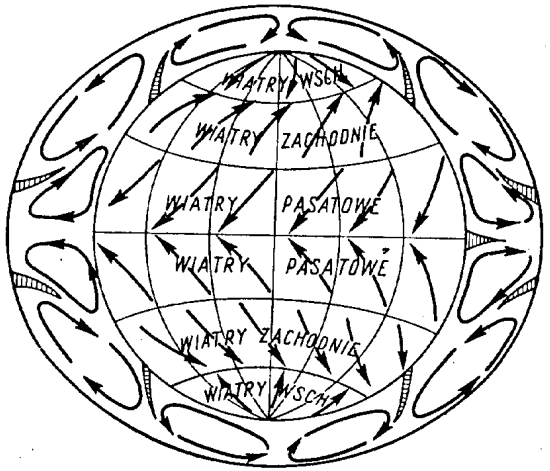


Rys. 1-39. Przeciętne odchylenia prędkości wiatru od wartości średniej rocznej

W ogólnym zarysie obraz izotach maksymalnych prędkości podobny jest do izotach wartości średnich (rys. 1-36). Zasadniczą różnicą jest to, że maksymalne wartości prędkości wiatru wystąpiły w okresie lata (w sierpniu 120 m/s) na poziomie 200 mb. Podobnie jak na poprzednim rysunku, najwyższe wartości wiatru maksymalnego występują w obszarze tropopauzy. Liniami przerywanymi zaznaczono na rysunku najniższe (dolne linie) i najwyższe (górne linie) położenie tropopauzy.

Na rysunku 1-39 przedstawiono przeciętne odchylenie prędkości wiatru od jego wartości średnich rocznych na poszczególnych poziomach izobarycznych.

Analiza rozkładu izolinii wykazuje, że w okresie zimy odchylenia te są dodatnie, dochodzą do wartości +8 m/s (luty), a w półroczu letnim — ujemne; oznacza to, że zimą prędkości wiatru są większe od średnich rocznych, a latem mniejsze. W półroczu letnim dodatnie odchylenia spotyka się w sierpniu i wrześniu, ale jedynie w wyższych warstwach (powyżej 400 mb), a więc w obszarze występowania tropopauzy i jet-streamu. Grubszą linią na rysunku przedstawiono odchylenie zerowe.



Rys. 1-40. Schemat ogólnej cyrkulacji atmosfery

Ogólna cyrkulacja atmosfery. Ogólną cyrkulacją atmosfery nazwany jest układ wielkoskalowych prądów powietrza nad powierzchnią kuli ziemskiej. Są to więc prądy powietrza, które pod względem swych rozmiarów są porównywalne z wielkimi obszarami lądów i mórz.

Dzięki prądom ogólnej cyrkulacji atmosfery odbywa się wymiana mas powietrza między różnymi szerokościami geograficznymi — nawet bardzo odległych od siebie.

Na ogólną cyrkulację atmosfery działają następujące czynniki:

— nierównomierny rozkład promieniowania słonecznego w różnych strefach szerokościowych,
— obrót kuli ziemskiej dookoła osi,

znajdź więcej na
nakolannik.pl
baza wiedzy pilota

— niejednorodność podłoża, tzn. jego rozczłonkowanie na oceany i kontynenty.

Schemat ogólnej cyrkulacji atmosfery przedstawiono na rysunku 1-40. Wynika z niego, że w strefie równikowej silnie nagrzane powietrze unosi się ku górze i odpływa górą na północ i południe. Przemieszczając się dalej przyjmuje ono kierunek SW i W na półkuli północnej i NW i W na półkuli południowej. Część przemieszczającego się powietrza zaczyna opadać w szerokościach zwrotnikowych (30÷40° N i S), dając początek wyżom zwrotnikowym (dynamicznym). Z powstałych wyżów część powietrza zaczyna odpływać ku równikowi. W wyniku działania siły Coriolisa prądy tego powietrza na półkuli północnej zostają odchylone w prawo i docierają do strefy równikowej jako wiatry NE, a na półkuli południowej — odchylone w lewo — docierają do równika jako wiatry SE. Wiatry te nazwano pasatami. Wyróżniają się one swoją stałością w ciągu całego roku. Między pasatami półkuli północnej i południowej występuje wąska strefa słabych wiatrów, nazywana często strefą ciszy.

Przeciwieństwem tych ogniw cyrkulacji jest cyrkulacja w okolicy biegunów. Wychłodzone nad tymi obszarami masy powietrza osiadają i płyną na półkuli północnej, odchylone w prawo, jako wiatry NE, a na półkuli południowej — odchylone w lewo, jako wiatry SE, docierając do 60° szerokości geograficznych obu półkul.

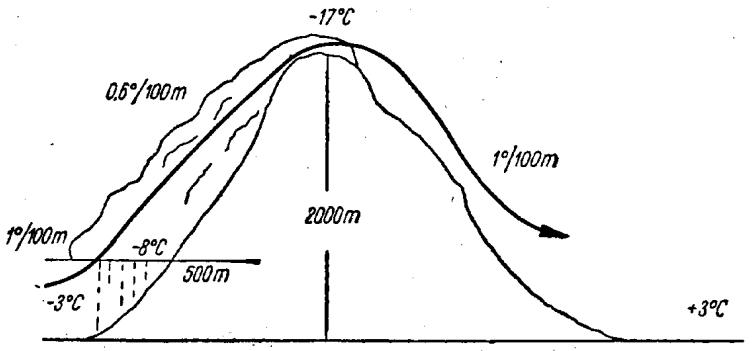
Między ogniwami cyrkulacji pasatowej i okołobiegunowej istnieje oddzielna komórka cyrkulacji, w której przeważającymi kierunkami wiatru są kierunki zachodnie, zaznaczające się szczególnie wyraźnie w wyższych warstwach. Cechą charakterystyczną tej strefy jest częste tworzenie się i przemieszczanie się ośrodków niskiego i wysokiego ciśnienia.

Częste wędrówki ośrodków barycznych powodują, że w strefie tej odbywa się bardzo intensywna południkowa wymiana mas powietrza między różnymi strefami szerokościowymi. Powoduje to, że w umiarkowanych szerokościach geograficznych wiatry wieją z różnych kierunków, z tym że najczęściej reprezentowane są kierunki zachodnie. Częste wędrówki ośrodków barycznych prowadzą do cyrkulacji południkowej, która kieruje do umiarkowanych szerokości geograficznych masy powietrza arktycznego i zwrotnikowego. To z kolei jest przyczyną nagłych zmian warunków pogodowych, występowania fal ciepła i chłodu.

Wiatry lokalne. Do wiatrów lokalnych, rozwijających się na niewielkich obszarach, zalicza się wiatr halny (fen), bryzę morską i lądową oraz wiatr gór i dolin (bryzę górską).

Wiatrem halnym nazwano ciepły i suchy wiatr wiejący z gór. Do rozwoju jego dochodzi wówczas, gdy po obu stronach łańcucha górskiego panują różnice ciśnienia. W takim przypadku powietrze zmuszone jest do przepłynięcia ponad grzbietami gór, z obszaru o wyższym ciśnieniu do obszaru o ciśnieniu niższym. Po przeciwległym stoku powietrze opadając w dół ulega sprężeniu i ogrzaniu.

Proces powstawania wiatru halnego zilustrowano schematycznie na rys. 1-41. Rysunek przedstawia sytuację, w której na południe od łańcucha górskiego panuje wysokie ciśnienie, a na północ — niskie ciśnienie; po stronie południowej temperatura powietrza wynosi −3°C, a wysokość gór osiąga 2000 m. Powietrze, zmuszone siłą gradientu barycznego do przepłynięcia ponad górami, w miarę unoszenia się obniża swą temperaturę. Początkowo, aż do osiągnięcia temperatury punktu rosy (poziom kondensacji), spadek ten wynosi 1°/100 m. Powyżej tego poziomu w wyniku wydzielania się utajonego ciepła parowania spadek ten zostaje zahamowany i wynosi 0,6°/100 m. Na rysunku poziom kondensacji zalega na poziomie 500 m. Z chwilą osiągnięcia tego poziomu para wodna zawarta w powietrzu ulega skropleniu — powstaje chmura warstwowa (Altostratus), dająca opad po stronie dowietrznej. U podstawy tej chmury (500 m) temperatura powietrza obniży się już do −8°C, a wyżej, u szczytu chmury temperatura będzie się obniżała o 0,6°/100 m i na wierzchołku wyniesie −17°C. Powietrze opadające po stronie zawietrznej podlega sprężaniu i ogrzewa się o 1°/100 m. U podnóża gór po stronie północnej temperatura będzie



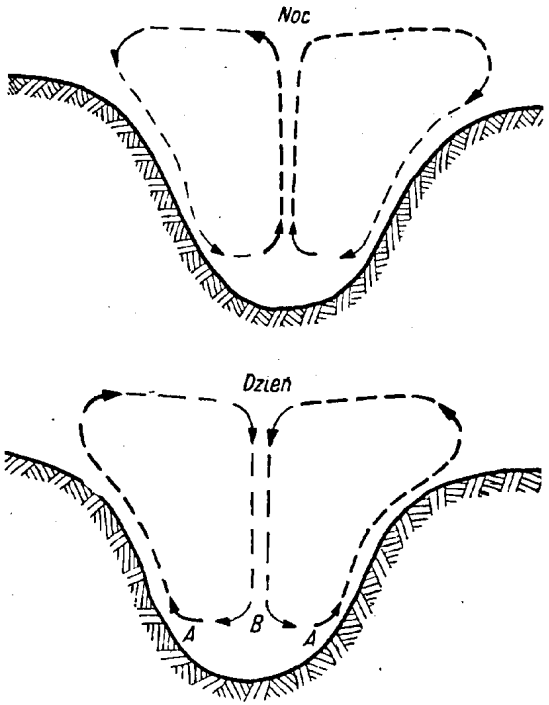
Rys. 1-41. Powstawanie wiatru halnego

znajdź więcej na
nakolannik.pl
baza wiedzy pilota

wynosiła nie −3°C, lecz +3°C. To tłumaczy zanik pokrywy śnieżnej w czasie wiania halnego.

Często wiatrowi halnemu towarzyszy tzw. fala orograficzna, często nazywana krótko — falą.

Innym wiatrem lokalnym występującym w górach jest wiatr gór i dolin, nazywany często bryzą górską. Mechanizm powstawania bryzy górskiej pokazano na rys. 1-42.



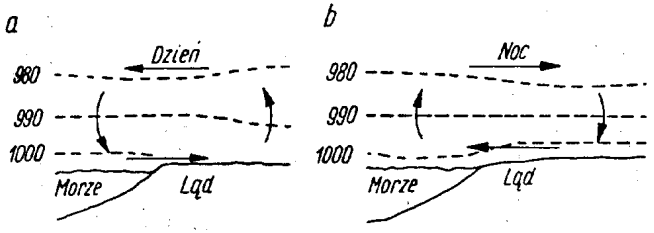
Rys. 1-42. Wiatr gór i dolin

Z wiatrem tym spotkać się można w wielu dolinach i kotlinach górskich. Ma on wyraźny okres dobowy — w nocy wieje ze szczytów ku dolinie, a w ciągu dnia odwrotnie — od doliny ku szczytom. Z reguły jest to wiatr o umiarkowanej prędkości, rzadko przekracza 10 m/s.

W ciągu dnia zbocza gór ogrzewają się bardziej niż powietrze. Dlatego powietrze zalegające bezpośrednio nad zboczem ogrzewa się bardziej niż powietrze znajdujące się dalej od zbocza i w atmosferze wytwarza się poziomy gradient temperatury zorientowany od zbocza ku swobodnej atmosferze. Cieplejsze powietrze tuż nad zboczem zaczyna wznosić się wzdłuż zboczy do góry, jak podczas konwekcji, co prowadzi do rozwoju chmur.

W okresie nocy, wskutek silnego wypromieniowania ciepła przez zbocza gór, dochodzi do ich ochłodzenia i powietrze zalegające tuż nad nimi oziębia się i jako cięższe zaczyna spływać ku dolinie.

W strefie wybrzeży dochodzi również do rozwoju cyrkulacji lokalnej o okresie dobowym. Wiatry związane z tą cyrkulacją nazwano bryzami. Rozróżnia się przy tym bryzę lądową i bryzę morską. Z bryzami spotkać się można także w pobliżu dużych jezior.



Rys. 1-43. Schemat bryz

W dzień bryza morska wieje w dolnych warstwach powietrza o grubości kilkuset metrów w kierunku lądu, w nocy zaś bryza lądowa wieje z lądu na morze. Prędkości wiatru w bryzach są rzędu 3÷5 m/s. Najwyraźniej bryzy zaznaczają się podczas pogody wyżowej, przy małym zachmurzeniu i słabych wiatrach bądź ciszy.

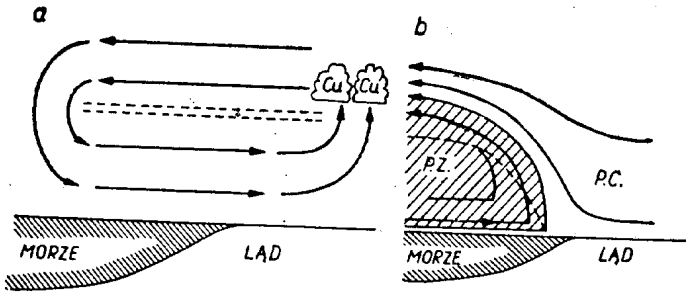
Bryzy rozwijają się w związku z przebiegiem dobowym temperatury powierzchni lądu. W ciągu dnia ląd jest silnie ogrzany i jego temperatura jest wyższa od temperatury powierzchni morza. W takim przypadku powierzchnie izobaryczne nad lądem zalegają nieco wyżej niż nad morzem (rys. 1-43) i na pewnej wysokości powstaje poziomy gradient ciśnienia skierowany w stronę morza, powodujący odpływ powietrza górą w kierunku morza. Z uwagi na to, że ruch ten odbywa się w stosunkowo krótkim okresie czasu, siła Coriolisa nie może zrównoważyć gradientu ciśnienia. Ruch nie odbywa się równolegle do izobar, lecz przecina je, czyli ruch powietrza nie odbywa się równolegle do linii brzegowej, lecz z dużą składową zorientowaną z lądu ku morzu. Ten odpływ powietrza znad morza w kierunku lądu prowadzi do obniżenia się ciśnienia nad morzem i do jego podwyższenia się nad lądem; ustala się wtedy poziomy gradient ciśnienia skierowany z morza na

znajdź więcej na
nakolannik.pl
baza wiedzy pilota

ląd. Wraz z nim odbywa się ruch powietrza z morza na ląd, czyli tworzy się tzw. bryza morska.

W okresie nocy obraz cyrkulacji ulega odwróceniu. Ląd ochładza się bardziej niż powierzchnia morza. Powietrze zalegające nad morzem jest wówczas cieplejsze niż nad lądem i powierzchnie izobaryczne nad morzem zalegają nieco wyżej niż nad lądem. Ustala się wówczas gradient ciśnienia zorientowany z lądu nad morze, powodujący ruch powietrza w tym samym kierunku w dolnej warstwie powietrza. To przemieszczanie się powietrza jest właśnie bryzą lądową.

Bryza obejmuje swym zasięgiem warstwę 1÷2 km, przy czym bryza morska obejmuje grubszą warstwę niż bryza lądowa.



Rys. 1-44. Cyrkulacja bryzowa wg Hanna i Koschmidera

Z uwagi na charakter zmian elementów meteorologicznych (temperatura, wilgotność) wyodrębnia się dwa podstawowe rodzaje bryzy:

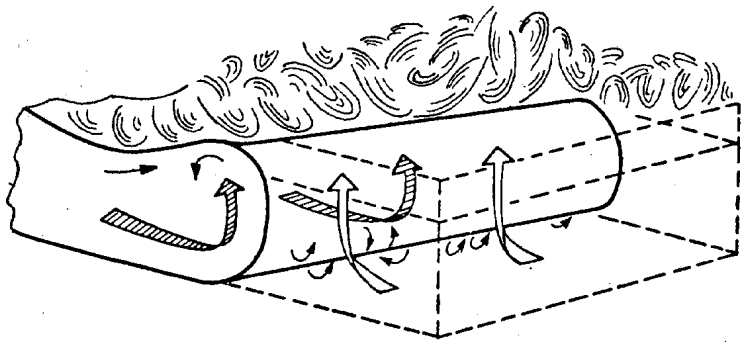
— rodzaj I — tzw. typ Hanna (rys. 1-44*a*), wyróżnia się spokojną, stopniową zmianą temperatury i wilgotności i swym zasięgiem pionowym oraz poziomym nie sięga zbyt wysoko i daleko,

— rodzaj II — tzw. typ frontowy (rys. 1-44*b*), który charakteryzuje skokowa zmiana temperatury i wilgotności; bryza ta sięga w głąb lądu do 20÷30 km i obejmuje warstwę grubości 1÷1,5 km (rys. 1-45).

Na zakończenie rozważań nad bryzami parę zdań poświęcimy ich występowaniu na naszym wybrzeżu. Przytoczono tu wyniki badań J. Michalczewskiego, który rozpatruje bryzę na tle układu makrocyrkulacyjnego (sytuacji synoptycznej). Przy takim założeniu autor wyeliminował te przypadki, w których już sam wiatr gradientowy powoduje napływ powietrza morskiego na ląd; zanalizował tylko te przypadki, w których pierwotna cyrkulacja (związana z układami barycznymi) niesie powietrze z lądu nad morze, a bryza ujawnia się jako odrębny układ cyrkulacyjny. Autor wyróżnił cztery ogólne przypadki:

1) wybrzeże położone jest w strefie ciszy (centrum wyżu barycznego),
2) powietrze spływa z ćwiartki południowo-zachodniej (do ok. 250°),
3) powietrze płynie z kierunków wschodnich,
4) powietrze spływa z kierunków południowych.

Szczególnie interesujący jest przypadek czwarty, gdyż bryza wieje wówczas w kierunku przeciwnym do wiatru z lądu. Z tego powodu omówimy go nieco szerzej.



Rys. 1-45. Schemat frontu bryzowego

Gdy bryza wieje w kierunku przeciwnym do wiatru gradientowego, obserwuje się wyraźną zależność czasu pojawienia się bryzy od prędkości wiatru wiejącego od strony lądu. O ile w trzech pierwszych przypadkach bryza wchodzi na ląd około godziny 8 rano, o tyle przy spływie południowym wkracza ona na ląd w godzinach południowych, a nieraz dopiero po południu. Zdarza się również, że w tych sytuacjach bryza nie dociera do lądu.

Przykład kształtowania się bryzy w przypadku spływu południowego przedstawiono za J. Michalczewskim na rys. 1-46 (sytuacja z dnia 16.VI.58).

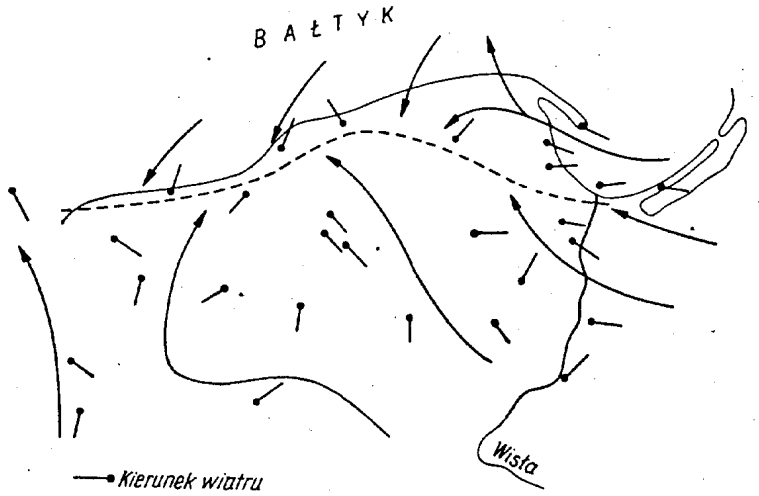
Wyniki otrzymane przez J. Michalczewskiego można streścić następująco:

— W przypadku wiatrów z kierunków wschodnich i zachodnich bryza pojawia się w godzinach porannych lub przedpołudniowych, przy silniejszych wiatrach południo-

znajdź więcej na
nakolannik.pl
baza wiedzy pilota

wych może ona w ogóle nie wkroczyć na ląd bądź wkroczy dopiero w godzinach popołudniowych w postaci „frontu bryzowego" (rodzaj II).

— Zasięg bryzy w głąb lądu zależy od makrocyrkulacji. W przypadku wiatrów zachodnich bryza może sięgać w głąb kraju wzdłuż doliny Odry do 70 km, a do 30 km w części wschodniej Pojezierza Mazurskiego. Przy wia-

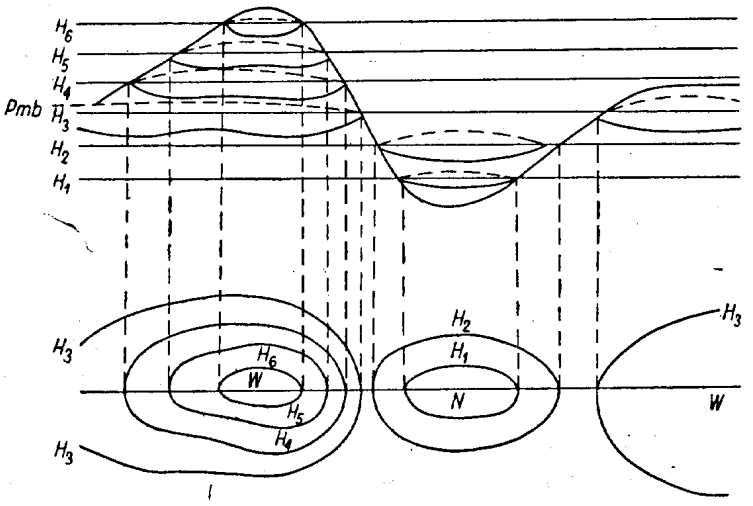


Rys. 1-46. Rozwój bryzy przy spływie południowym

trach wschodnich sięga ona kilkanaście kilometrów w głąb lądu, a przy wiatrach południowych — tylko kilka kilometrów. Przy wiatrach z lądu o prędkości 5 m/s bryza może nie dochodzić do brzegu.

— W wielu przypadkach nad lądem przed czołem frontu bryzowego linie prądów powietrznych wykazują krzywiznę antycyklonową, co tłumaczyłoby istnienie w tej strefie prądów zstępujących, zaobserwowanych przez szybowników. Sytuacje przy spływie powietrza z kierunków E i SE nie wykazały takiej krzywizny.

Jet-stream (prąd strumieniowy). Jet-streamem nazwano stosunkowo wąski strumień silnych wiatrów, występujących na znacznym obszarze w górnej troposferze oraz w dolnej warstwie stratosfery. Prędkość wiatru wzdłuż osi tego strumienia przekracza 30 m/s. Pionowy gradient prędkości wiatru wynosi przy tym 5 m/s na 1 km, a gradient poziomy 10 m/s i więcej na 100 km. Szerokość jet-streamu waha się w granicach od 500 do 1000 km, jednak strefa



Rys. 1-47. Przekrój pionowy i mapa topografii barycznej

wiatrów maksymalnych (≥ 50 m/s) jest węższa, nie przekracza 300÷400 km. Średnia grubość tego prądu wynosi 3÷5 km, a nieraz przekracza 6÷7 km. Jego rozciągłość pozioma jest rzędu tysięcy kilometrów — często opasuje on nawet całą kulę ziemską.

Zwykle rozróżnia się dwa typy prądów strumieniowych: frontowe — związane z frontami atmosferycznymi, i pozafrontowe — nie związane bezpośrednio z frontami.

Do frontowych zalicza się prądy strumieniowe występujące w umiarkowanych szerokościach geograficznych. Związane są one zwykle z frontami polarnymi i arktycznymi. Często prądy te przypominają wolno płynącą meandrującą rzekę (rys. 1-48). Charakteryzują ją częste zmiany kierunku. Średnia wysokość występowania prądu wynosi 9÷12 km; dolna jego granica może obniżać się czasem do poziomu 4 km.

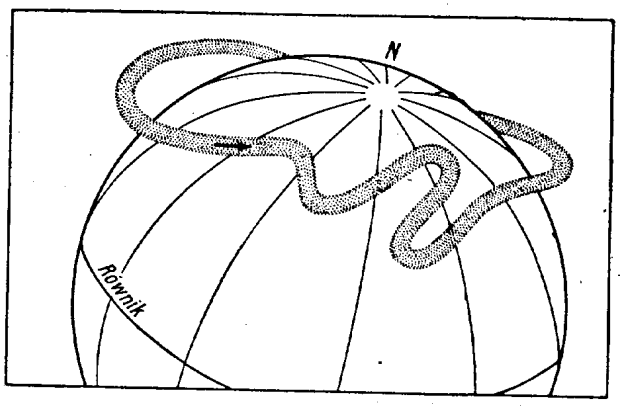
Do pozafrontowych zalicza się prądy strumieniowe, występujące w strefie podzwrotnikowej i równikowej, nie mające ścisłego związku z aktywnymi frontami troposferycznymi. Stwierdzono natomiast pewien ich związek z górnymi strefami frontowymi, występującymi w górnej troposferze bądź w dolnej stratosferze.

Z uwagi na obszary występowania prądy strumieniowe dzieli się na:

— arktyczne — na północ od 65° N, występujące zwykle na poziomie 6÷8 km,

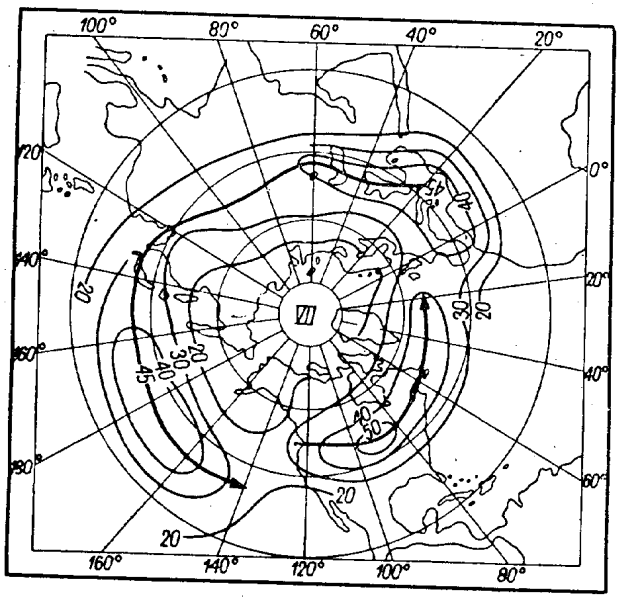
— [illegible]okości umiarkowanych, na poziomie 9÷12 km,

znajdź więcej na
nakolannik.pl
baza wiedzy pilota



Rys. 1-48. Jet-stream

— podzwrotnikowe, występujące w strefie około 30° N i na poziomie 11÷16 km,
— równikowe stratosferyczne prądy strumieniowe, które w odróżnieniu od poprzednich typów, mają kierunek wschodni i płyną przeważnie na poziomie powyżej 20 km,
— stratosferyczne, szerokości umiarkowanych i wysokich,

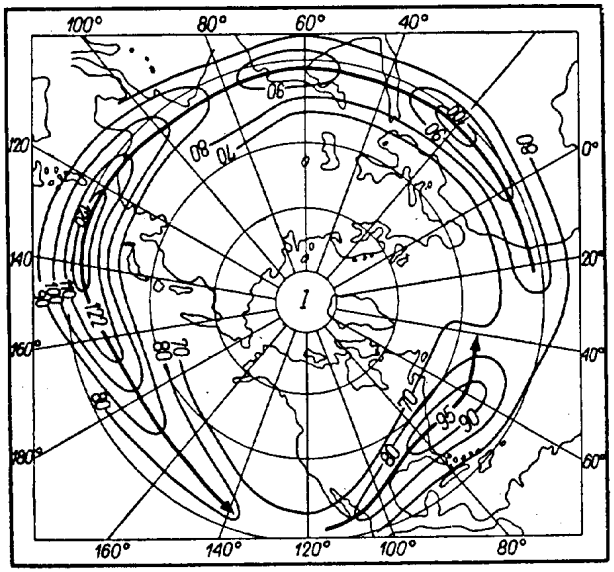


Rys. 1-49
Średnie położenie i intensywność jet-streamu w lipcu

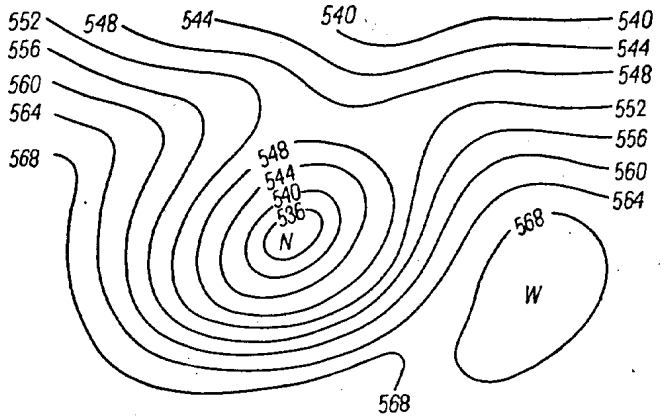
także o kierunku wschodnim, występujące na wysokości 15 km.

W przypadku połączenia się górnych stref frontowych może dojść także do połączenia się ze sobą prądów strumieniowych. W wyniku takiego połączenia powstaje jeden bardzo intensywny prąd strumieniowy.

Maksymalne prędkości troposferycznych prądów stru-

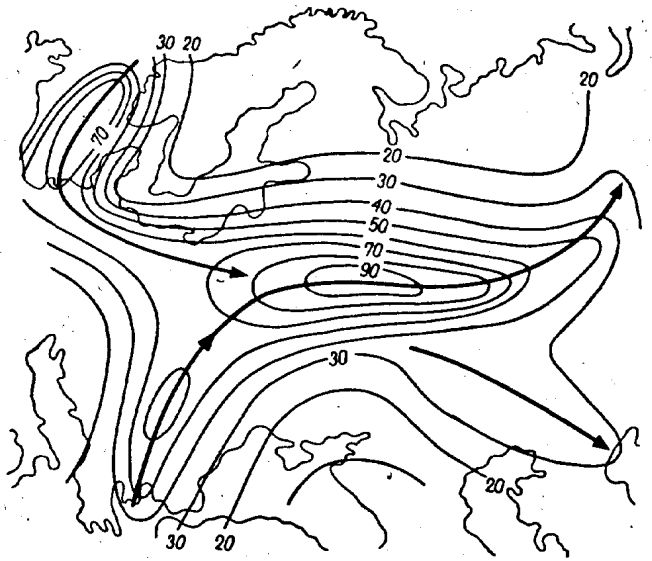


Rys. 1-50
Średnie położenie i intensywność jet-streamu w styczniu



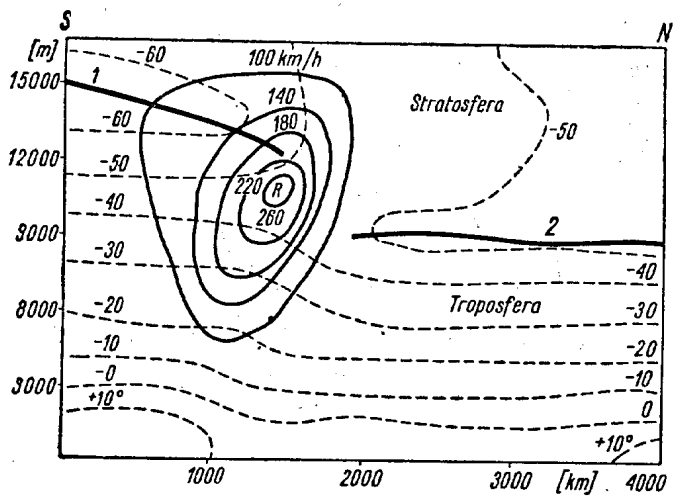
Rys. 1-51
Schemat mapy topografii barycznej powierzchni 500 mb

znajdź więcej na
nakolannik.pl
baza wiedzy pilota



Rys. 1-52. Mapa maksymalnych prędkości wiatru

mieniowych są różne w różnych rejonach geograficznych. Nad obszarem Związku Radzieckiego na przykład wynoszą one 100÷200 km/h, a czasami dochodzą do 350 km/h, nad północnym Atlantykiem i zachodnią Europą — 300÷÷400 km/h, nad USA — do 450 km/h, a nad Japonią — 500 km/h. Nad Pacyfikiem prędkość ich dochodzi do 700÷÷800 km/h.



Rys. 1-53. Pionowy przekrój jet-streamu

Troposferyczne prądy strumieniowe najlepiej są ukształtowane na poziomach 9÷12 km. Stąd też do analizy tych prądów wykorzystuje się tzw. mapy topografii barycznej. Na mapach tych wykreśla się wysokość zalegania powierzchni o określonej wartości ciśnienia, np. powierzchnie 700, 500, 300 czy 200 mb. Punkty o jednakowej wysokości łączy się linią nazwaną izohipsą. Tym samym więc na mapę topografii barycznej należy patrzeć podobnie jak na mapę hipsometryczną. Duże wartości izohips odpowiadają wzniesieniom, a małe — obniżeniom. Zamknięte izohipsy o dużej wartości wyznaczają ośrodek wyżowy, a zamknięte izohipsy o małej wartości — ośrodek niżowy (rys. 1-51). (Mapy topografii barycznej opisano w rozdz. 2).

Średni rozkład występowania jet-streamów na półkuli północnej w okresie lata i zimy przedstawiono na rys. 1-49 i 1-50.

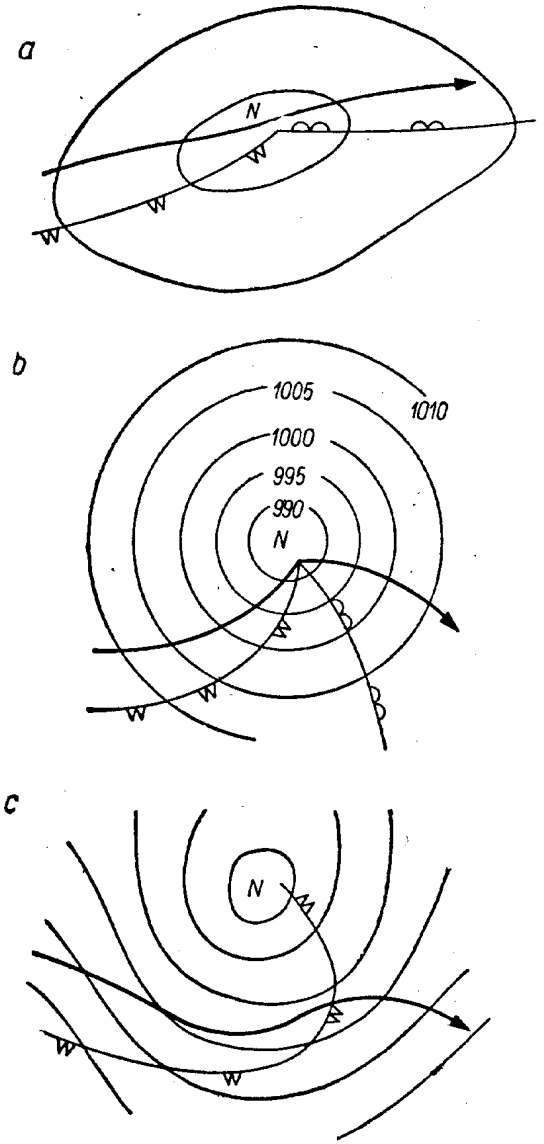
W celu określenia miejsca występowania jet-streamu korzysta się zazwyczaj z map topografii bezwzględnej powierzchni 300 i 200 mb. Miejsce występowania tych prądów zdradzane bywa przez zagęszczenie izohips (rys. 1-51). W celu dokładnej lokalizacji wykreśla się mapy maksymalnych prędkości wiatrów. Przez połączenie punktów o jednakowych prędkościach wiatru za pomocą linii otrzymuje się mapę izotach, z której łatwo znajduje się położenie jet-streamu (izotacha — linia łącząca punkty o jednakowej prędkości wiatru, rys. 1-52).

W celu lepszego zobrazowania przestrzennej struktury jet-streamu konstruuje się pionowe przekroje, które uwidoczniają przekrój prądu i rozkład prędkości wokół jego rdzenia. Na rysunku 1-53 liniami ciągłymi przedstawiono izotachy, liniami przerywanymi — izotermy, powierzchnia zakreskowana przedstawia tropopauzę, zakropkowana — strefy rzucań; ukośnymi kreskami przedstawiono powierzchnię frontową. Z przedstawionego rysunku wynika, że prędkości prądu strumieniowego przekraczają 250 km/h oraz że w bezpośredniej jego bliskości zalega front atmosferyczny. Bardzo charakterystyczne jest także „rozerwanie" tropopauzy w bezpośredniej bliskości jet-streamu — powstaje jakby okno między tropo- i stratosferą. Istotnym dla lotnictwa zjawiskiem jest występowanie bardzo silnej turbulencji w pobliżu omawianego prądu.

Co do wpływu jet-streamu na tropopauzę istnieje pogląd, że nachylenie tropopauzy oraz jej rozerwanie pozostają w ścisłym związku z powstawaniem i rozwojem tego prądu. W stadium powstawania jet-streamu na przykład tropopauza w strefie frontowej jest ciągła i nieco nachy-

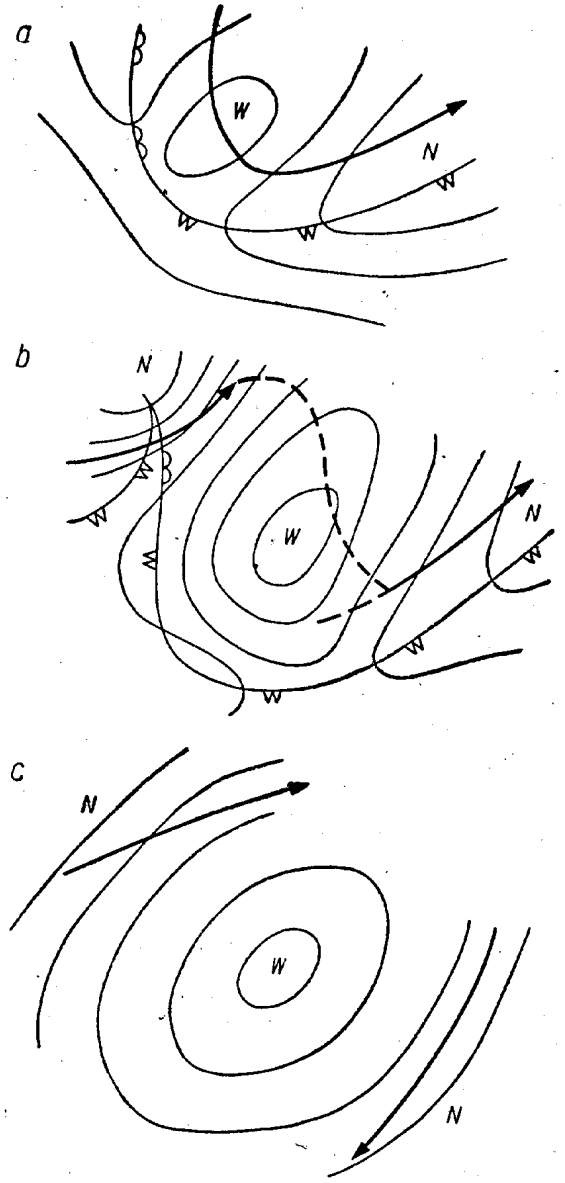
znajdź więcej na
nakolannik.pl
baza wiedzy pilota

lona. W miarę rozwoju jet-streamu i towarzyszącej temu turbulencji tropopauza ulega rozerwaniu, tworząc tzw. „okno" między troposferą a stratosferą. Często jednak dochodzi do tego, że nad niżej zalegającą tropopauzą polarną zalega tropopauza zwrotnikowa.



Rys. 1-54
Położenie jet-streamu w różnych stadiach rozwoju niżu

Jak już powiedziano, występowanie jet-streamu związane jest ściśle z tzw. górną strefą frontową. Z analizy map synoptycznych wynika również, że jet-stream wykazuje dużą zależność od stadium rozwoju ośrodków niżowych —



Rys. 1-55
Położenie jet-streamu w różnych stadiach rozwoju wyżu

znajdź więcej na
nakolannik.pl
baza wiedzy pilota

schematycznie przedstawiono to na rys. 1-54, który obrazuje pole baryczne przy powierzchni ziemi w różnych stadiach rozwoju niżu z naniesionymi frontami. Na każdym ze schematów zaznaczono również oś jet-streamu.

Ze schematu na rys. 1-54*a* wynika, że w początkowym stadium rozwoju niżu jest-stream występuje przed frontem ciepłym i za frontem chłodnym. W miarę dalszego pogłębiania się niżu (schemat *b*) w związku z intensywnym napływem chłodnych mas powietrza na tyły niżu jet-stream przemieszcza się w prawo od centrum ośrodka i stopniowo przesuwa się razem z układem frontów na peryferie ośrodka. W ostatnim stadium — stadium wypełniania (schemat *c*) — niż traci związek z jet-streamem.

W ośrodkach wyżowych, w miarę ich rozwoju, jet-stream stopniowo słabnie i zanika (rys. 1-55).

Obecność jet-streamu ma wpływ na stan poszczególnych elementów meteorologicznych.

— Wiatr. Maksymalne jego prędkości ograniczone są do bardzo niewielkiego rdzenia, poza obszarem którego obserwuje się silny spadek prędkości wiatru, znacznie szybszy po stronie powietrza chłodnego, wolniejszy po stronie powietrza ciepłego.

Pionowy profil prędkości wiatru może być różny zależnie od tego, czy cięcie dokonane zostanie przez samo centrum, czy też nieco z boku. W przypadku cięcia przez samo centrum stwierdza się wyraźny wzrost prędkości wiatru począwszy od powierzchni izobarycznej 500 mb. Przyrost prędkości może dochodzić do 40 km/h na każde 1000 m wysokości. Maksymalne prędkości wiatru obserwuje się w samym rdzeniu jet-streamu; powyżej niego prędkość wiatru szybko maleje.

— Temperatura. Ogólnie można stwierdzić, że poniżej rdzenia jet-streamu temperatura jest niższa po stronie północnej niż po stronie południowej. Bardzo wyraźnie spadek temperatury zaznacza się w pobliżu powierzchni izobarycznej 500 mb. Ta różnica temperatur powoduje, że izohipsy w wyższych warstwach troposfery wykazują wyraźne załamania, bowiem wraz ze spadkiem temperatury zmniejszają się odległości między sąsiednimi powierzchniami izobarycznymi.

Powyżej samego rdzenia jet-streamu temperatura powietrza po stronie północnej jest wyższa niż po stronie południowej. Taki układ temperatur powoduje, że odległości między sąsiednimi powierzchniami izobarycznymi po północnej stronie tego prądu powiększają się, co w efekcie prowadzi do szybkiego spadku prędkości wiatru wraz z wysokością.

— Turbulencja. Z bezpośrednich obserwacji dokonanych za pomocą samolotów wynika, że w pobliżu jet-streamu występują obszary o silnej turbulencji nie związanej w ogóle z powstawaniem chmur. Z tego też powodu turbulencję tę nazwano turbulencją bezchmurnego nieba (*clear air turbulence* — CAT). Warstwa turbulencyjna występuje zwykle na poziomie 500÷1000 m poniżej tropopauzy, ma grubość 300÷500 m i ciągnie się na przestrzeni 80÷100 km, a czasami i większej.

— Chmury. Występowanie jet-streamu zdradzane jest czasem typowymi układami chmur. Są to zwykle Cirrusy układające się w wyraźne pasma, Cirrocumulusy, Altocumulusy lent, bądź Altocumulusy układające się w równoległe wały. Z wyjątkiem chmur Ac lent pozostałe charakteryzują się szybkim przemieszczaniem się na niebie. Po szybkości ruchu tych chmur można sądzić do pewnego stopnia o prędkości jet-streamu na poziomie występowania chmur.

Zaobserwowanie przez pilota objawów świadczących o występowaniu w atmosferze omawianego zjawiska może mieć nieraz decydujący wpływ na dalszy lot samolotu, który znajduje się w pobliżu takiego prądu. Gdy pilot napotka na swej trasie jet-stream (wiejący w kierunku, w jakim odbywa się lot), wówczas stara się zbliżyć w miarę możliwości do jego rdzenia i kontynuować lot z tylnym wiatrem. O tym, czy samolot zbliża się do rdzenia, czy się od niego oddala, można sądzić na podstawie obserwacji termometru pokładowego. Okazało się bowiem, że gdy lot odbywa się poniżej centrum występowania jet-streamu, spadek temperatury świadczy o tym, że lot odbywa się w kierunku chłodnego powietrza, gdzie obserwuje się silny spadek prędkości wiatru i gdzie istnieje duże prawdopodobieństwo występowania silnej turbulencji. Jeśli obserwuje się stopniowy wzrost temperatury, świadczy to o tym, że lot odbywa się w kierunku powietrza ciepłego, a więc w kierunku, w którym prędkość wiatru zmniejsza się łagodniej.

Wynika z tego, że w warunkach napotkania jet-streamu najekonomiczniej jest kontynuować lot na jednakowej wysokości i nieco z prawej strony jet-streamu.

Jeżeli pilot spotyka się z omawianym prądem wiejącym w przeciwnym kierunku lotu, powinien zejść nieco poniżej poziomu występowania jet-streamu i kontynuować lot po

znajdź więcej na
nakolannik.pl
baza wiedzy pilota

stronie powietrza chłodnego (po lewej stronie względem rdzenia).

Nieco inaczej przedstawia się sytuacja, gdy lot odbywa się nad rdzeniem jet-streamu zgodnie z kierunkiem jego przemieszczania się. W opisanej sytuacji wskazania termometru są odwrotne niż to opisano powyżej. To znaczy, że w przypadku gdy samolot oddala się w lewo od rdzenia, obserwuje się wzrost temperatury. W miarę zaś jak samolot oddala się w prawo od rdzenia jet-streamu, obserwuje się spadek temperatury. Zdając sobie sprawę z tego, o czym mówią wskazania termometru, pilot może w sposób umiejętny wykorzystać te prądy lub — w razie konieczności — ominąć je.

Wykorzystując jet-stream na trasie przelotu można skrócić czas trwania lotu i zaoszczędzić wielkie ilości paliwa, którego zużycie jest szczególnie duże w lotnictwie odrzutowym. Na przykład podczas przelotu z Japonii do USA przy wykorzystaniu jet-streamu udało się skrócić czas lotu o 6 godzin, zaoszczędzając przy tym 10 000 l paliwa. Te przyczyny spowodowały, że zaczęto prowadzić bardzo dokładne badania nad jet-streamem i nad możliwościami jego wykorzystania w komunikacji lotniczej. W tym celu zaczęto wykreślać specjalne mapy wiatrów panujących na poziomie 300 mb, na którym spotyka się najczęściej omawiane tu prądy. Łącząc punkty o jednakowych prędkościach wiatru linią ciągłą (izotachą) można wskazać obszary prawdopodobnego występowania jet-streamu. Informacje te przekazuje się załodze samolotu razem z innymi informacjami odnośnie warunków pogodowych na trasie lotu.

Z ekonomicznego punktu widzenia okazało się również opłacalne zboczenie z wyznaczonej trasy (w przypadku gdy jest ona wystarczająco długa) w celu nawiązania kontaktu z jet-streamem i wykorzystanie go w dalszym etapie lotu; skraca to czas przelotu.

Na podstawie dotychczasowych badań i bezpośrednich obserwacji dokonanych przez załogi samolotów można było stwierdzić, że jet-stream wykazuje nie tylko pewne jakby zakole (niczym meandrująca rzeka), lecz również pewne odchylenia w pionie (tzn. że niektóre jego odcinki położone są niżej, a inne wyżej), co w efekcie daje mu wygląd falowy. Zafalowania te mogą powstawać między innymi wówczas, gdy jet-stream przepływa ponad łańcuchami górskimi, przyczyniając się do powstania „fali górskiej".

Specjalne badania poświęcone temu zagadnieniu przeprowadzono w USA, w Bischop, w pasie górskim Sierra Nevada (Kalifornia). Do badań tych wykorzystane zostały szybowce. Uzyskane wyniki były bardzo ciekawe i zachęcające do wykonywania otwartych przelotów przy wykorzystaniu jet-streamu i towarzyszącej mu fali orograficznej. Latając na fali osiągnięto wówczas wysokość 13 000 m, a przechodząc z fali na falę dokonano w ciągu 4 godzin przelotu na odległość 600 km, przy czym przelot odbywał się cały czas na wysokości 6000÷11 000 m. Można więc powiedzieć, że jet-streamy otwierają przed szybownictwem nowe możliwości dokonywania rekordowych przelotów otwartych.

1.3.4. Para wodna w atmosferze

Para wodna stanowi bardzo ważny składnik atmosfery, gdyż z obecnością jej w powietrzu związane są takie zjawiska pogodowe, jak chmury, opady, mgły itp. Do atmosfery para wodna dostaje się w wyniku procesu parowania oceanów, mórz, jezior, rzek i kontynentów.

Z powierzchni oceanów wyparowuje rocznie 447 900 km³ wody (86%), a z powierzchni lądów 70 700 km³ (14%).

Największa ilość pary wodnej zgromadzona jest w najniższych warstwach powietrza. Do wyższych warstw atmosfery woda dostaje się drogą konwekcji i turbulencji.

W transporcie wilgoci znad oceanów w głąb lądu istotną rolę odgrywają poziome ruchy powietrza (adwekcje mas powietrza). Zawartość pary wodnej w atmosferze zależy od wielu przyczyn, na przykład od warunków geograficznych, pory roku, pory dnia, od warunków pogodowych. Z tego też powodu ilość pary wodnej w powietrzu może się wahać w dużych granicach.

Wielkości charakteryzujące wilgotność powietrza:
- prężność pary wodnej e określa ciśnienie parcjalne (cząstkowe), jakie wywiera para wodna w mieszaninie gazów stanowiącej powietrze; prężność mierzy się w mm Hg lub w mb,
- prężność nasycająca E jest to maksymalna prężność pary wodnej w danej temperaturze,
- wilgotność względna r jest to stosunek (wyrażony w %) aktualnej prężności pary wodnej e do jej prężności w stanie nasycenia w danej temperaturze E (prężności nasycającej)

$$r = \frac{e}{E} \cdot 100\% \quad [\%]$$

znajdź więcej na
nakolannik.pl
baza wiedzy pilota

— wilgotność bezwzględna a jest to gęstość pary wodnej wyrażona w g/m³

$$a = 220 \frac{e}{T} \text{ [g/m}^3\text{]}$$

(gdzie T — temperatura w skali bezwzględnej),

— wilgotność właściwa s jest to ilość pary wodnej wyrażona w gramach w 1 G lub 1 kG powietrza

$$s = 0{,}623 \frac{e}{p} \left[\text{[G/G]}\right] \text{ lub } \quad s = 623 \frac{e}{p} \left[\text{[G/kG]}\right]$$

— stosunek zmieszania f jest to zawartość pary wodnej w G w 1 kG suchego powietrza; wielkość ta mało różni się od wilgotności właściwej

$$f = \frac{0{,}623\ e}{p - e} \text{ [G/G] lub } f = \frac{623\ e}{p - e} \text{ [G/kG]}$$

— niedosyt wilgotności d jest to różnica między prężnością pary wodnej w stanie nasycania w danej temperaturze powietrza a jej prężnością aktualną; wartość ta wskazuje, ile pary wodnej brakuje do nasycenia powietrza w danej temperaturze.

$$d = E - e \text{ [mb]}$$

— temperatura punktu rosy τ jest to temperatura, w której zawarta w powietrzu para wodna mogłaby powietrze nasycić.

Przyrządy służące do pomiaru wilgotności to higrometry i higrografy — oba te przyrządy mierzą wartość wilgotności względnej. Higrograf jest przyrządem samopiszącym.

Do pomiaru wilgotności względnej, prężności aktualnej, niedosytu i temperatury punktu rosy służy psychrometr. Jest to przyrząd składający się z 2 zwykłych termometrów, przy czym jeden z nich owinięty jest tkaniną bawełnianą (batystem), której koniec zanurzony jest w zbiorniczku z wodą. Z różnicy wskazań obu termometrów, za pomocą specjalnych tabel, wyznacza się wyżej wymienione parametry.

Kondensacja pary wodnej. Kondensacja jest to przejście ze stanu gazowego w stan płynny. W przypadku pary wodnej jest to przejście pary w kropelki wody.

Do procesu kondensacji w atmosferze konieczna jest obecność tzw. jąder kondensacji, to jest drobnych stałych cząsteczek, na których dochodzi do skraplania się pary wodnej. W przypadku ich braku proces kondensacji byłby utrudniony nawet w warunkach stanu przesycenia, tzn. gdyby wilgotność względna była wyższa niż 100%.

Aby doszło do skroplenia się pary wodnej, muszą być spełnione następujące warunki:

— temperatura musi spaść co najmniej do temperatury punktu rosy,

— obecność w powietrzu jąder kondensacji.

Spadek temperatury powietrza poniżej temperatury punktu rosy może być spowodowany przez:

— ochłodzenie się podłoża i powietrza przez wypromieniowanie,

— zetknięcie się ciepłego powietrza z chłodnym podłożem,

— mieszanie się dwóch mas powietrza bliskich stanu nasycenia, lecz o różnych temperaturach,

— adiabatyczne wznoszenie się powietrza, któremu towarzyszy spadek temperatury spowodowany rozszerzaniem się go na wyższych poziomach, gdzie panuje niższe ciśnienie.

Jądra kondensacji dostają się do atmosfery tak z powierzchni lądów (sadze, ziarenka piasku, różne pyły), jak i z powierzchni oceanów (drobne kryształki soli). Nad lądem liczba tych jąder waha się od 10^4 do 10^6/cm³, nad morzem przypada ich około 1000/cm³. Wraz z wysokością liczba jąder szybko maleje.

W wyniku procesu kondensacji tworzą się mgły, chmury, opady, osady.

1.4. WSPÓŁDZIAŁANIE ELEMENTÓW METEOROLOGICZNYCH

1.4.1. Proces nagrzewania i ochładzania się powietrza

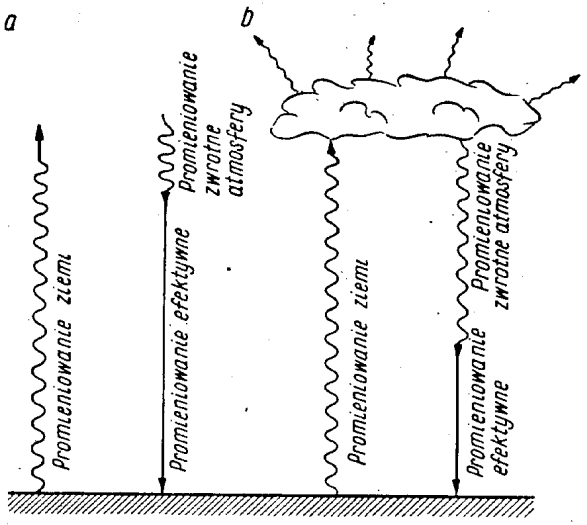
Powietrze atmosferyczne tylko w niewielkim stopniu nagrzewa się bezpośrednio od promieni słonecznych, gdyż praktycznie promienie te nie ulegają pochłonięciu przez atmosferę.

Podstawowym źródłem ciepła dla powietrza atmosferycznego jest ciepło wypromieniowane przez podłoże. Promienie słoneczne padające na powierzchnię ziemi ulegają pochłonięciu, co prowadzi do jej ogrzania. Od nagrzanego podłoża ogrzewa się zalegające nad nim powietrze. Przekazywanie tego ciepła do wyższych warstw może się odbywać drogą przewodnictwa cząsteczkowego, konwekcji i turbulencji. Rola pierwszego procesu jest niewielka, gdyż powietrze jest złym przewodnikiem ciepła. Najistotniejsza rola przypada turbulencyjnemu mieszaniu się powietrza.

W okresie nocy ziemia wypromieniowuje ciepło i ochła-

znajdź więcej na
nakolannik.pl
baza wiedzy pilota

dza się. Od ochłodzonego zaś podłoża ochładza się zalegające nad nim powietrze. Ochłodzenie zależy przy tym od zawartości pary wodnej w atmosferze, czyli od stopnia zachmurzenia. W przypadku bowiem gdy w powietrzu jest dużo pary wodnej, ciepło wypromieniowane przez podłoże zostaje pochłonięte przez parę wodną. Podobnie jak każde



Rys. 1-56. Wielkość promieniowania efektywnego w przypadku powietrza suchego (a) i wilgotnego (b)

ciało pochłaniające ciepło, atmosfera sama staje się wówczas źródłem promieniowania cieplnego. Część tego promieniowania, nazwana promieniowaniem zwrotnym atmosfery, trafia z powrotem do powierzchni ziemi, zapobiegając zbyt wielkiemu spadkowi temperatury. Często działanie powłoki chmur porównywane bywa ze szklarnią — mówi się o efekcie cieplarnianym. Dlatego też w piękną pogodną noc powietrze ochładza się bardziej niż podczas nocy pochmurnej.

Różnicę między promieniowaniem wysyłanym przez ziemię a promieniowaniem zwrotnym atmosfery nazwano wypromieniowaniem efektywnym. Zależność wartości wypromieniowania efektywnego od zachmurzenia przedstawiono schematycznie na rys. 1-56.

1.4.2. Procesy termodynamiczne w atmosferze

W procesach przebiegających w atmosferze bardzo ważną rolę odgrywają procesy adiabatyczne. Procesami adiabatycznymi nazywane są procesy, odbywające się w pewnej wyodrębnionej masie powietrza bez dopływu ciepła z zewnątrz i bez oddawania ciepła otoczeniu.

W zupełnie czystej postaci procesy adiabatyczne nie występują, gdyż żadna masa powietrza nie może być całkowicie odizolowana od wpływów termicznych powietrza otaczającego. Gdy jednak proces atmosferyczny przebiega dostatecznie szybko i wymiana ciepła w tym czasie jest niewielka, wówczas zmianę stanu z pewnym przybliżeniem można uważać za adiabatyczną.

Jeżeli na przykład pewna masa powietrza zaczyna unosić się do góry, temperatura jej obniża się, gdyż część ciepła wewnętrznego zostaje zużyta na wykonanie pracy związanej z adiabatycznym rozprężeniem. Opadaniu masy powietrza towarzyszy adiabatyczne sprężanie, gdyż masa powietrza trafia do warstw o wyższym ciśnieniu, w wyniku czego dochodzi do wzrostu temperatury. Te zmiany temperatury bez wymiany ciepła z otoczeniem spowodowane są przemianą wewnętrznej energii gazu w pracę bądź pracy w energię wewnętrzną.

Miarą ochładzania się powietrza podczas jego adiabatycznego podnoszenia się jest tak zwany gradient suchoadiabatyczny, to jest spadek temperatury na jednostkę wysokości. Gradient suchoadiabatyczny (oznaczany literą grecką γ) wynosi 1°/100 m. Podczas opadania masa suchego powietrza o tę samą wartość ogrzewa się.

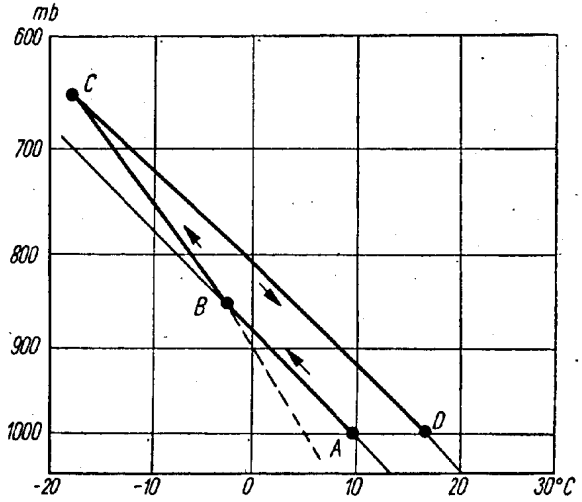
Spadek temperatury nie zawsze jest równy gradientowi suchoadiabatycznemu. Nie należy więc mylić pojęcia gradientu adiabatycznego z gradientem rzeczywistym (geometrycznym). Rzeczywisty gradient temperatury jest to rzeczywiście występujący w atmosferze spadek temperatury na 100 m. Gradient ten może być większy lub mniejszy od adiabatycznego. Od wartości tego gradientu zależy wiele ważnych procesów atmosferycznych, między innymi powstawanie i rozwój ruchów pionowych.

W przypadku powietrza wilgotnego temperatura wraz z wysokością spada wolniej i gradient wynosi 0,6°/100 m. Spowodowane jest to tym, że z chwilą gdy wznoszące się wilgotne powietrze osiągnie stan nasycenia (gdy $t = \tau$ lub wilgotność względna osiągnie 100%), wówczas zaczyna się proces kondensacji, podczas którego dochodzi do wydzielania się ciepła utajonego. Efektem tego jest słabszy spadek temperatury, całe bowiem wydzielające się ciepło zostaje zużyte na ogrzanie powietrza.

W przypadku opadania powietrza wilgotnego podobnie, jak w przypadku powietrza suchego (nienasyconego parą

znajdź więcej na
nakolannik.pl
baza wiedzy pilota

wodną), obserwuje się wzrost temperatury o 1°/100 m, jeżeli w powietrzu nie występują produkty kondensacji — kropelki wody. W przypadku gdy takie kropelki wody występują w powietrzu opadającym, wzrost temperatury jest mniejszy niż 1°/100 m, gdyż część ciepła zostaje zużyta na ich wyparowanie. Temperatura będzie wzrastała w tym przypadku o tę samą wartość, o jaką ono się obniżało podczas podnoszenia, a więc o 0,6°/100 m.



Rys. 1-57. Wykres przebiegu procesu pseudoadiabatycznego na diagramie adiabatycznym

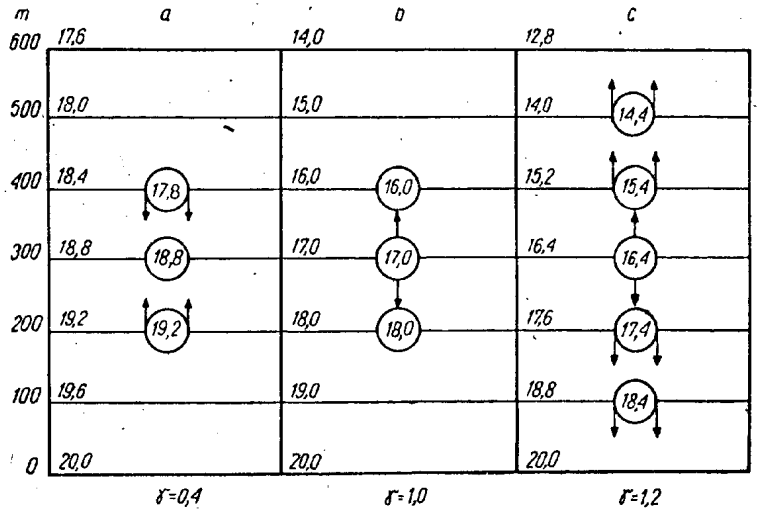
Nie wszystkie procesy odbywające się w atmosferze są procesami adiabatycznymi — wystarczy wspomnieć mechanizm powstawania wiatru halnego, a przede wszystkim jego efekt po stronie zawietrznej łańcucha górskiego. Początkowo, do poziomu kondensacji, powietrze ogrzewa się suchoadiabatycznie. Dlatego też z chwilą gdy masa powietrza osiągnie swój poprzedni poziom, temperatura powietrza będzie wyższa od początkowej. Taki proces nazywa się procesem pseudoadiabatycznym (rys. 1-57).

1.4.3. Stany równowagi atmosfery

Powietrze atmosferyczne podlega ruchom wstępującym i zstępującym. Przyczyną ruchów mogą być prądy konwekcyjne, zawirowania turbulencyjne itp. Rozwój ruchów mas powietrza oraz ich intensywność zależą od równowagi pionowej, nazywanej także stratyfikacją termiczną. Równowagę pionową charakteryzuje pionowy rozkład temperatury w atmosferze, czyli wartość pionowego gradientu temperatury (γ).

Równowaga pionowa (stratyfikacja) może być stała, chwiejna lub obojętna.

R ó w n o w a g a s t a ł a określonej warstwy powietrza jest to taki stan powietrza, w którym przy ruchu wymuszonym ku górze danej masy powietrza powstają siły starające się zahamować ten ruch i skierować przemieszczającą się masę powietrza do jej punktu wyjścia.



Rys. 1-58. Stany równowagi w przypadku powietrza nienasyconego parą wodną

R ó w n o w a g a c h w i e j n a to taki stan atmosfery, w którym podczas przemieszczania się danej masy powietrza tworzą się siły, starające się podtrzymać ten ruch w kierunku pionowym.

Przy r ó w n o w a d z e o b o j ę t n e j ruchom pionowym masy powietrza nie towarzyszą siły, które starałyby się ten ruch podtrzymać lub zahamować.

Schematycznie wszystkie trzy stany równowagi atmosfery przedstawiono na rys. 1-58. Z rysunku widać, że w przypadku równowagi chwiejnej ($\gamma = 1{,}2$°C) raz zapoczątkowany ruch masy powietrza będzie trwał tak długo, jak długo będzie się utrzymywała różnica temperatur powietrza wznoszącego się i otaczającego. Jak poprzednio

znajdź więcej na
nakolannik.pl
baza wiedzy pilota

wspomniano, suche powietrze ochładza się o 1°C na 100 m, czyli suchoadiabatycznie. W sytuacji przedstawionej na rysunku, gdyby ruch zaczął się od poziomu 300 m, powietrze wznoszące byłoby cieplejsze od powietrza otaczającego i wznosiłoby się do góry jako lżejsze. Przy ruchu zstępującym cząsteczka okazałaby się chłodniejsza, a więc cięższa od otoczenia, i zaczęłaby opadać do dołu.

W przypadku równowagi stałej ($\gamma = 0{,}4°$) cząstka powietrza przy ruchu wstępującym będzie szybciej się ochładzała niż powietrze otaczające i zacznie opadać do dołu, lecz tam, jako cieplejsza niż powietrze otaczające, zacznie się wznosić ku górze i powróci do swego położenia wyjściowego.

Przy równowadze obojętnej ($\gamma = 1°C$) przemieszczająca się cząsteczka powietrza będzie miała zawsze taką samą temperaturę jak powietrze otaczające i raz przemieszczona pozostanie na danym poziomie — nie wróci do swego poziomu wyjściowego.

Kryterium chwiejności, stałości i obojętności równowagi można zapisać:

$\gamma > \gamma_s$ — równowaga chwiejna,
$\gamma < \gamma_s$ — równowaga stała,
$\gamma = \gamma_s$ — równowaga obojętna

(gdzie γ — gradient rzeczywisty, γ_s gradient suchoadiabatyczny).

W przypadku powietrza nasyconego parą wodną twierdzenia te będą także słuszne, trzeba tylko zamiast gradientu suchoadiabatycznego uwzględnić gradient wilgotnoadiabatyczny (γ_w):

$\gamma > \gamma_w$ — równowaga wilgotno-chwiejna,
$\gamma < \gamma_w$ — równowaga wilgotno-stała,
$\gamma = \gamma_w$ — równowaga wilgotno-obojętna.

W praktyce meteorologicznej do określania stanów równowagi atmosfery korzysta się z tak zwanych diagramów aerologicznych (rys. 1-59).

Współrzędną poziomą diagramu jest temperatura powietrza. Wartości temperatury opisane są co 5°C oraz w skali temperatury bezwzględnej. Każdej pionowej linii odpowiada określona wartość temperatury i dlatego linie pionowe można nazwać izotermami diagramu aerologicznego.

Na osi układu nanoszone są wartości ciśnienia, przy czym ciśnienie podane jest w skali logarytmicznej.

Oprócz wymienionych linii na diagramie wykreślane są adiabaty suche i wilgotne oraz linie charakteryzujące wilgotność bezwzględną dla powietrza wilgotnego, nazwane izogramami.

Tablica 1-11

Rodzaje pionowej równowagi atmosfery

Pionowy gradient temperatury	$\gamma < \gamma_w$ ($\gamma \ll \gamma_s$)	$\gamma = \gamma_s$ ($\gamma < \gamma_s$)	$\gamma_w < \gamma < \gamma_s$	$\gamma = \gamma_s$ ($\gamma > \gamma_w$)	($\gamma > \gamma_s$) ($\gamma \gg \gamma_w$)
Powietrze	Równowaga				
nienasycone parą wodną	stała	stała	stała	obojętna	chwiejna
nasycone parą wodną	stała	obojętna	chwiejna	chwiejna	chwiejna
Ogólna charakterystyka równowagi	stała (dla każdego powietrza)	wilgotno-obojętna	wilgotno-chwiejna	sucho-obojętna	chwiejna (dla każdego powietrza)

Adiabaty suche przedstawiają zmianę temperatury powietrza nienasyconego podczas jego wznoszenia się. Na diagramie przedstawiają one linie proste równoległe do siebie — nachylone pod kątem 45°.

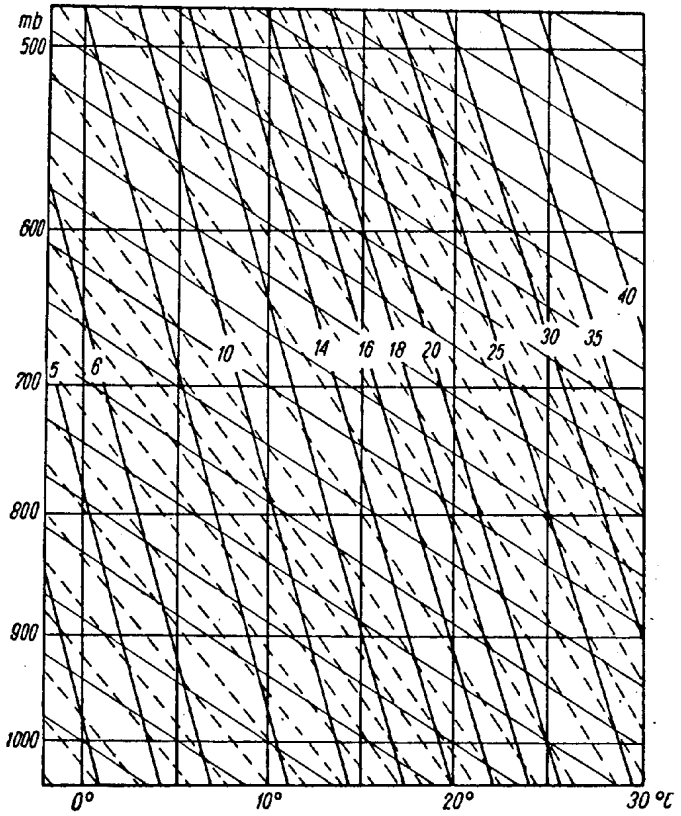
Adiabaty wilgotne podnoszą się bardziej stromo do góry niż adiabaty suche. Na diagramie zaznaczone są liniami przerywanymi — lekko wypukłe.

Linie jednakowych wartości wilgotności bezwzględnej (izogramy) przedstawione są na diagramie w postaci linii prostych biegnących bardzo stromo ku górze. Są one opisane cyframi, podającymi wartość prężności maksymalnej. Wartości ich rosną ku prawej stronie diagramu — w kierunku rosnących temperatur.

Do określania stanu równowagi, potrzebne są dane z wyższych warstw atmosfery — mogą to być depesze, pochodzące ze wzlotu samolotowego, z meteorografem lub z danymi radiosondażowymi. Po ich opracowaniu nanosi się je na diagram (temperaturę nanosi się przy tym jako funkcję ciśnienia). W ten sposób otrzymuje się krzywą stratyfikacji, która charakteryzuje faktyczny rozkład temperatury w atmosferze. Naniesioną na diagramie krzywą stratyfikacyjną analizuje się pod względem położenia w stosunku do adiabaty suchej i wilgotnej.

znajdź więcej na orologia
nakolannik.pl
baza wiedzy pilota

Gdy krzywa stratyfikacji w miarę wzrostu wysokości odchyla się w prawo od adiabaty wilgotnej, wówczas w atmosferze panuje równowaga stała. W przypadku równowagi wilgotno-obojętnej krzywa stratyfikacji przebiega równolegle do adiabat wilgotnych. Przy równowadze wilgotno-chwiejnej krzywa stratyfikacji w miarę wzrostu



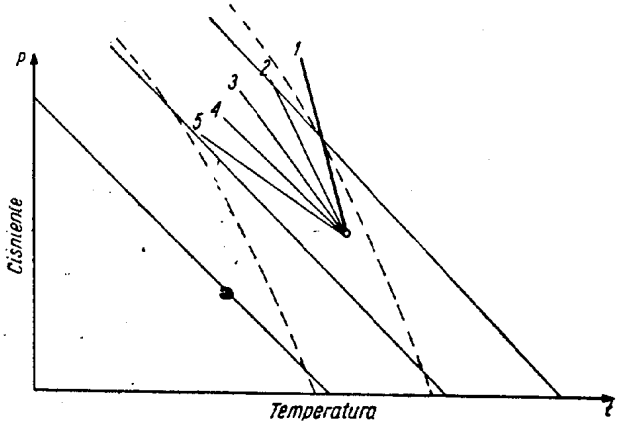
Rys. 1-59. Diagram aerologiczny

wysokości odchyla się w prawo od adiabaty suchej i w lewo od adiabaty wilgotnej. W przypadku równowagi sucho-obojętnej krzywa stratyfikacji przebiega równolegle do adiabat suchych, a przy równowadze chwiejnej krzywa stratyfikacji w miarę wzrostu wysokości odchyla się w lewo od adiabaty suchej (rys. 1-60).

Krzywą, która charakteryzuje zmiany temperatury wywołane adiabatycznym wznoszeniem (lub opadaniem) powietrza nazwano krzywą stanu.

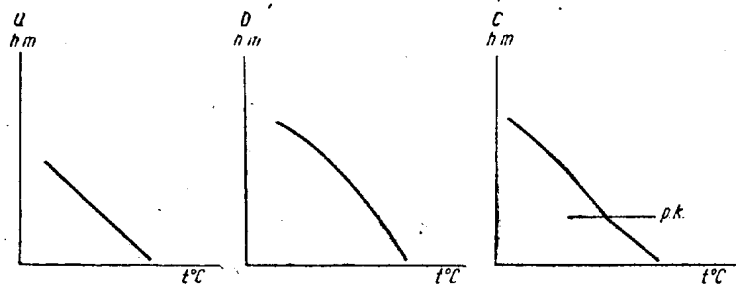
W przypadku wznoszenia się całkowicie suchego powietrza krzywą stanu dla niego będzie adiabata sucha.

Gdy ku górze wznosi się powietrze nasycone parą wodną, wówczas jego krzywą stanu będzie adiabata wilgotna.



Rys. 1-60. Graficzne określanie równowagi

W przypadku zaś przemieszczania się ku górze powietrza wilgotnego (ale nie nasyconego) krzywa stanu będzie się składała z dwóch odcinków. Od powierzchni ziemi do poziomu kondensacji zmiany temperatury będą przebiegały suchoadiabatycznie — tzn. równolegle do adiabaty suchej.



Rys. 1-61. Zmiany adiabatyczne w powietrzu

Po osiągnięciu poziomu kondensacji zmiany temperatury będą zgodne z adiabatą wilgotną (rys. 1-61). Punkt załamania się adiabaty suchej i przejście jej w adiabatę wilgotną wyznacza wysokość położenia poziomu kondensacji.

W sposób przybliżony wysokość położenia poziomu kondensacji można obliczyć ze wzoru:

$$h = 123\ (t - \tau)\ [\mathrm{m}]$$

znajdź więcej na
nakolannik.pl
baza wiedzy pilota

gdzie:
t — temperatura powietrza,
τ — temperatura punktu rosy.

Stosując ten wzór można wyznaczyć na przykład wysokość podstaw chmur konwekcyjnych.

1.4.4. Osady, mgły, chmury

W wyniku różnorodnych procesów prowadzących do ochładzania się powietrza dochodzi do powstania produktów kondensacji dwóch rodzajów: produkty kondensacji pary wodnej na powierzchni ziemi oraz produkty kondensacji w swobodnej atmosferze.

Produkty kondensacji pary wodnej na powierzchni ziemi. Podczas skraplania się pary wodnej na powierzchni ziemi tworzy się rosa, szron oraz szadź.

Rosa tworzy się podczas bezchmurnej i bezwietrznej pogody — wieczorem i nocą, kiedy podłoże znacznie oziębia się wskutek wypromieniowania. W wyniku tego procesu temperatura powietrza spada, osiągając wartość temperatury punktu rosy, a skroplona para wodna osiada na powierzchniach poziomych (gleba, trawa, liście drzew itp.).

Szron tworzy się w tych samych warunkach co i rosa, lecz przy temperaturach podłoża poniżej 0°C. Osiada przeważnie na powierzchniach poziomych (zaorane pole, trawa, liście drzew, dachy domów).

Szadź. Z uwagi na sposób tworzenia się rozróżnia się dwie odmiany szadzi, szadź miękką i szadź twardą. Szadź miękka jest to srebrzystobiały nalot, składający się z kryształków lodu osiadających na gałęziach drzew, narożnikach budynków itp. Powstaje wtedy, gdy mgła składająca się z kropelek wody przechłodzonej zetknie się z przedmiotami stałymi. Wówczas kropelki przechłodzone zamarzają, tworząc okiście po stronie zawietrznej danych przedmiotów. Szadź twarda powstaje wtedy, gdy po okresie silnych mrozów powieje ciepły i wilgotny wiatr. Dochodzi wówczas do występowania tzw. mgły „roszącej"; kropelki tej mgły w zetknięciu z wychłodzonymi przedmiotami zamarzają, tworząc osad o budowie bezpostaciowej, bardziej zwartej niż szadź miękka.

Niebezpiecznym produktem kondensacji, tworzącym się na powierzchni ziemi, jest tzw. gołoledź. Do jej powstania dochodzi w wyniku padania przechłodzonych kropelek mgły na powierzchnię ziemi w temperaturze powietrza poniżej −0°C. Może ona wystąpić także w przypadku gdy spadnie deszcz po długotrwałych silnych mrozach. Gołoledź tworzy gładką przezroczystą warstwę lodu.

Produkty kondensacji w swobodnej atmosferze. W wyniku procesu kondensacji w przyziemnej warstwie powietrza dochodzi do powstania zamgleń i mgły.

Zamglenie. Kondensacja pary wodnej w przygruntowej warstwie jest jedną z podstawowych przyczyn zmniejszających zasięg widoczności (tzw. widzialność). Jeżeli widzialność mimo wystąpienia kondensacji nie zmniejszy się poniżej 1 km, wówczas powiadamy, że powietrze jest zamglone.

Mgły. Mgłą nazywane jest zjawisko kondensacji (lub sublimacji) pary wodnej w przyziemnej warstwie powietrza, podczas którego tworzą się drobne kropelki wody lub kryształki lodu, zawieszone w powietrzu. Podczas wystąpienia mgły widzialność pozioma wynosi mniej niż 1 km.

Mgła powstaje wówczas, gdy temperatura powietrza w warstwie przyziemnej wskutek ochłodzenia się podłoża obniży się do temperatury punktu rosy i osiągnie stan nasycenia parą wodną. Powstawanie mgieł związane jest głównie z ochłodzeniem przyziemnej warstwy powietrza do wartości temperatury punktu rosy, dlatego klasyfikację mgieł przeprowadza się pod kątem sposobu ochładzania się powietrza. Z uwagi na to wyróżnia się następujące typy mgieł:
— radiacyjne (z wypromieniowania),
— adwekcyjne (napływowe),
— adwekcyjno-radiacyjne,
— z wyparowania,
— frontowe.

Mgły radiacyjne tworzą się nad lądami podczas bezchmurnej i bezwietrznej pogody w wyniku nocnego ochłodzenia się powietrza od podłoża. Najbardziej sprzyjające warunki do powstania tych mgieł istnieją w obszarach wyżowych, w klinach wysokiego ciśnienia oraz w tak zwanym siodle. Rzadziej, i to głównie w okresie lata, z warunkami takimi można się spotkać w polach obniżonego ciśnienia o małym gradiencie barycznym.

Mgły radiacyjne w większości przypadków tworzą się podczas cisz lub przy wietrze o prędkości 1÷2 m/s. Prędkość wiatru 3÷4 m/s stanowi pewną wartość progową, po przekroczeniu której mgły tego typu już nie powstają. Wraz ze wzrostem wysokości wzrasta prędkość wiatru, głównie w warstwie powietrza zalegającego na poziomie 100÷300 m. Obecność słabego wiatru jest czynnikiem sprzyjającym tworzeniu się mgły, zwłaszcza jeżeli prędkość

znajdź więcej na
nakolannik.pl
baza wiedzy pilota

wiatru wzrasta nieznacznie wraz z wysokością. Taki bowiem pionowy rozkład prędkości wiatru sprzyja turbulencyjnemu przenoszeniu produktów kondensacji (sublimacji) od powierzchni ziemi w górę i utrzymaniu ich w stanie zawieszonym w przyziemnej warstwie powietrza.

Mgła radiacyjna tworzy się wskutek kondensacji pary wodnej w najniższych warstwach powietrza, dlatego też jest ona tam najgęściejsza, a widzialność zmniejsza się często do kilkudziesięciu metrów. Grubość mgieł sięga do 300 m; wraz z wysokością gęstość ich maleje, zwiększa się zaś widzialność. Omawiane mgły rzadko obejmują swym zasięgiem duże obszary, zwykle występują one w postaci płatów czy wysp na nizinach lub w dolinach rzek, czyli w tych miejscach, w których obserwuje się spływ wychłodzonych mas powietrza do niżej położonych miejsc. Z tego powodu na wszelkich wyniosłościach terenowych mgły radiacyjne są bardzo rzadkie. Nad szerokimi rzekami i rozległymi jeziorami nie tworzą się, gdyż powierzchnia wód nie ochładza się nigdy tak bardzo jak powierzchnia lądów. Po nasunięciu się nad zbiornik wody, mgła ulega szybkiemu rozproszeniu.

Mgła radiacyjna nie przedstawia większego niebezpieczeństwa dla lotnictwa, może jedynie utrudnić warunki startu i lądowania.

Mgły radiacyjne najczęściej powstają w przejściowych porach roku — wiosną i jesienią, gdy ośrodek wyżowy zalega nad lądem, a masa powietrza jest dostatecznie wilgotna. W okresie lata mgły te pojawiają się po wystąpieniu silnych opadów, kiedy wieczorem i nocą występują przejaśnienia sprzyjające spadkowi temperatury. Trwałość tych mgieł nie jest duża — zanikają one we wczesnych godzinach przedpołudniowych pod wpływem promieni słonecznych ogrzewających podłoże. Proces zanikania zaczyna się od powierzchni ziemi. Obserwator odnosi wówczas wrażenie, jakby mgła unosiła się do góry i przechodziła w chmury Stratofractus.

Mgły adwekcyjne związane są z adwekcją (napływem) ciepłych mas powietrza nad chłodniejsze podłoże. W czasie adwekcji ciepłych mas powietrza nad chłodniejsze podłoże powietrze traci swe ciepło (oziębia się) wskutek turbulencyjnej wymiany z podłożem, co prowadzi w efekcie do powstania warstwy inwersyjnej, poniżej której dochodzi do kondensacji pary wodnej.

Warunki sprzyjające powstaniu mgieł adwekcyjnych występują wówczas, gdy istnieje silny poziomy gradient temperatury zorientowany w kierunku przemieszczania się

masy powietrza i gdy prędkość wiatru jest duża, powyżej 5 m/s. Początkowo mgła powstaje w przyziemnej warstwie powietrza, a następnie wskutek silnej turbulencji rozbudowuje się szybko w kierunku pionowym. Miąższość jej dochodzi do kilkuset metrów. W odróżnieniu od mgieł radiacyjnych gęstość mgieł adwekcyjnych zwiększa się wraz z wysokością.

Nad lądem mgły adwekcyjne występują najczęściej w chłodnej połowie roku — gdy masy powietrza polarno-morskiego (znad Atlantyku) napływają nad wyziębiony ląd Europy, najczęściej w ciepłym wycinku niżu lub na zachodnim skraju wyżu. Jesienią i zimą powstają one podczas napływu powietrza znad powierzchni wody nad ląd, a wiosną i latem — podczas przemieszczania się powietrza znad lądu nad morze.

Mgły adwekcyjne mogą się utrzymać znacznie dłużej niż mgły radiacyjne. W sprzyjających warunkach (gdy spływ powietrza nie ulega zmianie) mgły napływowe mogą trwać kilka dni, a nawet i tydzień. Zanikają one po zmianie kierunku spływu mas powietrza, na przykład wówczas, gdy ustanie napływać nad ląd (zimą) wilgotne i ciepłe powietrze.

Mgły radiacyjno-adwekcyjne tworzą się głównie nad kontynentami w chłodnej porze roku. Najczęściej pojawiają się one w okresie nocy w przypadku słabej adwekcji ciepłego powietrza, gdy prędkość wiatru dolnego wynosi 1÷2 m/s.

Do osiągnięcia stanu nasycenia i kondensacji nadmiaru pary wodnej konieczne jest w takim przypadku dodatkowe radiacyjne ochłodzenie się powietrza od podłoża. Możliwość taka istnieje wówczas, gdy na przykład pokrywa chmur warstwowych jest dostatecznie cienka lub gdy dojdzie do przejaśnień choć na krótki przeciąg czasu. Wzmaga się wówczas wypromieniowanie ciepła przez podłoże, które tym samym ulega silnemu ochłodzeniu. Dochodzi wówczas do powstania inwersji, poniżej której dochodzi do zwiększenia się grubości wcześniej istniejącej cienkiej zasłony chmur warstwowych. Mgła radiacyjno-adwekcyjna po zlaniu się z tymi chmurami tworzy jedną bardzo grubą i gęstą warstwę mgły, sięgającą do kilkuset metrów wysokości.

Mgły z wyparowania tworzą się wówczas, gdy wychłodzone powietrze napływa nad cieplejszą powierzchnię wody. W takim przypadku obserwuje się silne parowania zbiornika wodnego, gdyż temperatura wody jest wyższa od temperatury powietrza. Intensywnie parująca powierzch-

znajdź więcej na
nakolannik.pl
baza wiedzy pilota

nia wody prowadzi do nasycenia się parą wodną otaczającego powietrza. Wskutek tego, że temperatura powietrza jest niższa od temperatury wody, szybko dochodzi do kondensacji i do powstawania mgły w postaci kłębów. Kłęby te tworzą się dlatego, że chłodne powietrze ogrzewa się od powierzchni wody, co prowadzi do unoszenia się mgły ku górze.

Pionowy zasięg tych mgieł z wyparowania jest niewielki.

Mgły frontowe obserwuje się często w chłodnej porze roku. Występują one wąskim pasem, ciągnącym się na setki kilometrów wzdłuż frontu ciepłego i zokludowanego o charakterze frontu ciepłego. Z uwagi na ich występowanie względem linii frontu, mgły te podzielono na mgły przedfrontowe (występują przed frontem), na linii frontu i zafrontowe (za linią frontu). Najczęściej towarzyszą one powoli przemieszczającym się frontom. Powoli przemieszczające się fronty obserwuje się zwykle na peryferiach niżu, gdzie ciśnienie jest już względnie wysokie. Fronty ciepłe charakteryzuje mniej zwarta pokrywa chmur, słabe opady i obecność chmur niskich. Chmury te mają tendencję do obniżania się aż do podłoża, przekształcając się tym samym w mgłę.

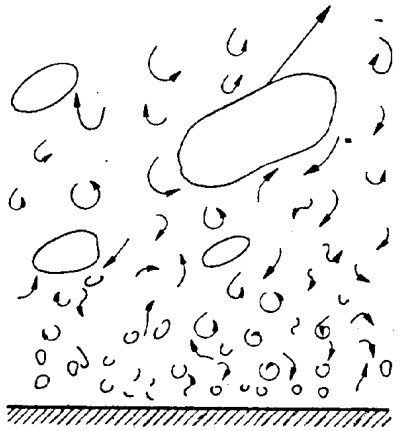
Za frontem chłodnym mgły również mogą wystąpić, jeżeli w klinie chłodnego powietrza pada deszcz lub dochodzi do wyparowania opadu, jaki spadł na powierzchnię ziemi.

1.4.5. Procesy chmurotwórcze

Różnorodne formy chmur związane są z warunkami ich powstania, czyli z procesami atmosferycznymi prowadzącymi do ochłodzenia się powietrza do temperatury punktu rosy.

Podstawowe procesy chmurotwórcze to:
— konwekcja termiczna,
— wślizgiwanie się powietrza wzdłuż powierzchni frontowych,
— ruchy falowe,
— mieszanie turbulencyjne,
— wypromieniowanie ciepła.

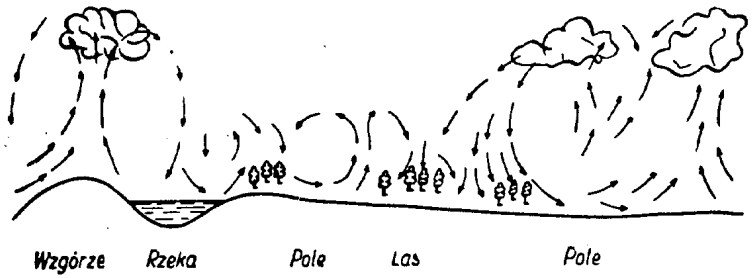
Chmury konwekcji termicznej. Konwekcją termiczną w atmosferze nazwano wznoszenie się powietrza w postaci drobnych pęcherzy i strużek, wywołane nierównomiernym nagrzaniem się podłoża. Początkowo ruch ten jest bardzo chaotyczny, w miarę wzrostu wysokości drobne strużki łączą się ze sobą, tworząc jeden prąd konwekcyjny. Schemat rozwoju prądu konwekcyjnego z elementów turbulencji atmosferycznej przedstawiono na rys. 1-62. Takiemu przejściu od nie uporządkowanych ruchów wstępujących do zstępujących sprzyja niejednorodność podłoża. Na przykład obszary piaszczyste czy łany zbóż nagrzewają się



Rys. 1-62. Schemat rozwoju prądu konwekcyjnego

szybciej i intensywniej niż gleby podmokłe czy kompleksy leśne bądź zbiorniki wodne. Z tego też powodu nad obszarami, które ulegają szybkiemu nagrzaniu, dochodzi do rozwoju prądów wstępujących (obszary termiczne). W tym samym zaś czasie nad obszarami wolno nagrzewającymi się obserwuje się prądy zstępujące (obszary atermiczne, rys. 1-63).

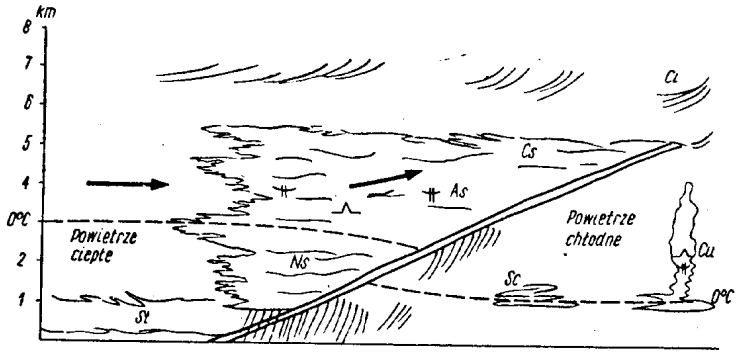
Chmury frontowe (wślizgowe). Bardzo istotnym procesem chmurotwórczym jest wślizgiwanie się powietrza wzdłuż powierzchni frontowej.



Rys. 1-63. Powstawanie chmur konwekcyjnych

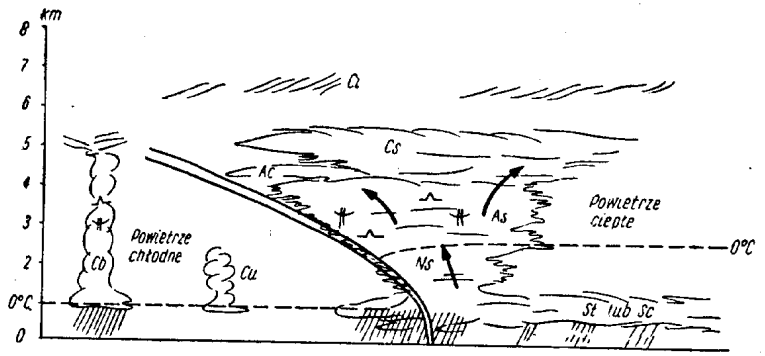
znajdź więcej na
nakolannik.pl
baza wiedzy pilota

W przypadku frontu ciepłego (rys. 1-64) tworzy się bardzo zwarta pokrywa chmur warstwowych, ciągnących się na przestrzeni 600÷700 km. Na początku przemieszczają się chmury wysokie, zbudowane z kryształków lodu, za nimi występują chmury średnie, zbudowane z kropelek wody i kryształków lodu, te zaś przechodzą w chmury niskie, zbudowane z kropelek wody.



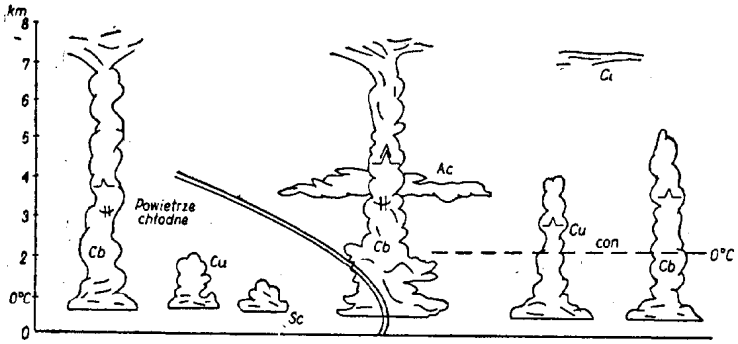
Rys. 1-64. Front ciepły — układ chmur

W przypadku frontu chłodnego tworzą się inne chmury. Podczas przechodzenia frontu chłodnego wolno przemieszczającego się — tzw. frontu chłodnego I rodzaju (rys. 1-65), powietrze ciepłe wślizguje się na powietrze chłodne w kierunku przeciwnym do kierunku ruchu powietrza chłodnego; dochodzi wówczas także do powstania chmur warstwowych, lecz układ ich jest odwrotny do układu na froncie ciepłym. Na froncie chłodnym szybko przemieszczającym się — front II rodzaju (rys. 1-66) — w wyniku silnego wyciskania ku górze ciepłych mas powietrza, przez czoło frontu chłodnego, powstają silnie rozbudowane chmury kłębiaste deszczowe.



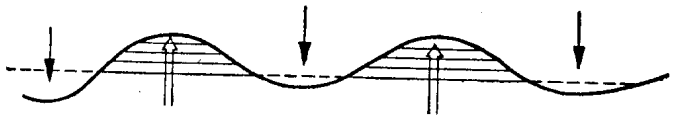
Rys. 1-65. Front chłodny I rodzaju — układ chmur

Chmury pochodzenia falowego. Na powierzchni rozdziału dwóch warstw powietrza, różniących się między sobą gęstością i prędkością przemieszczania się, może dojść do



Rys. 1-66. Front chłodny II rodzaju — układ chmur

zafalowania. Taką powierzchnią jest bardzo często dolna granica warstwy inwersyjnej. Na grzbiecie każdej fali powietrze wznosi się do góry i ochładza się adiabatycznie. Dochodzi wówczas do kondensacji i w grzbiecie fali powstaje charakterystyczna chmura. W dolinie fali występują ruchy opadające, którym towarzyszy wzrost temperatury. Kropelki wody wyparowują i dlatego w miejscach występowania doliny nie obserwuje się chmur. Grubość chmur falowych jest niewielka. Zazwyczaj chmury falowe występują przed frontem chłodnym II rodzaju oraz w górach (fala orograficzna).



Rys. 1-67. Powstawanie chmur falowych

Chmury pochodzenia turbulencyjnego. Zależnie od stanu atmosfery, stopnia nasycenia powietrza parą wodną oraz od prędkości wiatru ruchy turbulencyjne mogą doprowadzić do powstania chmur. Jeżeli na przykład w masie powietrza o zawartości pary wodnej bliskiej stanu nasycenia powstaną ruchy turbulencyjne, to pionowe przenoszenie

znajdź więcej na
nakolannik.pl
baza wiedzy pilota

powietrza ku górze prowadzi do kondensacji pary wodnej. Powstają przy tym zazwyczaj chmury niskie o kształtach nieregularnych, poszarpanych.

Chmury pochodzenia radiacyjnego. W wyniku radiacyjnego ochłodzenia się podłoża w czasie bezchmurnej i bezwietrznej pogody, ochładza się także powietrze zalegające w dolnej warstwie powietrza. Jeżeli przy tym powietrze jest bliskie stanu nasycenia i ma temperaturę punktu rosy, dochodzi do skroplenia się pary wodnej i powstawania jednolitej powłoki niskich chmur warstwowych.

1.4.6. Klasyfikacja chmur

Zgodnie z obowiązującym międzynarodowym podziałem chmur, chmury dzieli się przede wszystkim na podstawie wyglądu zewnętrznego na 10 podstawowych rodzajów.

Tablica 1-12

Klasyfikacja chmur

Piętro	Rodzaj		Skrót	Wysokość w km	
	Nazwa łacińska	Nazwa polska		dolna granica	górna granica
Wysokie	Cirrus	Pierzaste	Ci	7÷10	13
	Cirrocumulus	Pierzasto-kłębiaste	Cc	6÷8	13
	Cirrostratus	Pierzasto-warstwowe	Cs	7÷8	13
Średnie	Altocumulus	Średnie kłębiaste	Ac	2,5÷5,0	6
	Altostratus	Średnie warstwowe	As	2,5÷5,0	6
Niskie	Nimbostratus	Warstwowe deszczowe	Ns	0,1÷2,0	6÷8
	Stratocumulus	Kłębiasto-warstwowe	Sc	0,2÷2,5	2,5
	Stratus	Niskie warstwowe	St	0,05÷0,6	1÷2
O budowie pionowej	Cumulus	Kłębiaste	Cu	0,3÷2,5	6,8
	Cumulonimbus	Kłębiaste deszczowe	Cb	0,6÷2,0	8÷12

W podstawowych rodzajach wyróżnia się gatunki i odmiany. Ze względu na wysokość występowania chmury zalicza się do różnych pięter: niskie, średnie i wysokie (tabl. 1-12).

Chmury wysokie

C i r r u s. Są to chmury zbudowane z kryształków lodu, mają kształt białych delikatnych nitek, białych kłaczków lub wąskich pasm. Chmury te wykazują budowę włóknistą (rys. 1-68). Charakterystycznymi gatunkami są Cirrus

Rys. 1-68. Chmura Ci unc

uncinus (Ciunc) — chmura o kształcie haczyka, poprzedza ona front ciepły, oraz Cirrus fibratus (Ci fib) — delikatny Cirrus włóknisty w kształcie zakrzywionych nitek.

C i r r o c u m u l u s — cienka biała ławica, płat lub warstwa chmur bez cieni. Złożona bywa z bardzo małych członków w kształcie ziaren, zmarszczek itp. Chmura zbudowana jest z kryształków lodu. Grubość chmury jest niewielka — 200÷400 m. Powstaje w wyniku ruchów falowych i pionowych w wyższych warstwach atmosfery.

C i r r o s t r a t u s — przejrzysta, biaława zasłona z chmur o włóknistym lub gładkim wyglądzie, pokrywająca niebo całkowicie lub częściowo. Zazwyczaj towarzyszy im zjawisko halo. Chmura zbudowana z kryształków lodu (rys. 1-69). Pojawienie się tych chmur świadczy o bliskim pogorszeniu się pogody.

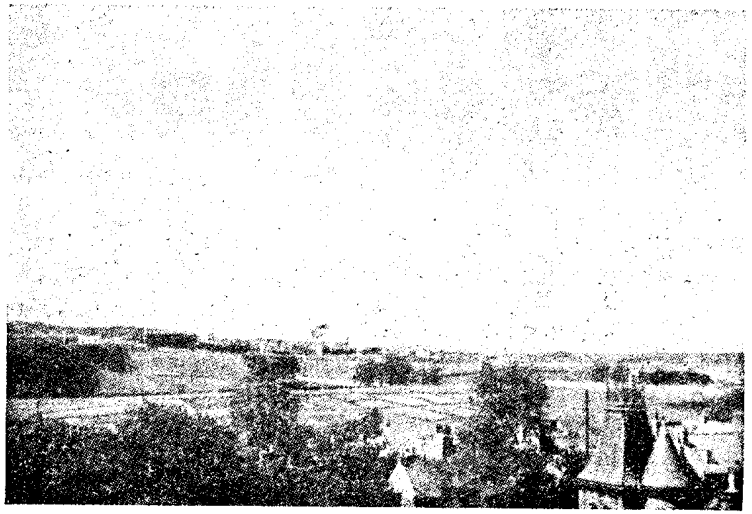
znajdź więcej na
nakolannik.pl
baza wiedzy pilota

Rys. 1-69. Chmura Cs

Chmury średnie

Altocumulus. Chmura ta składa się w zasadzie z kropelek wody; charakteryzują ją ostrość zarysów, mała przezroczystość oraz występowanie zjawisk optycznych (wieńce, iryzacja). W niskich temperaturach w chmurach występują także kryształki lodu. Warstwa chmur Ac może

Rys. 1-70. Chmura Ac lent



Rys. 1-71. Chmura Ac cast

przekształcić się w Altostratus lub w przypadku występowania opadów śniegu lub deszczu — w Nimbostratus.

Charakterystycznymi gatunkami są: Altocumulus stratiformis (Ac str) — jest to chmura w postaci warstwy lub płatków złożonych z oddzielnych elementów, Altocumulus lenticularis (Ac len, rys. 1-70) — chmury o charaktery-

Rys. 1-72. Chmura As

znajdź więcej na
nakolannik.pl
baza wiedzy pilota

stycznym wyglądzie soczewkowatym, Altocumulus castellanus (Ac cast, rys. 1-71) — chmura o budowie wieżyczkowatej (wieżyczki wyrastają ze wspólnej podstawy). Obecność tej chmury wskazuje na istnienie równowagi chwiejnej na poziomie jej występowania.

Ważniejszymi odmianami tych chmur są: Ac translucidus (Ac trans) — warstwa lub płat chmury, przez który

Rys. 1-73. Chmura St

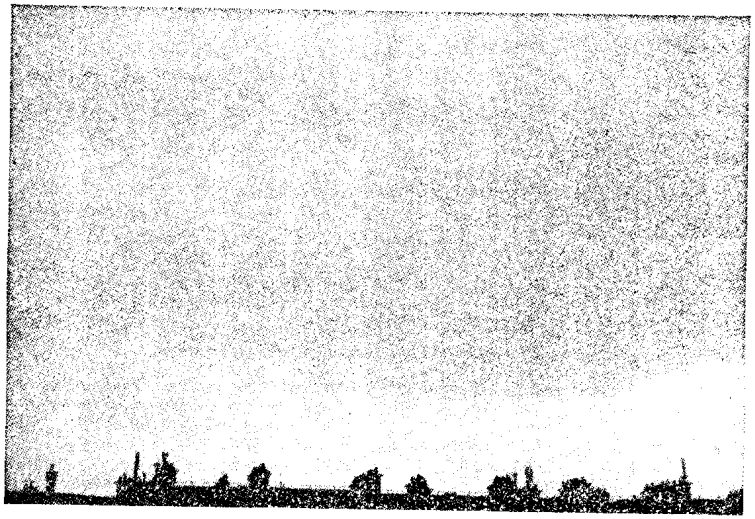
prześwieca słońce, oraz Ac opacus (Ac opac) — chmura Ac o dużej rozciągłości poziomej i tak gęsta, że nie widać przez nią słońca.

Altostratus. Płat lub warstwa chmur o kolorze szarawym lub niebieskawym, o wyglądzie prążkowanym, włóknistym lub jednolitym, pokrywających niebo całkowicie lub częściowo, miejscami tak cienkich, że słońce jest przez nie widoczne jak przez matową szybę. Chmura As ma budowę mieszaną — górna jej część zbudowana jest z kryształków lodu, dolna — z kropel wody, a część środkowa — z mieszaniny kropel wody i kryształków lodu. Wśród chmur As nie wyróżnia się żadnych gatunków, natomiast odmianami ich są: As translucidus (As trans) przeświecająca i As opacus (As op) — gęsta.

Chmury niskie

Nimbostratus. Szara warstwa chmur, często b. ciemna, o wyglądzie rozmytym wskutek mniej lub bardziej ciągłego opadu. Chmura ma znaczną grubość i dla-

tego nie widać przez nią słońca. Poniżej podstawy tej chmury występują często poszarpane chmury złej pogody. Chmura Ns może przekształcać się z chmury As, wskutek procesu rozrastania się, lub rzadziej z chmury Sc. Zajmuje ona dużą przestrzeń i zbudowana jest z kropelek wody (także przechłodzonych), kryształków lodu i płatków śniegu (rys. 1-74).



Rys. 1-74. Chmura Ns

Stratocumulus jest to szara, biaława lub częściowo szara — częściowo biaława ławica, płat lub warstwa chmur, złożona zazwyczaj z zaokrąglonych brył, walców itp., połączonych ze sobą lub oddzielonych od siebie.

Ważniejsze gatunki to: Sc Stratiformis (Sc str) — jest to forma najpospolitsza, ma postać rozległej warstwy lub płata złożonego z walców lub zaokrąglonych brył bardziej lub mniej spłaszczonych. Sc lenticularis (Sc lent) — chmura Sc o wyglądzie soczewki (występuje stosunkowo rzadko), oraz Sc opacus (Sc op) — gęsta chmura Sc, tworząca ciągłą lub prawie ciągłą warstwę, złożoną z ciemnych zaokrąglonych brył.

Stratus jest to na ogół szara o dość jednolitej podstawie warstwa chmur, mogąca dać opad mżawki, igieł lodowych lub ziarnistego śniegu. Zbudowana jest zwykle całkowicie z kropel wody. W bardzo niskich temperaturach krople wody mogą się zmienić w kryształki lodu.

Najczęściej spotykane gatunki to: St nebulosus (St

znajdź więcej na
nakolannik.pl teorologia
baza wiedzy pilota

neb) — jest to przypadek najczęstszy; chmura o wyglądzie szarej gęstej jednolitej mgły, Stratus fractus (St fr) — chmura Stratus o postaci poszarpanej, nieregularnej warstwy, zmieniającej bezustannie swój wygląd (chmury złej pogody).

Chmury o rozwoju pionowym

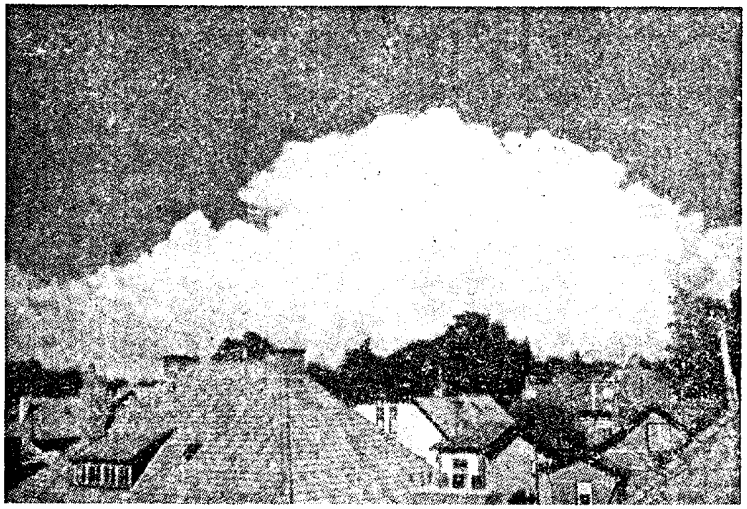
Cumulus — oddzielne, na ogół gęste chmury o ostrych zarysach, rozwijające się w kierunku pionowym, w kształcie kopuł lub wież. Podstawa ich jest stosunkowo ciemna i prawie pozioma. Chmury te zbudowane są z kropelek wody i nie dają opadu, nieraz wypadają z nich jedynie pojedyncze krople.

Rys. 1-75. Chmura Cu fr

Gatunki chmur Cu to: Cumulus fractus (Cu fr) — małe chmury Cu o bardzo postrzępionych kształtach (rys. 1-75), Cumulus humilis (Cu hum) — chmura kłębiasta o słabym rozwoju pionowym, Cumulus congestus (Cu cong) — silnie wypiętrzona chmura kłębiasta o ostrych wyraźnych konturach, o wyglądzie kalafiora. W dalszym rozwoju chmura ta przekształca się w chmurę kłębiastą deszczową.

Cumulonimbus. Są to ciężkie gęste chmury o rozwoju pionowym, kłębiaste — wznoszące się w kształcie gór lub wież. Górna część chmury jest na ogół gładka, włóknista lub prążkowa. Poniżej zwykle bardzo ciemnej podstawy tej chmury występują często smugi opadu nie sięgającego do ziemi (virga) lub opad oraz niskie postrzępione chmury. Chmura Cb składa się z kropelek wody, a w górnej części z kryształków lodu, zawiera poza tym bardzo duże krople wody, płatki śniegu, ziarna krupy i grad.

Gatunki chmur Cb: Cumulonimbus calvus (Cb cal — chmura kłębiasta deszczowa „łysa"; górne jej partie nie są



Rys. 1-76. Chmura Cb cal

Rys. 1-77. Chmura Cb cap

znajdź więcej na
nakolannik.pl
baza wiedzy pilota

Charakterystyka mgieł

Tablica 1-13

Typ mgły	Pora roku	Warunki tworzenia się mgły	Warunki zanikania mgły	Obszary powstawania mgły	Obszary nie sprzyjające powstaniu mgły
Mgła radiacyjna	w ciągu całego roku	ochłodzenie dolnej warstwy powietrza od wyziębionego podłoża, osiągnięcie stanu nasycenia parą wodną podłoże ochładza się w wyniku wypromieniowania ciepła	podwyższenie się temperatury po wschodzie słońca zwiększenie się prędkości wiatru, turbulencja	tereny obniżone, podmokłe łąki, bagna	wzniesienia, obszary przybrzeżne, obszary wyróżniające się dużym zachmurzeniem
Mgła adwekcyjna nad lądem	chłodna pora roku	napływ ciepłego powietrza nad zimne podłoże — obniżenie się temperatury; stan nasycenia powietrza parą wodną	zmiana masy powietrza lub podwyższenie się temperatury; zwiększenie się prędkości wiatru powoduje przekształcenie się w chmury Stratus	duże obszary lądu, zwłaszcza zaś zbocza dowietrzne	na zboczach zawietrznych
Mgła adwekcyjna nad morzem	w ciągu całego roku	ochłodzenie się powietrza, przemieszczanie się nad chłodnymi wodami aż do osiągnięcia stanu nasycenia parą wodną	zmiana masy powietrza; w obszarach przybrzeżnych — podwyższenie się temperatury w ciągu dnia	otwarte przestrzenie mórz, płaskie wzgórza	obszary oddalone od morza, zwłaszcza zbocza zawietrzne
ła ntowa	w ciągu całego roku	obniżenie się podstaw chmur frontowych aż do powierzchni ziemi, wyparowywanie kropel wody	po przejściu frontu atmosferycznego, zmiana masy powietrza	wzniesienia, zwłaszcza zbocza dowietrzne	niziny i zawietrzne zbocza wyżyn i wzniesień

znajdź więcej na nakolannik.pl baza wiedzy pilota

Tablica 1-14

Charakterystyka chmur

Piętro	Rodzaj	Przeciętna wysokość podstawy	Przeciętna grubość	Struktura	Zjawisko optyczne przezroczystość	Widzialność	Opad	Wpływ na lot		Wygląd zewnętrzny
								turbulencja	oblodzenie	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Wysokie	Cirrus	7÷10 km	kilkaset metrów	krystaliczna, drobne kryształki lodu	przeświecają słońce, księżyc i gwiazdy, w ciągu dnia widać błękit nieba	od kilku km do kilkuset m	brak	lot spokojny; w chmurach związanych z jet-streamem turbulencja umiarkowana i silna	rzadko, słabe	białe b. delikatne włókniste chmury; Ci unc świadczą o zbliżaniu się frontu ciepłego
	Cirrocumulus	6÷8 km	kilkaset metrów	krystaliczna, kryształki lodu często łączone	przeświecają słońce, księżyc i gwiazdy, w ciągu dnia widać błękit nieba	od kilku km do kilkuset m	brak	lot spokojny; w chmurach związanych z jet-streamem turbulencja umiarkowana i silna	rzadko, słabe	białe cienkie i przezroczyste chmury w postaci fal, ziarn, płatków („drobne baranki")
	Cirrostratus	7÷8 km	od kilkuset metrów do kilku kilometrów	krystaliczna, kryształki lodu	przeświecają słońce, księżyc i jasne gwiazdy, występuje zjawisko halo	od kilkudziesięciu m do kilku km	brak	lot spokojny; w chmurach związanych z jet-streamem turbulencja umiarkowana i silna	rzadko, słabe	biała lub szarawa zasłona zaciągająca całe niebo, świadczą o zbliżaniu się frontu ciepłego lub okluzji

cd. tablicy 1-14

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Średnie	Alto-cumulus	2,5÷5 km	kilkaset metrów	krople wody lub mieszanina kropel i kryształków	miejscami prześwieca słońce, czasami towarzyszy im wieniec	200 m	brak (czasami virga)	słaba, w Ac cast umiarkowana i silna	słabe, czasami umiarkowane w temp. od 0 do −10°C	białe, czasem szare chmury w postaci fal, zaokrąglonych brył, pokrywające dużą część nieba; Ac lent świadczy o ruchach falowych, Ac cast — o dużej chwiejności
	Alto-stratus	2,5÷5 km	od kilkuset metrów do kilku kilometrów	kryształki lodu i krople wody	słońce i księżyc przeświecają jak przez matową szybę, czasami występuje wieniec	200 m	latem niewielki deszcz, zimą śnieg	czasami, słaba	od słabego do silnego w temp. od 0 do −10°C	gęsta, szara jednolita zasłona chmur; słońce i księżyc przeświecają słabo lub wcale; świadczy o zbliżaniu się frontu ciepłego
	Nimbo-stratus	0,1÷2,0 km	2÷3 km, czasami 5 km	krople wody, kryształki lodu, występują też śnieżynki i krople przechłodzone	słońce i księżyc niewidoczne	100 m	ciągły, latem deszcz zimą śnieg	słaba lub umiarkowana zwłaszcza w dolnej warstwie	w temp. od 0 do −10°C umiarkowane lub silne, poniżej −10°C słabe	ciemnoszara warstwa chmur; w czasie opadu dolna granica rozmyta; typowa chmura frontu ciepłego i okluzji

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Niskie	Strato-cumulus	0,2÷2,5 km	0,2÷1,0 km	krople wody w temp. ujemnej, czasami kryształki lodu	słońce prześwieca czasami, rzadko występuje wieniec	200 m	czasami mżawka lub słaby śnieg	od słabej do umiarkowanej	w temp. od 0 do −10°C słabe, do umiarkowanego	chmura biała lub szara w postaci warstwy lub płatków, zaokrąglonych brył, wałców itp.
Niskie	Stratus	0,05÷0,6 km	0,2÷0,8 km	krople wody; w temp. ujemnych mogą występować kryształki lodu	słońce i księżyc zwykle niewidoczne	100 m	czasami mżawka lub słaby opad śniegu	czasami słaba	w temp. od 0 do −10°C słabe, do umiarkowanego	jednorodna szara warstwa chmur, zaciągająca duże części nieba
O budowie pionowej	Cumulus (humilis)	0,8÷1,5 km	od kilkudziesięciu do kilkuset metrów	krople wody	słońce prześwieca tylko na ich skraju	50 m	brak	od słabej do umiarkowanej	nie obserwuje się	oddzielne białe gęste chmury o zaokrąglonych wierzchołkach, słabo rozbudowane w kierunku pionowym; podstawy płaskie i ciemne
	Cumulus (congestus)	0,6÷1,5 km	od kilkuset metrów do kilku kilometrów	krople wody, duże w części środkowej	słońce nie prześwieca	20÷40 m	czasami słaby opad, pojedyncze duże krople	silna i bardzo silna; wchodzenie w chmurę jest niebezpieczne	umiarkowane i silne ujemnych temperaturach	silnie wypiętrzona śnieżnobiała chmura
	Cumulo-nimbus	0,6÷2,0 km	3÷6 km latem wierzchołki osiągają tropopauzę	w dolnej części krople w górnej — kryształki lodu (krupa, grad i płatki śniegu)	słońce nie prześwieca	10÷30 m w górnej części chmury czasami 50÷100 m i więcej	ulewny przelotny (grad, krupa śnieg, deszcz)	silna i bardzo silna, wchodzenie w chmurę jest b. niebezpieczne	b. silne w obszarze chmury o temp. ujemnej	

znajdź więcej na nakolannik.pl baza wiedzy pilota

zlodzone, lecz bardzo skłębione; wyrazistość konturów ulega zatarciu w wyniku zamarzania kropelek wody, chmurze tej towarzyszą ulewne deszcze i opady gradu, wyładowania elektryczne oraz szkwały) oraz Cumulonimbus capillatus (Cb cap — chmura ta wykazuje w swej części górnej wyraźną strukturę włóknistą, która często przypomina kowadło lub pióropusz; także i tej chmurze towarzyszą opady ulewne, opad, wyładowania elektryczne i szkwały).

Cechy charakterystyczne mgieł i chmur zestawiono w tablicy 1-13 oraz 1-14.

2. METEOROLOGIA SYNOPTYCZNA

2.1. SŁUŻBA PROGNOZ, SIEĆ STACJI METEOROLOGICZNYCH

Zadaniem służby prognoz jest przede wszystkim dostarczanie niezbędnych informacji meteorologicznych lotnictwu, żegludze, komunikacji lądowej oraz innym gałęziom gospodarki narodowej (tzw. osłona meteorologiczna). Służba prognoz opiera swe działanie na danych dostarczanych przez sieć meteorologicznych stacji obserwacyjnych.

Stacje tej sieci wykonują obserwacje meteorologiczne w ściśle określonych terminach i według obowiązujących instrukcji. Wyniki obserwacji natychmiast są przesyłane (telefonicznie lub dalekopisem) do wyznaczonych zbiornic depesz meteorologicznych. Depesze meteorologiczne są następnie przekazywane do krajowych biur prognoz oraz — specjalnymi środkami łączności — do użytku międzynarodowego.

W celu usprawnienia przekazywania wyników meteorologicznych przesyła się je w postaci zaszyfrowanej według odpowiedniego klucza meteorologicznego. W kluczu tym informacje o każdym elemencie i zjawisku meteorologicznym podane są za pomocą jednej lub kilku odpowiednich cyfr, zajmujących w depeszy ściśle określone miejsce.

Obserwacje meteorologiczne wykonywane są na całym świecie w tych samych terminach, ustalonych według czasu Greenwich (GMT). Ustalonymi terminami obserwacji synoptycznych są godziny: **00** 03 **06** 09 **12** 15 **18** 21 GMT (terminy 00, 06, 12 oraz 18 są głównymi terminami synoptycznymi, pozostałe zaś — terminami pośrednimi).

Obserwacje muszą być wykonywane bardzo punktualnie, zwłaszcza pomiar ciśnienia. Pomiary są wykonywane we-

znajdź więcej na
nakolannik.pl
baza wiedzy pilota

dług ustalonej kolejności; obserwator mierzy wielkość opadu, ustala rodzaj i wielkość zachmurzenia, podstawę chmur oraz widzialność, odczytuje temperaturę (maksymalną i minimalną) na termometrze suchym i zwilżonym, określa kierunek i prędkość wiatru dolnego oraz dokładnie w terminie obserwacji odczytuje ciśnienie i tendencję ciśnienia (różnicę ciśnień mierzonych co trzy godziny).

Depesze meteorologiczne w biurach prognoz są rozszyfrowywane i za pomocą cyfr i umownych symboli nanoszone na mapę synoptyczną.

Właściwa mapa synoptyczna jest mapą konturową, z zaznaczonymi lądami, morzami, rzekami, obszarami górskimi oraz granicami państw i miastami, w których znajdują się stacje meteorologiczne (synoptyczne). Te ostatnie oznaczone są kółkiem, obok którego zamiast nazwy wypisany jest numer stacji. Wokół tych kółek nanoszone są symbole synoptyczne.

2.2. KLUCZ SYNOPTYCZNY — SYMBOLE SYNOPTYCZNE

Depesza synoptyczna składa się z kilku grup literowych. Główne grupy (bez nawiasów) są zawsze umieszczane w depeszy i tworzą zasadniczą część depeszy, zaś grupy liter w nawiasach uzupełniają informacje, zależnie od umowy lub potrzeby. W depeszy powinny być wykorzystane te wszystkie grupy, które są potrzebne do całkowitego scharakteryzowania zaobserwowanego stanu pogody.

Lądowe stacje meteorologiczne są zobowiązane do nadawania depesz składających się co najmniej z sześciu grup, a w terminie 06 i 18 GMT — co najmniej z siedmiu pierwszych grup.

Ogólna postać klucza synoptycznego:

0	1	2	3	4
Synop	*YYGG*	*JJ iii*	*Ndd fmfm*	*VVwwW*	*PPPTT*

5	6	7
$N_h C_L h C_M C_H$	$T_d T_d a p p$	$(7RRT_e T_e)$

W podanym kluczu poszczególne litery oznaczają:

YY — dzień miesiąca
GG — godzina obserwacji
JJ — numer rejonu (w przypadku Polski — 12)
iii — numer stacji meteorologicznej
N — wielkość zachmurzenia ogólnego
dd — kierunek wiatru dolnego
fmfm — prędkość wiatru dolnego
VV — widzialność w kierunku poziomym
ww — pogoda w czasie dokonywania obserwacji
W — pogoda ubiegła
PPP — ciśnienie atmosferyczne (po uwzględnieniu poprawek: na temperaturę, instrumentalnej, na szerokość geograficzną i po zredukowaniu do poziomu morza)
TT — temperatura powietrza (w °C)
N_h — wielkość zachmurzenia przez chmury piętra niskiego lub średniego
C_L — chmury niskie (Sc, St, Cu, Cb)
h — wysokość podstawy chmur (liczona od podłoża)
C_M — chmury rodzajów Ac, As i Ns
C_L — chmury rodzajów Ci, Cc, Cs
$T_d T_d$ — temperatura punktu rosy (w °C)
a — charakterystyka tendencji ciśnienia atmosferycznego
pp — tendencja ciśnienia atmosferycznego
7 — wskaźnik liczbowy grupy (grupa opadowa)
RR — wysokość opadu z okresu 12 godzin
$T_e T_e$ — maksimum lub minimum temperatury (o godz. 06 podaje się temperaturę minimalną, a o godz. 18 — maksymalną)

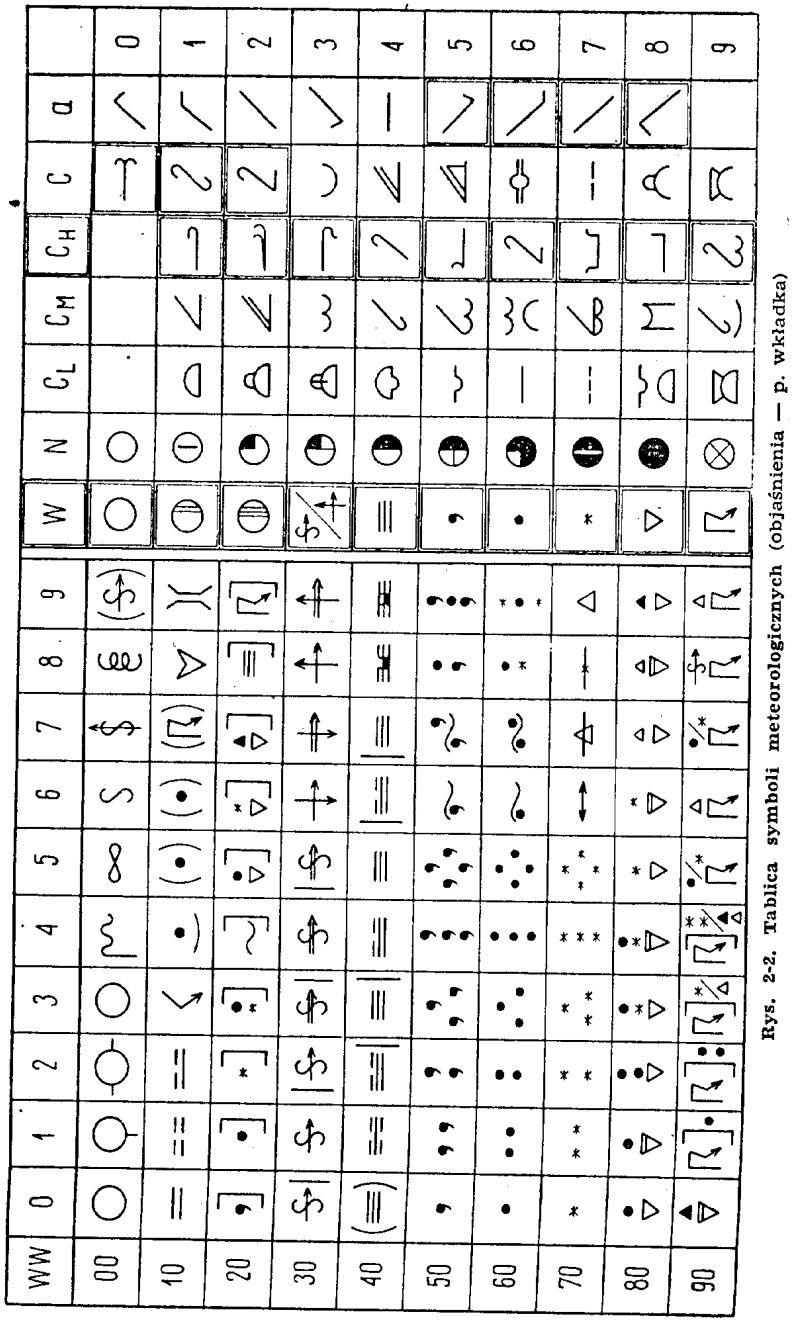
Po rozszyfrowaniu depeszy treść jej nanosi się na mapę za pomocą umownych symboli i cyfr. Symbole i cyfry umieszcza się według ogólnie przyjętego schematu — wokół danej stacji meteorologicznej (rys. 2-1). Symbole, jakie

$T_e\ T_e$	C_H	
$T\ T$	C_M	$p\,p\,p$
$W\ W$	(N)	$p\,p\,a$
$V\ V$	$C_L\ N_h$	W
$T_d\ T_d$	h	$R\,R$

Rys. 2-1. Schemat rozmieszczenia symboli meteorologicznych

nanosi się na mapę, podano w tablicy symboli synoptycznych (rys. 2-2 oraz wkładka). Symbole ujęte w podwójne ramki nanosi się kolorem czerwonym.

znajdź więcej na
nakolannik.pl
baza wiedzy pilota



Rys. 2-2. Tablica symboli meteorologicznych (objaśnienia — p. wkładka)

Tablica 2-1

Numery rejonów niektórych krajów europejskich

Kraj	Nr rejonu	Nr stacji
Norwegia	01	000—499
Szwecja	02	000—699
Francja	07	000—999
W. Brytania	03	000—949
Niemcy	10	000—999
Czechosłowacja	11	400—999
Polska	12	000—699
Węgry	12	700—999
ZSRR (Europa i Azja)	20÷39	000—999

Na początku depeszy podaje się numer rejonu i numer stacji — numery te ułatwiają zorientowanie się, z jakiego kraju i z jakiej stacji pochodzą przekazane dane. W tym celu wszystkie kontynenty zostały podzielone na rejony (tabl. 2-1 oraz 2-2).

W kluczu synoptycznym dla danych o temperaturze zarezerwowane są dwa miejsca, gdy tymczasem obserwator dokonuje odczytu temperatury z dokładnością do 0,1° (np. 15,3°), a temperatura może być ujemna (np. −15,3°). Dlatego wartości temperatury zaokrągla się do pełnych stopni (np. 10,0° = 10°, 10,5° = 10°, 10,6° = 11°), a w przypadku temperatur ujemnych do zaokrąglanej bezwzględnej wartości liczby stopni dodaje się liczbę 50 (np. −15° = = 15 + 50 = 65°, −22,3° = 22 + 50 = 72, co odczyta się jako −22°).

Dla ciśnienia zarezerwowano w kluczu trzy miejsca, dla-

Tablica 2-2

Numery niektórych polskich stacji meteorologicznych

Stacja	Nr
Kołobrzeg	100
Gdańsk	150
Toruń	250
Poznań	330
Warszawa	375
Leszno	418
Jelenia Góra	550
Mielec	577
Przemyśl	695

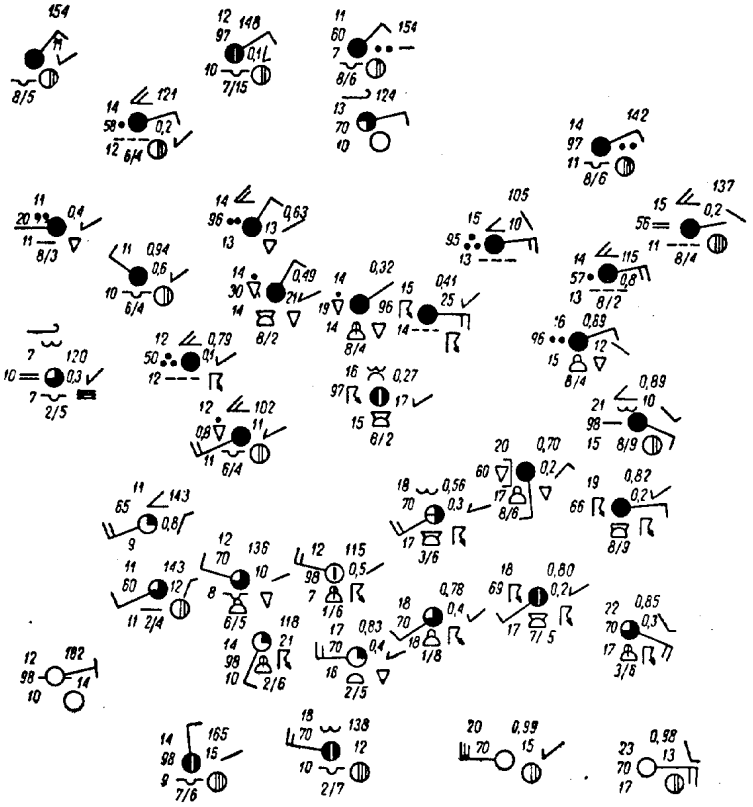
znajdź więcej na
nakolannik.pl
baza wiedzy pilota

tego podaje się trzy ostatnie cyfry odczytanego ciśnienia (np. 1013,3 mb = 133; 1028,6 mb = 286, 1000,0 mb = 000, 990,4 = 904, 995,2 = 952). Przy odczytywaniu depeszy, aby otrzymać całkowity zapis ciśnienia, do danych liczbowych zaczynających się od 9 lub 8 trzeba dopisać na początku wyrażenia cyfrę 9, a do zaczynających się od 0,1 lub 0,2 trzeba dopisać cyfrę 10.

Przykładowe rozszyfrowanie depeszy synoptycznej:

12250 83605 96717 02669 87420 70722 79777

Obserwacja ta dokonana była w Polsce (rejon 12) na stacji Toruń (nr 250); w chwili dokonywania obserwacji na stacji panowała następująca pogoda. Ogólne zachmurzenie wynosiło $^8/_8$ (całkowite pokrycie nieba), wiatr wiał z kierunku północnego z prędkością 5 m/s. Widzialność pozioma wynosiła 4 km. W czasie dokonywania obserwacji padał słaby śnieg (ww), który występował już przed obserwacją



Rys. 2-3. Wycinek naniesionej mapy synoptycznej

(W), ciśnienie wynosiło 1002,6 mb, a temperatura −19°C. Wielkość zachmurzenia przez chmury niskie $^8/_8$. Na niebie występowały chmury Stratus fractus (chmury złej pogody) na poziomie 300 m, zanotowano także obecność chmur Nimbostratus. Chmur wysokich nie było widać (w takim przypadku na ich miejscu w depeszy stawia się X). Temperatura punktu rosy wynosiła −20°C. W ciągu ostatnich trzech godzin obserwowano nierównomierny spadek ciśnienia, wynoszący 2,2 mb. Wysokość opadu w ciągu ostatnich 12 godzin — 0,1 mm, temperatura minimalna −27°C.

To samo co opisano tu przy użyciu tylu słów można przedstawić obrazowo (tak jak na mapie synoptycznej) w sposób pokazany na rys. 2-3. Wszystkie dane, jakie dochodzą zaszyfrowane do biura prognoz, są następnie umieszczane według określonego schematu wokół kółka symbolizującego na mapie stację synoptyczną. Wokół tego kółka za pomocą symboli przedstawia się następujące zjawisko i elementy meteorologiczne:

— rodzaj i wielkość zachmurzenia,
— pogodę ubiegłą oraz pogodę w chwili obserwacji,
— charakter tendencji barycznej,
— wiatr — kierunek i prędkość.

Cyframi przedstawia się:

— ciśnienie atmosferyczne,
— tendencję ciśnienia,
— temperaturę powietrza,
— temperaturę punktu rosy,
— widzialność poziomą,
— zachmurzenie przez chmury niskie (lub średnie) oraz ich wysokość,
— opad.

Mapa z naniesionymi wszystkimi danymi z kilkuset stacji (cała Europa od Uralu po wybrzeże Ameryki Północnej i od Arktyki po północne wybrzeże Afryki) trafia do rąk synoptyka, który ją analizuje.

2.3. ANALIZA MAPY POGODY

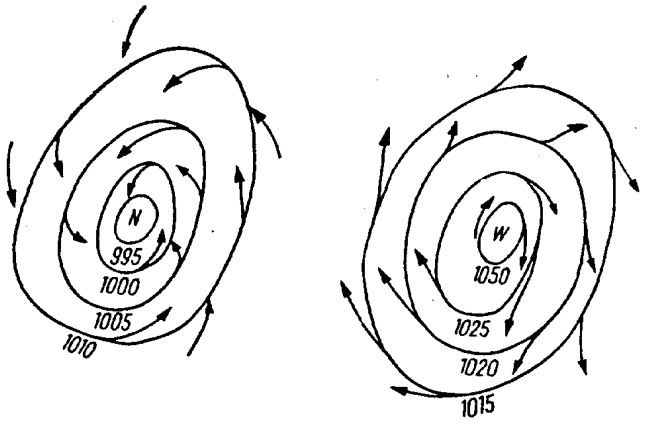
Analiza mapy pogody polega na wykreśleniu izobar, przez co uzyskuje się rozkład niżów i wyżów, na zaznaczeniu obszarów z deszczem i mgłami oraz na wyznaczeniu położenia frontów atmosferycznych.

Na podstawie mapy z danymi synoptycznymi synoptyk stara się zorientować w warunkach pogodowych panujących na obszarze przedstawionym na mapie. Po ogólnym

znajdź więcej na
nakolannik.pl
baza wiedzy pilota

zapoznaniu się z panującymi warunkami pogodowymi, wyszukuje obszary, na których ciśnienie jest najniższe i najwyższe i łączy linią miejsca o jednakowym ciśnieniu. Linie te wykreśla się co 5 mb, w sposób płynny; linie nie powinny wykazywać żadnych nie uzasadnionych załamań. Synoptyk prowadząc izobary uwzględnia także ogólną cyrkulację atmosfery, która przejawia się przeważającym kierunkiem wiatru. Każda systematyczna zmiana kierunku wiatru związana jest z określoną zmianą przebiegu izobar. W czasie tej czynności bardzo ważne jest doświadczenie synoptyka, gdyż musi on od razu rozpoznać, które z analizowanych wiatrów są charakteru lokalnego, a które z nich związane są z ogólnym rozkładem ciśnienia.

Po wykreśleniu wszystkich izobar uwidoczniają się obszary niżowe i wyżowe. Obszary niskiego ciśnienia stanowią system współśrodkowych izobar z najniższym ciśnieniem w środku układu. Obszary wysokiego ciśnienia uwidoczniają się również jako układ współśrodkowych



Rys. 2-4. Cyrkulacja w niżu i wyżu

izobar — choć nie tak regularnych jak w niżu, z tą różnicą, że w środku tego układu panuje ciśnienie najwyższe (p. rys. 1-34). Jak wynika z rys. 1-34, do środka niżu zbiegają się wiatry ze wszystkich stron — dlatego obszary te nazwane zostały również obszarami zbieżności wiatrów. Z ośrodków wyżowych zaś wiatry rozbiegają się we wszystkich kierunkach i dlatego powiada się, że wyże są obszarami rozbieżności wiatrów.

Oprócz tych podstawowych układów barycznych, występujących na mapie w postaci zamkniętych izobar, istnieją również inne układy baryczne, które w synoptyce nazwano: klinem, zatoką, bruzdą, wałem czy siodłem.

Obszary niżu, zatok i bruzd oraz oś rozciągania w siodle są obszarami zbieżności wiatrów, przyczyniają się więc do zbliżania się względem siebie różnych mas powietrza o różnych własnościach fizycznych (temperatura, wilgotność itp.), przy czym powietrze cieplejsze wznosi się ponad chłodniejsze. W czasie tego wślizgiwania się powietrza ciepłego ku górze dochodzi do kondensacji pary wodnej i do tworzenia się chmur i opadów. Dlatego właśnie ze zbliżaniem się tych układów barycznych należy oczekiwać pogorszenia się pogody.

Obszary wyżowe, kliny, wały i oś ściekania siodła, stanowiące obszary rozbieżności wiatrów, starają się jakby odciągnąć od siebie różne masy powietrza. Rozpływanie się powietrza w dolnych warstwach jest wywołane osiadaniem wyżej leżących warstw. W czasie tego procesu powietrze ogrzewa się i staje się bardziej suche. Z tego powodu w wymienionych układach barycznych istnieje zawsze tendencja do zanikania chmur.

Po ukończeniu pierwszego etapu analizy na mapie zaznacza się obszary występowania takich zjawisk, jak opady ciągłe, opady przelotne, mgły, burze itp. Tam, gdzie zjawiska te występują, nanosi się odpowiadające im symbole za pomocą różnokolorowych kredek. Symbole te maluje się w dużych rozmiarach, aby łatwo były widoczne. Mgły na przykład zaznacza się za pomocą równoległych linii koloru żółtego, opad ciągły — okrągłą otoczką wokół stacji — koloru zielonego, opad przelotny za pomocą odwróconego trójkąta, również koloru zielonego, zjawisko burzowe przedstawia się symbolem burzy koloru czerwonego. W ten sposób wyodrębnia się występowanie różnych typów pogody — jak pogodę mglistą, deszczową czy burzową.

Takie podkolorowanie mapy bardzo ułatwia synoptykowi znalezienie miejsc występowania frontów atmosferycznych, czyli powierzchni rozgraniczających dwie różne masy powietrza.

2.4. MASY POWIETRZA

Masą powietrza nazywa się pewną objętość powietrza, wypełniającą określoną przestrzeń i zalegającą nad jakimś obszarem ziemi, o charakterystycznych, mniej więcej jednakowych własnościach fizycznych (temperatura, wilgotność itp.). Masa powietrza zalegając dłużej nad jakimś ob-

znajdź więcej na nakolannik.pl baza wiedzy pilota meteorologia

szarem, np. nad lądem lub oceanem, przyjmuje cechy charakterystyczne tego obszaru, na przykład powietrze zalegające w strefie równikowej charakteryzuje duża wilgotność i wysoka temperatura, a masę powietrza występującą nad Arktyką charakteryzują niskie temperatury i mała zawartość pary wodnej.

Obszary, w których formują się masy powietrza, nazywane są obszarami źródłowymi mas powietrza. Obszarami źródłowymi są obszary, nad którymi zalegają rozległe ośrodki wyżowe. Obszary te mają jednolite podłoże — albo ląd, albo powierzchnia oceanów.

Zależnie od geograficznego położenia rozróżnia się następujące rodzaje obszarów źródłowych:

— Źródło mas powietrza arktycznego — obejmuje całą Arktykę.

— Źródło mas powietrza polarno-kontynentalnego — obejmuje swym zasięgiem Kanadę oraz znaczne obszary Związku Radzieckiego.

— Źródło mas powietrza polarno-morskiego obejmuje północną i północno-wschodnią część Atlantyku.

— Źródło mas powietrza zwrotnikowo-kontynentalnego zajmuje północną część Afryki, południowe części Związku Radzieckiego oraz południową część Europy (latem).

— Źródło mas powietrza zwrotnikowo-morskiego obejmuje zwrotnikowe partie. O. Atlantyckiego, czyli tzw. obszar wyży zwrotnikowych.

— Źródło mas powietrza równikowego obejmuje pas cisz równikowych, położony między pasatami półkuli północnej i południowej.

Wyże są obszarami źródłowymi mas powietrza, ponieważ charakteryzują je słabe poziome gradienty ciśnienia. Od wartości tego gradientu zależy prędkość wiatru, a tym samym także prędkość przemieszczania się mas powietrza. W wyżu więc, z uwagi na słabe poziome gradienty ciśnienia, masy powietrza zalegają przez długi czas nad określonym obszarem i dzięki temu przyjmują właściwości charakterystyczne dla tego obszaru.

Podział mas powietrza przeprowadzony na podstawie nazw geograficznych ich obszarów źródłowych nazwano podziałem geograficznym.

Zależnie od pochodzenia geograficznego wyróżnia się następujące masy powietrza:

— powietrze arktyczne	— PA
— powietrze polarne	— PP
— powietrze zwrotnikowe	— PZ
— powietrze równikowe	— PR

Pierwsze trzy masy zależnie od tego, nad jakim podłożem się kształtowały (ląd, oceany) dzielą się na kontynentalne i morskie. Powietrze równikowe z uwagi na jednakowo wysoką temperaturę i wilgotność tak nad lądami, jak i nad oceanami nie dzieli się na morskie i kontynentalne.

Z uwagi na miejsce kształtowania się trzech pierwszych mas przyjęto wyróżniać następujące masy powietrza:

Powietrze arktyczno-morskie (PAm) napływa nad Europę od północnego zachodu z obszarów Grenlandii i Szpicbergu. Na swej drodze do Europy przemieszczają się one nad ciepłymi wodami Atlantyku, ogrzewają się od nich i wzbogacają w parę wodną. Gdy masy te napłyną wiosną lub jesienią, ogrzewają się od podłoża, co prowadzi do rozwoju prądów konwekcyjnych i wypadania opadów przelotnych w postaci deszczu, krupy i śniegu.

W okresie zimy masy te ochładzają się od wyziębionego lądu, rozwija się zachmurzenie warstwowe. Przeważającym typem pogody, jaki towarzyszy tej masie, jest pogoda mroźna i pochmurna.

Powietrze arktyczne-kontynentalne (PAk) jest bardzo chłodne i ubogie w parę wodną. Napływ (adwekcja) tego powietrza do naszych szerokości geograficznych powoduje silne obniżenie się temperatur, nazwane falami chłodu. Czasami mogą one sięgać do Północnej Afryki, a w Ameryce Północnej aż do Florydy, wyrządzając tam ogromne szkody w uprawach cytrusowych. W porze letniej z tymi masami powietrza nie spotykamy się u nas.

Powietrze polarno-morskie (PPm). W okresie lata napływ tego powietrza do nas wywołuje ochłodzenie, gdyż płynąc nad chłodnymi w tej porze roku wodami Atlantyku nie może się ono ogrzać. Dopiero gdy masy te dostaną się nad cieplejszy ląd, podlegają ogrzaniu, wskutek czego rozwija się w nich silna konwekcja prowadząca do rozwoju chmur Cu i Cb. Tym ostatnim towarzyszą zwykle opady przelotne i burze. W okresie nocy, gdy zanika konwekcja, chmury te giną, noce są zwykle bezchmurne.

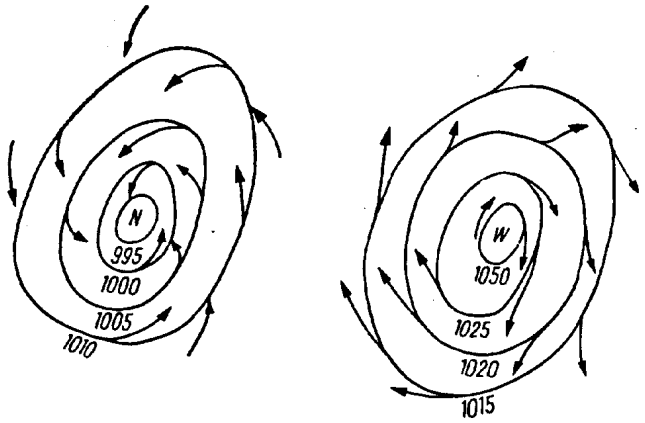
W okresie zimy napływ tych mas wywołuje ocieplenie prowadzące często do zaniku pokrywy śnieżnej. Masom tym w okresie zimy towarzyszy najczęściej pogoda pochmurna.

Powietrze polarno-kontynentalne (PPk). Masy te są bardzo chłodne i ubogie w parę wodną, ponieważ zimą tworzą się one nad wyziębionymi kontynentami.

znajdź więcej na
nakolannik.pl
baza wiedzy pilota

zapoznaniu się z panującymi warunkami pogodowymi, wyszukuje obszary, na których ciśnienie jest najniższe i najwyższe i łączy linią miejsca o jednakowym ciśnieniu. Linie te wykreśla się co 5 mb, w sposób płynny; linie nie powinny wykazywać żadnych nie uzasadnionych załamań. Synoptyk prowadząc izobary uwzględnia także ogólną cyrkulację atmosfery, która przejawia się przeważającym kierunkiem wiatru. Każda systematyczna zmiana kierunku wiatru związana jest z określoną zmianą przebiegu izobar. W czasie tej czynności bardzo ważne jest doświadczenie synoptyka, gdyż musi on od razu rozpoznać, które z analizowanych wiatrów są charakteru lokalnego, a które z nich związane są z ogólnym rozkładem ciśnienia.

Po wykreśleniu wszystkich izobar uwidoczniają się obszary niżowe i wyżowe. Obszary niskiego ciśnienia stanowią system współśrodkowych izobar z najniższym ciśnieniem w środku układu. Obszary wysokiego ciśnienia uwidoczniają się również jako układ współśrodkowych



Rys. 2-4. Cyrkulacja w niżu i wyżu

izobar — choć nie tak regularnych jak w niżu, z tą różnicą, że w środku tego układu panuje ciśnienie najwyższe (p. rys. 1-34). Jak wynika z rys. 1-34, do środka niżu zbiegają się wiatry ze wszystkich stron — dlatego obszary te nazwane zostały również obszarami zbieżności wiatrów. Z ośrodków wyżowych zaś wiatry rozbiegają się we wszystkich kierunkach i dlatego powiada się, że wyże są obszarami rozbieżności wiatrów.

Oprócz tych podstawowych układów barycznych, występujących na mapie w postaci zamkniętych izobar, istnieją również inne układy baryczne, które w synoptyce nazwano: klinem, zatoką, bruzdą, wałem czy siodłem.

Obszary niżu, zatok i bruzd oraz oś rozciągania w siodle są obszarami zbieżności wiatrów, przyczyniają się więc do zbliżania się względem siebie różnych mas powietrza o różnych własnościach fizycznych (temperatura, wilgotność itp.), przy czym powietrze cieplejsze wznosi się ponad chłodniejsze. W czasie tego wślizgiwania się powietrza ciepłego ku górze dochodzi do kondensacji pary wodnej i do tworzenia się chmur i opadów. Dlatego właśnie ze zbliżaniem się tych układów barycznych należy oczekiwać pogorszenia się pogody.

Obszary wyżowe, kliny, wały i oś ściekania siodła, stanowiące obszary rozbieżności wiatrów, starają się jakby odciągnąć od siebie różne masy powietrza. Rozpływanie się powietrza w dolnych warstwach jest wywołane osiadaniem wyżej leżących warstw. W czasie tego procesu powietrze ogrzewa się i staje się bardziej suche. Z tego powodu w wymienionych układach barycznych istnieje zawsze tendencja do zanikania chmur.

Po ukończeniu pierwszego etapu analizy na mapie zaznacza się obszary występowania takich zjawisk, jak opady ciągłe, opady przelotne, mgły, burze itp. Tam, gdzie zjawiska te występują, nanosi się odpowiadające im symbole za pomocą różnokolorowych kredek. Symbole te maluje się w dużych rozmiarach, aby łatwo były widoczne. Mgły na przykład zaznacza się za pomocą równoległych linii koloru żółtego, opad ciągły — okrągłą otoczką wokół stacji — koloru zielonego, opad przelotny za pomocą odwróconego trójkąta, również koloru zielonego, zjawisko burzowe przedstawia się symbolem burzy koloru czerwonego. W ten sposób wyodrębnia się występowanie różnych typów pogody — jak pogodę mglistą, deszczową czy burzową.

Takie podkolorowanie mapy bardzo ułatwia synoptykowi znalezienie miejsc występowania frontów atmosferycznych, czyli powierzchni rozgraniczających dwie różne masy powietrza.

2.4. MASY POWIETRZA

Masą powietrza nazywa się pewną objętość powietrza, wypełniającą określoną przestrzeń i zalegającą nad jakimś obszarem ziemi, o charakterystycznych, mniej więcej jednakowych własnościach fizycznych (temperatura, wilgotność itp.). Masa powietrza zalegając dłużej nad jakimś ob-

znajdź więcej na
nakolannik.pl teorologia
baza wiedzy pilota

szarem, np. nad lądem lub oceanem, przyjmuje cechy charakterystyczne tego obszaru, na przykład powietrze zalegające w strefie równikowej charakteryzuje duża wilgotność i wysoka temperatura, a masę powietrza występującą nad Arktyką charakteryzują niskie temperatury i mała zawartość pary wodnej.

Obszary, w których formują się masy powietrza, nazywane są obszarami źródłowymi mas powietrza. Obszarami źródłowymi są obszary, nad którymi zalegają rozległe ośrodki wyżowe. Obszary te mają jednolite podłoże — albo ląd, albo powierzchnia oceanów.

Zależnie od geograficznego położenia rozróżnia się następujące rodzaje obszarów źródłowych:

— Źródło mas powietrza arktycznego — obejmuje całą Arktykę.

— Źródło mas powietrza polarno-kontynentalnego — obejmuje swym zasięgiem Kanadę oraz znaczne obszary Związku Radzieckiego.

— Źródło mas powietrza polarno-morskiego obejmuje północną i północno-wschodnią część Atlantyku.

— Źródło mas powietrza zwrotnikowo-kontynentalnego zajmuje północną część Afryki, południowe części Związku Radzieckiego oraz południową część Europy (latem).

— Źródło mas powietrza zwrotnikowo-morskiego obejmuje zwrotnikowe partie. O. Atlantyckiego, czyli tzw. obszar wyży zwrotnikowych.

— Źródło mas powietrza równikowego obejmuje pas cisz równikowych, położony między pasatami półkuli północnej i południowej.

Wyże są obszarami źródłowymi mas powietrza, ponieważ charakteryzują je słabe poziome gradienty ciśnienia. Od wartości tego gradientu zależy prędkość wiatru, a tym samym także prędkość przemieszczania się mas powietrza. W wyżu więc, z uwagi na słabe poziome gradienty ciśnienia, masy powietrza zalegają przez długi czas nad określonym obszarem i dzięki temu przyjmują właściwości charakterystyczne dla tego obszaru.

Podział mas powietrza przeprowadzony na podstawie nazw geograficznych ich obszarów źródłowych nazwano podziałem geograficznym.

Zależnie od pochodzenia geograficznego wyróżnia się następujące masy powietrza:

— powietrze arktyczne	— PA
— powietrze polarne	— PP
— powietrze zwrotnikowe	— PZ
— powietrze równikowe	— PR

Pierwsze trzy masy zależnie od tego, nad jakim podłożem się kształtowały (ląd, oceany) dzielą się na kontynentalne i morskie. Powietrze równikowe z uwagi na jednakowo wysoką temperaturę i wilgotność tak nad lądami, jak i nad oceanami nie dzieli się na morskie i kontynentalne.

Z uwagi na miejsce kształtowania się trzech pierwszych mas przyjęto wyróżniać następujące masy powietrza:

Powietrze arktyczno-morskie (PAm) napływa nad Europę od północnego zachodu z obszarów Grenlandii i Szpicbergu. Na swej drodze do Europy przemieszczają się one nad ciepłymi wodami Atlantyku, ogrzewają się od nich i wzbogacają w parę wodną. Gdy masy te napłyną wiosną lub jesienią, ogrzewają się od podłoża, co prowadzi do rozwoju prądów konwekcyjnych i wypadania opadów przelotnych w postaci deszczu, krupy i śniegu.

W okresie zimy masy te ochładzają się od wyziębionego lądu, rozwija się zachmurzenie warstwowe. Przeważającym typem pogody, jaki towarzyszy tej masie, jest pogoda mroźna i pochmurna.

Powietrze arktyczne-kontynentalne (PAk) jest bardzo chłodne i ubogie w parę wodną. Napływ (adwekcja) tego powietrza do naszych szerokości geograficznych powoduje silne obniżenie się temperatur, nazwane falami chłodu. Czasami mogą one sięgać do Północnej Afryki, a w Ameryce Północnej aż do Florydy, wyrządzając tam ogromne szkody w uprawach cytrusowych. W porze letniej z tymi masami powietrza nie spotykamy się u nas.

Powietrze polarno-morskie (PPm). W okresie lata napływ tego powietrza do nas wywołuje ochłodzenie, gdyż płynąc nad chłodnymi w tej porze roku wodami Atlantyku nie może się ono ogrzać. Dopiero gdy masy te dostaną się nad cieplejszy ląd, podlegają ogrzaniu, wskutek czego rozwija się w nich silna konwekcja prowadząca do rozwoju chmur Cu i Cb. Tym ostatnim towarzyszą zwykle opady przelotne i burze. W okresie nocy, gdy zanika konwekcja, chmury te giną, noce są zwykle bezchmurne.

W okresie zimy napływ tych mas wywołuje ocieplenie prowadzące często do zaniku pokrywy śnieżnej. Masom tym w okresie zimy towarzyszy najczęściej pogoda pochmurna.

Powietrze polarno-kontynentalne (PPk). Masy te są bardzo chłodne i ubogie w parę wodną, ponieważ zimą tworzą się one nad wyziębionymi kontynentami.

znajdź więcej na
nakolannik.pl
baza wiedzy pilota

Gdy Polska znajduje się pod ich wpływem, pogoda jest mroźna i bezchmurna. Czasami obserwuje się występowanie mgieł. W porze letniej masy te są silnie przegrzane, dzięki czemu obserwuje się w nich rozwój prądów konwekcyjnych, prowadzących do tworzenia chmur kłębiastych i kłębiasto-deszczowych. W godzinach wieczornych chmury te zanikają i panuje pogoda bezchmurna.

Powietrze zwrotnikowo-morskie (PZm). W okresie lata powietrze to napływa do nas z podzwrotnikowych części Atlantyku i znad M. Śródziemnego. Jest ono ciepłe i wilgotne. Ogrzewając się jeszcze dodatkowo od lądu staje się ono bardzo chwiejne, co sprzyja rozwojowi silnej konwekcji, prowadzącej do powstania chmur burzowych i opadów przelotnych. W okresie zimy masy te napływają do nas bardzo rzadko, jednak gdy napłyną, wówczas obserwuje się gwałtowne ocieplenie.

Powietrze zwrotnikowo-kontynentalne (PZk). Gdy powietrze to dotrze do Polski latem, pogoda jest gorąca i sucha. Kształtujące się nad obszarami półpustynnymi Bliskiego Wschodu masy powietrza charakteryzują wysokie temperatury, duże zanieczyszczenie (zapylenie) i duża wilgotność bezwzględna przy jednocześnie małej wilgotności względnej.

W okresie zimy masy te do nas nie docierają. Powietrze równikowe nigdy do nas nie dociera.

Własności fizyczne mas powietrza nie są niezmienne. W miarę upływu czasu, gdy powietrze przemieszcza się z jednego obszaru do innego, traci swoje cechy nabyte w obszarze źródłowym i nabywa nowe, właściwe dla obszaru, nad którym się przemieszcza. Przyjmując inne własności staje się ono stopniowo inną masą powietrza. Na przykład powietrze polarno-morskie dostające się nad obszar Europy w miarę przemieszczania się na wschód przekształca się stopniowo w masę powietrza polarno-kontynentalnego, a wędrując dalej do południowych części Związku Radzieckiego (latem) przekształca się jeszcze bardziej i przechodzi w masę powietrza zwrotnikowo-kontynentalnego.

Proces przekształcania się mas powietrza nazwany został transformacją. Jest to proces ciągły, gdyż powietrze znajduje się w ciągłym ruchu, przemieszczając się z jednego obszaru geograficznego do innego. W wyniku transformacji najbardziej zmieniają się takie elementy, jak temperatura i wilgotność. Śledzenie tego procesu jest jednym z najtrudniejszych zagadnień w meteorologii.

Masy powietrza przemieszczające się z północy na południe podlegają coraz silniejszemu nagrzaniu i powoli oddalają się od stanu nasycenia (wzrost niedosytu), jednocześnie jednak powietrze to jest zdolne wchłonąć w siebie duże ilości pary wodnej dostarczanej od podłoża (w wyniku parowania), co z kolei prowadzi do zwiększenia zawartości w powietrzu pary wodnej.

Odwrotny proces obserwuje się podczas przemieszczania się powietrza z południa na północ. Powietrze to ochładzając się osiągnie stan nasycenia nawet w przypadku małej zawartości pary wodnej.

W określonych warunkach cyrkulacji część transportowanej pary wodnej może się wydzielić w postaci opadów, co powoduje zmniejszenie zawartości pary w powietrzu.

Tablica 2-3

Średnia częstość występowania mas powietrza w Mikołajkach w latach 1951—1965 (w procentach)

Masa / Miesiąc	PA	PPm	PPms	PPk	PZm	PZk	Suma
Grudzień	7,7	34,2	34,4	22,6	1,0	—	100
Styczeń	13,7	29,3	31,9	24,5	0,6	—	100
Luty	12,3	25,7	26,4	34,9	0,5	0,2	100
Średnio w okresie zimy	11,2	29,7	30,9	27,4	0,7	0,1	100
Marzec	14,8	19,1	22,4	43,5	0,2	—	100
Kwiecień	18,2	22,2	26,6	29,4	2,7	0,9	100
Maj	19,8	24,7	35,5	18,7	0,9	0,4	100
Średnio w okresie wiosny	17,6	22,0	28,2	30,5	1,3	0,4	100
Czerwiec	7,5	30,4	39,3	22,6	—	0,2	100
Lipiec	0,6	38,5	46,3	11,2	3,2	0,2	100
Sierpień	0,4	41,1	36,6	20,4	1,3	0,2	100
Średnio w okresie lata	2,8	36,7	40,7	18,1	1,5	0,2	100
Wrzesień	2,9	37,1	36,0	22,0	1,3	0,7	100
Październik	5,4	32,7	37,3	22,1	2,1	0,4	100
Listopad	5,6	29,1	36,1	28,6	0,6	—	100
Średnio w jesieni	4,6	33,0	36,5	24,2	1,3	0,4	100
Średnio w roku	9,1	30,3	34,1	25,0	1,2	0,3	100

znajdź więcej na
nakolannik.pl
baza wiedzy pilota

Oprócz temperatury i wilgotności zmieniają się również własności optyczne danej masy powietrza. Zmiany te wywołane są obecnością drobnych stałych cząsteczek zawieszonych w atmosferze, które znacznie zmniejszają przezroczystość powietrza. Szczególnie złą przezroczystością wyróżniają się masy PZk i PPk, zawierające w sobie ogromne liczby drobniutkich cząsteczek piasku.

Nad obszarem Polski w ciągu całego roku notuje się najczęściej stare masy powietrza polarno-morskiego (tabl. 2-3, 2-4, 2-5). Szczególnie często napływają one do Polski w okresie lata (40÷42%). Mniej więcej z podobną częstością występują nad Polską w okresie lata świeże masy powietrza polarno-morskiego (36÷42%). Najczęściej zaś masy powietrza polarno-kontynentalnego obejmują swym wpływem obszar Polski w okresie wiosny (26÷31%). Bardziej zróżnicowana jest częstość występowania powietrza arktycznego. Główną porą ich występowania jest wiosna, przy czym w Polsce północno-wschodniej notuje się je najczęściej (17,6%), a najrzadziej w południowo-zachodniej części kraju (13,9%). Szczególnie zaś często występują one w maju (16,8÷19,8%). Częstość występowania mas powietrza zwrotnikowego jest niewielka (2%); swym zasięgiem częściej obejmują one Polskę południowo-zachodnią niż północno-wschodnią.

Skoro w atmosferze wyróżnia się kilka rodzajów mas powietrza, więc można by postawić pytanie: czy można na

Tablica 2-4

Częstość występowania różnych mas powietrza w Warszawie w latach 1951—1965 (w procentach)

Miesiąc \ Masa	PA	PPm	PPms	PPk	PZm	PZk	Suma
Grudzień	7,1	31,4	38,7	21,9	0,9	—	100
Styczeń	12,7	29,9	33,1	23,7	0,6	—	100
Luty	10,8	24 5	28,8	34,7	0,7	0,5	100
Średnio w okresie zimy	10,2	28,6	33,5	26,8	0,7	0,2	100
Marzec	12,5	20,6	22,6	43,7	0,6	—	100
Kwiecień	16,2	20,6	28,2	30,1	4,0	0,9	100
Maj	18,3	23,2	37,3	19,1	1,7	0,4	100
Średnio w okresie wiosny	15,7	21,5	29,3	31,0	2,1	0,4	100
Czerwiec	6,7	29,1	41,1	22,9	—	0,2	100
Lipiec	0,6	38,3	46,3	10,5	4,1	0,2	100
Sierpień	—	41,5	39,1	17,6	1,5	0,2	100
Średnio w okresie lata	2,4	36,3	42,2	17,0	1,9	0.2	100
Wrzesień	2,4	34,6	39,0	22,2	1,1	0,7	100
Październik	4,3	31,0	38.9	23,0	2,4	0,4	100
Listopad	5,1	28,6	38,4	26,6	1,3	—	100
Średnio w jesieni	3,9	31,4	38,8	23,9	1,6	0,4	100
Średnio w roku	8,1	29,3	36,0	24,7	1,6	0,3	100

Tablica 2-5

Częstość różnych mas powietrza we Wrocławiu w latach 1951—1956 (w procentach)

Miesiąc \ Masa	PA	PPm	PPms	PPk	PZm	PZk	Suma
Grudzień	6,0	36,3	36,8	19,4	1,5	—	100
Styczeń	11,2	35,3	30,5	21,5	1,5	—	100
Luty	8,7	30,9	27,6	30,9	1,2	0,7	100
Średnio w okresie zimy	8,6	34,3	31,6	23,9	1,4	0,2	100
Marzec	10,3	22,8	25,4	40,2	1,3	—	100
Kwiecień	14,6	29,5	27,3	23,1	4,4	1,1	100
Maj	16,8	28,6	37,0	15,0	2,4	0,2	100
Średnio w okresie wiosny	13,9	27,0	29,9	26,1	2,7	0,4	100 100
Czerwiec	5,8	36,9	40,2	17,1	—	—	100
Lipiec	0,6	45,2	43,0	6,7	4,3	0,2	100
Sierpień	—	45,6	36,8	15,7	1,9	0,7	100
Średnio w okresie lata	2,1	42,5	40,0	13,2	2,1	0,1	100
Wrzesień	2,0	40,0	38,9	17,3	1,1	0,7	100
Październik	3,4	37,9	35,7	20,4	2,4	0,2	100
Listopad	4,0	34,3	39,2	21,1	0,8	—	100
Średnio w jesieni	3,1	37,5	38,1	19,6	1,4	0,3	100
Średnio w roku	6,9	35,3	34,9	20,7	1,9	0,3	100

znajdź więcej na
nakolannik.pl
baza wiedzy pilota

mapie synoptycznej wyznaczyć zasięg mas powietrza, czy istnieje jakaś granica oddzielająca jedną masę powietrza od drugiej?

Granice takie istnieją i w meteorologii noszą one nazwę frontów atmosferycznych. Oczywiście, nie jest to jakaś ostra granica w postaci linii, lecz pewna powierzchnia przejściowa między stykającymi się masami.

2.5. FRONTY ATMOSFERYCZNE

Nierównomierne nagrzewanie się lądów i mórz jest przyczyną powstania poziomych gradientów temperatury i ciśnienia, od których z kolei zależy ruch powietrza. Wskutek przemieszczania się mas powietrza o różnych własnościach fizycznych może dojść do zetknięcia się ze sobą różnych mas powietrza lub do ich rozsunięcia. W przypadku zbliżania się do siebie mas powietrza o różnych własnościach fizycznych zwiększają się poziome gradienty temperatury, wilgotności, ciśnienia i innych elementów meteorologicznych; zwiększa się również prędkość wiatru. Strefy, w których dochodzi do zetknięcia się różnych mas powietrza, na przykład ciepłych i wilgotnych z chłodnymi i suchymi, noszą nazwę stref frontowych.

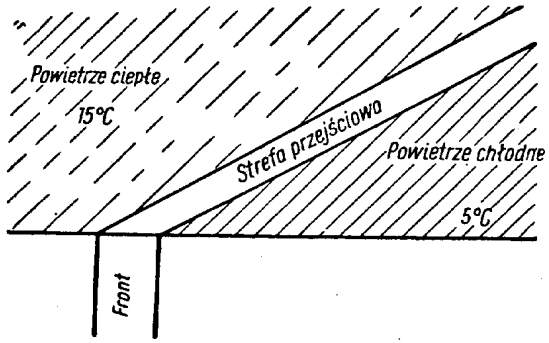
Ciepłą masą powietrza jest masa, przemieszczająca się z podłoża cieplejszego na chłodniejsze; w okresie zimy na przykład powietrze napływające znad cieplejszego Atlantyku na wychłodzony ląd Europy stanowi ciepłą masę powietrza. Za chłodną masę powietrza należy uważać tę, która płynie znad podłoża chłodniejszego nad cieplejsze (np. latem napływ mas powietrza morskiego nad Europę).

Chłodne i ciepłe masy powietrza różnią się między sobą nie tylko wartościami temperatury i wilgotności, ale także i gęstością. Z tego względu układają się one względem siebie nie pionowo, lecz pod pewnym kątem, przy czym chłodne powietrze jako cięższe wklinowuje się pod powietrze cieplejsze, lżejsze.

Rozmiary stref przejściowych są stosunkowo nieduże w porównaniu z masami powietrza. W strefach frontowych tworzą się wąskie strefy rozgraniczające od siebie masy powietrza chłodnego i ciepłego, nazwane frontami atmosferycznymi. Powierzchnie frontowe nachylone są zawsze w stronę powietrza chłodnego, które zalega w postaci wąskiego klina pod powietrzem ciepłym (rys. 2-5). Stopień nachylenia powierzchni frontowych w naszych szerokościach geograficznych wynosi mniej niż 1°. Po to, aby powierzchnia frontowa podniosła się o 1 km, trzeba się przesunąć w kierunku powietrza chłodnego średnio o 100 km.

Wszystkie fronty obserwowane w atmosferze mają jedną wspólną cechę — są one po prostu powierzchniami rozdzielającymi dwie masy powietrza o różnych własnościach fizycznych.

Jednak typy pogody związane z nimi są bardzo różne. Inny typ pogody związany jest z tzw. frontem ciepłym, inny z frontem chłodnym, a jeszcze inny z tzw. frontem zokludowanym.



Rys. 2-5. Powierzchnia frontowa

Frontem ciepłym nazwano front, który przemieszcza się w kierunku powietrza chłodnego.

Front zaś przemieszczający się w kierunku powietrza ciepłego nazwano frontem chłodnym. Front, jaki powstaje w wyniku połączenia się obu wymienionych frontów, określa się mianem frontu zokludowanego lub po prostu okluzją.

Front ciągnący się równolegle do izobar nie przemieszcza się i nazywa się frontem stacjonarnym.

2.5.1. Front ciepły

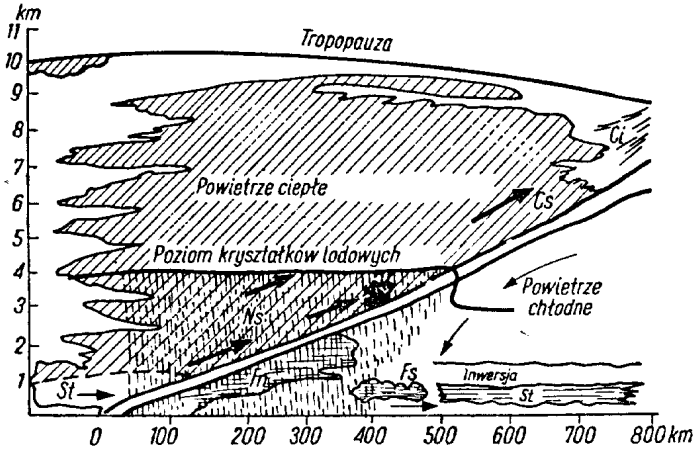
Ruch powietrza zależy od rozkładu ciśnienia i kierunku izobar. Jeżeli przebieg izobar zmusza ciepłe powietrze do przemieszczania się w kierunku linii frontu, a chłodne do ustępowania od tej linii, to front taki nazywa się frontem ciepłym (rys. 2-6).

Przemieszczający się front ciepły przynosi ocieplenie,

znajdź więcej na
nakolannik.pl
baza wiedzy pilota

gdyż chłodna masa powietrza zostaje zastąpiona cieplejszą masą powietrza.

Ciepłe powietrze płynące za frontem ciepłym płynie szybciej niż powietrze chłodne, dogania je i następnie zaczyna się wślizgiwać po klinie ustępującego chłodnego powietrza. W czasie wślizgiwania się do góry powietrze się ochładza, co z kolei prowadzi do rozwoju procesu kondensacji. W wyniku tego procesu na powierzchni frontu ciepłego tworzy się zwarty układ chmur nazwany układem



Rys. 2-6. Front ciepły

chmur frontowych. Z chmur tych wypadają długotrwałe opady ciągłe. Dolna granica chmur wyznaczona jest przez powierzchnię frontową, górny zaś pułap chmur wynosi 7÷9 km.

Wskutek tego, że powietrze ciepłe wślizguje się bardzo powoli ku górze, wygląd chmur przypomina gładką ogromną zasłonę. Zasłona ta ciągnie się wzdłuż frontu pasem szerokości kilkuset kilometrów na długości przekraczającej często 1000 km.

Grubość zasłony chmur maleje w miarę oddalania się od linii frontu.

Najwyższe chmury, będące zwiastunami frontu ciepłego, pojawiają się już na 700÷800 km przed frontem — są to chmury Cirrus uncinus (chmury pierzaste o kształcie przecinków), zbudowane z drobnych kryształków lodu. Występują one na wysokości 7÷9 km. Za Cirrusami pojawia się jednolita warstwa chmur Cirrostratus. O obecności ich świadczy m.in. wystąpienie białego kręgu wokół słońca lub księżyca (zjawisko halo). Chmury Cirrostratus stopniowo grubieją i przechodzą w chmury średnie warstwowe (Altostratus), zalegające na wysokości 2÷4 km i występujące w odległości 100÷400 km przed frontem. Zbudowane są z mieszaniny kropel wody i kryształków lodu. Tworzą się w nich płatki śniegu — w okresie lata płatki te topnieją, tworząc kropelki deszczu. W miarę zbliżania się do linii frontu chmury Altostratus przechodzą w chmury Nimbostratus — warstwowo-deszczowe, z których wypada silny długotrwały opad ciągły. Pod chmurami warstwowo-deszczowymi przemieszczają się z dużą prędkością strzępy poszarpanych chmur Stratofractus, nazwanych także „chmurami złej pogody". Unoszą się one na wysokości 100÷200 m nad powierzchnią ziemi.

Tylna ściana zasłony chmur frontowych kończy się nagle tuż za linią frontu. Niebo się przejaśnia, a powietrze ociepla.

Strefa opadów przed linią frontu ma szerokość 300÷÷400 km.

Zakładając, że szerokość strefy opadów wynosi 300 km i że front przemieszcza się z prędkością 20÷40 km/h, można wyliczyć w przybliżeniu za pomocą wzoru na obliczanie prędkości w ruchu jednostajnym, jak długo będzie trwał opad:

$$v = \frac{s}{t} \qquad \text{stąd} \qquad t = \frac{s}{v}$$

gdzie:

v — prędkość,
s — droga,
t — czas

$$t = \frac{300}{20} = 15 \text{ h}$$

$$t = \frac{300}{40} = 7{,}5 \text{ h}$$

Z obliczenia wynika, że im prędzej przemieszcza się front, tym krócej trwa opad. Za pomocą tego samego wzoru można obliczyć, ile czasu upłynie od chwili pojawienia się pierwszych Cirrusów do wystąpienia opadów. Wiadomo, że chmury te pojawiają się na 800 km przed frontem, a opady występują na 300 km od linii frontu.

$$800 - 300 = 500 \text{ km}$$

$$t = \frac{500}{20} = 25 \text{ h}$$

znajdź więcej na
nakolannik.pl
baza wiedzy pilota

Oznacza to, że jeśli front przemieszcza się bardzo wolno, to dopiero po upływie 25 godzin od chwili pojawienia się pierwszych Cirrusów zacznie padać deszcz.

Jeżeli front przemieszcza się szybko, np. z prędkością 40 km/h, czas, po upływie którego zacznie padać deszcz, wyniesie (są to oczywiście, obliczenia przybliżone):

$$\frac{500}{40} = 12{,}5 \text{ h}$$

Opady towarzyszące frontowi ciepłemu wypadają zawsze przed linią frontu (rys. 2-6).

Tablica 2-6

Zmiany elementów meteorologicznych podczas przemieszczania się frontu ciepłego

Element meteorologiczny	Przed frontem	Podczac przechodzenia frontu	Po przejściu frontu
Ciśnienie	równomiernie obniża się	nie zmienia się	zmienia się nieznacznie lub stopniowo obniża się
Wiatr	wzmaga się i czasami skręca w kierunku przeciwnym do ruchu wskazówek zegara	skręca zgodnie z kierunkiem wskazówek zegara i czasami wzmaga się	kierunek nie zmienia się
Temperatura	nie zmienia się, lub nieco podwyższa się	podwyższa się stopniowo	wyraźnie podwyższa się
Zachmurzenie	pojawia się stopniowo, chmury Ci, Cs, As, Ns, St fr	chmury Ns i St fr	St lub Sc
Widoczność	poza strefą deszczu widoczność dobra	słaba, częste mgły	zazwyczaj zła, mogą występować mgły
Pogoda	opad ciągły (deszcz lub śnieg)	opad ustaje	silne zachmurzenie, mżawka lub słabe deszcze

Tu jeszcze mała uwaga. Nie każdemu frontowi ciepłemu muszą towarzyszyć opady. Wystąpienie opadów związane jest bowiem z wilgotnością powietrza. Gdy po klinie chłodnego powietrza wślizguje się powietrze ciepłe, ale suche i gdy poziom kondensacji położony jest wysoko, wówczas układ chmur frontowych jest „zredukowany" i opad nie wypada.

Jak już wspomniano, z przejściem frontu związana jest wyraźnie zmiana pogody uwarunkowana zmianą poszczególnych elementów meteorologicznych. Przebieg zmian elementów meteorologicznych przed nadejściem, w czasie przechodzenia i po przejściu frontu przedstawiono w tablicy 2-6.

Na mapie pogody front ciepły jest kreślony linią czerwoną albo linią z dorysowanymi półkulami.

Dotychczasowe rozważania dotyczyły opadów ciągłych, towarzyszących dżdżystej i pochmurnej pogodzie, utrzymującej się przez długi czas. Często jednak zdarza się, że piękna bezchmurna pogoda nagle, w sposób bardzo gwałtowny zmienia się w pogodę, w której obserwuje się rozwój silnie wypiętrzonych chmur kłębiasto-deszczowych (Cumulonimbus), z burzami, opadami przelotnymi i szkwałami. Zjawiskom tym towarzyszy wyraźne ochłodzenie. Ten typ pogody związany jest z przejściem frontu chłodnego.

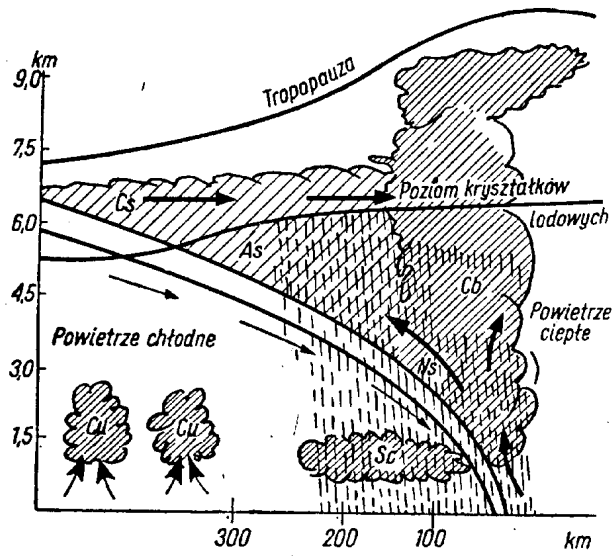
2.5.2. Front chłodny

Front chłodny przemieszcza się od chłodnej masy powietrza w kierunku powietrza ciepłego. Od frontu ciepłego różni się on znaczną stromością powierzchni frontowej. Poza tym, rzecz bardzo istotna, nasuwające się powietrze chłodne nie wślizguje się do góry, lecz jakby wklinowuje się pod powietrze ciepłe i wypycha je do góry.

Znaczna stromość powierzchni frontowej, zwłaszcza jej przedniej części wywołana jest tarciem nasuwającego się powietrza chłodnego o podłoże. Tarcie to powoduje hamowanie dolnych warstw powietrza przy jednoczesnym szybszym przemieszczaniu się warstw wyżej położonych. Dlatego czoło frontu chłodnego jest prawie pionowe, a często nawet lekko podwinięte do tyłu.

Z uwagi na szybkość przemieszczania się frontów chłodnych podzielono je na dwa rodzaje. Tak więc fronty przemieszczające się wolno nazwano frontami I rodzaju, a szybko przemieszczające się fronty chłodne nazwano

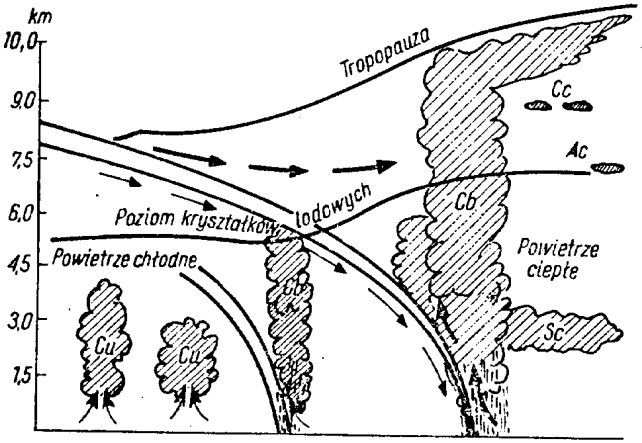
znajdź więcej na
nakolannik.pl
baza wiedzy pilota



Rys. 2-7. Front chłodny I rodzaju

frontami II rodzaju. Fronty te różnią się między sobą także rodzajem zachmurzenia oraz charakterem opadu.

Front chłodny I rodzaju (wolno przemieszczający się, rys. 2-7). W przypadku frontu chłodnego I rodzaju napływające chłodne powietrze wklinowuje się pod ustępujące powietrze ciepłe. W wyniku tego procesu powietrze ciepłe wślizguje się po klinie chłodnego powietrza ku górze



Rys. 2-8. Front chłodny II rodzaju

w kierunku napływającego chłodnego powietrza. W efekcie tego wślizgu dochodzi do utworzenia się układu chmur podobnego do układu na froncie ciepłym, lecz o odwrotnym porządku. Na samym czole frontu rozwijają się silnie wypiętrzone chmury konwekcyjne Cb, za nimi chmury Cs,

Tablica 2-7

Zmiany elementów meteorologicznych podczas przechodzenia frontu chłodnego

Elementy meteorologiczne	Przed frontem	Podczas przechodzenia frontu	Po przejściu frontu
Ciśnienie	obniża się	szybko podwyższa się	podwyższa się stopniowo
Wiatr	wzmaga się, lekko skręca w kierunku przeciwnym do ruchu wskazówek zegara, często porywisty	nagle skręca w kierunku zgodnym z ruchem wskazówek zegara, często występują szkwały	po przejściu szkwału wiatr lekko skręca w kierunku przeciwnym do ruchu wskazówek zegara; często może się wzmagać
Temperatura	obniża się w strefie występowania deszczu	gwałtownie obniża się	stopniowo obniża się; bardzo zmienna w strefie deszczu
Zachmurzenie	Ac lub As oraz Cb	Cb z chmurami „złej pogody" (St fr), sunącymi nisko nad powierzchnią ziemi	podstawy chmur podnoszą się bardzo szybko; występują Ac, As oraz Cu i Cb
Widoczność	zwykle zła	umiarkowana, lecz szybko poprawiająca się	bardzo dobra poza strefą opadów
Pogoda	czasami mogą występować deszcze oraz burze	często silny deszcz, opady gradu i burze	silne przelotne opady, częste przejaśnienia; typ pogody zmiennej

znajdź więcej na
nakolannik.pl
baza wiedzy pilota

dalej As i Ns. Z chmur Cb tuż w bezpośredniej bliskości linii frontu wypadają silne opady ulewne, za linią frontu, z chmur Ns wypadają opady ciągłe. W porównaniu z frontem ciepłym, strefa opadów frontu chłodnego I rodzaju jest o połowę węższa i wynosi 150÷200 km.

Front chłodny II rodzaju (szybko przemieszczający się, rys. 2-8). Wskutek szybkiego przemieszania się tego frontu dochodzi do gwałtownego wypychania powietrza ciepłego ku górze, co prowadzi do nadzwyczaj silnego rozwoju chmur kłębiastych Cb, tworzących, zwłaszcza latem, coś w rodzaju wału chmur burzowych bądź też pionowej ściany chmur. Przed tą ścianą chmur występują czasami chmury Ac, Cc oraz Ac lent, świadczące o tym, że w wyniku szybkiego ruchu tego frontu doszło do zafalowania.

Przejściu takiego frontu nad miejscem obserwacji towarzyszą silne ulewy, burze i silne szkwały. Strefa opadów jest stosunkowo niewielka, średnio wynosi ona 60÷80 km. Z uwagi na to, że front chłodny II rodzaju przemieszcza się szybko, a strefa opadów jest wąska, deszcz trwa niedługo, nie dłużej niż 30÷60 min. Po przejściu frontu obserwuje się rozpogodzenie na przemian ze wzrostem zachmurzenia, głównie przez chmury Cu i Cb, z opadami przelotnymi, a nieraz i burzami. Tego rodzaju pogodę nazwano „pogodą zmienną". Z przejściem tego rodzaju frontu związane jest zawsze ochłodzenie.

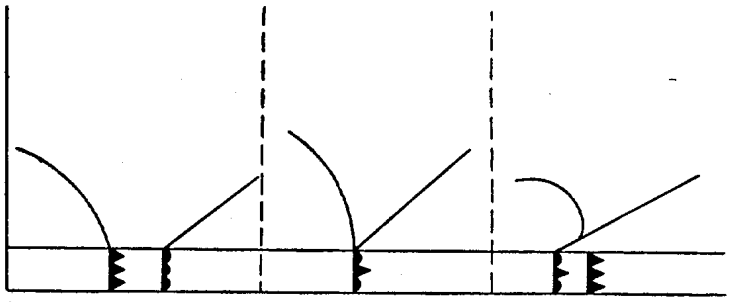
W okresie lata za frontem chłodnym napływają świeże masy PPm, wyróżniające się małym zapyleniem, w związku z czym widoczność pozioma jest bardzo dobra, a niebo ma barwę ciemnego błękitu.

Przebieg zmian poszczególnych elementów meteorologicznych w czasie przechodzenia frontu chłodnego przedstawiono w tablicy 2-7.

2.5.3. Fronty zokludowane

Masa powietrza zalegająca między dwiema chłodniejszymi masami i przemieszczająca się na przykład z zachodu na wschód jest ograniczona na wschodzie frontem ciepłym, a na zachodzie — chłodnym (rys. 2-9*a*). Front chłodny przemieszcza się szybciej niż front ciepły, dlatego po pewnym czasie następuje zetknięcie frontu chłodnego z frontem ciepłym; tworzy się wówczas tzw. front okluzji (rys. 2-9*b*). Od tej chwili ciepłe powietrze zostaje „odcięte" od podłoża i jest wypychane ku górze.

W strefie frontu okluzji występują trzy różne masy powietrza. Dwie masy powietrza, zalegające przy powierzchni ziemi, są masami chłodnymi, a jedna — wyciśnięta ku górze, jest masą ciepłą. Masy powietrza chłodnego zalegające przed i za frontem różnią się między sobą swymi właściwościami termicznymi. Gdy zetkną się ze sobą dwie masy powietrza o mniej więcej jednakowych temperatu-



Rys. 2-9. Powstawanie frontu zokludowanego

rach, wówczas nie powstaje między nimi front — czyli powierzchnia rozgraniczająca te masy. Powietrze ciepłe zalegające nad masami powietrza chłodnego jest odgraniczone od mas powietrza chłodnego powierzchnią frontową (rys. 2-9*c*).

Jeżeli jednak, jak to zwykle bywa, jedna z chłodnych mas jest zimniejsza w porównaniu z drugą masą powietrza, to w dole powstaje nowy front, nazwany dolnym frontem okluzji. Gdy ustępującą masą jest masa chłodniejsza, to dolny front będzie miał charakter frontu ciepłego. W przypadku zaś gdy ustępujące powietrze jest cieplejsze od napływającego, to dolny front będzie miał cechy frontu chłodnego. Stąd nazwy: okluzja ciepła lub okluzja chłodna.

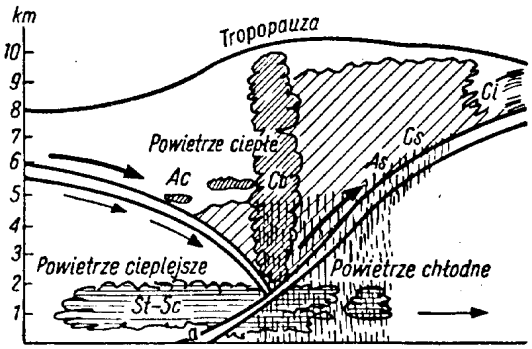
W przypadku okluzji ciepłej wyróżnia się linię dolnego frontu ciepłego i linię górnego frontu chłodnego. W przypadku zaś okluzji chłodnej wyróżnia się linię dolnego frontu chłodnego i linię górnego frontu ciepłego (rys. 2-9*e*).

Okluzja jest więc niczym innym, jak tylko kombinacją frontu chłodnego z ciepłym, dzięki czemu zjawiska pogodowe na tych frontach są podobne do zjawisk obserwowanych na frontach ciepłych i chłodnych. Tak więc wąski pas niepogody na froncie zimnym występuje wzdłuż powierzchni okluzji w połączeniu z szerokim pasem niepogody, typowym dla frontu ciepłego.

Zależnie od tego, czy ustępująca chłodna masa powie-

znajdź więcej na nakolannik.pl meteorologia baza wiedzy pilota

trza jest zimniejsza, czy cieplejsza od napływającej w ślad za powietrzem ciepłym drugiej chłodnej masy — okluzje dzieli się na okluzje chłodne i okluzje ciepłe. Na czym polegają zasadnicze różnice w warunkach pogodowych, jakie towarzyszą tym frontom, orientują rysunki 2-10 oraz 2-11. Przedstawiają one pionowy przekrój przez obie okluzje.

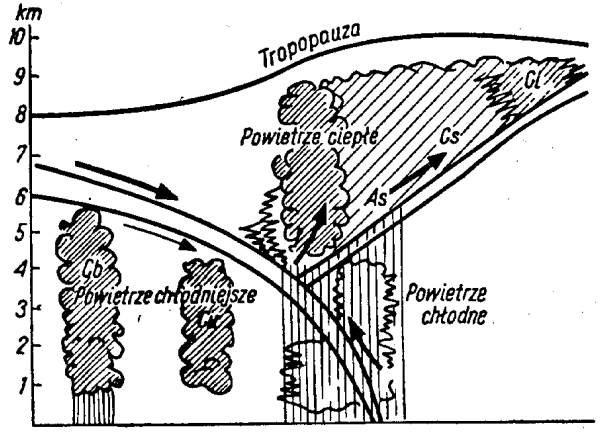


Rys. 2-10. Okluzja ciepła

Okluzja ciepła (rys. 2-10). Pojęcie „okluzja ciepła" jest tylko skrótem pełnej nazwy tego frontu, który brzmi — front zokludowany o charakterze frontu ciepłego. Front ten powstaje wówczas, gdy powietrze chłodne występujące przed frontem ciepłym jest zimniejsze od powietrza napływającego za frontem chłodnym. To ostatnie jako lżejsze wślizguje się na powietrze zimniejsze. W czasie wślizgiwania się frontu chłodnego po powierzchni frontu ciepłego powietrze ciepłe, jakie poprzednio zalegało między obu frontami zostaje „odcięte" od powierzchni ziemi i wyciśnięte ku górze. Ku górze wznosi się także czoło frontu chłodnego.

W wyniku tych procesów z okluzją ciepłą związane są układy chmur towarzyszące frontowi ciepłemu. Początkowo więc są to chmury Ci oraz Cs przechodzące następnie w As oraz Ns. Z tych ostatnich chmur wypada opad ciągły, który z kolei przechodzi nagle w opad przelotny, wypadający z chmur Cb. Za okluzją ciepłą występują zwykle chmury Sc oraz St — tym ostatnim towarzyszy często opad mżawki.

Okluzja chłodna (rys. 2-11). Pełna nazwa tego frontu brzmi — front zokludowany o charakterze frontu chłodnego. Powstaje on w przypadku kiedy chłodne powietrze zalegające przed frontem ciepłym ma wyższe temperatury niż powietrze napływające za frontem chłodnym. To ostatnie jako cięższe podpływa (wklinowuje się) pod powietrze cieplejsze i podnosi je do góry; do góry zostaje podniesiona także powierzchnia frontu ciepłego. Tworzy się wówczas front dolny chłodny i górny front ciepły.



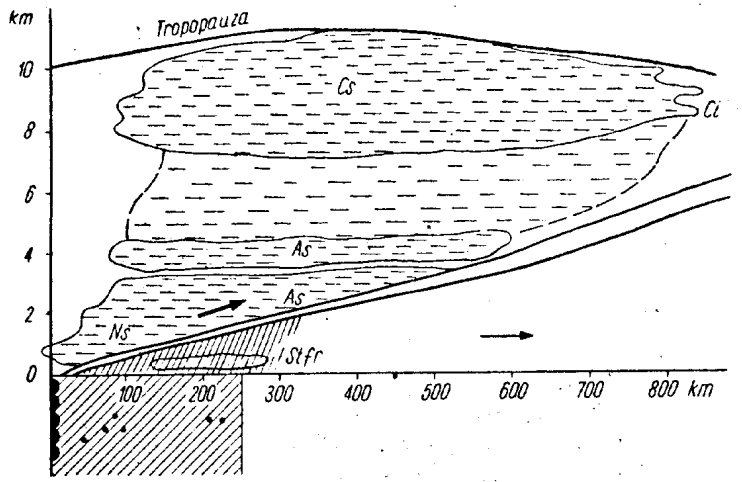
Rys. 2-11. Okluzja chłodna

Układ chmur frontu ciepłego ulega stopniowemu zanikowi. Zanikanie tych chmur postępuje od dołu, to znaczy, że najpierw giną chmury Ns. W miarę tego jak powierzchnia frontu ciepłego zostaje coraz bardziej podnoszona ku górze, na czole nasuwającego się powietrza rozwijają się chmury kłębiasto-deszczowe, którym towarzyszy opad przelotny.

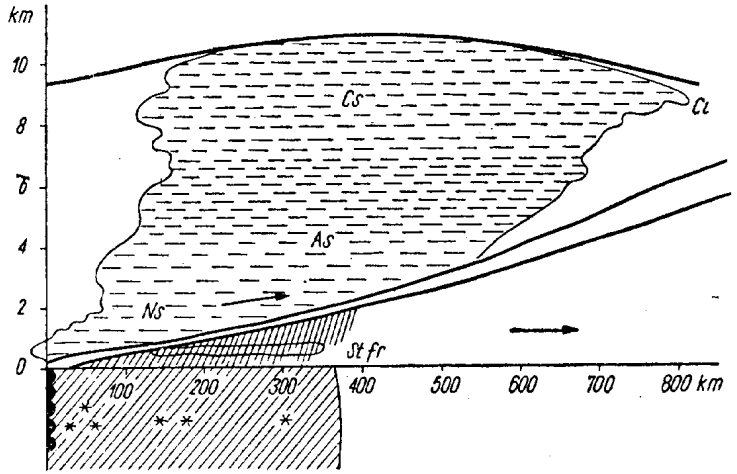
Wobec różnorodnej budowy i ruchu szczegółowe określenie warunków pogodowych w obu typach okluzji jest dosyć trudne. W obu typach okluzji obserwuje się bardzo wyraźną zmianę kierunków wiatrów z południowych na czole okluzji na zachodnie albo północne na tyle okluzji. Największe nasilenie i gwałtowność przebiegu zjawisk pogodowych w obu typach okluzji obserwuje się wzdłuż powierzchni frontu górnego w początkowym stadium tworzenia się okluzji. W przypadku okluzji ciepłej szerokość obszaru niepogody jest większa niż w przypadku okluzji chłodnej.

Zasadnicza jednak różnica między obu okluzjami istnieje w położeniu frontu dolnego i jego stosunku do frontu górnego. W przypadku okluzji ciepłej front górny wyprzedza front dolny o 200÷300 km, a w przypadku okluzji

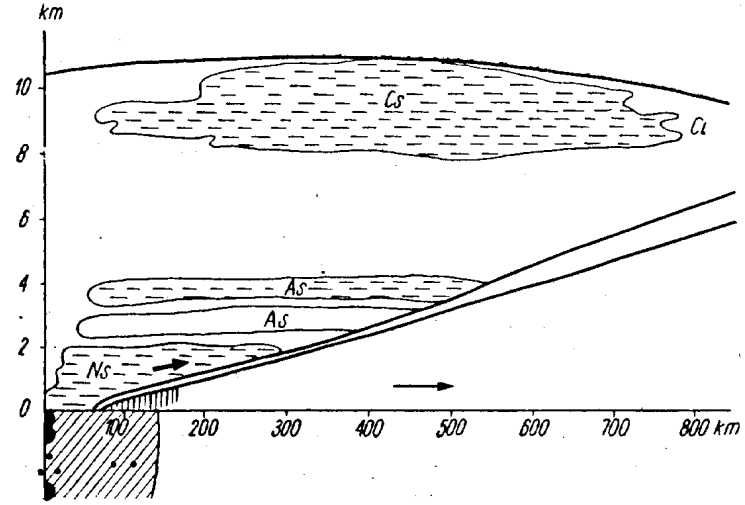
znajdź więcej na
nakolannik.pl
baza wiedzy pilota



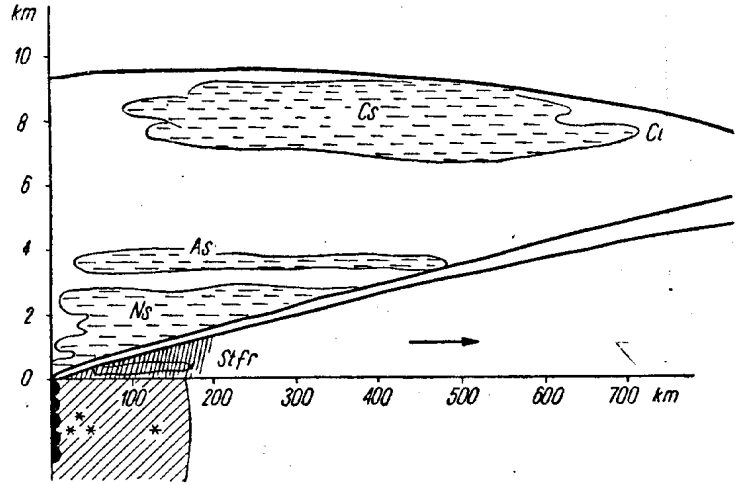
Rys. 2-12. Front ciepły latem w centralnej części niżu



Rys. 2-14. Front ciepły zimą w centralnej części niżu

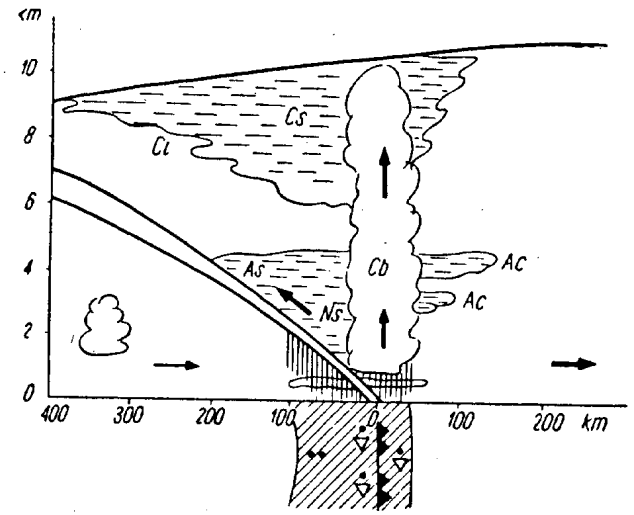


Rys. 2-13. Front ciepły latem na peryferiach niżu

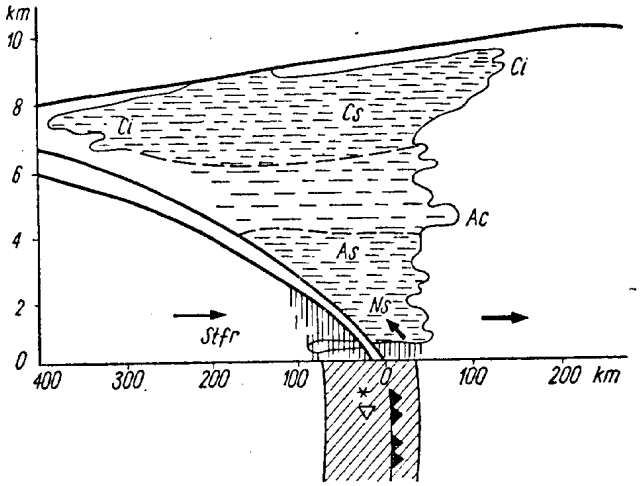


Rys. 2-15. Front ciepły zimą na peryferiach niżu

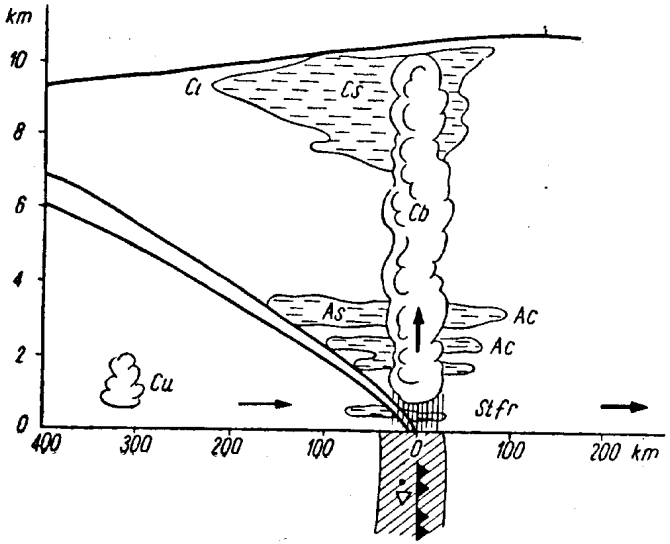
znajdź więcej na
nakolannik.pl
baza wiedzy pilota



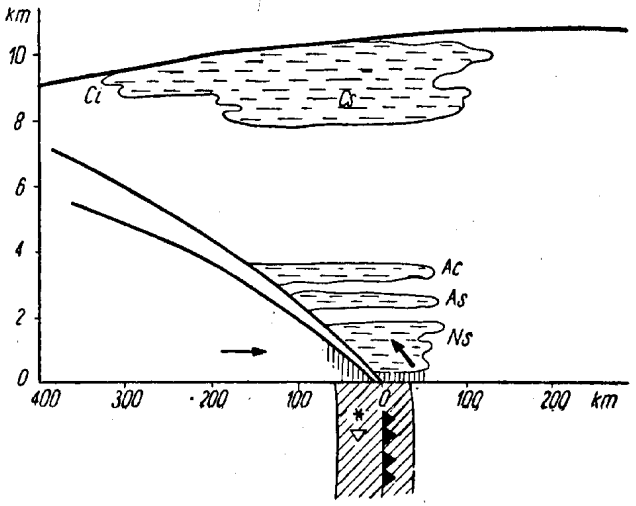
Rys. 2-16. Front chłodny I rodzaju latem w centrum niżu



Rys. 2-18. Front chłodny I rodzaju zimą w centrum niżu

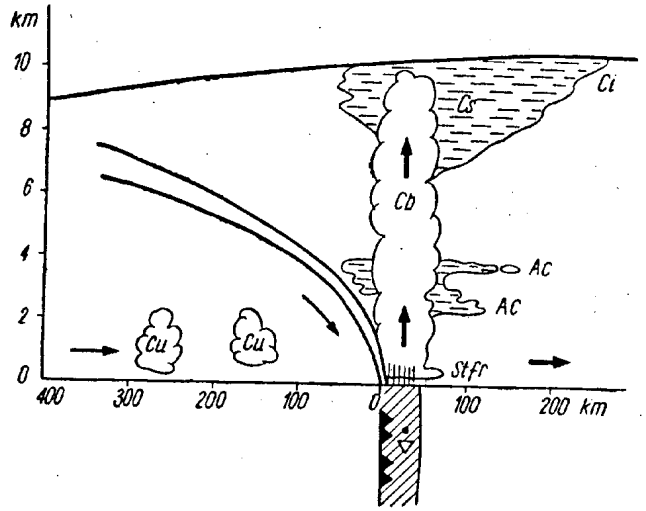


Rys. 2-17. Front chłodny I rodzaju latem na peryferiach niżu

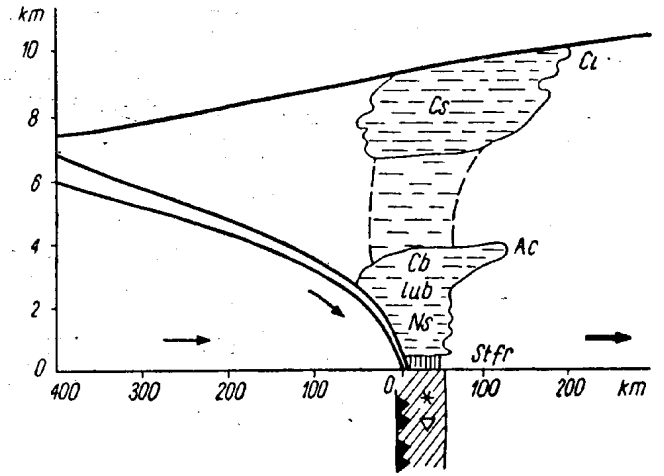


Rys. 2-19. Front chłodny I rodzaju zimą na peryferiach niżu

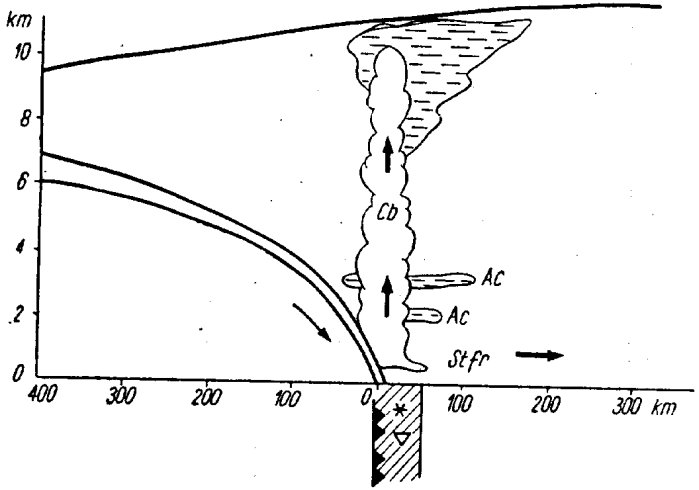
znajdź więcej na
nakolannik.pl
baza wiedzy pilota



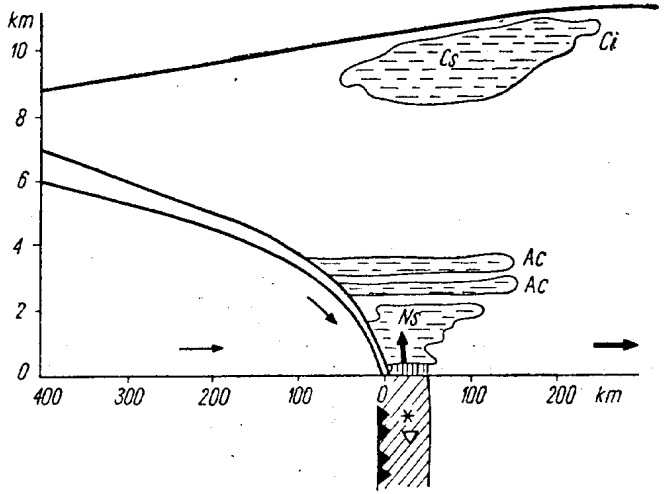
Rys. 2-20. Front chłodny II rodzaju latem w centrum niżu



Rys. 2-22. Front chłodny II rodzaju zimą w centrum niżu

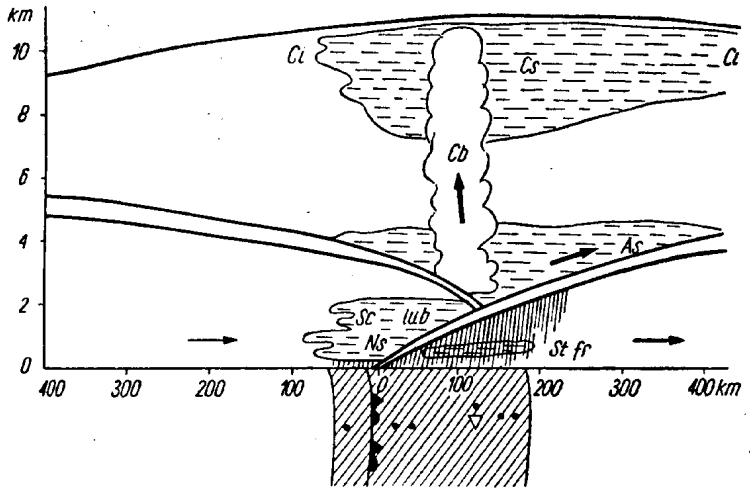


Rys. 2-21. Front chłodny II rodzaju latem na peryferiach niżu

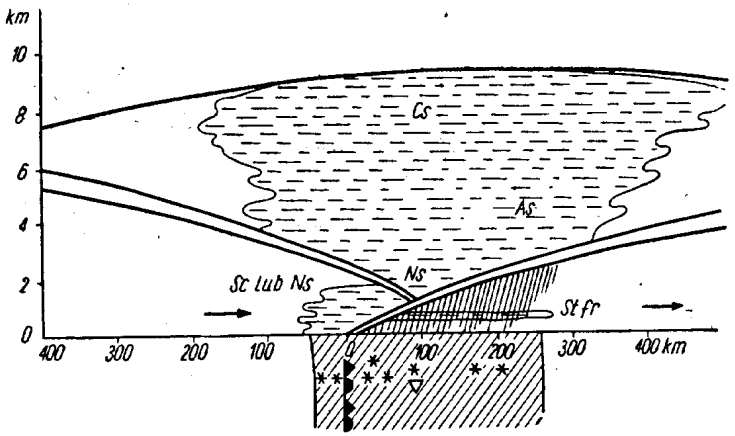


s. 2-23. Front chłodny II rodzaju zimą na peryferiach niżu

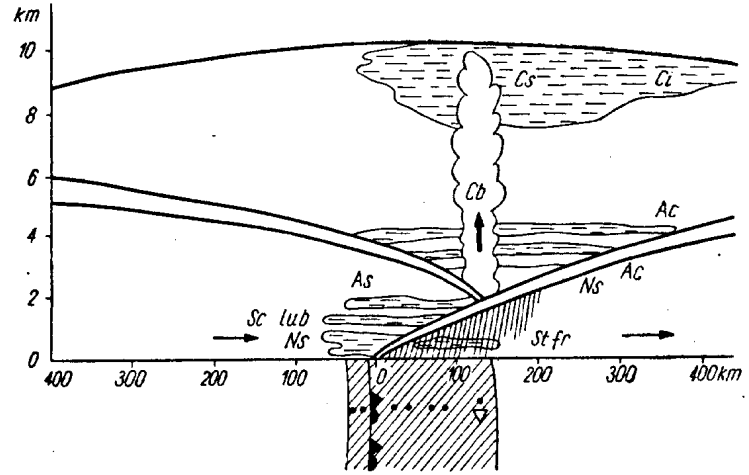
znajdź więcej na
nakolannik.pl
baza wiedzy pilota



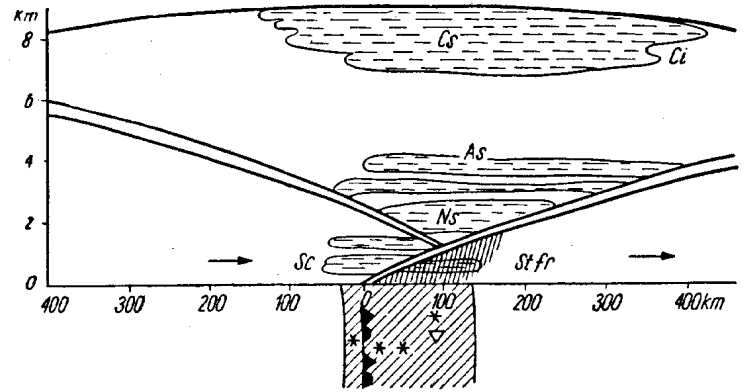
Rys. 2-24. Okluzja ciepła latem w centrum niżu



Rys. 2-26. Okluzja ciepła zimą w centrum niżu

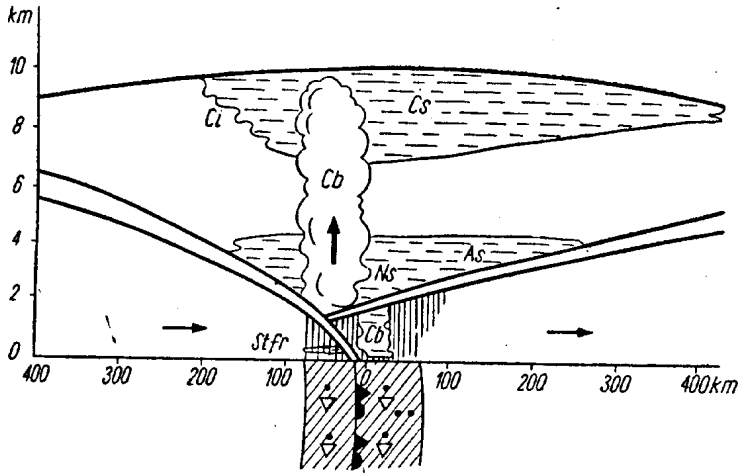


Rys. 2-25. Okluzja ciepła latem na peryferiach niżu

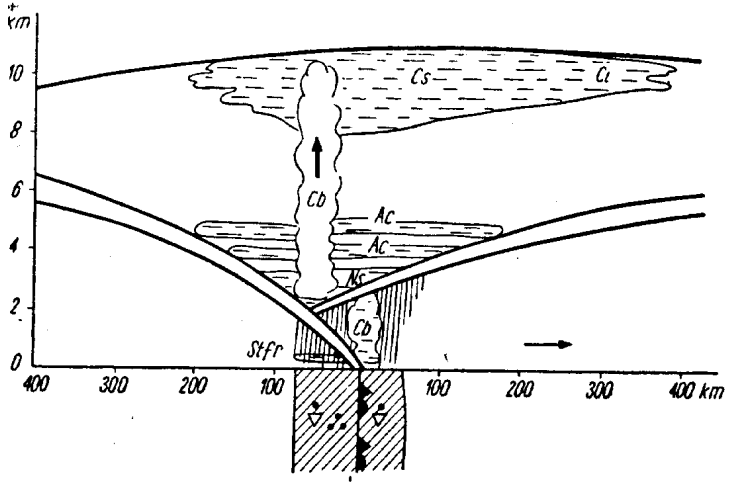


Rys. 2-27. Okluzja ciepła zimą na peryferiach niżu

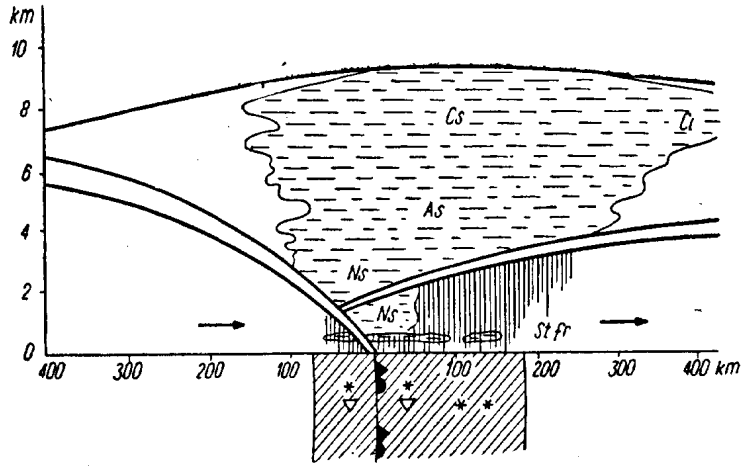
znajdź więcej na
nakolannik.pl
baza wiedzy pilota



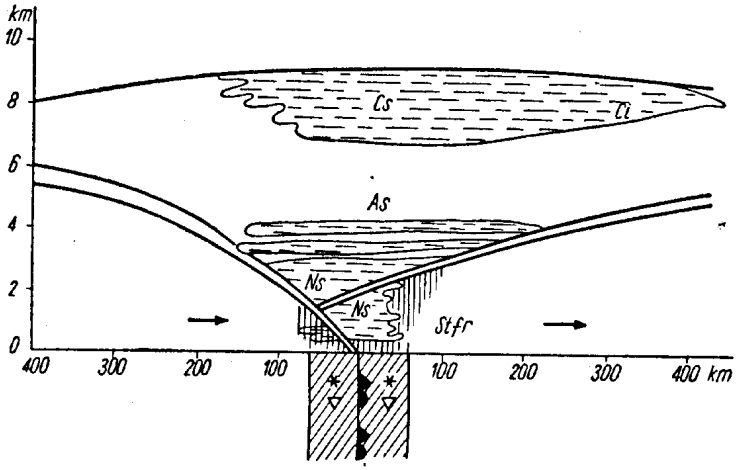
Rys. 2-28. Okluzja chłodna latem w centrum niżu



Rys. 2-29. Okluzja chłodna latem na peryferiach niżu



Rys. 2-30. Okluzja chłodna zimą w centrum niżu



Rys. 2-31. Okluzja chłodna zimą na peryferiach niżu

chłodnej front górny postępuje za frontem dolnym o 40÷÷60 km.

Na zakończenie rozważań nad frontami należy dodać, że warunki pogodowe na jednym froncie mogą być bardzo różne, zależnie od pory roku oraz odległości od centrum niżu (przez pojęcie „centrum niżu" zrozumie się wewnętrzny obszar niżu o promieniu 500 km).

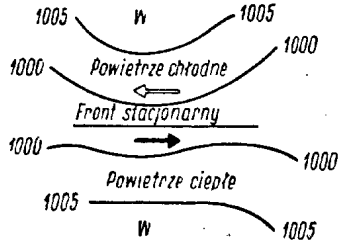
Warunki na frontach zależnie od pory roku i odległości od centrum niżu przedstawiono schematycznie na rysunkach 2-12 do 2-31.

znajdź więcej na
nakolannik.pl
baza wiedzy pilota

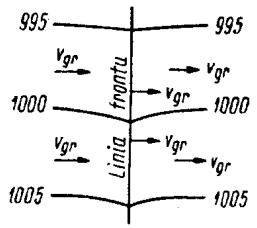
2.5.4. Reguły przemieszczania się frontów

Gdy front leży równolegle do izobar (rys. 2-32), wówczas nie wykazuje większych tendencji do przemieszczania się (front quasi-stacjonarny).

Gdy front przecina izobary prostopadle (rys. 2-33), wówczas przemieszcza się szybko, gdyż masy powietrza w takim przypadku płyną równolegle do izobar i przyczyniają się do przemieszczania się samego frontu z prędkością wiatru gradientowego.

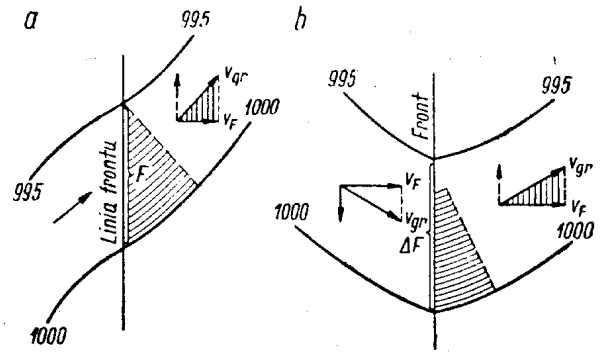


Rys. 2-32. Front równoległy do izobar



Rys. 2-33. Front prostopadły do izobar

Jeżeli front przecina izobary pod kątem ostrym (rys. 2-34), to masy powietrza również będą przemieszczały się



Rys. 2-34. Front przecina izobary pod kątem ostrym

względem frontu pod pewnym kątem (V_{gr}). Ruch ten można rozłożyć na dwa ruchy składowe:
— równoległy do linii frontu (rys. 2-34, linie przerywane),
— prostopadły do linii frontu (V_f).

Można stąd wyciągnąć wniosek, że linie frontu przemieszczają się tylko pod wpływem ruchu mas powietrza w kierunku V_f, czyli front przemieszcza się zawsze w kierunku i z prędkością wiatru gradientowego, prostopadle do linii frontu (V_f). Wartość tej składowej zależy zawsze od kąta, pod którym przecina izobary.

W przypadku izobar równoległych względem frontu składowa ta równa się zero. W miarę zwiększania się kąta zwiększa się także wartość V_f, a gdy wartość tego kąta wynosi 90°, wówczas V_f równa się prędkości wiatru gradientowego.

Do obliczenia prędkości przemieszczania się frontu można wykorzystać wzór na obliczanie wiatru gradientowego:

$$V_{gr} = \frac{533}{\sin\varphi} \cdot \frac{\Delta p}{\Delta n} \text{ [m/s]}$$

gdzie:
φ — szerokość geograficzna,
Δp — różnica ciśnień między dwiema sąsiednimi izobarami (5 mb),
Δn — odległość między tymi izobarami w km,
533 — współczynnik stały.

Front przemieszcza się tym szybciej (front ciepły), im silniejsze spadki ciśnienia występują przed nim, w przypadku frontu chłodnego zaś im silniejszy jest wzrost ciśnienia za nim, tym bardziej będzie zmniejszać się prędkość przemieszczania się frontu w przypadku zbliżania się do stacjonarnego ośrodka wyżowego.

W obszarze wyżowym fronty ulegają rozmyciu (zanikają); front zbliżający się do zatoki niżowej staje się bardziej aktywny, a oddalając się od niej — traci na aktywności.

Istotny wpływ na przemieszczanie się frontów wywierają góry. Powietrze w zasadzie stara się opłynąć przeszkody górskie w kierunku poziomym, dzięki czemu prędkość przemieszczania się frontów będzie malała, a sama linia frontu wyróżnia się zakrzywionym, pofalowanym przebiegiem. Zmianie ulega także sam profil pionowy frontu oraz ruchy pionowe po obu stronach łańcucha górskiego. Na rysunku 2-35 przedstawiono kolejne etapy przechodzenia frontu ciepłego i chłodnego poprzez łańcuch górski.

Ciepłe fronty w porównaniu z chłodnymi częściej i łatwiej pokonują barierę górską. Chłodne fronty zatrzymują się przed górami, których wysokość przekracza 2000 m. W takim przypadku powietrze chłodne opływa góry, wyciskając ciepłe powietrze na drugą stronę łańcucha górskiego. Linia frontu omija góry, tworząc swego rodzaju

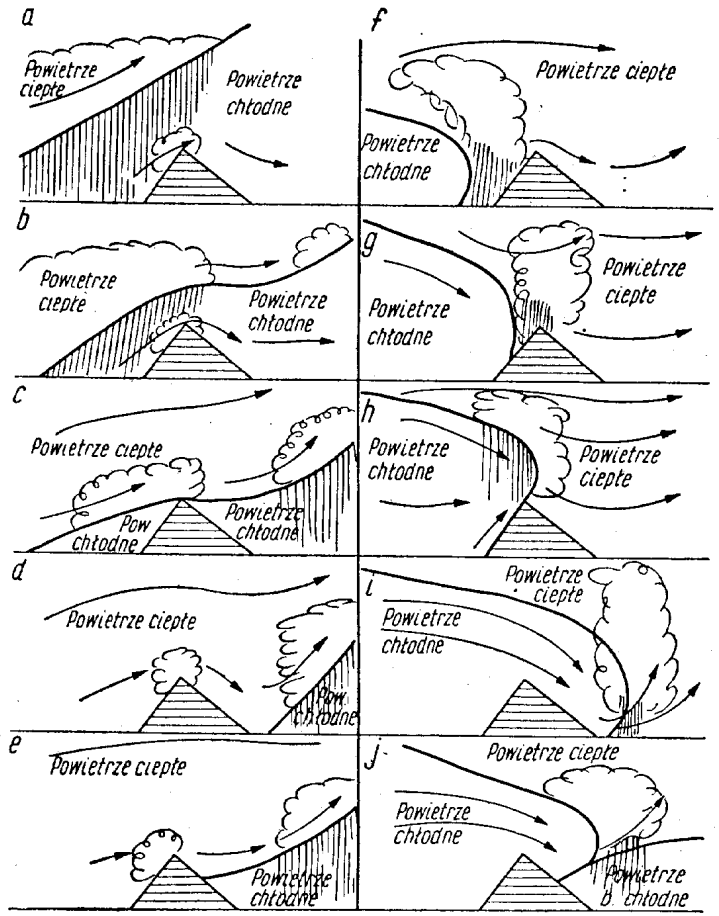
znajdź więcej na
nakolannik.pl
baza wiedzy pilota

pętlę, a potem dopiero przechodzi na drugą ich stronę. Proces taki nazwano okluzją orograficzną. Podczas tego procesu powstają fronty wtórne oraz nowe ośrodki niżowe.

Wzmożenie się prądów pionowych po stronie dowietrznej prowadzi do rozszerzenia się strefy frontowej i strefy opadów frontowych, czyli front w takim przypadku staje się bardziej aktywny.

Prądy opadające po stronie zawietrznej gór oraz zjawiska fenowe prowadzą do rozmycia frontu. Często dochodzi nawet do zanikania opadu. Na pewnej zaś odległości od gór układ chmur frontowych pojawia się ponownie. Jeżeli powietrze jest bardzo suche, nie obserwuje się ponownego powstawania chmur frontowych.

W przypadku gdy po drugiej stronie gór zalega gruba warstwa silnie wychłodzonego powietrza, wówczas przewalający się przez góry front nie osiąga powierzchni ziemi, lecz przemieszcza się po górnej powierzchni zimnego powietrza, zalegającego po stronie zawietrznej łańcucha górskiego. Dochodzi wówczas do powstawania frontu górnego, który w odległości kilkuset kilometrów od gór może obniżyć się do powierzchni ziemi.



Rys. 2-35. Przechodzenie frontów przez góry

2.5.5. Częstość występowania frontów atmosferycznych w Polsce

Rozważanie nad frontami zakończy analiza częstości występowania frontów atmosferycznych nad obszarem Polski. Przytoczone poniżej dane dotyczą lat 1948—57 (dla frontów ciepłych, chłodnych i zokludowanych) oraz 1953—57 (dla frontów stacjonarnych). Częstość występowania frontów nad obszarem Polski przebadana została przez Wł. Parczewskiego. W analizie swej dla oznaczenia frontów atmosferycznych autor przyjął następujące skróty: front ciepły — C, front chłodny — Z, front zokludowany o charakterze frontu chłodnego — Oz, front zokludowany niemianowany — On, front zokludowany o charakterze frontu ciepłego — Oc, S — front stacjonarny.

Średnią liczbę dni z poszczególnymi frontami w Polsce przedstawiono w tablicy 2-8.

Tablica 2-8

Średnia liczba dni z frontami atmosferycznymi

M-ce / Front	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	W ciągu roku
C	8,3	6,5	6,3	4,9	3,5	3,2	3,8	3,8	5,1	5,6	6,7	7,4	65,1
Z	10,6	7,7	10,1	11,2	10,3	11,4	9,4	8,8	11,2	10,6	12,3	12,1	125,7
Oc	3,0	3,2	2,0	2,6	1,1	0,3	0,8	0,5	0,7	2,2	2,0	2,2	20,6
Oz	4,1	3,3	3,3	3,5	5,0	6,1	7,9	5,3	4,0	1,7	2,0	2,7	48,9
On	3,3	0,8	1,4	1,6	3,6	1,5	2,8	2,5	1,8	0,8	2,8	1,1	24,0
S	0,6	1,4	0,6	1,8	1,2	1,4	2,6	1,6	0,8	1,6	1,0	1,2	15,8
Razem	29,9	22,9	23,7	25,6	24,7	23,9	27,3	22,5	23,6	22,5	26,8	26,7	300,1

znajdź więcej na nakolannik.pl meteorologia baza wiedzy pilota

Z tablicy 23 wynika, że w Polsce najczęściej występują fronty chłodne — 125 dni, w następnej kolejności idą okluzje (ciepłe i chłodne łącznie) — 95 dni, dalej fronty ciepłe — 65 dni i fronty stacjonarne — 16 dni w ciągu roku.

Fronty ciepłe razem z okluzjami ciepłymi występują zdecydowanie częściej w okresie zimy (napływ ciepłych mas pochodzenia atlantyckiego), a fronty chłodne występują częściej latem niż zimą.

Fronty atmosferyczne przemieszczają się nad Polską przeważnie z kierunków zachodnich (SW-W-NW). Prawie 50% frontów wkracza do Polski od zachodu, w 25% od północnego zachodu.

Fronty ciepłe w 90% wkraczają na obszar naszego kraju z kierunku SW-NW, a fronty zokludowane o charakterze frontu ciepłego napływają głównie z kierunku SW-W.

Fronty chłodne zaś w ponad 80% przemieszczają się nad Polską z kierunku W-NW. Fronty zokludowane o charakterze frontu chłodnego nadciągają z podobnych kierunków.

Tablica 2-9

Średnia liczba dni bez frontów

Miesiąc	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	W ciągu roku
Średnia liczba dni bez frontów	10,1	9,8	15,6	11,0	11,9	11,6	10,2	12,6	12,9	13,3	9,8	10,9	139,7

Z badań przeprowadzonych przez Wł. Parczewskiego wynika także, iż wśród frontów z burzami 54% przypada na fronty chłodne, 26% na okluzje o charakterze frontu chłodnego, a 20% na pozostałe fronty. Maksimum dni z burzami na frontach chłodnych przypada na czerwiec, fronty chłodne z burzami stanowią 26% ogółu dni z frontami chłodnymi.

Fronty zokludowane o charakterze frontu chłodnego z burzami stanowią 33% ogółu frontów tego typu. Na miesiące VI—VIII przypada aż 75% frontów zokludowanych z burzami.

Dni bezfrontowych notuje się średnio w Polsce 140, czyli prawie co 2÷3 dzień nie notuje się nad Polską frontów atmosferycznych. Maksimum dni bezfrontowych notuje się w marcu, a wtórne maksimum w październiku, czyli wiosną oraz na przełomie ciepłej i chłodnej pory roku. Średnią liczbę dni bezfrontowych (wg Wł. Parczewskiego) przedstawiono w tablicy 2-9. Długość okresów bezfrontowych waha się od jednego dnia do trzech tygodni.

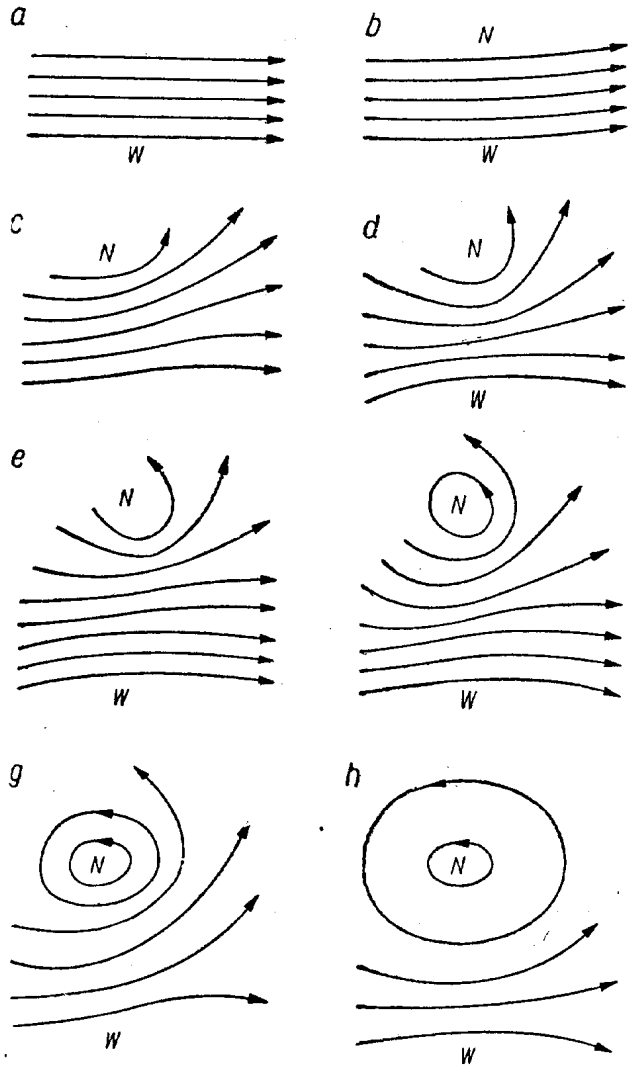
2.6. GŁÓWNE PRZYCZYNY ZMIAN POGODY

W obszarach wysokiego ciśnienia występuje tzw. osiadanie powietrza, czyli ruchy pionowe skierowane do powierzchni ziemi. W czasie tego procesu powietrze ulega sprężeniu i ogrzaniu (przykład — pompka rowerowa). Powietrze stając się coraz cieplejszym, oddala się od stanu nasycenia parą wodną, co prowadzi w efekcie do zaniku chmur wskutek wyparowania kropelek wody, które budują chmury. Dlatego przeważającym typem pogody panującym w wyżu jest pogoda słoneczna z niewielkim zachmurzeniem przez chmury konwekcyjne, nazwane chmurami „pięknej pogody" (Cu hum).

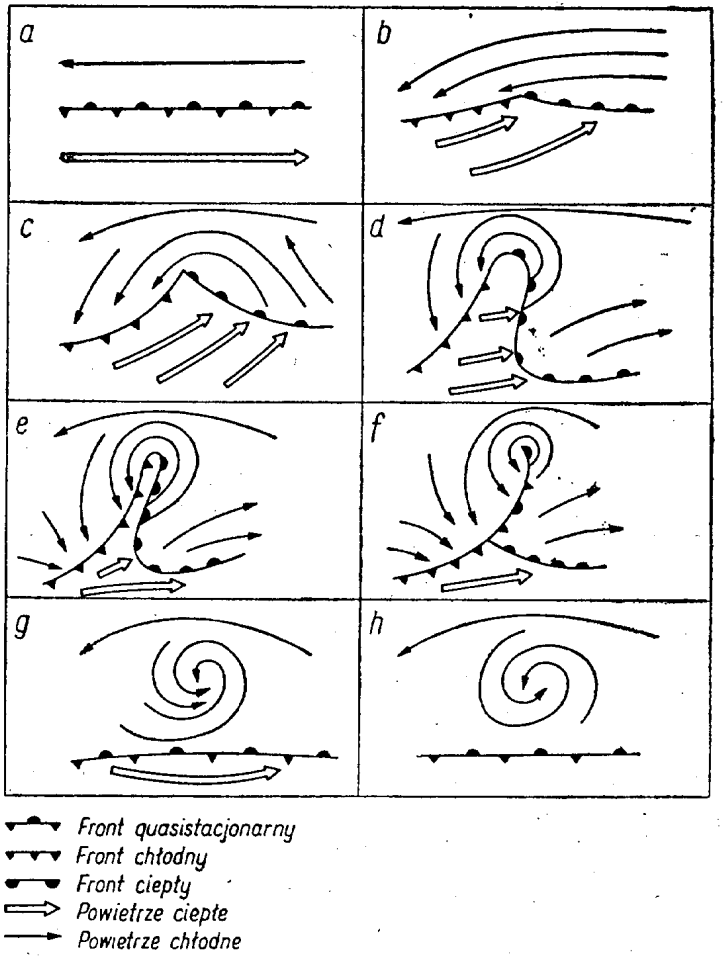
W niżu warunki pogodowe są zupełnie odmienne. Jak wiadomo, w niżu powietrze spływa ze wszystkich stron ku środkowi niżu, przyczyniając się tym do zetknięcia się mas powietrza o różnych własnościach fizycznych. Tworzą się więc sprzyjające warunki do rozwoju powierzchni rozgraniczających od siebie różne masy powietrza, czyli do rozwoju tzw. frontów atmosferycznych. Przyglądając się mapie pogody łatwo można zauważyć, że fronty atmosferyczne przechodzą zawsze przez środek niżu, gdy tymczasem fronty atmosferyczne prawie nigdy nie przechodzą przez środkowe części ośrodka wyżowego, ponieważ obszar wyżu jest obszarem rozbieżności wiatrów. W obszarze zaś rozbieżności masy powietrza są jakby „odciągane" od siebie i z tego powodu nie mogą w nim powstać fronty atmosferyczne.

Występowanie mas powietrza i frontów w niżu związane jest ściśle z rozwojem ośrodka niżowego; różny jest zasięg i położenie mas, zależnie od stadium rozwoju niżu. Niż powstaje na tzw. froncie stacjonarnym, czyli na froncie zalegającym przez długi czas w jednym miejscu. Zwykle front taki występuje na skraju wyżu, na skraju starego niżu lub w obszarze obniżonego ciśnienia, jakie istnieje między dwoma wyżami (bruzda). W pobliżu takiego

znajdź więcej na
nakolannik.pl
baza wiedzy pilota



Rys. 2-36a. Rozwój niżu widziany na mapie topografii barycznej 500 mb



Rys. 2-36b. Rozwój niżu wg teorii falowej Bjerknesa

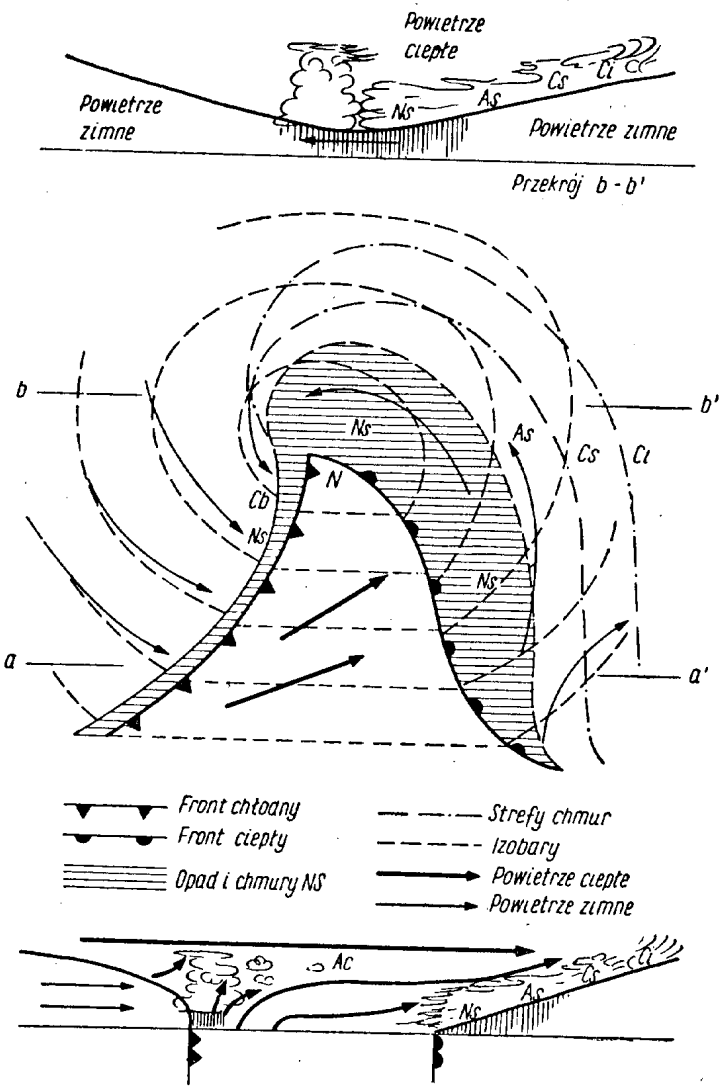
frontu ciepłe i chłodne masy powietrza przemieszczają się równolegle do niego, nie deformując jego linii. Na takim froncie ciepłe powietrze prawie że nie wślizguje się na powietrze chłodne i dlatego zachmurzenie frontowe jest słabo rozwinięte, słabe są również opady.

Front stacjonarny na mapie synoptycznej oznacza się linią, wzdłuż której po jednej stronie (zwróconej w kierunku powietrza ciepłego) nanosi się małe trójkąciki, a po drugiej stronie (zwróconej w kierunku powietrza chłodnego) kreśli się małe półkola. Stosując barwne oznaczenia — front stacjonarny przedstawia się linią składającą się z odcinków niebieskich i czerwonych (na przemian).

Załóżmy, że front stacjonarny został wykryty na mapie pogody. Wiedząc, co może zajść na takim froncie, synoptyk zaczyna mu się dokładnie przyglądać, śledzić jego zacho- e się. Analizując następną mapę pogody (mapy kreśli

znajdź więcej na
nakolannik.pl
baza wiedzy pilota

stopniowo gęstnieją i przechodzą w chmury Altostratus, przez które słońce prześwieca niby przez matową szybę. Gęstniejąc coraz bardziej, przechodzą one w chmury Nimbostratus, którym towarzyszą już opady ciągłe deszczu lub śniegu.



Rys. 2-37. Schemat niżu wg Bjerknesa

— Pogoda w chwili przechodzenia frontu ciepłego

W strefie frontowej chmury w wyniku intensywnego procesu mieszania — głównie zimą i w porach przejściowych — obniżają się, sięgając podłoża, tworząc tzw. mgły frontowe. Nie zachodzi to nagle, wcześniej bowiem pojawiają się zamglenia pogarszające widoczność poziomą. Podczas wślizgiwania się ciepłego powietrza po klinie powietrza chłodnego, który może trwać zależnie od nachylenia powierzchni frontowej i prędkości frontu od kilku godzin do kilku dni, obserwuje się wzmaganie się prędkości wiatru, stopniowy spadek ciśnienia, wzrost zachmurzenia oraz występowanie opadu. W czasie przechodzenia frontu wiatr skręca w prawo, spadek ciśnienia i opady ustają, temperatura wzrasta.

W przypadku gdy wślizgające się powietrze ma równowagę wilgotnochwiejną, wówczas dochodzi do rozwoju chmur Cb, którym mogą towarzyszyć opady przelotne i burze.

W ciepłym powietrzu o równowadze stałej, jakie występuje w obszarze niżu, zamkniętym między frontem ciepłym i chłodnym, panuje przeważnie pogoda chmurna, są to przeważnie chmury warstwowe, lecz nie pokrywające całkowicie nieba. Czasami w wycinku ciepłym mogą występować mżawki. Widoczność jest stosunkowo zła — zwłaszcza w okresie zimy, gdy występują mgły. Temperatury są względnie wysokie.

— Pogoda podczas przechodzenia frontu chłodnego

Zbliżanie się frontu chłodnego zdradzane jest obecnością chmur Cs, a nieraz Ac lent (rys. 2-38).

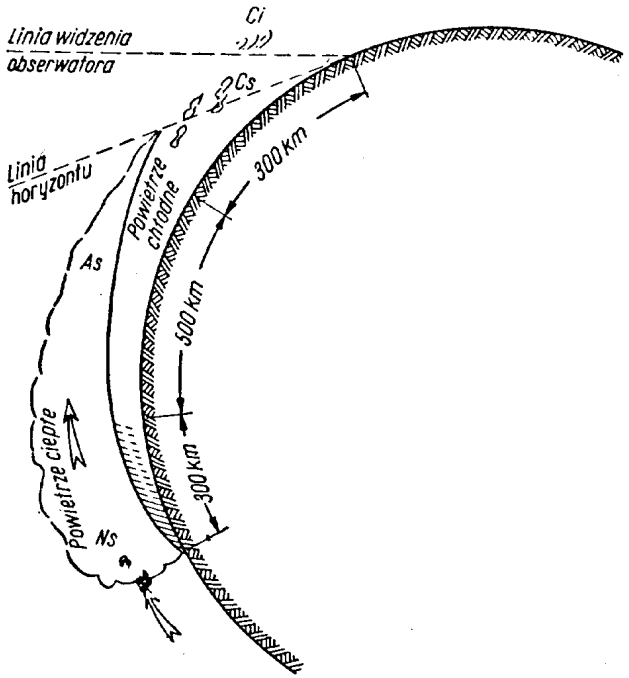
Jeżeli front przemieszcza się powoli, a nachylenie jego powierzchni frontowej odpowiada nachyleniu powierzchni frontu ciepłego, wówczas zjawiska pogodowe zbliżone są do podobnych zjawisk na froncie ciepłym, z tą różnicą, że następowałyby w odwrotnej kolejności. Jedynie na czole frontu w wyniku wyrzucania powietrza ciepłego ku górze dochodzi do rozwoju chmur Cu i Cb, którym towarzyszą szkwały, opady przelotne i burze.

Najczęściej jednak front chłodny przemieszcza się bardzo szybko w kierunku powietrza ciepłego. W wyniku tarcia o podłoże chłodna masa w dolnych swych warstwach jest hamowana, a wyższe warstwy wyprzedzają jakby powietrze w warstwie dolnej. Dzięki temu front chłodny ma kształt bardzo stromego klina, który zmusza ciepłe powietrze do gwałtownego wznoszenia się. Po uniesieniu się ciepłego powietrza nad zimne powietrze zwiększa się jesz-

znajdź więcej na
nakolannik.pl
baza wiedzy pilota

cze bardziej jego chwiejność, co przejawia się w postaci silnie wypiętrzonych chmur Cb, którym towarzyszą silne opady przelotne, szkwały, burze itp.

W czasie przechodzenia frontu obserwuje się nagłą zmianę wiatru, skręt w prawo, silny wzrost ciśnienia, wy-



Rys. 2-38
Pojawianie się chmur frontu ciepłego nad horyzontem

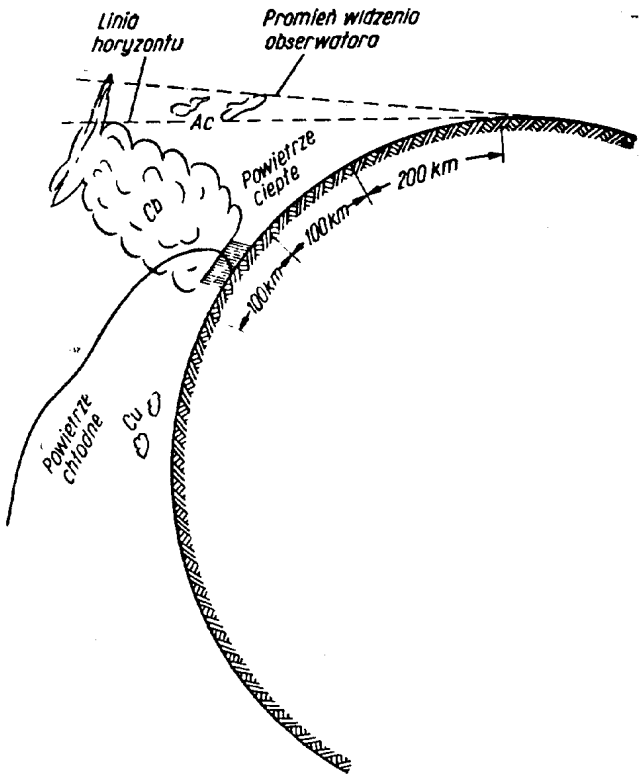
stąpienie opadu krupy, gradu, silnych szkwałów oraz spadek temperatury. Strefa opadów frontu chłodnego jest zwykle znacznie węższa niż na froncie ciepłym, stąd też i czas trwania tych opadów jest krótszy. Za frontem obserwuje się także znaczne polepszenie się widoczności.

— Pogoda po przejściu frontu chłodnego

Polepszenie się warunków pogodowych po przejściu frontu chłodnego jest krótkotrwałe. W powietrzu chłodnym charakteryzującym się równowagą chwiejną gwałtownie rozwija się konwekcja, prowadząca do wypiętrzania się chmur Cb, z których wypadają przelotne opady i którym towarzyszą wyładowania elektryczne. Po ich przejściu następują rozpogodzenia, po których może ponownie dojść do pogorszenia się warunków pogodowych. Za frontem chłodnym zawsze obserwuje się pogodę zmienną.

— Pogoda w północnej części niżu

Przebieg pogody wzdłuż linii b-b' (rys. 2-37) jest zupełnie odmienny od tego, jaki omówiliśmy poprzednio. Brak tam nagłych zmian temperatury, nie obserwuje się tam właściwie przechodzenia frontów. Spowodowane jest to tym, że ta część niżu znajduje się zawsze w zasięgu chłod-



Rys. 2-39
Pojawianie się chmur frontu chłodnego nad horyzontem

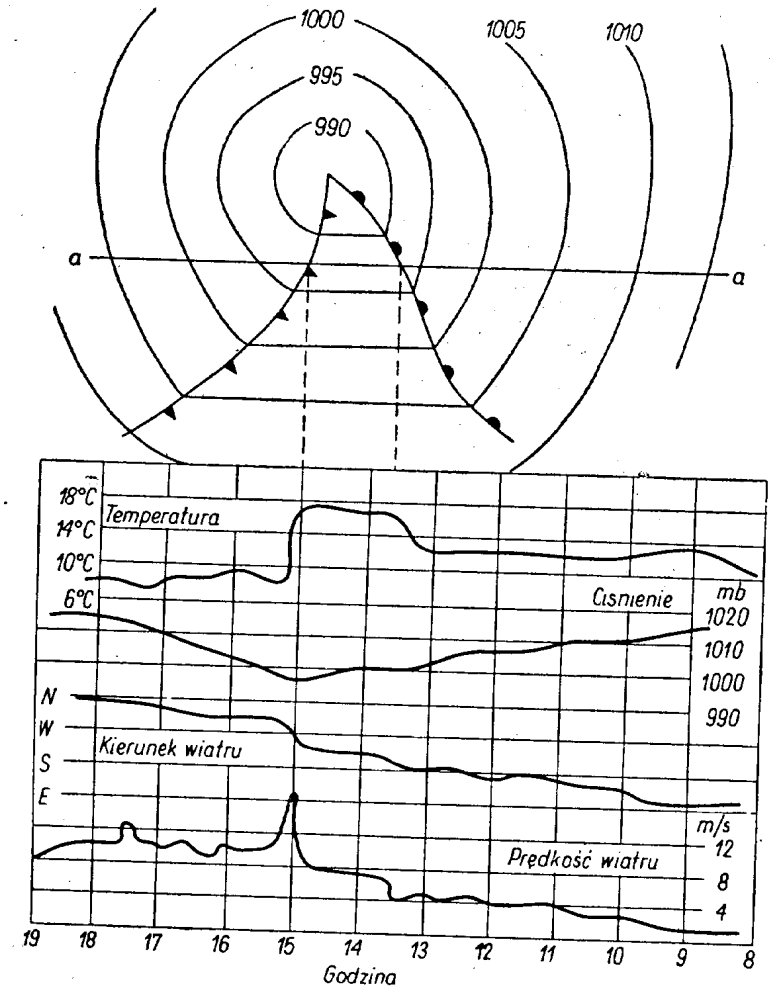
nych mas powietrza. Ciepłe masy powietrza występują tu tylko w wyższych warstwach, dzięki ruchom wślizgowym powstaje tam rozległa strefa chmur Ns i opadów ciągłych.

Przebieg głównych elementów meteorologicznych podczas przechodzenia niżu przedstawiono na rys. 2-39.

Ośrodki niżowe tworzą się zwykle seriami — na jednym froncie tworzy się przeważnie 4÷5 ośrodków niżowych.

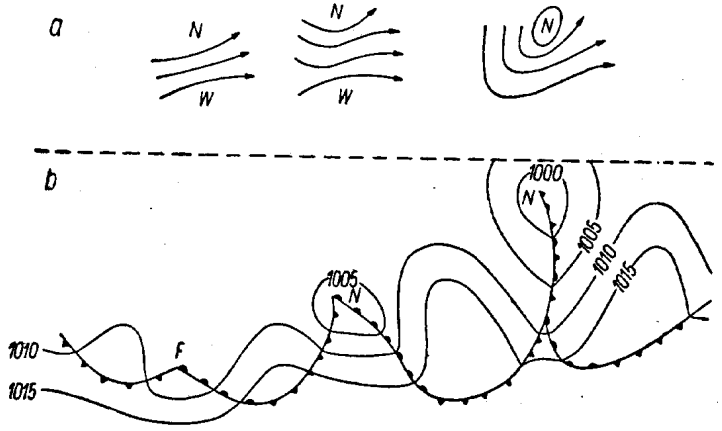
znajdź więcej na
nakolannik.pl
baza wiedzy pilota

Taka seria niżów nazywa się rodziną niżów (rys. 2-40). Gdy pierwszy niż osiągnie stadium pełnego rozwoju, wówczas na jego tyle powstaje następny ośrodek niżowy, po pewnym czasie trzeci itd. Każdy następny niż jest młodszy od poprzedniego. Najstarszy z niżów przemieszcza się na sa-



Rys. 2-40. Przebieg elementów meteorologicznych podczas przemieszczania się niżu

mym przodzie rodziny. W naszych szerokościach geograficznych, w których przeważa cyrkulacja zachodnia, ośrodki niżowe wędrują zwykle z zachodu na wschód, przy czym niże jednej rodziny nie wędrują jeden za drugim, lecz są względem siebie nieco przesunięte. Pierwszy — najstarszy niż wysunięty jest najbardziej na północ, a ostatni — najmłodszy — najbardziej na południe (rys. 2-41). Dzięki temu „uszeregowaniu" rodziny niżów ciepłe powietrze z południa może wdzierać się daleko na północ — najdalej dociera ono w wycinku ciepłym pierwszego niżu. Powietrze chłodne zaś ma możność przemieszczania się daleko na południe, szczególnie głęboko schodzi ono do niższych szerokości geograficznych — na tyle najmłodszego członka rodziny niżowej.



Rys. 2-41. Rodzina niżów
a — widziana na mapie górnej, *b* — widziana na mapie dolnej (*N* — niż, *W* — wyż, *F* — fale)

Czas formowania się niżu od drobnej fali na froncie stacjonarnym do chwili powstania w pełni wykształconego niżu barycznego wynosi od 12 do 24 godzin, dalszy zaś rozwój aż do czasu zokludowania się niżu trwa od 2 do 4, a czasami i więcej dni.

Niż baryczny osiąga maksimum nasilenia w 12 do 24 godzin po rozpoczęciu się procesu okludowania u szczytu fali. W stadiach późniejszych niż baryczny traci na sile i intensywności.

W wyżej opisany sposób przebiega wymiana mas powietrza między wyższymi i niższymi szerokościami geograficznymi.

W powietrzu chłodnym, występującym między dwoma sąsiednimi niżami kształtują się obszary podwyższonego ciśnienia w postaci klinów wysokiego ciśnienia, które wędrują razem z rodziną niżową. Z tyłu ostatniego niżu,

znajdź więcej na
nakolannik.pl
baza wiedzy pilota

gdzie zimne powietrze spływa najdalej na południe, dochodzi do powstania silnego wyżu, który jakby zamykał pochód rodziny niżów. Na wschodnim skraju takiego wyżu obserwuje się również spływ chłodnego powietrza z północy na południe. W czasie przemieszczania się tego powietrza na południe podlega ono transformacji (zmienia swoje własności fizyczne), przekształcając się w lokalną, dla danych obszarów, masę powietrza, która następnie bierze znowu udział w powstawaniu nowej rodziny niżów — z tą tylko różnicą, że w procesie tym jest ona masą ciepłą (ogrzaną na południu).

— Pogoda w wyżu

Wyżem nazywane są wiry atmosferyczne, które zaznaczają się na mapie pogody w postaci kilku zamkniętych izobar, przy czym najwyższe ciśnienie notuje się w środku ośrodka. Cyrkulacja powietrza w wyżu odbywa się zgodnie z ruchem wskazówek zegara (na półkuli północnej).

W porównaniu z niżami, ośrodki wyżowe są bardziej rozległe, ich przekrój przekracza często 1,5÷2,0 tys. km. Wyż rozpatrywany jako system wiatrów nigdy nie osiąga intensywności porównywalnej z intensywnością dobrze rozwiniętego niżu.

Cechą charakterystyczną każdego wyżu jest obecność w nim prądów opadających, prowadzących do osiadania powietrza. Osiadanie powietrza jest jedną z głównych przyczyn zanikania chmur.

W środku wyżu wiatry są słabe i zmienne, jedynie na jego krańcach mogą mieć większe prędkości, zależne od poziomego gradientu ciśnienia w sąsiednich układach barycznych. Ośrodki wysokiego ciśnienia (wyże) uważa się zwykle za obszar o pięknej pogodzie — stwierdzenie to jest słuszne dla wyżów letnich w okresie zimy, bowiem w obszarach wyżowych obserwuje się często występowanie mgieł z wypromieniowania, niskie chmury warstwowe itp.

Piękną słoneczną „wyżową" pogodę w okresie lata obserwuje się zwykle wówczas, gdy wyż się rozbudowuje, to znaczy gdy podwyższa się w nim ciśnienie. W wyżach zaś zanikających panuje bardzo często zła pogoda, nie podobna do tej, jaka jest typowa dla wyżu.

Fronty atmosferyczne, zwłaszcza ciepłe, przenikają czasami w głąb obszarów wyżowych. Jednak wskutek tego, że wyże są obszarami rozbieżności oraz obszarami, w których powietrze osiada, fronty które wchodzą w obszary wyżowe ulegają stopniowemu rozmyciu i zanikają.

— Reguły przemieszczania się ośrodków barycznych

Kierunek i prędkość przemieszczania można z pewnym przybliżeniem określić na podstawie kilku kolejnych map synoptycznych. Wyże przemieszczają się zwykle w kierunku największych wzrostów ciśnienia.

Niż przemieszcza się w kierunku najsilniejszego obniżania się ciśnienia. Młody ośrodek niżowy przemieszcza się zgodnie z przebiegiem izobar w wycinku ciepłym.

Ośrodki baryczne o dużych gradientach ciśnienia przemieszczają się zwykle szybko.

Ośrodki baryczne o słabych gradientach ciśnienia wędrują zwykle powoli.

Małe ośrodki wyżowe przemieszczają się szybciej niż duże ośrodki.

Niż pogłębiający się przemieszcza się szybciej niż ośrodek niżowy, który ulega wypełnianiu (okludowaniu).

Wokół stacjonarnego wyżu sąsiadujący z nim ośrodek niżowy wędruje wokół niego zgodnie z ruchem wskazówek zegara.

Powstały na skraju dużego niżu wtórny ośrodek niżowy obiega go przeciwnie do ruchu wskazówek zegara.

Powstały w punkcie okluzji nowy ośrodek niżowy nie przemieszcza się po skraju głównego ośrodka, lecz skierowuje się ku wycinkowi ciepłemu.

Niż charakteryzujący się silnymi wiatrami w swej przedniej części ma tendencję do stania się ośrodkiem stacjonarnym i ulega wypełnieniu.

Układy baryczne o bardzo silnej krzywiźnie izobar przemieszczają się powoli lub stają się ośrodkami stacjonarnymi.

Duże stacjonarne niże, w przypadku gdy występują na granicy między ciepłym i chłodnym podłożem (np. na wybrzeżu), mogą istnieć przez bardzo długi czas.

— Reguły rozwoju ośrodków barycznych

Niże z dobrze wykształconym wycinkiem ciepłym pogłębiają się i przyspieszają swój ruch.

Postępujący proces okludowania prowadzi do wypełniania się niżu.

Zanikający niż może ulec regeneracji (pogłębieniu) w przypadku gdy w jego obręb dostanie się świeża chłodna masa powietrza.

Niż pogłębia się w przypadku wzrostu chwiejności mas powietrza; w okresie lata niż pogłębia się podczas przemieszczania się znad morza nad ląd, a zimą — znad lądu nad morze.

znajdź więcej na
nakolannik.pl
baza wiedzy pilota

Niż, w którym panują słabe wiatry przy jednocześnie stosunkowo dużych poziomych gradientach ciśnienia, pogłębia się.

Niż, w którym panują silne wiatry w stosunku do wartości poziomego gradientu ciśnienia, wypełnia się (zanika).

Ośrodek wyżowy, do którego zbliża się front chłodny, słabnie i ustępuje przed powietrzem chłodnym.

Gdy izobary przecinają wzdłuż ośrodek niżowy będący w stadium okludowania się, wówczas bardzo często obserwuje się powstawanie wtórnego ośrodka niżowego, który przemieszcza się następnie w kierunku osi podłużnej.

Obszary, które były objęte w ciągu ostatnich 24 godzin opadami, stają się w następnych 24 godzinach obszarami objętymi wzrostem ciśnienia.

2.7. PROGNOZA POGODY

2.7.1. Analiza map pogody

Złożoność procesów atmosferycznych wpływających decydująco na pogodę stanowi problem najtrudniejszy do rozwiązania w czasie opracowania prognozy pogody.

W jaki sposób synoptyk stara się obecnie przewidzieć zmianę pogody? Czyni to na podstawie danych zawartych w mapie pogody.

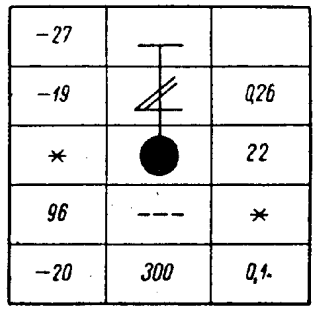
Synoptyk po otrzymaniu mapy z naniesionymi danymi zaczyna ją analizować, wykreślając najpierw izobary, przez co otrzymuje na mapie rozkład ośrodków barycznych (niżów i wyżów). Po wykreśleniu izobar stara się znaleźć miejsca występowania frontów atmosferycznych, które na nie przeanalizowanej jeszcze mapie zaznaczają się zwykle w postaci dużych obszarów niepogody (deszcze, silne wiatry, duże zachmurzenie, duże zmiany temperatury itp.). Po znalezieniu tych obszarów, za pomocą linii synoptyk wyznacza fronty, czyli powierzchnie rozgraniczające dwie różne masy powietrza. Tak więc front atmosferyczny zaznaczający się na mapie pogody określa również zasięg obu mas. Po dokonaniu tych czynności synoptyk przystępuje do następnego zadania, polegającego na określeniu przyszłej sytuacji synoptycznej.

Pewne dane można uzyskać przez porównanie kilku kolejnych map pogody. Z porównania takiego można się zorientować o kierunku i prędkości przemieszczania się ośrodków barycznych i frontów. Oczywiście, dane te mają charakter tylko orientacyjny, gdyż na przykład niże zmieniają stopniowo swoją strukturę oraz prędkość i kierunek przemieszczania się. W związku z tym nawet nieduży błąd w określeniu przyszłego położenia niżu może być przyczyną podania mylnej prognozy pogody.

Znaczną pomocą w określaniu przyszłej sytuacji synoptycznej są tzw. mapy górne. Na mapach tych zaznaczona jest wysokość zalegania określonej powierzchni izobarycznej (powierzchni jednakowego ciśnienia) nad poziomem morza, temperatura powietrza, temperatura punktu rosy oraz prędkość i kierunek wiatru. Zwykle kreśli się mapy powierzchni 700 mb, zalegające na wysokości około 3 km i mapy powierzchni 500 mb, zalegające na wysokości około 5 km. Okazało się bowiem, że prądy powietrza wiejące na tych wysokościach wywierają istotny wpływ na ruch i ewolucję ośrodków niżowych i wyżowych. Na podstawie kierunku i prędkości przemieszczania się powietrza nad układami barycznymi synoptyk może sądzić o kierunku i prędkości przesuwania się obszarów barycznych.

2.7.2. Mapy pogody

Poprzednio już wspomniano, że do opracowania prognozy pogody korzysta się nie tylko z map przedstawiających warunki panujące przy powierzchni ziemi (tzw. mapy dolne), ale także z map przedstawiających warunki meteorologiczne, panujące w swobodnej atmosferze; nazwano je mapami górnymi lub mapami topografii barycznej.



Rys. 2-42
Naniesiona depesza meteorologiczna

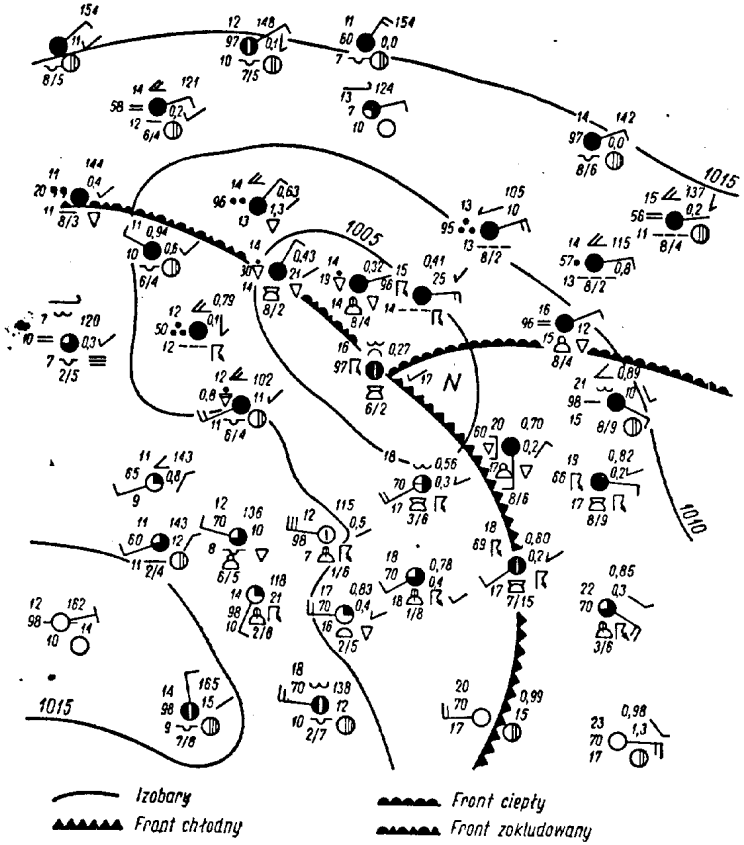
Dolna mapa synoptyczna. Po dotarciu depeszy meteorologicznej do biura prognoz, treść depeszy zostaje naniesiona na mapę, którą następnie analizuje synoptyk (rys. 2-42 oraz 2-43).

znajdź więcej na nakolannik.pl baza wiedzy pilota

Przebieg analizy mapy synoptycznej można podzielić na trzy etapy.

Pierwszy etap polega na dokładnym zapoznaniu się z rozkładem poszczególnych elementów meteorologicznych naniesionych na mapę. Po zapoznaniu się z ich rozkładem przestrzennym synoptyk przystępuje do następnego, drugiego etapu analizy.

Drugi etap polega na wykreśleniu izobar z uwzględnieniem kierunku i prędkości wiatru, gdyż każdej systematycznej zmianie kierunku wiatru odpowiada określona zmiana przebiegu izobary. Od synoptyka wymagane jest przy tym duże doświadczenie, gdyż każdą zmianę kierunku wiatru musi on dokładnie przeanalizować i rozpoznać, czy jest to tylko lokalna zmiana kierunku, czy też spowodowana jest ona rozkładem ciśnienia. Izobary



Rys. 2-43. Wycinek przeanalizowanej mapy pogody

kreśli się płynnie, nie mogą one wykazywać załamań nie spowodowanych rozkładem ciśnienia. Pewne zaburzenia w przebiegu izobar mogą występować nad górami. Dlatego nad obszarami górskimi izobary kreśli się w postaci linii wężykowatej.

Podczas kreślenia izobar synoptyk ma wgląd w rozkład ośrodków barycznych (wyżów i niżów) na analizowanym przez siebie obszarze. Po wykreśleniu izobar ośrodki niżowe są oznaczane literą N koloru czerwonego, a ośrodki wyżowe — literą W koloru niebieskiego. Po określeniu położenia ośrodków barycznych synoptyk przystępuje do trzeciego etapu analizy.

Trzeci etap polega na określeniu położenia frontów atmosferycznych. Aby zlokalizować fronty, należy przeanalizować takie elementy meteorologiczne, jak: zachmurzenie, opad, wiatr, przebieg izobar, charakter i tendencję ciśnienia oraz temperaturę. Bardzo pomocne przy tym są tu mapy górne, diagramy aerologiczne oraz wcześniejsze mapy pogody. Porównując wcześniej wykreślone mapy z mapą ostatnio sporządzoną, otrzymuje się historię rozwoju danej sytuacji meteorologicznej: można obserwować przemieszczanie się ośrodków barycznych, frontów atmosferycznych z jednych obszarów do drugich i związane z nimi określone warunki pogodowe. W ten sposób uzyskuje się dane co do tendencji zmian pogody dla danego obszaru, pogorszenie się warunków pogodowych lub ich polepszenie.

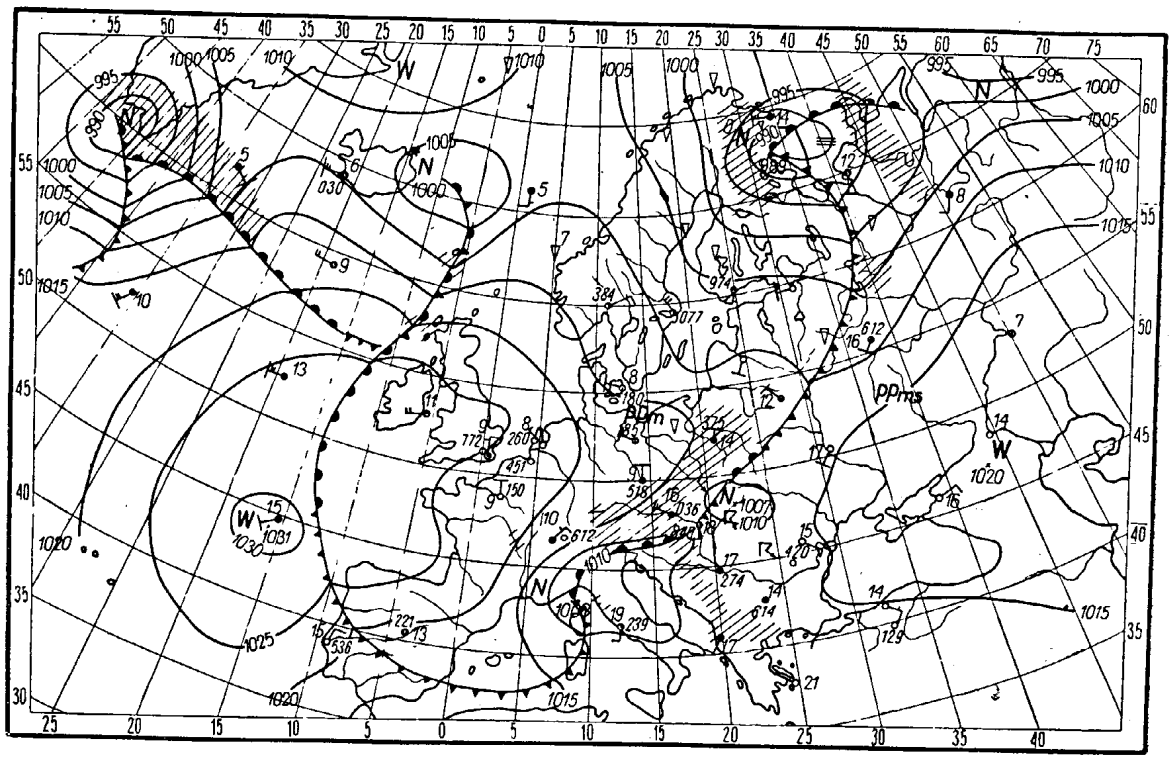
Pogląd na rozwój sytuacji synoptycznej dają mapki z dnia 9 i 10 czerwca 1967 r. z godziny 00 i 12 GMT (rys. 2-44 do 2-47).

Sytuacja meteorologiczna przedstawiona na mapie z 9 czerwca (rys. 2-123 i 2-124): obszar Polski znajduje się w siodle barycznym. Zachodnie obszary kraju znajdują się w zasięgu klina wyżowego związanego z wyżem, którego centrum znajduje się między Wyspami Azorskimi a Hiszpanią. Ciśnienie w jego centrum wynosi 1031 mb.

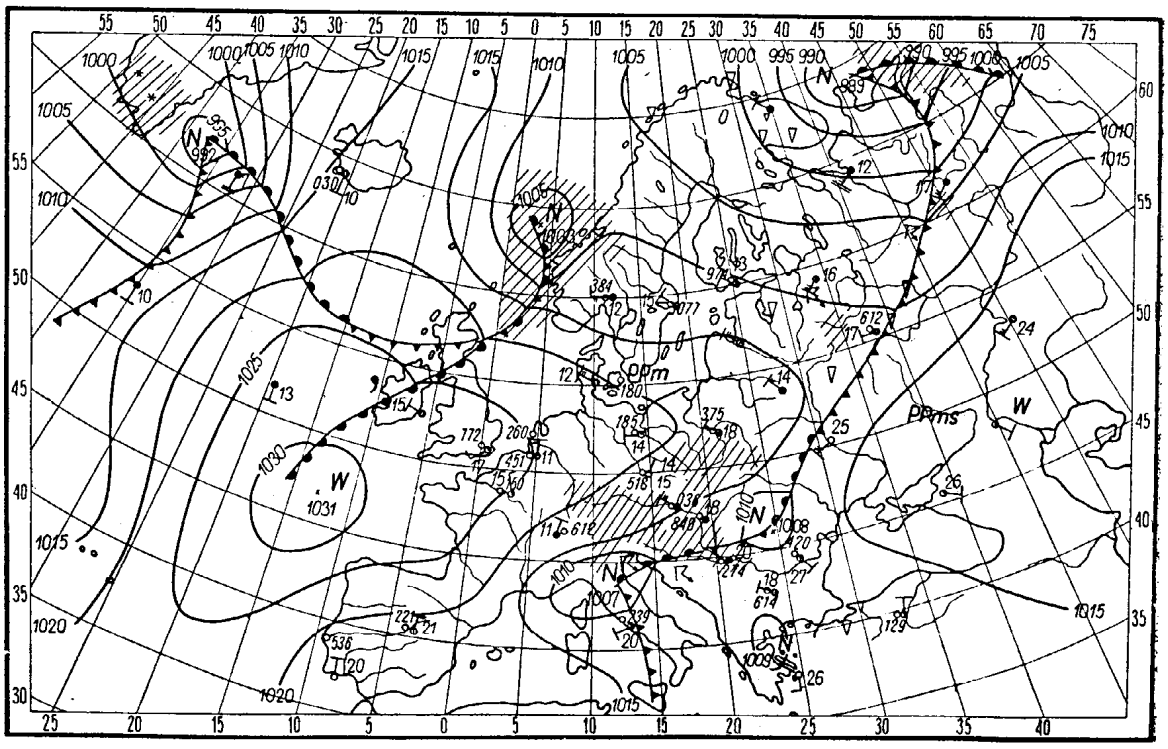
Poprzedniego dnia nad obszarem naszego kraju przemieszczał się front chłodny, za którym napłynęły chłodne masy powietrza polarno-morskiego. Front był dosyć aktywny — mówią o tym takie zjawiska, jak burze i opady przelotne.

Po upływie 12 godzin ogólny obraz sytuacji zmienił się stosunkowo niewiele. Polska została objęta w całości klinem wysokiego ciśnienia, nadal napływa PPm. Przesunięciu uległy ośrodki baryczne nad analizowanym obszarem. Wyż nad Atlantykiem przemieścił się nieco ku północnemu

znajdź więcej na
nakolannik.pl
baza wiedzy pilota

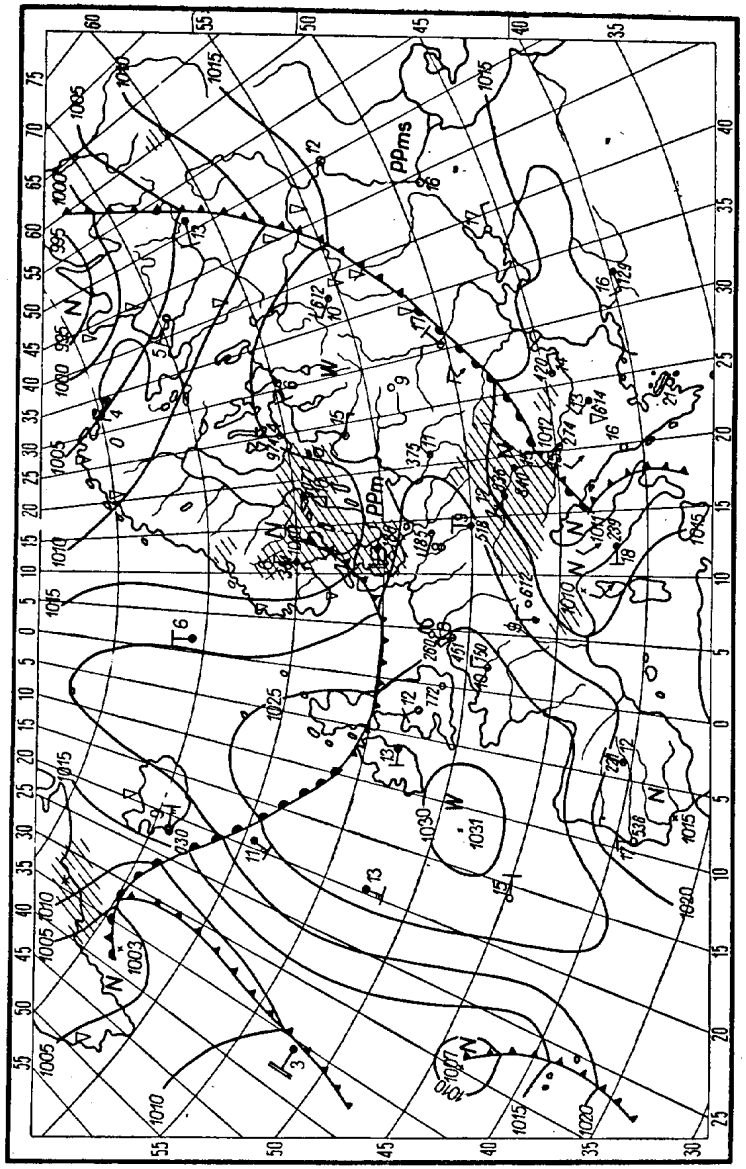


Rys. 2-44. Mapa synoptyczna z dnia 9.6.1967, 00.00 GMT

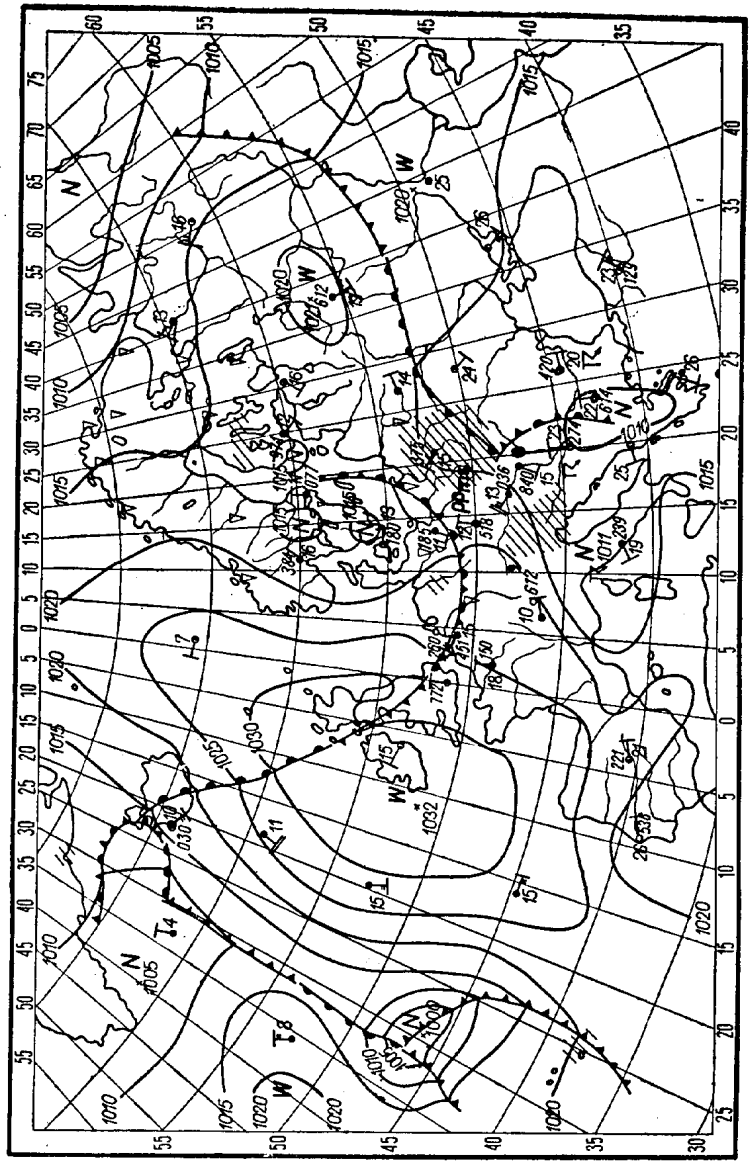


Rys. 2-45. Mapa synoptyczna z dnia 9.6.1967, 12.00 GMT

znajdź więcej na
nakolannik.pl
baza wiedzy pilota



Rys. 2-46. Mapa synoptyczna z dnia 10.6.1967, 00.00 GMT



Rys. 2-47. Mapa synoptyczna z dnia 10.6.1967, 12.00 GMT

znajdź więcej na
nakolannik.pl
baza wiedzy pilota

wschodowi w kierunku Irlandii; niż z okolic Islandii przemieścił się aż w okolice wybrzeży Skandynawii; drugi ośrodek niżowy znad półwyspu Kola przesunął się w okolice półwyspu Kanin — ciśnienie w jego centrum nie uległo przy tym zmianie. W niżu zaś, jaki przemieszczał się od Islandii ku Skandynawii, ciśnienie wzrosło w ciągu 12 godzin o 3 mb.

Przebieg pogody w Polsce w dniu 9 czerwca 1967: zachmurzenie było umiarkowane, w południowo-wschodniej części kraju duże i miejscami występowały opady. Temperatura minimalna wahała się od 5°C w Chojnicach i Bydgoszczy do 14°C w Lesku, a maksymalna od 12°C w Aleksandrowicach do 20° w Ostrołęce, Białymstoku i Płocku. Wiatry były umiarkowane z kierunków północnych i północno-zachodnich.

Sytuacje synoptyczne na mapach z 10 czerwca 1967 r. (rys. 2-125 i 2-126): o godzinie 00 GMT nad obszarem Europy i Polski zalega nadal powietrze polarno-morskie. Klin wysokiego ciśnienia obejmuje już jedynie zachodnie części kraju, a samo centrum wyżu, z którym związany jest klin, przesunął się dalej ku NE, sięgając coraz dalej ku północy. Łatwo przy tym zauważyć, że początkowo ośrodek wysokiego ciśnienia miał położenie równoleżnikowe, a po upływie 48 godzin przyjął położenie południkowe.

Ośrodek niskiego ciśnienia znad Atlantyku przemieszczał się nad południową Skandynawią i w ciągu 12 ostatnich godzin intensywnie się wypełniał — w tym czasie ciśnienie w jego centrum wzrosło o 7 mb (1003÷1010 mb). Z ośrodkiem tym związany jest front chłodny, który na północ od Irlandii łączy się z frontem ciepłym niżu w okolicy Grenlandii. Dalszemu wypełnianiu ulegał w tym czasie także niż w okolicy półwyspu Kanin (północne wybrzeże ZSRR). Z niżem tym związany jest front chłodny, który w okolicy Kijowa łączy się z frontem ciepłym niżu, jaki zalega nad Węgrami.

Po upływie dalszych 12 godzin (rys. 2-126) sytuacja meteorologiczna uległa dość istotnej zmianie. Omawiany wyż przemieszczał się nadal w kierunku Irlandii, przy czym ciśnienie w jego centrum wzrosło w tym czasie o 1 mb. Związany z nim klin wycofuje się nadal ku zachodowi. Polska południowo-wschodnia dostała się pod wpływ niżu znad Węgier, z którym związany jest front ciepły, jaki wkracza od SE na obszar Polski, a któremu towarzyszą opady ciągłe. Od północnego zachodu zaś wkracza nad Polskę front zokludowany, dający opady typu przelotnego. Niż, jaki zalegał poprzednio nad południową Skandynawią, nadal się wypełniał i rozpadał się na trzy odrębne małe ośrodki. W omawianym dniu nad obszarem Polski zalegały dwie różne masy powietrza: w części północno-zachodniej zalega PPm, a nad pozostałym obszarem — PPms.

Przebieg pogody w Polsce w dniu 10 czerwca 1967 r.: w południowo-wschodniej połowie kraju było zachmurzenie całkowite z opadami deszczu i lokalnymi burzami, tylko rano występowały gdzieniegdzie rozpegodzenia. Na pozostałym obszarze było zachmurzenie duże z większymi przejaśnieniami i miejscami notowano opady, przeważnie przelotne. Temperatura minimalna wahała się od 4°C w Bydgoszczy i Chojnicach do 13°C w Radomiu i Lublinie, a maksymalna od 11°C na krańcach południowo-zachodnich do 19°C w Suwałkach, Ostrołęce, Zamościu i Przemyślu. Wiatry były słabe i umiarkowane, zmienne, przeważnie z kierunków północnych.

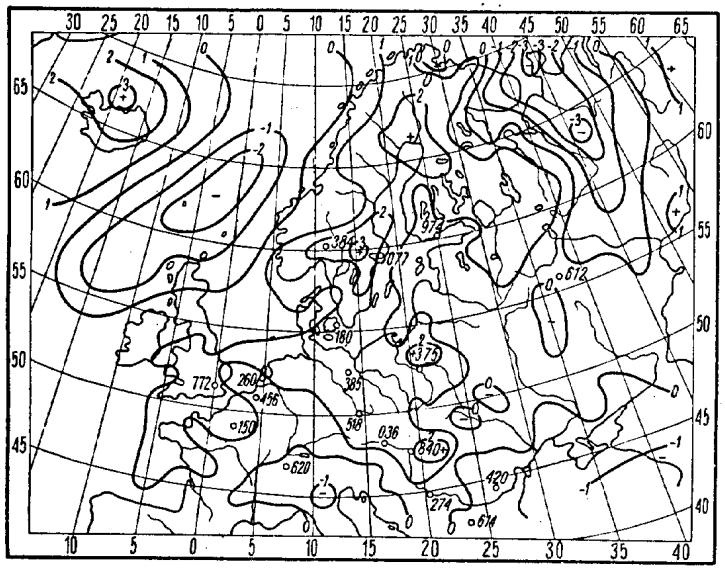
W praktyce synoptycznej stosuje się kilka metod określania przyszłego kierunku przemieszczania się ośrodków barycznych. Tu omówiona zostanie tylko jedna z nich, a mianowicie tzw. metoda izalobar.

Zmianę ciśnienia z ostatnich trzech godzin nazwano tendencją baryczną. Linie łączące na mapie synoptycznej punkty o jednakowych wartościach tendencji barycznej nazwano izalobarami. Na mapie kreśli się je co 1 mb. Gradient izalobaryczny jest prostopadły do izalobary i odwrotnie proporcjonalny do odległości między sąsiednimi izalobarami.

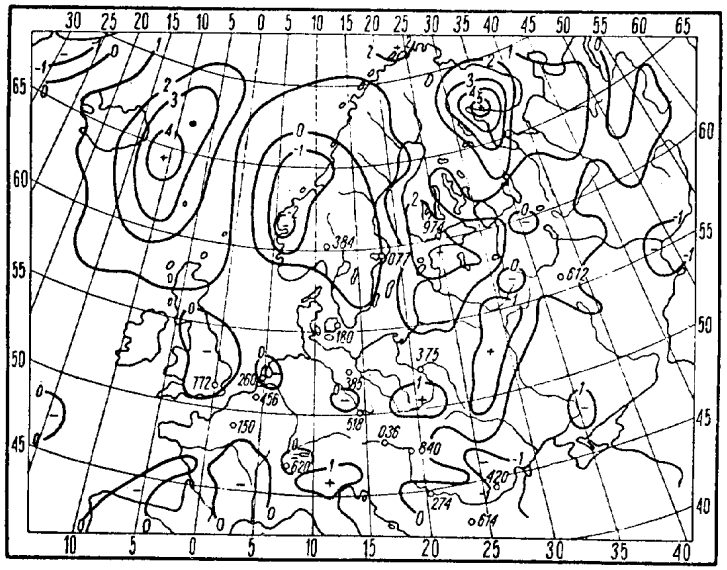
Zmiany ciśnienia można określać dla różnych odstępów czasu, dla 3, 6, 12, 24 godzin. Jednak najszersze zastosowanie w praktyce meteorologicznej mają zmiany 3-godzinne. Zmiany ciśnienia, analizowane przez synoptyka dotyczą zmian 3-godzinnych. Wykreśla się je na mapie w postaci izalobar. Mapę taką nazywa się także mapą izotendencji. Jest to mapa przedstawiająca jednakowe tendencje ciśnienia na danym obszarze. Izotendencje układają się w obszary o ujemnych lub dodatnich wartościach. W środkach tych obszarów stawia się znak „+" — jeśli ciśnienie podwyższa się lub „—" — jeśli obniża się. Mapy izotendencji przedstawiono na rys. 2-127 do 2-130.

Na podstawie rozkładu izotendencji można wyciągnąć pewne wnioski na temat przemieszczania się ośrodków barycznych. Można to przeanalizować na podstawie map izotendencji (rys. 2-48): większa część Europy ma dodatnie izotendencje — znaczy to, że na obszarze tym w ciągu ostatnich 3 godzin ciśnienie wzrastało o 2 mb. Z porów-

znajdź więcej na
nakolannik.pl
baza wiedzy pilota



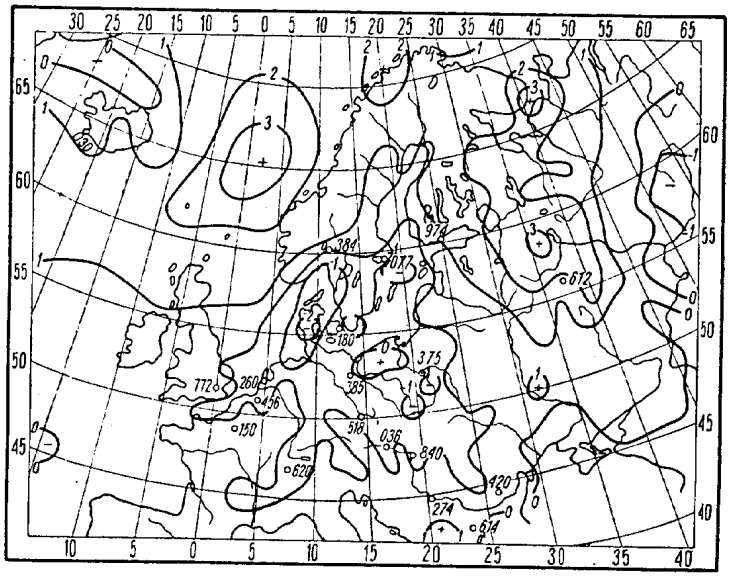
Rys. 2-48. Mapa izotendencji z dnia 9.6.1967, 00.00 GMT



Rys. 2-49. Mapa izotendencji z dnia 9.6.1967, 12.00 GMT

nania map z rys. 2-44 oraz 2-48 można wyciągnąć wniosek, że wyż znad O. Atlantyckiego będzie się rozbudowywał w kierunku wschodnim. Tak też istotnie jest — świadczy o tym mapa pogody z 9 czerwca 1967 r. z godziny 12 GMT.

Ku wschodowi istotnie rozbudował się klin wysokiego ciśnienia. Po upływie dalszych 12 godzin (mapa tendencji z 9 czerwca 1967 r. z godziny 12, rys. 2-49) ciśnienie nad obszarem Europy środkowej uległo niewielkim zmia-



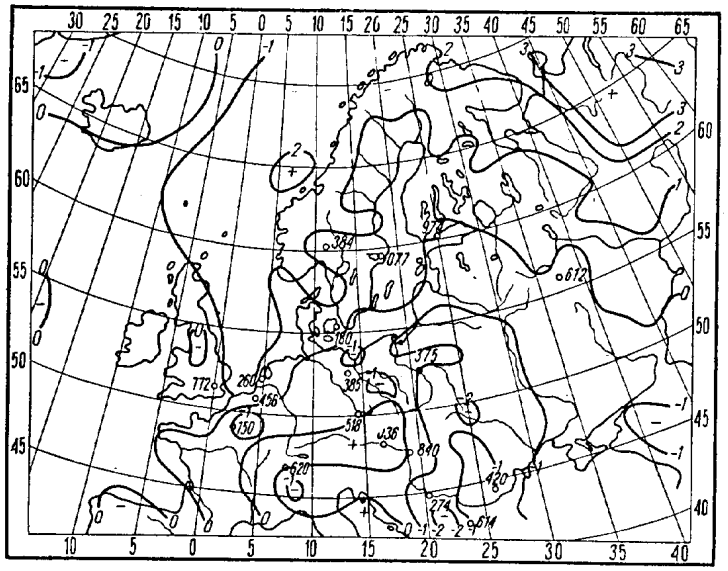
Rys. 2-50. Mapa izotendencji z dnia 10.6.1967, 00.00 GMT

nom — izotendencje mają małe wartości — słabe spadki przeplatają się z obszarami słabych wzrostów. Oznacza to, że nie powinny wystąpić na tym obszarze większe zmiany w rozkładzie ciśnienia (rys. 2-46). Ogólny obraz rzeczywiście nie uległ większym zmianom. Analiza kolejnych dwóch map izotendencji (rys. 2-50 i 2-51) wykazuje, że na omawianym obszarze przeważają ujemne tendencje, co świadczyłoby o tym, że ciśnienie będzie na tym obszarze spadać. Potwierdza to rysunek 2-47 — klin wysokiego ciśnienia, obejmujący prawie całą Europę, wycofuje się w kierunku zachodnim.

Przeanalizujemy jeszcze przemieszczanie się niżu zależnie od wartości izotendencji. W tym celu prześledzimy [illegible]niżu, jaki występował w dniu 10 czerwca 1967 r.

znajdź więcej na nakolannik.pl baza wiedzy pilota

w okolicach Islandii. W dniu tym o godzinie 00 (rys. 2-48) nad Islandią ciśnienie wzrastało o 3 mb/3 h. Nad obszarami zaś Atlantyku występują spadki ciśnienia rzędu 2 mb/3 h. Można stąd wyciągnąć wniosek, że ośrodek niżowy będzie się przemieszczał w kierunku obszaru, nad którym wystąpiły najsilniejsze spadki.



Rys. 2-51. Mapa izotendencji z dnia 10.6.1967, 12.00 GMT

Przyglądając się mapom z dnia 9 czerwca 1967 r. z godziny 00 i 12 GMT stwierdzimy, że niż znad Islandii przemieścił się w kierunku Skandynawii, a więc w kierunku najsilniejszego obniżania się ciśnienia. Następnego dnia niż przemieścił się dalej w kierunku wschodnim docierając nad południową Szwecję, gdzie poprzednio notowano ujemne tendencje ciśnienia.

W ten sposób poprzez analizę obszarów izotendencji można określić przyszły kierunek przemieszczania się ośrodków barycznych. Należy jednak pamiętać, że omówiona została tu tylko jedna z licznych metod określania przyszłego położenia ośrodków barycznych.

Znajomość procesów meteorologicznych przebiegających przy powierzchni ziemi nie wystarcza jeszcze synoptykowi do prognozy pogody. Musi on jeszcze wiedzieć, co dzieje się w wyższych warstwach atmosfery. Dane o temperaturze, ciśnieniu, wilgotności i wietrze w wyższych warstwach atmosfery dostarczają wzloty radiosondażowe. Na podstawie tych danych wykreśla się pionowy rozkład wspomnianych elementów meteorologicznych. Na ich podstawie kreśli się również tzw. mapy górne (mapy topografii bezwzględnej — skrót TB, i topografii względnej — skrót TW). Dane te służą także do konstrukcji pionowych przekrojów atmosfery.

Dla przykładu przytoczono tu wyniki radiosondażu wykonanego w obserwatorium aerologicznym PIHM w Legionowie koło Warszawy w dniach 9 czerwca 1967 r. o godzinie 12 i 10 czerwca 1967 r. o godzinie 00 GMT (rys. 2-52).

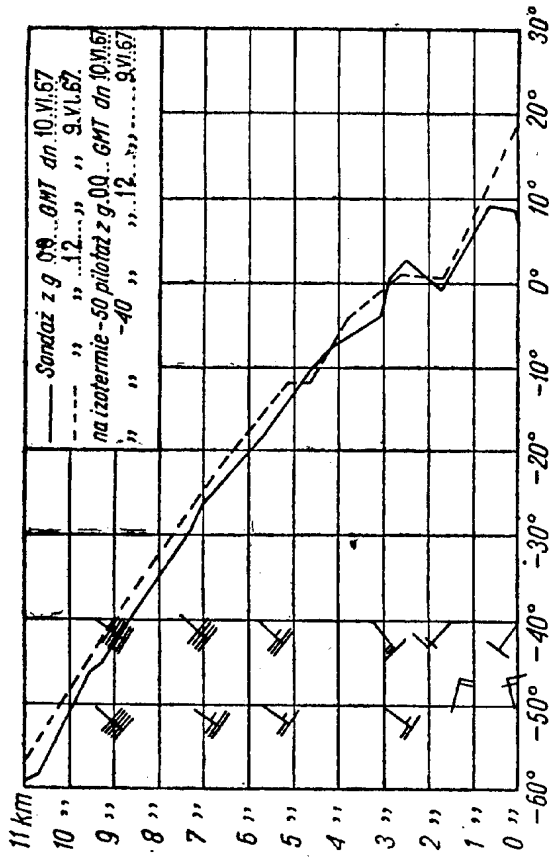
Analizując pionowy rozkład temperatury zauważymy, że w dniu 9 czerwca 1967 r. o godzinie 12.00 temperatura przy powierzchni ziemi wynosiła 10°C i wraz z wysokością do poziomu 1800 m obniżała się dość szybko, osiągając na wspomnianym poziomie wartość 0,5°C. Średni pionowy gradient temperatury wynosi więc prawie 1°/100 m. Począwszy od 1800 m do 2600 m zaznacza się słaba inwersja osiadania. W warstwie inwersyjnej temperatura wzrasta o 1°C. Od 2600 m temperatura ponownie spada aż do poziomu 4600 m, od którego aż do 5200 m występuje izotermia. Powyżej izotermii temperatura obniża się ponownie.

Następnego dnia w nocy zaznacza się przy powierzchni ziemi wyraźna inwersja radiacyjna (noc była bezchmurna i bezwietrzna). Sięga do wysokości 200 m. Powyżej tego poziomu temperatura obniża się do wysokości 1800 m. Od tego poziomu aż do wysokości 2500 m utrzymuje się nadal inwersja osiadania. W warstwie tej temperatura podwyższa się o 3,5°C, czyli znacznie intensywniej niż poprzedniego dnia w południe.

W dniu 9 czerwca 1967 r. wiatr w warstwie do 3 km wieje z NW, a następnego dnia z NE, skręcając na poziomie 3 km na SW, a jego prędkość podwyższa się z wysokością bardzo wyraźnie.

Mapy górne — mapy topografii barycznej. Rozkład ciśnienia atmosferycznego nazywa się polem ciśnienia. Ciśnienie atmosferyczne jest wielkością skalarną i w każdym punkcie atmosfery charakteryzuje się jedną wartością liczbową wyrażoną w mm Hg lub w mb. Z tego wynika, że pole ciśnienia jest polem skalarnym. Jak każde inne pole skalarne, można je przedstawić w sposób poglądowy w przestrzeni za pomocą powierzchni o jednakowych wartościach danego skalaru. Na płaszczyźnie można je przedstawić za pomocą linii o jednakowych wartościach skalaru. W odniesieniu do ciśnienia będą to po-

znajdź więcej na nakolannik.pl baza wiedzy pilota



Rys. 2-52. Sondaż pionowy z dnia 9 i 10.VI.1967

wierzchnie izobaryczne i izobary (powierzchnia izobaryczna jest to powierzchnia o jednakowym ciśnieniu).

Można sobie wyobrazić, że atmosferę przecinają liczne powierzchnie izobaryczne, otaczające całą kulę ziemską. Powierzchnie te przecinają się z powierzchniami poziomymi pod bardzo małymi kątami i w miejscach przecięcia się z każdą powierzchnią poziomą, w tym także z poziomem morza, tworzą izobary.

Mapy topografii bezwzględnej wykreśla się zwykle dla głównych powierzchni izobarycznych, to jest dla 1000, 850, 700, 500, 300, 250, 200, 100 mb.

Tablica 2-10

Średnie wysokości powierzchni izobarycznych

Powierzchnia izobaryczna w mb	Średnia wysokość w km	Skrót
1000	pow. ziemi	—
850	1,5	TB 850
700	3,0	TB 700
500	5,5	TB 500
300	9,0	TB 300
100	16,0	TB 100

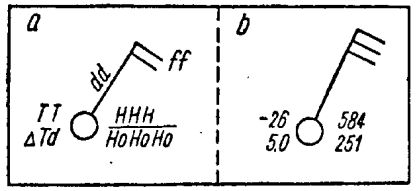
Poszczególne punkty każdej powierzchni izobarycznej przecinającej się z powierzchniami poziomymi w każdej chwili mogą występować na różnych wysokościach n.p.m. Zależy to od rozkładu ciśnienia na poziomie morza, które w każdym miejscu jest inne, i po drugie od średniej temperatury powietrza, która jest też różna w różnych miejscach. Ciśnienie obniża się z wysokością w chłodnej masie powietrza szybciej niż w ciepłej masie. Gdyby więc np. na poziomie morza ciśnienie było wszędzie jednakowe, wówczas w chłodnych masach powietrza powierzchnie izobaryczne zalegałyby niżej niż w ciepłych masach powietrza.

Ponieważ ciśnienie atmosferyczne zmienia się w czasie, dlatego też bez przerwy zmienia się w atmosferze również rozkład powierzchni izobarycznych. W celu śledzenia zmian pola ciśnienie (oraz pola temperatury) wykreśla się dwa razy na dobę mapy powierzchni izobarycznych (mapy topografii barycznej). Do ich wykreślania korzysta się z danych radiosondażowych. Dane te nanosi się na mapę według jednolitego schematu.

Na rysunku 2-53 pokazano sposób nanoszenia danych na

znajdź więcej na
nakolannik.pl
baza wiedzy pilota

mapę; na rys. 2-53*a* schemat rozmieszczenia danych, a na rys. 2-53*b* — przykład danych naniesionych na mapę. Oznaczenia: *HHH* wysokość powierzchni izobarycznej w tzw. dekametrach geopotencjalnych (gp dkm) — do naniesionej wartości należy dopisać jedno zero, np. 584 = = 5840 gp m, *HoHoHo* — grubość warstwy powietrza (także gp dkm) między daną warstwą izobaryczną a niżej leżącą warstwą izobaryczną. W naszym przypadku mamy do czynienia z powierzchniami izobarycznymi 500 mb i 700 mb. *TT* — temperatura powietrza na poziomie danej powierzchni izobarycznej, *TdTd* — temperatura punktu rosy na poziomie powierzchni izobarycznej (od 1968 r. zamiast *TdTd* nanosi się różnicę między temperaturą a temperaturą punktu rosy, tzw. deficyt punktu rosy: $\Delta Td = TT\text{-}TdTd$.



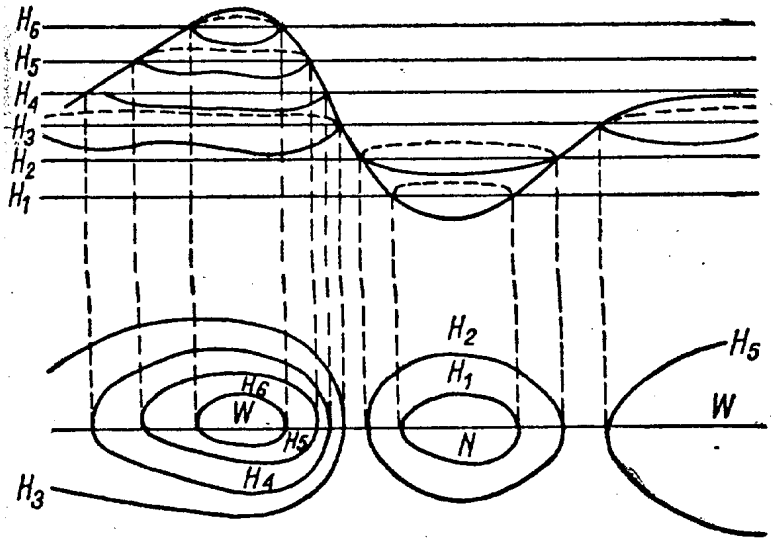
Rys. 2-53. Rozkład symboli na mapie topografii bezwzględnej

Na mapach TB kreśli się linie jednakowych wysokości zalegania danej powierzchni izobarycznej — tzw. izohipsy. Każda izohipsa opisana jest w dekametrach (dkm). Centra górnych wyżów i niżów opisuje się literami W i N (podobnie jak na mapach dolnych). Izohipsy na mapach topografii bezwzględnej powierzchni 850, 700, 500 i 400 mb kreśli się co 40 mgp, a począwszy od powierzchni 300 mb — co 80 gpm.

Na mapach topografii bezwzględnej są nanoszone wysokości określonej powierzchni izobarycznej na różnych stacjach dla określonego momentu czasu. Punkty o jednakowych wartościach łączone są liniami, które nazwano izohipsami. Na ich podstawie można sądzić o rozkładzie ciśnienia w tych warstwach atmosfery, w których położona jest dana powierzchnia izobaryczna.

W atmosferze zawsze istnieją obszary, w których ciśnienie jest wyższe lub niższe w porównaniu z otoczeniem. Właściwie cała atmosfera składa się z takich obszarów o obniżonym lub podwyższonym ciśnieniu. Na obszarach o niższym ciśnieniu w porównaniu z otoczeniem (niżach — cyklonach) ciśnienie na każdym poziomie jest najniższe w środku tego obszaru i podwyższa się od środka ku peryferiom. Z uwagi na to, że ciśnienie zawsze obniża się z wysokością, dlatego powierzchnie izobaryczne w niżu wygięte są w kształcie lejków — obniżają się od peryferii ku środkowi.

Na obszarach o podwyższonym ciśnieniu w porównaniu z otoczeniem (wyżach, antycyklonach) obserwuje się odwrotny obraz, na każdym poziomie w środku takiego obszaru ciśnienie atmosferyczne będzie zawsze najwyższe



Rys. 2-54. Izochipsy w niżu i wyżu

i będzie się obniżać ku peryferiom. Z tego powodu powierzchnie izobaryczne w wyżu będą miały kształt kopuł i na mapie topografii bezwzględnej w środku wyżu barycznego izohipsy będą miały największe wartości.

Rozkład powierzchni izobarycznych w niżu i wyżu przedstawiono schematycznie na rys. 2-54.

Należy jeszcze wyjaśnić, że na mapy topografii barycznej nanosi się nie wysokości powierzchni izobarycznych, lecz ich geopotencjały. Geopotencjał (bezwzględny) jest to energia potencjalna jednostki masy w polu siły ciężkości. Można też powiedzieć, że geopotencjał powierzchni izobarycznej w każdym jej punkcie jest pracą, jaką należy wykonać w celu pokonania siły ciężkości, aby podnieść jednostkę masy z poziomu morza na daną wysokość. Geopotencjał Φ w każdym punkcie atmosfery wynosi:

$$\Phi = g \cdot z$$

znajdź więcej na
nakolannik.pl eteorologia
baza wiedzy pilota

gdzie:

g — przyspieszenie ziemskie,

z — wysokość danego punktu nad poziom morza.

Z podanego wzoru wynika, że wartość geopotencjału zależy od siły przyciągania ziemskiego, która z kolei jest różna w różnych szerokościach geograficznych. W praktyce przyjmuje się wartość przyspieszenia, jakie występuje na szerokości geograficznej 45°; na tej szerokości $g = 980{,}62$ cm/s².

Jak już poprzednio wspomniano, mapę bezwzględnej topografii barycznej można interpretować w podobny sposób, w jaki interpretuje się topograficzną mapę warstwicową, z tą różnicą, że na mapie warstwicowej poszczególne warstwice łączą punkty położone na jednakowej wysokości n.p.m., zaś na mapie bezwzględnej topografii barycznej wykreślone na niej izohipsy łączą punkty o jednakowej wysokości zalegania określonej powierzchni izobarycznej.

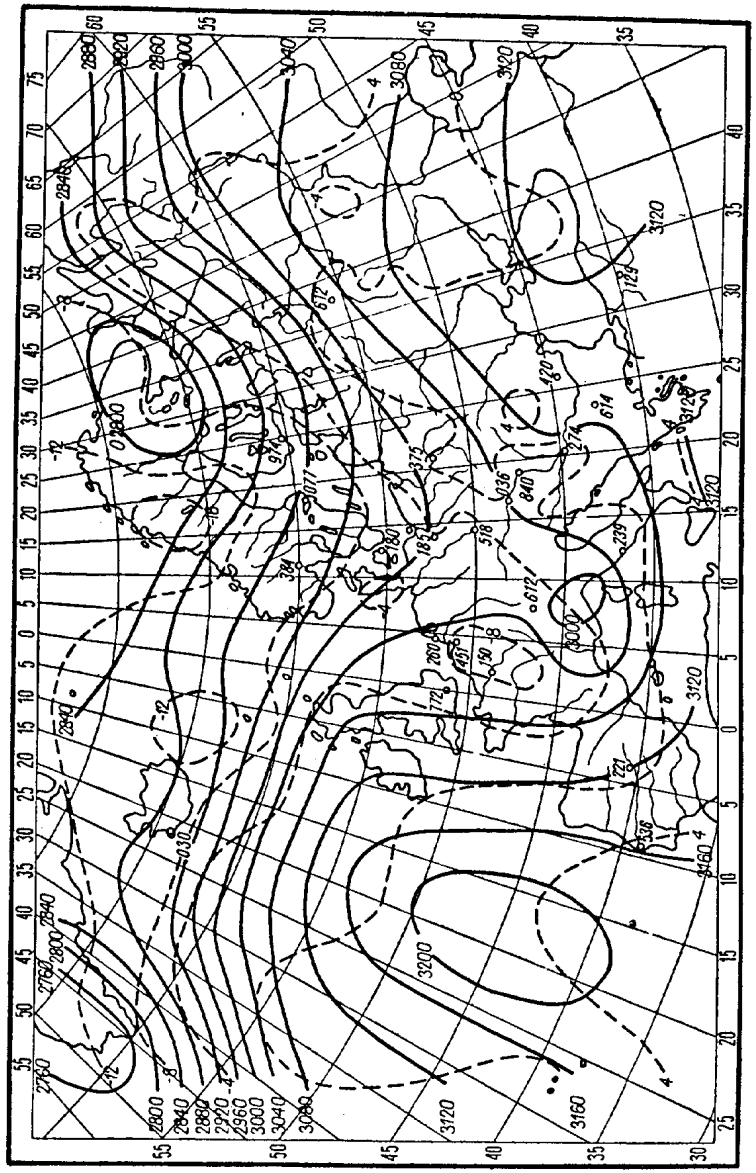
Mapy topografii bezwzględnej powierzchni 700 mb (TB 700) pokazane są na rys. 2-55—2-58.

Na mapach tych zostały wykreślone izohipsy (linie ciągłe) i izotermy (linie przerywane). Porównując mapy topografii barycznej z mapami dolnymi łatwo zauważyć, że tam gdzie na mapie dolnej zalegają wyże — na mapie górnej izohipsy mają najwyższą wartość, a tam gdzie występują ośrodki niskiego ciśnienia na mapie dolnej — izohipsy na mapie górnej mają najniższe wartości.

W celu lepszego zobrazowania tego zagadnienia wykreślono na podstawie mapy TB 700 z dnia 10 czerwca 1967 r. profil powierzchni 700 mb wzdłuż 50 równoleżnika na odcinku od 30° długości zachodniej do 50° długości wschodniej. Otrzymany obraz pokazano na rys. 2-59. Najwyższe wartości izohipsy 700 mb przypadają na długość geograficzną 10°, a najniższe — na 17°E. Po porównaniu rysunek z dolną mapą synoptyczną z dnia 10 czerwca 1967 r. okazuje się, że na długości 10°W zalega wyż, a na długości 17°E — niż. Po zrzutowaniu wysokości zalegania izohipsy 700 mb na powierzchnię poziomą, otrzymuje się podobny obraz rozmieszczenia ośrodków barycznych, jak na mapie TB 700 z dnia 10 czerwca 1967 r. godz. 12.00 GMT.

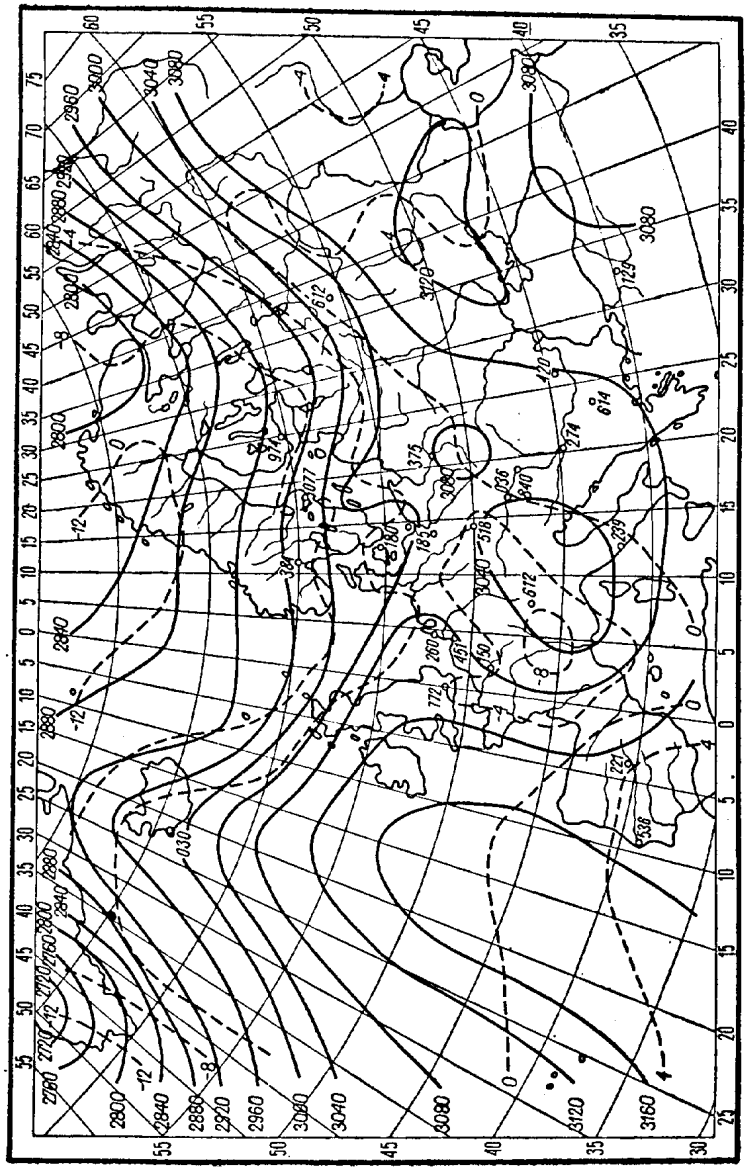
Po wykreśleniu izohips ośrodki niżowe oznacza się literą N, a ośrodki wyżowe literą W.

Z rozmieszczenia izohips można wyciągnąć także pewne wnioski co do prędkości wiatru: w tych obszarach, gdzie izohipsy są zagęszczone, występują silne wiatry, tam zaś, gdzie przebiegają one w dużej odległości od siebie, pręd-

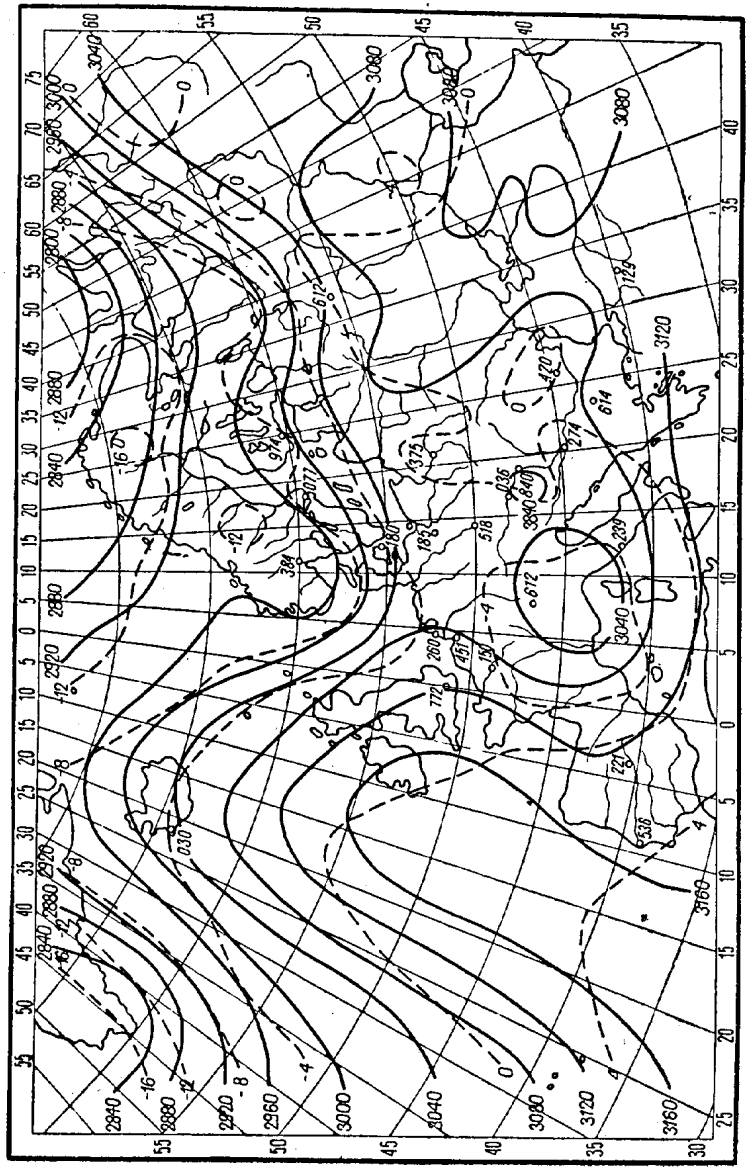


Rys. 2-55. Mapa topografii bezwzględnej powierzchni 700 mb z dnia 9.6.1967, 00.00 GMT

znajdź więcej na
nakolannik.pl
baza wiedzy pilota

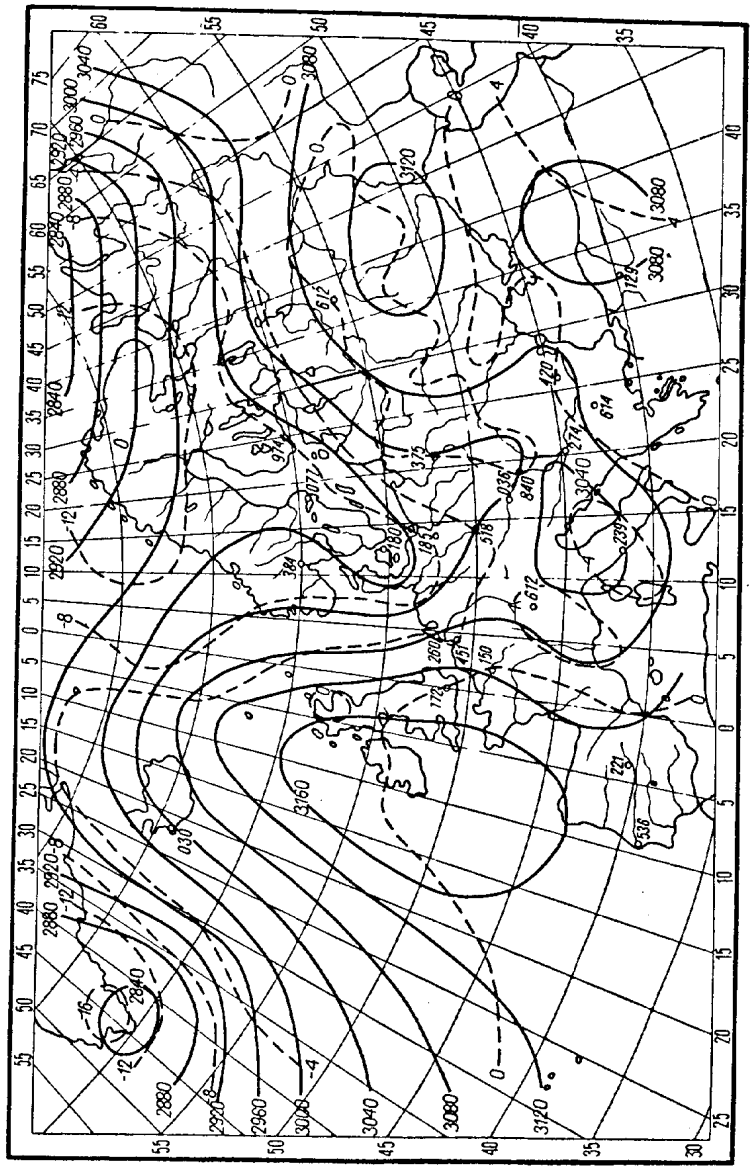


Rys. 2-56. Mapa topografii bezwzględnej powierzchni 700 mb z dnia 9.6.1967, 12.00 GMT



Rys. 2-57. Mapa topografii bezwzględnej powierzchni 700 mb z dnia 10.6.1967, 00.00 GMT

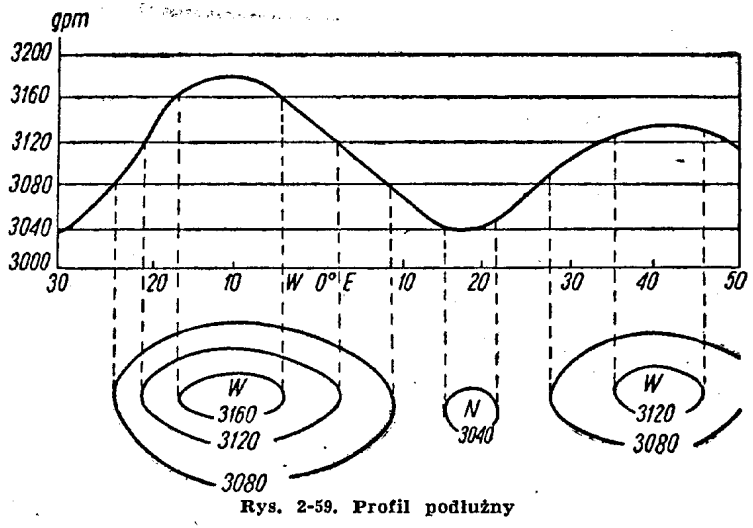
znajdź więcej na
nakolannik.pl
baza wiedzy pilota



Rys. 2-58. Mapa topografii bezwzględnej powierzchni 700 mb z dnia 10.6.1967, 12.00 GMT

kość wiatru jest mniejsza. Wiatr na określonej powierzchni izobarycznej wieje równolegle do izohips.

Oprócz map topografii bezwzględnej synoptyk korzysta jeszcze z map topografii względnej (TW).



Rys. 2-59. Profil podłużny

Mapy topografii względnej TW. Na mapach topografii względnej oznacza się wysokość poszczególnych punktów pewnej określonej powierzchni izobarycznej, liczone nie od poziomu morza, jak w przypadku map TB, lecz od innej powierzchni izobarycznej, leżącej niżej. W praktyce meteorologicznej korzysta się z map TW przedstawiających różnicę wysokości (grubość warstwy) między powierzchnią 500 mb a 1000 mb. Mapę taką opisuje się: TW $\frac{1000}{500}$ i czyta się: mapa topografii względnej powierzchni 500 mb nad 1000 mb albo „pięćset nad tysiąc". Takie wysokości nazywa się wysokościami względnymi, a wykreślone na nich izohipsy — izohipsami względnymi.

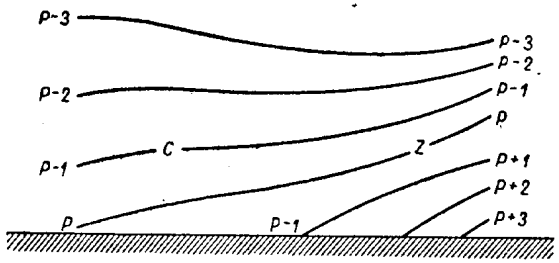
Względna wysokość jednej powierzchni nad drugą zależy od średniej temperatury danej warstwy między obu powierzchniami izobarycznymi. Względna wysokość będzie zawsze tym większa, im wyższa będzie temperatura i odwrotnie — im niższa temperatura, tym mniejsza względna wysokość. Przebieg powierzchni izobarycznych na obszarach ciepłych (C) i chłodnych (Z) w przekroju pionowym pokazano na rys. 2-60.

Mapy topografii względnej zawierają dane o rozkładzie temperatury w atmosferze. Mapy kreśli się co 12 lub 24 go-

znajdź więcej na
nakolannik.pl
baza wiedzy pilota

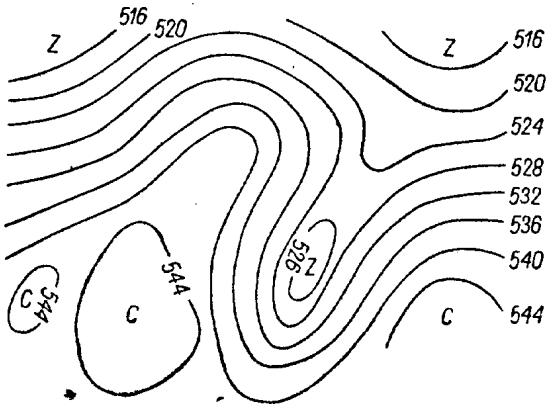
dziny i tam, gdzie występują najniższe wartości izohips względnych wpisuje się słowo „chłód" lub literę „Z", a w miejscach, gdzie wartości są duże, słowo „ciepło" lub „C". Dysponując takimi mapami można zawsze wskazać, gdzie występują chłodne lub ciepłe masy powietrza.

Mapy TW $^{500}_{1000}$ charakteryzują średnie pole temperatury w 5-kilometrowej warstwie powietrza.



Rys. 2-60. Przebieg powierzchni izobarycznych w obszarach ciepłych i zimnych

Dla dokładnej analizy korzysta się często z map TB, gdzie oprócz izohips bezwzględnych wykreśla się jeszcze izotermy na danej powierzchni. Często korzysta się także z map topografii względnej TW $^{500}_{1000}$, na których wykreśla się izotermy z powierzchni 700 mb (temperatury te charakteryzują średnią temperaturę warstwy między powierzchnią izobaryczną 500 i 1000 mb). Mapy takie nazywa się mapami termobarycznymi. Mapę termobaryczną przedstawiono na rys. 2-61. Liniami ciągłymi wykreślono na



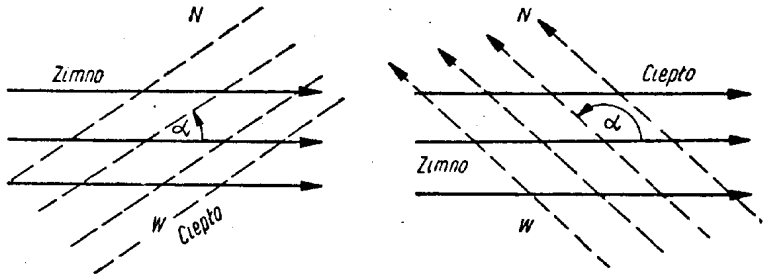
Rys. 2-61. Mapa topografii względnej 500/1000

niej izohipsy względne TW $^{500}_{1000}$, a liniami przerywanymi izotermy z powierzchni izobarycznej 700 mb.

Z pewnym przybliżeniem można powiedzieć, że taka mapa oddaje średnie pole ruchu i temperatury w dolnej połowie troposfery. Na nich można wskazać w ogólnym zarysie kierunek przenoszenia ciepła i chłodu. Poziome przemieszczanie się mas powietrza razem z ich właściwościami nazwano adwekcją. W określaniu adwekcji nieodzowne są właśnie mapy topografii barycznej, a zwłaszcza mapy termobaryczne TB_{700} + TW $^{500}_{1000}$.

Intensywność adwekcji można określić, analizując kąty, pod jakimi przecinają się ze sobą izotermy i izohipsy na mapie termobarycznej. Kąt, pod jakim przecinają się izotermy i izohipsy, nazwano kątem adwekcji. Im kąt ten jest większy, tym intensywniejsza jest adwekcja i odwrotnie — im mniejszy, tym słabsza adwekcja.

Izotermy odchylające się od izohips w lewo świadczą o adwekcji chłodu. Schematycznie proces adwekcji chłodu przedstawiono na rys. 2-62. W przypadku zaś gdy izotermy odchylają się w prawo od izohips, w atmosferze ma miejsce adwekcja ciepła.



Rys. 2-62. Adwekcja chłodu

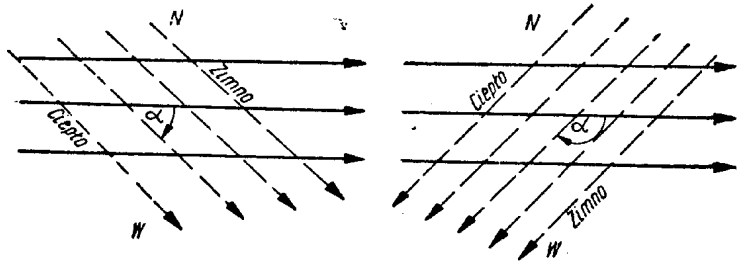
Schematycznie proces adwekcji ciepła, uwidoczniający się na mapie termobarycznej, przedstawiono na rys. 2-63.

Na podstawie analizy mapy termobarycznej można stwierdzić, że w przypadku gdy izohipsy i izotermy są zgodne co do kierunku (przebiegają równolegle względem siebie, $\alpha = 0°$, i ruch zachodzi wzdłuż izoterm), to adwekcyjne zmiany temperatury są równe zeru, to znaczy że w takim przypadku nie nastąpią adwekcyjne zmiany pogody.

Gdy izohipsy i izotermy przecinają się pod kątem prostym, wówczas adwekcja nastąpi bardzo szybko.

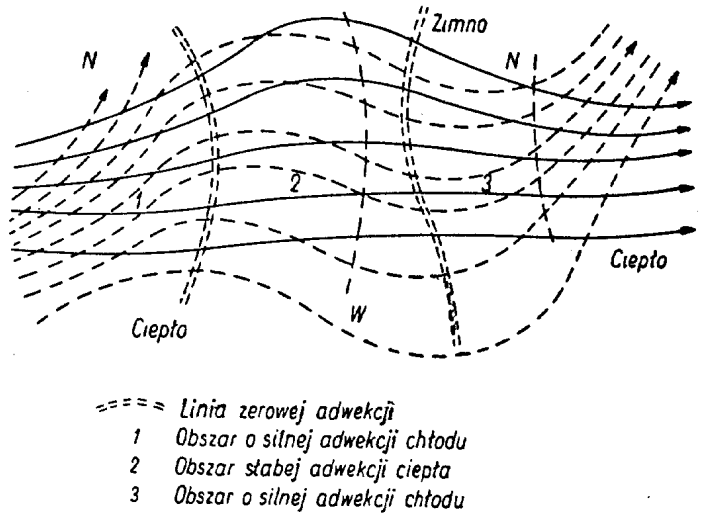
znajdź więcej na
nakolannik.pl
baza wiedzy pilota

Adwekcja będzie zawsze tym intensywniejsza, im wyższe wartości będzie miał gradient temperatury i gradient baryczny (potencjalny).



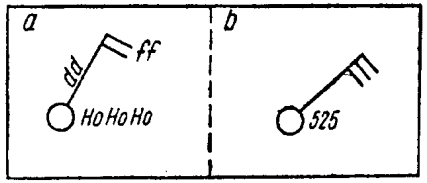
Rys. 2-63. Adwekcja ciepła

W konkretnym polu termobarycznym strefy adwekcji określonego znaku (plus-minus) mogą występować obok siebie. Granicą między strefami adwekcji różnych znaków jest linia, wzdłuż której adwekcja równa jest zeru. Linię tę nazwano linią zerowej adwekcji. Położenie linii zerowej adwekcji w polu termobarycznym atmosfery przedstawiono na rys. 2-64.



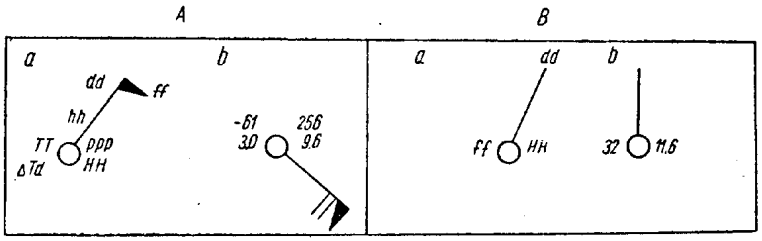
Rys. 2-64. Położenie linii zerowej adwekcji na mapie termobarycznej

Dane aerologiczne nanosi się na mapę względnej topografii według jednolitego schematu we wszystkich biurach służby meteorologicznej. Rozmieszczenie symboli i danych na mapie topografii względnej podano na rys. 2-65, gdzie: *HoHoHo* — grubość warstwy (TW_{1000}^{500}) w dekametrach geopotencjalnych, *dd* — kierunek wiatru termicznego (to jest przyrost wektorowy, geometryczny wiatru geostroficznego, liczony od jednej warstwy do drugiej, zależny od średniego poziomego gradientu temperatury w warstwie ograniczonej dwoma poziomami).



Rys. 2-65. Rozmieszczenie symboli na mapie topografii względnej

Mapy tropopauzy. Do celów osłony meteorologicznej lotnictwa kreśli się również mapy tropopauzy. Na mapach tropopauzy nanosi się w sposób jednolity wartości elementów meteorologicznych z poziomu, na którym występuje tropopauza. Schemat nanoszenia danych i przykład danych naniesionych wokół stacji przedstawiono na rys. 2-66, gdzie:

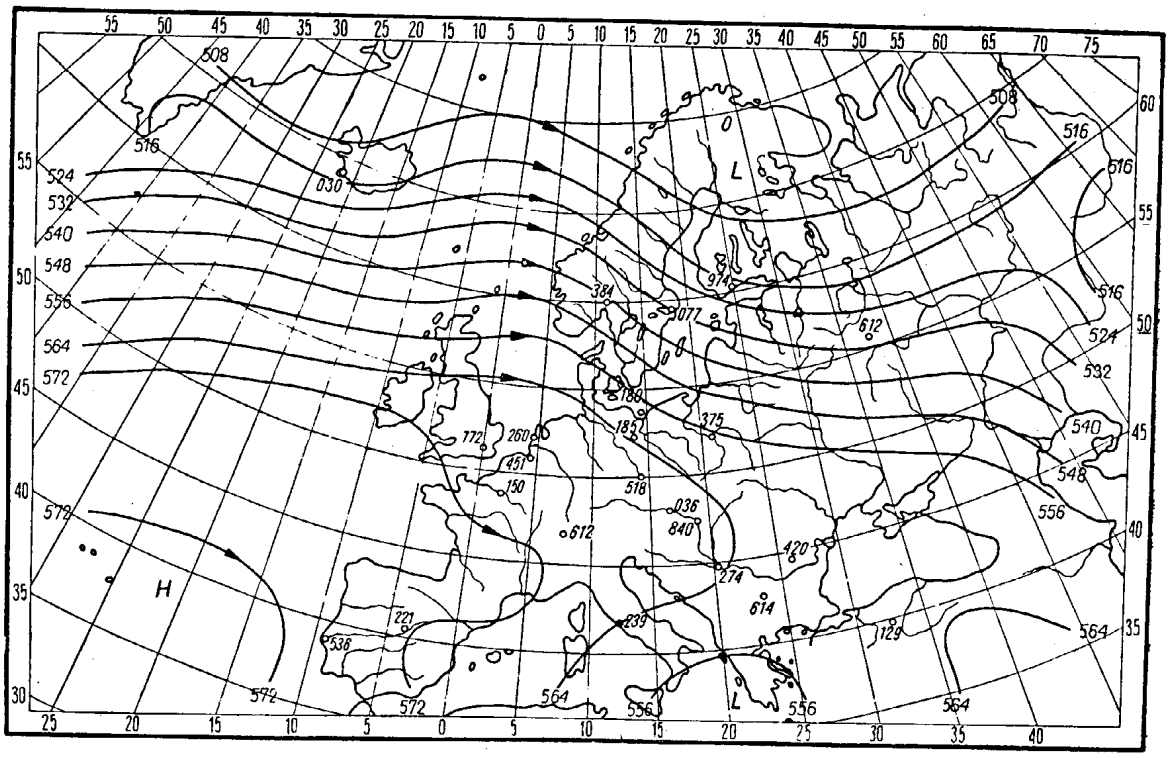


Rys. 2-66. Schemat (*a*) i przykład (*b*) nanoszenia danych na mapie tropopauzy (*A*) i na mapie wiatrów maksymalnych (*B*)

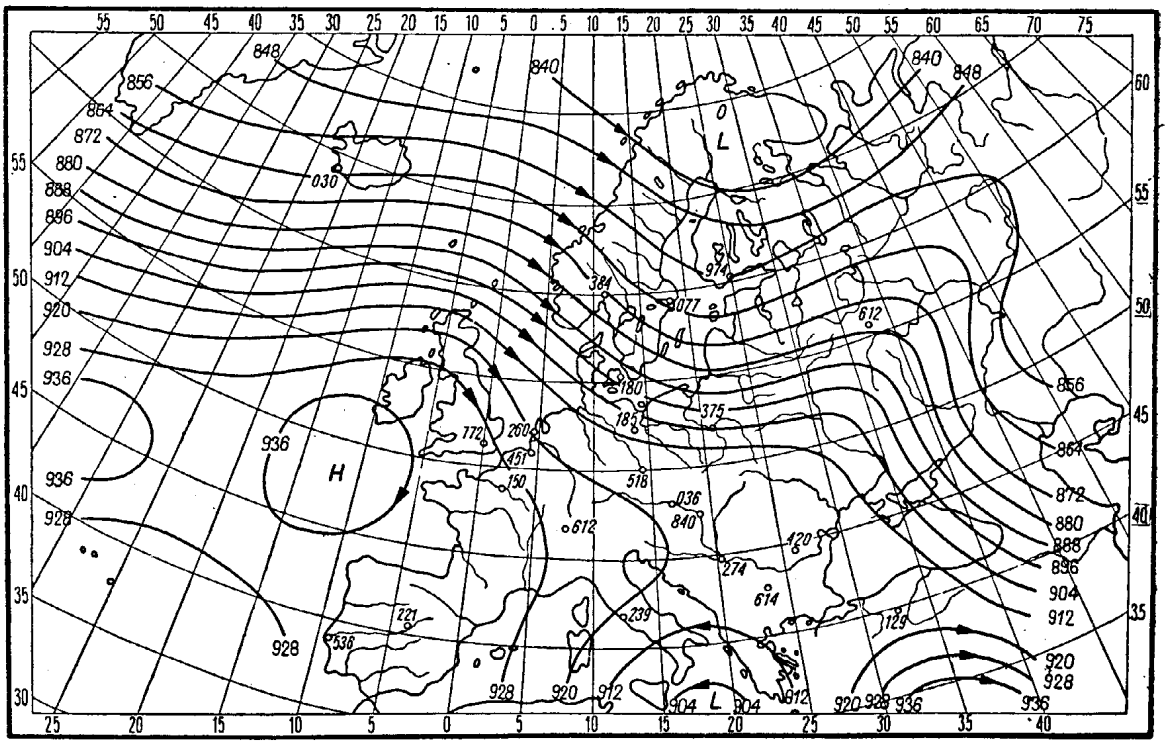
PPP — ciśnienie na poziomie tropopauzy — w mb,
HH — wysokość zalegania tropopauzy nad poziomem morza, w km,
TT — temperatura powietrza na poziomie tropopauzy,
T_d — decyfit temperatury punktu rosy ($T - T_dT_d$),
dd — kierunek wiatru o maksymalnej prędkości w pobliżu tropopauzy,
ff — prędkość tego wiatru w m/s,
hh — poziom występowania tego wiatru w km.

Na mapach tropopauzy za pomocą linii przedstawia się jednakowe wysokości zalegania samej tropopauzy nad po-

znajdź więcej na nakolannik.pl baza wiedzy pilota



Rys. 2-67. Mapa 500 mb



Rys. 2-68. Mapa 300 mb

znajdź więcej na nakolannik.pl baza wiedzy pilota

ziomem morza. Kreśli się je co 1 km, np. 8, 9, 10 itd. Linie te mogą przedstawiać nie tylko wysokości zalegania tropopauzy, ale także ciśnienie (izobary) na poziomie tropopauzy w przypadku określenia wysokości w warunkach atmosfery standardowej. Na przykład izobarze 400 mb odpowiada wysokość 7 km, 350 mb — 8 km, 300 mb — 9 km, 250 mb — 10 km, 225 mb — 11 km itd.

Mapa wiatrów maksymalnych. Inną ważną mapą, którą zainteresowane jest lotnictwo, jest mapa wiatrów maksymalnych. Przykład mapy wiatrów maksymalnych podano na rys. 2-67. Na mapie takiej nanosi się następujące dane zgodne z przyjętym schematem (rys. 2-68), gdzie:

HH — wysokość (w km), na której obserwuje się maksymalne prędkości wiatrów,
dd — kierunek tego wiatru,
ff — prędkość wiatru maksymalnego.

Na mapie wiatrów maksymalnych linią ciągłą wykreśla się linie jednakowych prędkości wiatru — tzw. izotachy, poczynając od prędkości 30 m/s i dalej co 10 m/s 40, 50, 60 m/s itd. Strzałka podaje oś prądu strumieniowego. Na osi nanosi się czasami jeszcze w postaci gradientu prędkości wiatru w m/s na 1000 m wysokości: ponad osią prądu strumieniowego (w liczniku) i poniżej osi prądu strumieniowego — w mianowniku.

2.8. MAPY PROGNOSTYCZNE DLA POTRZEB LOTNICTWA

Przed każdym lotem kapitan statku powietrznego obowiązany jest zapoznać się z aktualną pogodą oraz jej prognozą na najbliższe godziny. Z zagadnieniami tymi zapoznaje się on w biurze prognoz na danym lotnisku, gdzie dyżurny synoptyk udziela mu wyczerpującej informacji o stanie pogody i przewidywanych jej zmianach oraz dokumentację meteorologiczną na trasę przelotu. W dokumentacji tej znajduje się: mapa pogody, mapy prognostyczne warunków pogodowych oraz prognostyczne mapy określonych powierzchni izobarycznych — np. 500 lub 300 mb oraz rozkład prędkości i kierunków wiatru na różnych poziomach.

Rysunki 2-67 i 2-68 przedstawiają mapy topografii barycznej powierzchni 500 i 300 mb. Na mapach tych cyframi oznaczono wysokość zalegania powierzchni izob

(dkm gp), strzałkami — kierunek ruchu powietrza; *L* — obszar niskiego ciśnienia, *H* — obszar wysokiego ciśnienia.

Na rysunku 2-69 przedstawiono prognozowane na trasę kierunki i prędkości wiatru oraz temperatury na głównych powierzchniach izobarycznych (p. wkładka).

Na podstawie omawianej mapy pilot może się zorientować nie tylko co do rozkładu ośrodków barycznych i występowania stref frontowych, ale także co do obszarów, nad którymi może się spotkać z groźnymi dla lotnictwa zjawiskami meteorologicznymi. Znajomość miejsc ich występowania umożliwia załodze ich wyminięcie, dzięki czemu lot staje się bezpieczniejszy. Wśród dokumentacji meteorologicznej znajduje się także pionowy przekrój przez atmosferę wzdłuż trasy. Na przekroju zaznaczona jest rzeźba terenu, temperatury na poszczególnych poziomach, prędkość i kierunek wiatru. Zaznacza się na nich także układy chmur związane z frontami oraz zjawiska, jakie im towarzyszą — np. strefy opadu, burze, strefy, w których występuje możliwość oblodzenia i turbulencji oraz wysokość zalegania tropopauzy nad obszarem, ponad którym będzie się odbywał lot.

Wiatr: średni kierunek wiatru jest podawany, gdy różnica kierunku wynosi mniej niż 60°. Średnia prędkość wiatru jest podawana, gdy różnica prędkości wynosi mniej niż $\leqslant$40 km/h. Gdy różnice są większe — podawana jest zmiana kierunku lub prędkości.

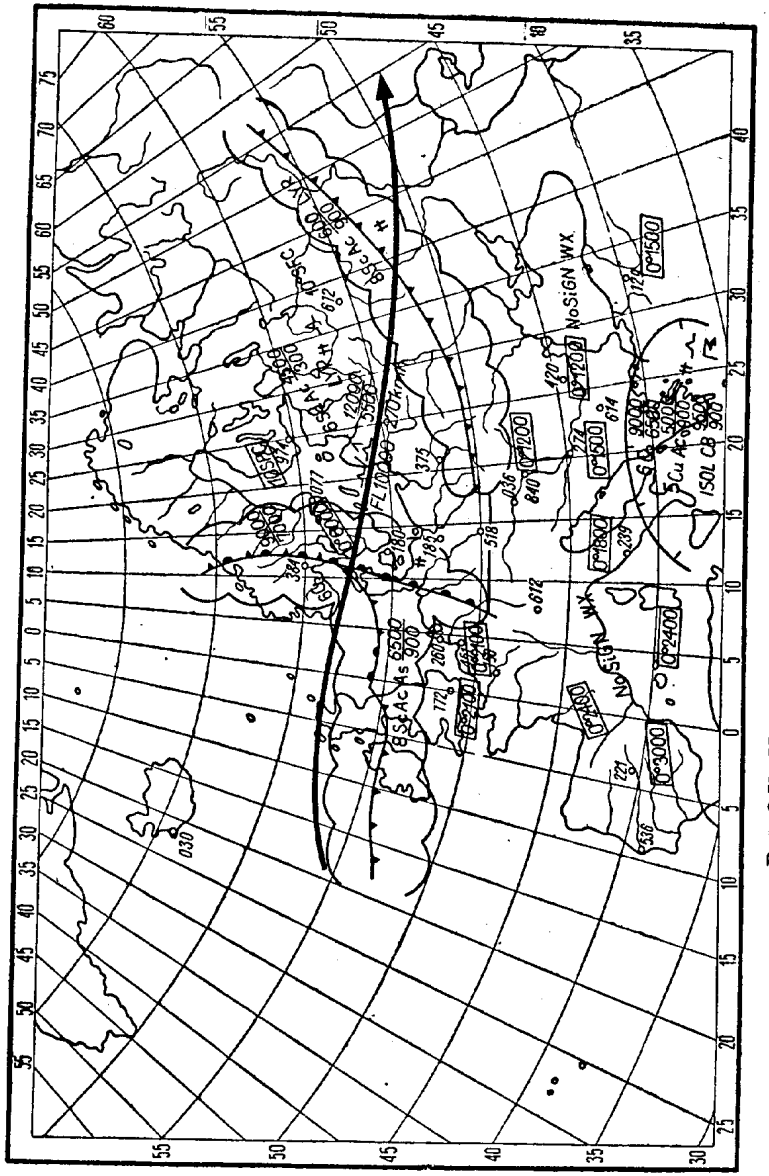
Wiatr zmienny jest podawany, gdy kierunek jest zmienny i gdy prędkość na poszczególnych poziomach wynosi:

$$\left.\begin{matrix}850\ \text{mb}\\ 700\ \text{mb}\end{matrix}\right\} \leqslant 30\ \text{km/h} \left.\begin{matrix}500\ \text{mb}\\ 300\ \text{mb}\\ 200\ \text{mb}\end{matrix}\right\} < 40\ \text{km/h}$$

Temperatura: temperatura dla każdego odcinka trasy jest uśredniona bez względu na wartość występujących różnic.

Mapa prognostyczna: przykład obowiązującej mapy prognostycznej przedstawiono na rys. 2-70. Widać z niego, że mapa ta zawiera bogata treść informacyjną. Z mapy tej pilot otrzymuje informacje o wysokości zalegania izotermy 0° (dane te podane są w zaznaczonych prostokątach), rodzaju i wielkości zachmurzenia, wysokości podstaw i wierzchołków chmur oraz o zjawiskach groźnych dla lotnictwa, jak: burza, turbulencja i oblodzenie. Znaczenie symboli i skrótów podano w tablicy 2-11.

znajdź więcej na
nakolannik.pl
baza wiedzy pilota



Rys. 2-70. Mapa prognostyczna na przelot

Tablica 2-11

Skróty i symbole stosowane na mapie prognostycznej

Określenie w jęz. angielskim	Skrót lub symbol	Określenie w jęz. polskim
clear air turbulence	CAT	turbulencja w bezchmurnym niebie
cloud	CLO	chmura
frequent	FRQ	częsty
localy	LOC	lokalnie, miejscami
layer, or layered	LYR	warstwa, w warstwach
occasional or occasionally	OCNL	niekiedy
risk	RISK	ryzyko
scattered	SCT	rozproszony, gdzieniegdzie
moderate turbulence		umiarkowana turbulencja
severe turbulence		silna turbulencja
moderate icing		umiarkowane oblodzenie
severe icing		silne oblodzenie
freezing rain		deszcz marznący
hail		grad
thunderstorm		burza
rain		deszcz
snow		śnieg
showers		opady przelotne
marked mountain waves		wyraźne ruchy falowe nad górami
boundary of area of significant weather		granica obszaru szczególnych zjawisk pogody
an arrow indicates the movement of a front or pressure centre and the figure gives its expected speed of translocation (in kilometers per hour)	20	strzałka wskazuje przewidywany kierunek przemieszczania się frontu lub ośrodka ciśnienia, a liczba obok wskazuje przewidywaną prędkość przemieszczania się w km/h

$$3\ \mathrm{Cb}\ \frac{10\,000}{700} = \frac{3}{8}\ \mathrm{Cb}\ \frac{\text{wierzchołek } 10\,000 \text{ m}}{\text{podstawa } 700 \text{ m}}$$

znajdź więcej na nakolannik.pl baza wiedzy pilota

3. GROŹNE DLA LOTNICTWA ZJAWISKA METEOROLOGICZNE

3.1. UWAGI OGÓLNE

Na podstawie wieloletniej praktyki w dziedzinie meteorologicznej osłony lotnictwa można stwierdzić, że największa liczba przypadków znacznego pogorszenia się warunków pogodowych związana jest z przechodzeniem frontów atmosferycznych. Z przeprowadzonych zestawień statystycznych dotyczących lotów z widzialnością ziemi wynika, że pogorszenie się warunków pogodowych spowodowane obniżeniem się podstaw chmur, a więc i widzialności, w 76% przypadków było wywołane przemieszczającymi się frontami, a tylko 24% (w skali rocznej) nastąpiło w jednorodnych masach powietrza.

Zasięg frontowej nielotnej pogody (złych warunków pogodowych) może być bardzo różny i zależy głównie od szerokości strefy opadowej towarzyszącej frontom. W przypadku frontów ciepłych szerokość pasma nielotnej pogody wynosi średnio 100÷150 km, a innych frontów — 50÷100 km.

Oceniając warunki pogodowe na lotnisku należy przede wszystkim dokładnie sprawdzić, czy w rejonie lotniska nie przemieszcza się lub nie będzie się w najbliższym czasie przemieszczał front atmosferyczny, w jakiej odległości będzie się on ewentualnie znajdował w chwili startu lub lądowania samolotu i jakie warunki pogodowe będą mu towarzyszyły.

Szczególną zaś uwagę należy poświęcać słabo wyrażonym, rozmywającym się frontom, które przemieszczają się powoli, zmieniając przy tym kierunek swego ruchu. Z zasady nie towarzyszą im duże opady, ale w okresie zimy lub nad ranem w okresie lata w strefie ich występowania pojawiają się niskie chmury, przechodzące często w mgłę, pogorszając widzialność. Prawidłowe rozpoznanie frontów ma istotne znaczenie dla oceny meteorologicznych warunków lotu, nawet na dużych wysokościach. Tworzenie się zwartej powłoki chmur, burz, turbulencji i innych groźnych zjawisk w wyższych warstwach atmosfery w większości przypadków związane jest z frontami.

Nie oznacza to jednak, że dokładna analiza warunków pogodowych jest zbędna, jeżeli nad danym obszarem nie stwierdza się obecności frontów. Każda mapa analizowana jest z jednakową dokładnością — dyżurny synoptyk musi zawsze, niezależnie od warunków atmosferycznych, zdawać sobie sprawę, co dzieje się w atmosferze, z jakimi zjawiskami może się spotkać załoga samolotu w czasie wykonywania swego zadania.

3.2. WIDZIALNOŚĆ

3.2.1. Widzialność pozioma, skośna i pionowa

Widzialność meteorologiczna (S_M) jest to odległość graniczna, z której przy danej przezroczystości powietrza można odróżnić na tle nieba, zamglenia czy chmur w pobliżu horyzontu obiekt doskonale widoczny o rozmiarach kątowych 20'; po przekroczeniu tej odległości obiekt zlewa się z tłem i staje się niewidoczny.

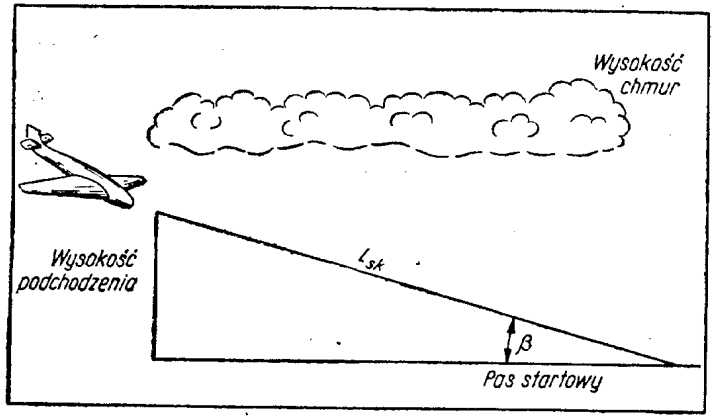
Widzialność pionowa (H_w) we mgle, gęstym zamgleniu lub w opadach odpowiada odległości pionowej od powierzchni ziemi do warstwy, w której traci się z pola widzenia balonik pilotażowy. Pomiar tej wysokości dokonuje się za pomocą specjanlego lokatora.

Widzialność pozioma w przypadku mgły lub chmur warstwowych jest prawie zawsze większa od wysokości, na której piloci dostrzegają początek pasa startowego w okresie zbliżania się samolotu do lotniska znajdując się na tzw. ścieżce podchodzenia.

Określony został związek między widzialnością pionową i poziomą w przypadku niskich chmur warstwowych i mgły adwekcyjnej.

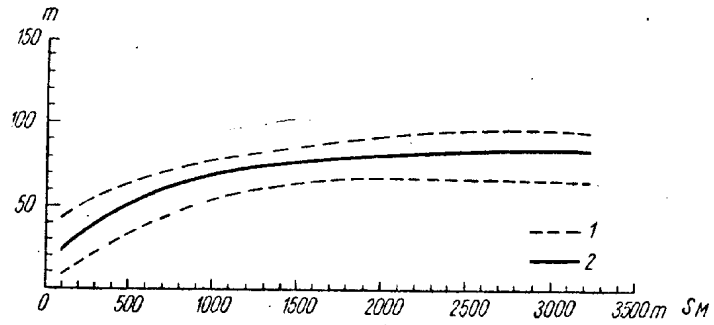
Związek ten jest najbardziej ścisły w przypadku gdy widzialność pozioma przy powierzchni ziemi (2 m nad ziemią) nie przekracza 1000 m. Widzialność pionowa podczas występowania mgły adwekcyjnej wynosi przeważnie 0,1 S_M, a wysokość, na której pilot dostrzega pas startowy, gdy znajduje się na ścieżce podchodzenia, wynosi około 0,05 S_M.

znajdź więcej na
nakolannik.pl
baza wiedzy pilota



Rys. 3-1. Zależność między wysokością a widzialnością skośną

W przypadku mgły radiacyjnej wodność mgły maleje w miarę wzrostu wysokości i dlatego wysokość, z której dostrzega się pas startowy, może być równa (a nawet większa) widzialności pionowej. W przypadku mgły adwekcyjnej natomiast wodność wzrasta z wysokością, w związku z czym maleje i przezroczystość powietrza. Związek między widzialnością pionową (H_W) i poziomą (S_M) przedstawiono graficznie na rys. 3-1.



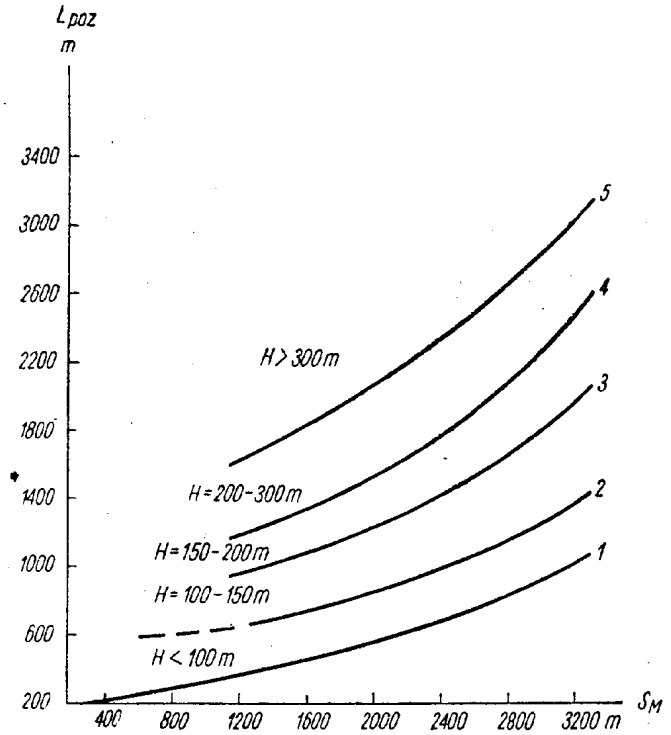
Rys. 3-2. Stosunek między widzialnością pionową i poziomą

Widzialność skośna L_{SM} (określona wizualnie) odpowiada odległości wzdłuż ścieżki schodzenia od punktu, w którym pilot może dostrzec pas startowy lub jego światła.

Zależność między wysokością, z której pilot dostrzega pas startowy, a widzialnością skośną pod kątem 2÷3° przedstawiono na rys. 3-2.

Do określania wysokości skośnej, zależnej od wysokości podstaw chmur, konstruuje się specjalne nomogramy (rys. 3-3). Strzałki na nomogramie wskazują, jak należy określać widzialność skośną, znając wysokość podstaw chmur.

Na zmniejszenie widzialności wpływają przede wszystkim zawarte w powietrzu pyły oraz produkty kondensacji, powodujące zmętnienie powietrza.



Rys. 3-3. Nomogram do określania widzialności skośnej (*H* — wysokość podstawy chmur)

Zmętnienie opalizujące wywołane jest obecnością drobnych cząsteczek, których wymiary są mniejsze niż 1/10 000 mm. Zmętnienie okrywa odległe przedmioty jakby niebieskawym woalem. Chmury zaś znajdujące się blisko horyzontu przybierają kolor żółtoczerwony. Podczas występowania tego rodzaju zmętnienia widzialność wynosi nawet kilkadziesiąt kilometrów.

Gdy zmętnienie spowodowane jest obecnością większych cząsteczek w atmosferze, wówczas nadaje ono przedmiotom odcień mlecznobiały. Zmętnienie tego rodzaju może zmniejszyć widzialność nawet poniżej 1 km.

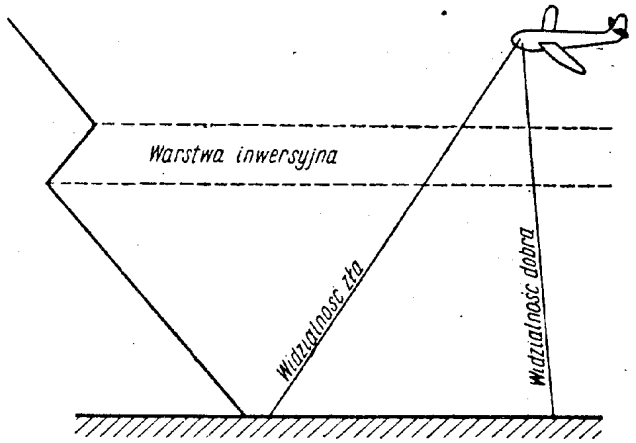
znajdź więcej na
nakolannik.pl
baza wiedzy pilota

Omówione rodzaje zmętnienia prowadzą w każdym przypadku do zatarcia konturów obserwowanych przedmiotów i zamazaniu ich detali.

Proces powstawania zmętnienia przebiega następująco. Promienie słoneczne, przenikając poprzez warstwę powietrza, trafiają na zawieszone w powietrzu drobne cząsteczki wody i pyły; ulegają wówczas rozproszeniu we wszystkich kierunkach, tworząc jakby zasłonę między okiem obserwatora a obserwowanym przedmiotem. Im więcej cząsteczek znajduje się w warstwie powietrza oraz im większe są ich rozmiary, tym intensywniejsze jest zmętnienie i tym mniejsza widzialność. Wynika to z tego, że promień światła idący od danego obiektu do obserwatora rozpraszany jest w różnych kierunkach przez znajdujące się w powietrzu cząsteczki wody i pyły. Promienie świetlne przechodząc przez warstwę powietrza od obiektu do obserwatora ulegają znacznemu osłabieniu i dlatego obiekt staje się słabo widoczny.

Znane jest także zjawisko zmętnienia podinwersyjnego. W czasie pięknej wyżowej pogody zaczynają się rozwijać prądy konwekcyjne, którymi są unoszone ku górze różne drobne pyły. Unoszące się ku górze prądy na pewnej wysokości natrafiają na inwersję (tzw. inwersję osiadania), która hamuje ich dalszy rozwój. Cały ładunek zanieczyszczeń zaczyna rozpływać się poniżej warstwy inwersyjnej, uzupełniany ciągle nowym dopływem zanieczyszczeń. Dochodzi w końcu do tego, że ilość pyłów na poziomie dolnej granicy inwersji może znacznie przekroczyć koncentrację pyłów, jaka występuje w przygruntowej warstwie powietrza. Oczywiście, proces ten doprowadza do zmniejszenia widzialności poziomej, pionowej oraz ukośnej. Schematycznie warunki widzenia, w przypadku występowania inwersji, przedstawiono na rys. 3-4. Z rysunku tego wynika, że gdy lot odbywa się powyżej warstwy pyłów, wówczas widoczność pozioma jest dobra, a pionowa bardzo słaba; odwrotne warunki panują wówczas, gdy lot odbywa się poniżej tej warstwy — w takim przypadku widoczność pozioma jest słaba, a pionowa dobra. Jeszcze inne warunki panują w chwili, gdy samolot podchodzi do lądowania. Lecąc początkowo ponad warstwą pyłów pilot może dostrzec lotnisko. Z chwilą, gdy zaczyna podchodzić do lądowania, może stracić z pola widzenia lotnisko. Wywołane jest to tym, że droga, jaką musi przebyć promień świetlny przez zmętniałą warstwę powietrza, ulega wydłużeniu i silniejszemu rozproszeniu.

Intensywność zmętnienia jest różna dla różnych mas powietrza. Najmniejszym zmętnieniem wyróżniają się masy powietrza arktycznego i świeże masy powietrza polarno-morskiego. Największe zaś zmętnienie charakteryzuje masy powietrza zwrotnikowo-kontynentalnego i polarno-kontynentalnego. Zróżnicowanie to uwarunkowane jest różną zawartością pyłów w wymienionych masach powietrza. Na przykład masy powietrza kontynentalnego zalegające nad obszarami lądowymi wchłaniają w siebie



Rys. 3-4. Wpływ inwersji temperatury na widzialność

ogromne ilości zanieczyszczeń znad piaszczystego podłoża. Odwrotnie rzecz się ma w powietrzu morskim (arktycznym i polarnym). Powietrze zalegające nad obszarami mórz i oceanów zawiera w sobie bardzo małe ilości zanieczyszczeń. Ilość ta wzrasta stopniowo dopiero wtedy, gdy masa danego powietrza napływa nad ląd.

Średnio biorąc, widzialność w poszczególnych masach powietrza nad Europą wynosi:

— PAm — powyżej 50 km,
— PAk — od 20 do 50 km,
— PPm — od 20 do 40 km,
— PPk — od 10 do 30 km,
— PZm — od 10 do 20 km,
— PZk — poniżej 10 km.

Zadymienie jest to zmniejszenie widzialności wywołane obecnością dymu. Zadymienie nadaje powietrzu barwę brunatną. Najczęściej występuje nad okręgami przemysłowymi; zmniejsza ono widzialność do kilkuset metrów. Dymy znad okręgów przemysłowych mogą być unoszone przez wiatr na bardzo duże odległości (do stu kilkudziesięciu km).

znajdź więcej na
nakolannik.pl
baza wiedzy pilota

Wichury pyłowe. W przypadku gdy wieje wiatr o prędkości ponad 6 m/s, a podłoże jest bardzo suche, wówczas są zdmuchiwane i unoszone cząsteczki gleby i piasku. Jeżeli z kolei prędkość wiatru przekroczy 15 m/s, to do atmosfery dostają się tak ogromne ilości piasku i pyłu, że widzialność może się zmniejszyć poniżej 1 km. Zjawisko to w naszych warunkach geograficznych występuje bardzo rzadko.

3.2.2. Widzialność w chmurach

Chmura, podobnie jak i mgła, zbudowana jest z kropelek wody, jednak kropelki te są większe niż kropelki mgły. Można więc powiedzieć, że mgłą jest każda chmura, która zmniejsza widzialność poniżej 1 km. Lot w chmurze sprawia zawsze wrażenie lotu we mgle. Podczas lotu w chmurze widzialność jest znacznie ograniczona. W chmurach As na wysokości 2500 m widzialność wynosi od kilkudziesięciu do tysiąca metrów, w chmurach niskich — od 15 do 25 m. W silnie wypiętrzonych chmurach konwekcyjnych widzialność jest różna w różnych częściach chmury, mianowicie w dolnej i środkowej części chmury wynosi ona 10÷20 m, a w części, w której przeważają kryształki lodu i drobne kropelki wody widzialność zwiększa się i wynosi od kilkudziesięciu do kilkuset metrów.

3.2.3. Widzialność podczas opadów

Widzialność w opadach zależy od intensywności opadu i od jego charakteru (intensywnością opadu nazywa się stosunek wypadłego opadu w mm do czasu jego trwania; mierzy się w mm/h).

Na stacjach meteorologicznych do określania widzialności stosuje się 10-stopniową podziałkę:

Stopień podziałki	Widzialność, km	Stopień podziałki	Widzialność, km
0	0,05	5	2
1	0,05	6	4
2	0,2	7	10
3	0,5	8	20
4	1	9	50

Tablica 3-1

Widzialność podczas wypadania deszczu o różnej intensywności

Widzialność w km	1°	2°	3°	4°	5°	6°	7°	8°	9°
Przed opadem	0,05	0,2	0,5	1,0	2,0	4,0	10,0	20,0	50,0
Podczas:									
— mżawki o intensywności 0,5÷1,0 mm/h	0,05	0,2	0,5	1,0	2,0	4,0	4,0	10,0	10,0
— słabego i umiarkowanego deszczu 1÷5 mm/h	0,05	0,2	0,3	1,0	1,0÷2,0	2,0	2,0÷4,0	4,0	4,0
— umiarkowanego i silnego deszczu 5÷15 mm/h	—	—	—	—	1,0	1,0÷2,0	2,0	2,0	2,0
— ulewnego opadu 15÷40 mm/h	—	—	—	—	0,5	1,0	1,0	1,0	1,0

Tablica 3-2

Widzialność podczas opadów śniegu

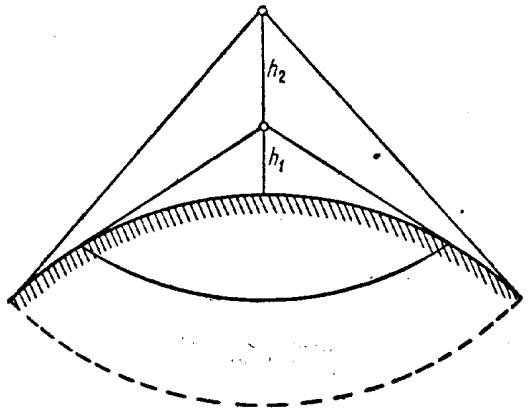
Widzialność w km	1°	2°	3°	4°	5°	6°	7°	8°	9°
Przed opadem	0,05	0,2	0,5	1	2	4	10	20	50
Podczas:									
— opadu słabego 0,1÷0,5 mm/h	—	0,2	0,5	0,5÷1	1	1÷2	1÷2	2÷4	2÷4
— opadu umiarkowanego 0,5÷1,5 mm/h	—	0,2	0,2	0,5	0,5	0,5÷1	0,5÷1	0,5÷1	1
— opadu silnego 1,5÷3,0 km/h	—	0,05÷0,2	0,2	0,2	0,2	0,2÷0,5	0,2	0,5	0,2÷0,5

znajdź więcej na
nakolannik.pl
baza wiedzy pilota

W tablicy 3-1 oraz 3-2 zestawiono dla przykładu widzialność przed opadem oraz widzialność w czasie występowania opadu.

Z tablicy 3-1 wynika, że mżawka oraz słaby i umiarkowany opad nie zmieniają widzialności na stacji, jeśli przed wystąpieniem opadu wynosiła ona 4 km. Jeżeli widzialność przed wystąpieniem mżawki i słabego deszczu wynosiła 10÷50 km, to w chwili ich wystąpienia widzialność zmniejszy się do 10 km. Dlatego można powiedzieć, że widzialność w mżawce wynosi 10 km, a w umiarkowanym opadzie — do 4 km.

Z bardzo znacznym zmniejszeniem widzialności ma pilot do czynienia tylko w przypadku wystąpienia opadów silnych i ulewnych; w tych ostatnich widzialność nie przekracza 2 km, a w opadach silnych — 4 km.



Rys. 3-5. Wzrost zasięgu widoczności zależnie od wysokości

Z tablicy 3-2 wynika, że opady śnieżne są 10÷15 razy mniej przezroczyste niż opady deszczu o odpowiedniej intensywności oraz że w przypadku występowania słabego opadu śniegu widzialność pozioma wynosi maksymalnie 2÷4 km, a podczas silnego opadu śnieżnego — jedynie 200÷500 m.

W okresie zimy znaczny wpływ na widzialność wywierają zamiecie i zawieje śnieżne. Zamiecią nazywane jest zjawisko porywania przez wiatr śnieżynek z pokrywy śnieżnej przy braku opadu, a czasem nawet i przy bezchmurnej pogodzie.

Zamieć zmniejsza widzialność tylko w najniższych warstwach powietrza — do kilku metrów wysokości. Widzialność wykazuje przy tym pewien związek z prędkością wiatru. Na przykład przy prędkości wiatru rzędu 11÷14 m/s widzialność wynosi 2÷4 km, przy wietrze 15÷18 m/s — 2,0÷0,5 km, a przy prędkości ponad 20 m/s widzialność nie przekracza 500 m.

Zjawisko, które charakteryzuje jednoczesne wypadanie śniegu i występowanie silnego wiatru (ponad 15 m/s) nazwano zawieją (śnieżycą). Zawieje zmniejszają czasami widzialność do kilkudziesięciu metrów.

Na zakończenie tego rozdziału poświęćmy jeszcze parę słów tzw. dostrzegalności przedmiotów zależnie od wysokości lotu. Zasięg naszego widzenia (horyzont) jest ograniczony przez kulistość Ziemi. Wznosząc się coraz wyżej zwiększamy nasz horyzont, czyli zasięg widzenia (rys. 3-5). Jak zmienia się zasięg widzenia niektórych obiektów na powierzchni ziemi zależnie od wysokości lotu przedstawiono w tablicy 3-3.

Tablica 3-3

Zależność dostrzegania przedmiotów od wysokości lotu

Obiekty	Wysokość lotu w m				
	500	1000	2000	4500	6500
	Widzialność przedmiotów w km				
Duże miasta	40	50	60	70÷80	100
Duże wsie	15	30	40	50	70
Duże stacje kolejowe	5	10	15	25	35
Tory kolejowe	5	10	15	25	35
Szosy	10	15	20	40÷50	60÷70
Drogi gruntowe	3	5	10	20	40
Duże rzeki	40	50	60	70÷80	120
Małe rzeki	10	20	30	40	60
Lasy	15	30	40	50	60

W przypadku jednorodnych mas powietrza obniżenie widziałalności spowodowane może być zamgleniem i zmętnieniem pyłowym.

Zmniejszenie widzialności poziomej przez zamglenie jest zawsze tym większe, im większa jest wilgotność względna i im bardziej stała równowaga panuje w dolnych warstwach powietrza.

Na przykład widzialność mniejsza niż 1÷4 km jest zazwyczaj związana z występowaniem inwersji przyziemnych.

znajdź więcej na
nakolannik.pl
baza wiedzy pilota

W strefie frontowej pogorszenie się warunków widzialności powodują najczęściej opady. Stopień pogorszenia się widzialności zależy od intensywności i rodzaju opadu.

W zależności od dobowego biegu temperatury, wilgotności, niedosytu i prędkości wiatru stwierdza się także dobowy bieg widzialności. Widzialność jest zawsze najmniejsza, gdy wymienione elementy osiągają najniższe wartości — tzn. nad ranem, szczególnie w przypadku sytuacji wyżowej. W okresie dnia, gdy rozwija się konwekcja widzialność poprawia się.

Zmiany widzialności w czasie trwania tego samego zjawiska meteorologicznego w ciągu krótkiego czasu mogą być bardzo duże. Największe zmiany obserwuje się podczas wichury pyłowej i opadu śniegu, szczególnie przelotnego. Zmiany widzialności zachodzą nie tylko w czasie, ale i w przestrzeni. W tej samej chwili i w czasie trwania tego samego zjawiska widzialność może być niejednakowa w różnych kierunkach — spowodowane może być to lokalnymi źródłami zmętnienia lub też różnym natężeniem zjawiska meteorologicznego (deszcz, śnieg).

3.3. TURBULENCJA

3.3.1. Struktura turbulencji i jej rodzaje

Ruchy cząsteczek powietrza w atmosferze mają zwykle charakter turbulencyjny, to znaczy że tory poszczególnych cząsteczek są chaotyczne i dlatego prędkość oraz kierunek wiatru ciągle się zmienia (pulsuje).

Główną przyczyną turbulencji powietrza jest nierównomierne nagrzewanie się podłoża. Przyczynami kontrastów termicznych są:

— tarcie powietrza o powierzchnię ziemi, wywołujące w dolnych warstwach pionowy profil wiatru o dużych gradientach prędkości;
— niejednakowe nagrzanie różnych części podłoża, prowadzące w efekcie do rozwoju konwekcji termicznej (pionowych prądów wstępujących); ruchy konwekcyjne powietrza mają także charakter turbulencyjny i sięgają do wyższych warstw, zaburzając istniejące tam pola temperatury i wiatru (zwiększają lokalne pionowe gradienty temperatury i wiatru);
— procesy prowadzące do tworzenia się chmur; wydzielane podczas procesów kondensacji lub krystalizacji ciepło nie jest bez wpływu na pole temperatury i wiatru;
— powstawanie frontów atmosferycznych w miejscu zetknięcia się dwóch mas powietrza o różnej temperaturze; w obszarach tych występują zwykle duże poziome gradienty temperatury i wiatru;
— obecność prawie poziomych powierzchni rozdziału (inwersje), na których mogą powstać fale grawitacyjne;
— deformacja linii prądów podczas opływania wysokich gór; tworzy się wówczas fala orograficzna.

Stopień turbulencji (porywistości), oznaczany zwykle literą T, charakteryzuje stosunek różnicy maksymalnej i minimalnej prędkości wiatru do jego średniej prędkości, czyli

$$T = \frac{V_{max} - V_{min}}{V_{śr}}$$

Wartość T wynosi od 0 do 2. $T = 0$ odpowiada ciszy lub jednolitej prędkości wiatru ($V_{max} = V_{min}$); $T = 2$ odpowiada zmianie prędkości wiatru od zera do V_{max}.

Stopień turbulencji zwiększa się wraz ze zwiększaniem się prędkości wiatru, to znaczy że im silniejszy wieje wiatr, tym silniejsza turbulencja panuje w atmosferze. Turbulencja (porywistość) zależy również od stanu równowagi atmosfery. W masach powietrza o stałej równowadze turbulencja jest słaba, natomiast bardzo silnie zaznacza się w masach powietrza o równowadze chwiejnej. Porywistość wiatru nad terenem górzystym jest zawsze większa niż nad terenem płaskim, gdzie rzadziej dochodzi do powstania zawirowań. W miarę wzrostu wysokości intensywność porywistości maleje. Porywistość zależy także od pory roku i pory dnia; w rocznym przebiegu maksimum intensywności przypada na lato, a minimum — na zimę. W przebiegu dobowym maksimum obserwuje się zwykle w godzinach popołudniowych (w czasie największego natężenia prądów konwekcyjnych), a minimum — w godzinach nocnych.

Porywistość wiatru można przeanalizować za pomocą pasków z anemografów. Pasek, na którym samopis (anemograf) zarejestrował w sposób ciągły przebieg prędkości wiatru, nazwano anemogramem. Wycinek anemogramu przedstawiono na rys. 3-5. Z rysunku tego widać, że ruch powietrza składa się jakby z szeregu porywów — nagłych wzrostów i spadków prędkości wiatru kolejno się zmieniających. Taki ruch powietrza nadaje wiatrowi charakter turbulencyjny.

znajdź więcej na nakolannik.pl baza wiedzy pilota

Turbulencją objęte są zwykle duże obszary; turbulencja utrzymuje się przez 2÷3 godziny, choć w skrajnych przypadkach może trwać przez całą dobę. Grubość warstwy objętej turbulencją wynosi od 500 do 1000 m, a w kierunku poziomym może się rozciągnąć od 25 do 100 km. W niektórych przypadkach turbulencją może być objęta warstwa o grubości 2÷3 km. Badania wykazały, że im intensywniejsza jest turbulencja, tym mniejszy jest jej pionowy i poziomy zasięg. W umiarkowanych szerokościach geograficznych przeciętna grubość warstwy turbulencyjnej wynosi około 550 m, maksymalna zaś przy braku chmur osiąga 3600 m, a w chmurach — 8000 m.

Ruchy turbulencyjne najczęściej występują w dolnych warstwach troposfery, do wysokości 3 km. Na poziomie 3÷6 km częstość turbulencji maleje, a od 6 km do wysokości tropopauzy ponownie zwiększa się (jet-stream). Powyżej tropopauzy częstość występowania turbulencji ponownie maleje.

Obecność turbulencji w atmosferze pilot odczuwa jako „rzucanie". Intensywność turbulencji i rzucanie określane są zwykle zachowaniem się samolotu w atmosferze oraz wartością przeciążenia (tabl. 3-4).

Tablica 3-4

Skala oceny intensywności rzucania

Intensywność	Przeciążenie (w częściach przyspieszenia ziemskiego g)	Charakterystyka zachowania się samolotu podczas rzucania
Słaba	$\lvert\Delta n\rvert < 0{,}2$	Pojedyncze lekkie wstrząsy samolotu.
Umiarkowana	$0{,}2 < \lvert\Delta n\rvert < 0{,}5$	Częste wstrząsy. Wskazówki przyrządów pokładowych wahają się.
Silna	$0{,}5 < \lvert\Delta n\rvert < 1{,}0$	Silne i nagłe wstrząsy samolotu. Ciągłe zmiany wskazań wariometru i prędkościomierza. Warunki lotu ulegają zaburzeniu.
Bardzo silna	$\lvert\Delta n\rvert < 1$	Nadzwyczaj silne rzucanie samolotem. Wskazania wariometru i wysokościomierza są bardzo zaburzone.

Z praw aerodynamiki wiadomo, że w czasie lotu poziomego ze stałą prędkością w spokojnym powietrzu powinna być zachowana równowaga między siłą nośną R a ciężarem G samolotu (lub szybowca), to znaczy że stosunek tych sił do siebie powinien wynosić

$$\frac{R}{G} = 1 = n$$

czyli przeciążenie $n = 1$. Z takimi warunkami można się spotkać w masach powietrza o równowadze stałej, czyli wtedy, gdy w atmosferze nie obserwuje się rozwoju prądów wstępujących.

Podczas lotu w masie powietrza o równowadze chwiejnej pilot odczuwa rzucanie samolotu (turbulencję) i wówczas $R/G \neq 1$. Samolot lecący w chwiejnej masie powietrza przecina to prądy wstępujące, to znowu zstępujące, a więc jest podnoszony ku górze lub rzucany do dołu. Podczas rzucania następuje zmiana kąta natarcia (kąt natarcia zwiększa się lub maleje). Ponieważ w dowolnej chwili przed rzuceniem samolotu w dół czy górę samolot wskutek inercji utrzymuje swój lot prostoliniowy, to wpływ pionowego przyspieszenia wywołuje dodatkową siłę w postaci zwiększenia przeciążenia Δn); siła ta jakby zwiększa lub zmniejsza ciężar samolotu.

Wartość n można określić także na podstawie wartości elementów meteorologicznych i niektórych sił aerodynamicznych, za pomocą wzoru:

$$n = 1 \pm \frac{\varrho \cdot v \cdot w}{2\dfrac{G}{s}} C_y^{\alpha}$$

gdzie:

v — prędkość lotu,
w — pionowa prędkość prądu powietrza,
ϱ — gęstość powietrza,
s — powierzchnia nośna samolotu,
G — ciężar samolotu,
C_y — współczynnik charakteryzujący zmiany siły nośnej zależnie od kąta natarcia.

Znak „+" odnosi się do prądów wstępujących, a znak „—" do prądów zstępujących. Cała druga część równania jest przyrostem przeciążenia i oznaczona jest jako n.

Z wzoru tego wynika, że n jest wprost proporcjonalne do prędkości prądu pionowego oraz wartości współczynnika charakteryzującego zmiany siły nośnej zależnie od kąta natarcia i odwrotnie proporcjonalne do obciążenia

znajdź więcej na
nakolannik.pl
baza wiedzy pilota

płata. Można również wyciągnąć wniosek, że jeżeli lot odbywa się na jednakowej wysokości, na której zmiany gęstości powietrza są niewielkie, to „rzucanie" jest wynikiem działania tylko i wyłącznie prądów pionowych; przy jednakowych prędkościach prądów pionowych intensywność rzucania jest tym większa, im mniejszy jest ciężar szybowca.

Wartość energii turbulencji ocenia się zwykle za pomocą tak zwanej liczby Richardsona (R_i):

$$R_i = \frac{g}{T} \cdot \frac{\gamma_s - \gamma}{\beta^2}$$

gdzie:

g — przyspieszenie ziemskie,
T — temperatura bezwzględna powietrza,
γ — pionowy gradient temperatury,
γ_s — gradient sucho-adiabatyczny,
β — pionowy gradient prędkości wiatru.

Z podanego wzoru wynika, że intensywność turbulencji wzrasta, gdy $R_i < 1$, a zanika, gdy $R_i > 1$, czyli że wraz ze wzrostem pionowych gradientów temperatury i prędkości wiatru wzrasta także intensywność „rzucania".

Liczbę (parametr) Richardsona wykorzystuje się również do określania stanu równowagi atmosfery: przy $R_i < 0$ w atmosferze panuje równowaga chwiejna; $R_i = 0$ — równowaga obojętna; $R_i > 0$ — równowaga stała.

3.3.2. Rzucanie samolotem w czasie termiki bezchmurnej

W czasie termiki bezchmurnej prądy wstępujące nie są wyraźnie wykształcone i obecność ich nie jest zdradzana przez chmury. Brak chmur konwekcyjnych może być spowodowany między innymi następującymi przyczynami:

— poziom konwekcji leży poniżej poziomu kondensacji, to znaczy że poziom, na którym nastąpiłaby kondensacja pary wodnej, nie zostaje osiągnięty przez prądy wstępujące,
— prądy konwekcyjne zostają zahamowane obecnością inwersji temperatury w atmosferze.

W obu przypadkach nie obserwuje się rozwoju chmur kłębiastych. W związku z tym niespodziewanie można znaleźć się w prądach zstępujących lub wstępujących. Pewne wskazówki, co do ewentualności napotkania tych prądów, a tym samym i rzucanie samolotem, może dać dokładna obserwacja podłoża. Słabą turbulencję na przykład można spotkać na poziomie 300÷600 m nad niewielkimi przeszkodami terenowymi, takimi jak niewielkie wzniesienia, strome brzegi rzek, kompleksy leśne. W tych warunkach rzucanie może wystąpić wtedy, gdy kierunek wiatru jest prostopadły względem tych przeszkód. Gdy wiatr wieje równolegle do przeszkód, wówczas turbulencja, a więc i rzucanie, może nie wystąpić.

3.3.3. Turbulencja dynamiczna

Turbulencja wywołana rzeźbą terenu nazwana została turbulencją dynamiczną. Intensywność jej jest zawsze większa nad obszarami wyróżniającymi się bardziej urozmaiconą rzeźbą. Tym samym więc najwyraźniej ona się zaznacza nad górami, gdzie odkształcenie prądów powietrza jest największe. W turbulencji w górach wyróżnia się zwykle dwie strefy: strefę po stronie dowietrznej i strefę po stronie zawietrznej łańcucha górskiego. Opływanie łańcucha górskiego przez powietrze ma zawsze bardzo złożony charakter, gdyż zależy od kształtu przeszkody górskiej, ekspozycji gór względem kierunku wiatru, stopnia nagrzania zboczy, średniej prędkości wiatru itp. Zmiana chociażby jednego z wymienionych elementów może spowodować całkowitą zmianę charakteru opływu. Na przykład przy bardzo słabych wiatrach opływ łańcucha górskiego zbliżony jest do opływu laminarnego *).

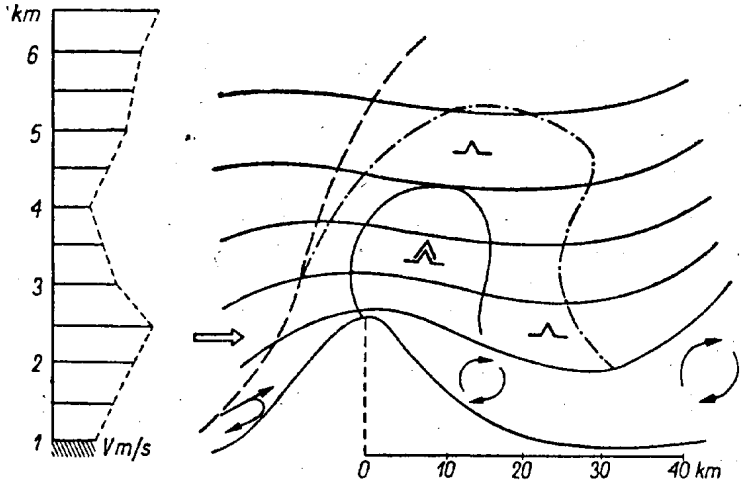
Wzrost prędkości wiatru zmienia charakter opływu. Nad grzbietem górskim dochodzi do zbieżności prądów, która prowadzi do wzrostu prędkości wiatru nad samym łańcuchem górskim, a po stronie zawietrznej dochodzi do rozwoju stałego wiru o osi poziomej. Wir ten nazwany został rotorem. Rozmiary rotoru bywają różne, mogą wynosić nawet kilkaset metrów. Rotory przyczyniają się do znacznej turbulencji po stronie zawietrznej gór. Prędkości wznoszenia oraz opadania rotorów w naszych warunkach (Tatry i Karkonosze) mogą osiągnąć wartość 10÷15 m/s.

Strukturę stref turbulencyjnych nad górami przedstawiono schematycznie na rys. 3-6. Należy tu dodać, że strefa ta nie utrzymuje się w jednym miejscu, lecz może się przemieszczać względem łańcucha górskiego, który ją wywołał. Dojść może nawet do tego, że strefa turbulencji „odrywa" się od gór i „wędruje" na pewną odległość,

*) p. M. Schmidt: „Meteorologia lotnicza", seria „Szkolenie szybowcowe". WKŁ, Warszawa 1967.

znajdź więcej na nakolannik.pl baza wiedzy pilota

znoszona przez wiatr. Bezpośrednio nad zawietrznym zboczem gór formuje się obszar intensywnej turbulencji, która maleje w miarę zwiększania się wysokości oraz w miarę oddalania się od łańcucha górskiego. W tych też kierunkach maleje także rzucanie. Przy silnych wiatrach pionowy zasięg turbulencji dochodzi do czterokrotnej wysokości gór. Z tego powodu nawet niezbyt wysokie góry mogą wywołać turbulencję sięgającą aż do górnych granic troposfery.



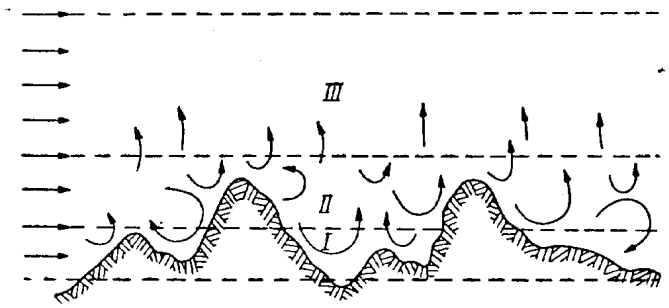
Rys. 3-6. Struktura stref turbulencji nad górami

Jeżeli wiatr na pewnej wysokości zmienia swój kierunek, to strefa rzucania zostaje znoszona w tym samym kierunku. Opisana tu struktura stref turbulencji jest charakterystyczna dla pojedynczej góry lub dla pojedynczego łańcucha górskiego. W przypadku, gdy góry mają bardziej złożoną rzeźbę, wówczas poszczególne strefy turbulencji, wywołane poszczególnymi łańcuchami gór, mogą się na siebie nakładać, co zwiększa intensywność rzucania.

Jak wpływa urozmaicona rzeźba gór na wzrost turbulencji, przedstawiono na rys. 3-7. Na rysunku tym zaznaczono cyframi rzymskimi poszczególne strefy turbulencji. Pierwsza strefa sięga od powierzchni ziemi do poziomu odpowiadającego średniej wysokości gór. Warstwa ta nazywana bywa często warstwą cyrkulacji lokalnej. Prędkość wiatru w tej warstwie jest niewielka, a turbulencja wywołana jest głównie konwekcją i wiatrami lokalnymi.

Druga strefa sięga od średniego poziomu gór aż do wysokości, jakie osiągają poszczególne szczyty. W niej to obserwuje się najintensywniejszy wzrost turbulencji. W warstwach wyżej leżących intensywność turbulencji stopniowo maleje, gdyż z wysokością zmniejsza się wpływ podłoża na prądy powietrza, które dzięki temu stają się coraz mniej turbulentne.

Chociaż decydującym czynnikiem powstawania turbulencji w górach jest czynnik dynamiczny, to jednak pewną rolę odgrywa tu również i konwekcja. Prądy pionowe w górach prowadzą do bardzo intensywnego rozwoju chmur kłębiastych. Stwierdzono, że nad grzbietami gór



Rys. 3-7. Turbulencja orograficzna

poziom kondensacji zalega często o kilkaset metrów niżej niż nad dolinami, a poza tym prądy pionowe nad górami z zasady przekraczają wysokość, na jakiej występuje poziom kondensacji. Prądy konwekcyjne zaś rozwijające się w dolinach bardzo często tego poziomu nie osiągają. Dlatego też nad obszarami górskimi w ciepłej połowie roku mogą występować równolegle dwa rodzaje turbulencji — dynamiczna i konwekcyjna.

Innymi słowy, rozwój prądów pionowych nad górami wzmaga turbulencję. Trzeba dodać tu, że obecność lokalnej cyrkulacji górskiej w znacznym stopniu utrudnia rozwój prądów konwekcyjnych, zmniejszając jej intensywność nad obszarem górzystym.

Oczywiste jest, że intensywność turbulencji nad górami będzie różna, zależnie od pionowego rozkładu prędkości wiatru. Ogólnie można przyjąć, że im większa jest prędkość wiatru, tym silniejsza jest turbulencja.

Mówiąc o turbulencji nad obszarami górskimi należy wspomnieć także choć w paru słowach o rotorach. Jak wiadomo, chmury te powstają podczas występowania fali górskiej. Usytuowane są one zawsze po zawietrznej stronie

znajdź więcej na
nakolannik.pl
baza wiedzy pilota

gór. Są one niebezpieczne dla lotnictwa, ponieważ są to wiry o niezbyt wielkich rozmiarach i z tego powodu prądy wstępujące i opadające tego wiru znajdują się blisko siebie. Prądy tych wirów są (ich prędkość) uzależnione tak od prędkości wiatru, jak i od wysokości bariery górskiej. Stwierdzono, że są one tym intensywniejsze, im silniejszy jest wiatr i im wyższe są góry. Jak istotny wpływ na wielkość prądów rotorowych wywiera wysokość gór, można przedstawić wykorzystując dane pochodzące z Sudetów i Tatr (tabl. 3-5 i 3-6). Dane te pochodzą ze sprawozdań

Tablica 3-5

Częstość (%) występowania rotorów o różnych prędkościach w zależności od prędkości wiatru nad Karkonoszami
(prędkość wiatru mierzona na Śnieżce)

Wiatr w km/h	Intensywność prądów pionowych w rotorach w m/s											Σ
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	>10	
110						2			1	2		5
100÷110										1		1
90÷100												
80÷90			2	3	5		1	2	2	4		19
70÷80					11				1			12
60÷70			2	1	8	2	2					15
50÷60			1	8	15	2	2	2				30
40÷50		1	2	4	3							10
30÷40		1	1		2							4
20÷30				2								2
10÷20		2										2
Σ		4	8	18	44	6	5	4	4	7		100

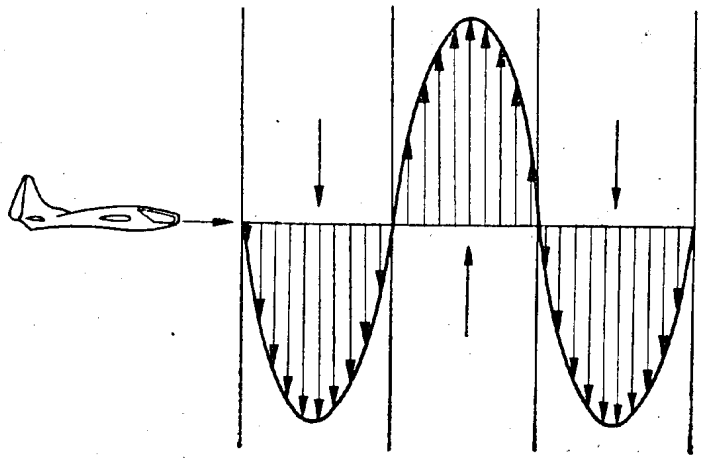
lotów falowych wykonanych w Jeżowie i Nowym Targu. Częstość występowania pionowych prądów rotorowych przedstawiono w procentach. Z tablic tych wynika, że przy jednakowych prędkościach wiatru (notowanych na Kasprowym Wierchu i na Śnieżce) prędkość prądów rotorowych w obszarze Tatr jest większa niż w Sudetach. Dla przykładu rozpatrzymy przedział prędkości wiatru 50÷60 km/h. Na prędkości te przypada maksymalna liczba przypadków zanotowanych rotorów (30%). Jednak w Sudetach przy wietrze 50÷60 km/h w 15% prędkość prądów pionowych wynosiła 5 m/s, a w Tatrach w 16% prędkość tych prądów wynosiła 7 m/s. Różnica występuje także i w zakresie

Tablica 3-6

Częstość (%) występowania rotorów o różnych prędkościach w zależności od prędkości wiatru nad Tatrami
(prędkość wiatru mierzona na Kasprowym Wierchu)

Wiatr w km/h	Intensywność prądów pionowych w rotorach w m/s											Σ
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	>10	
110							1				2	3
100÷110							1				2	3
90÷100								1	9			2
80÷90								2	7	2		11
70÷80							3	6	2	1	1	13
60÷70			2		8	2	6	1		2		21
50÷60					1	5	16	4		2		30
40÷50				2	2		6					10
30÷40		2	3	1								6
20÷30			1									1
10÷20												
Σ		2	6	3	11	7	33	14	10	7	5	100

maksymalnych prędkości prądów rotorowych. W Sudetach w ciągu 5-lecia nie notowano prędkości przekraczających 12 m/s, a w Tatrach dochodziły one do 20 m/s. Nie trzeba tu tłumaczyć, jak obecność tych prądów w atmosferze może wpływać na przebieg lotu (rys. 3-8) i jak niebezpieczne w skutkach może być nagłe dostanie się w ich zasięg.



Rys. 3-8. Rzucanie w prądach konwekcyjnych

znajdź więcej na
nakolannik.pl
baza wiedzy pilota

3.3.4. Turbulencja w chmurach

Turbulencja związana z chmurami konwekcyjnymi. Intensywność turbulencji, a więc i „rzucanie" jest bardzo różna dla poszczególnych rodzajów chmur konwekcyjnych. Chmura Cu hum rozwijając się przechodzi stopniowo w Cu med, Cu cong i ostatecznie w Cb; temu przekształcaniu się chmury towarzyszy zwiększanie się intensywności turbulencji. Oczywiście, najsilniejsza turbulencja występuje w chmurze Cumulonimbus. Ruchy turbulencyjne towarzyszące tej chmurze występują tak wewnątrz, jak i na zewnątrz (powyżej, poniżej i z boku chmury). Turbulencja wewnątrz chmury jest znacznie silniejsza od turbulencji na zewnątrz chmury. Intensywność turbulencji w chmurach Cb zależy, jak to pokazały liczne badania, od ich stadium rozwoju. Najsilniejsza jest ona w tych chmurach, które znajdują się jeszcze w stadium rozwoju, co można rozpoznać po ciągłym powstawaniu nowych wieżyc — chmura jakby „pączkuje".

Turbulencja z boku chmur kłębiastych. Ogólnie stwierdzono, że całkowita powierzchnia strefy turbulencyjnej jest około 2÷3 razy większa od powierzchni chmury na tym samym poziomie, a jej nasilenie maleje w miarę oddalania się od chmury. Badania nad pojedynczą chmurą Cb incus pokazały, że już w odległości 15 km od chmury po jej stronie zawietrznej i w odległości 8÷10 km po stronie dowietrznej, intensywność tej turbulencji wynosi 0,07÷0,1 g. W miarę zbliżania się do chmury turbulencja wzmaga się, lecz nie przekracza 0,3÷0,4 g. Z chwilą wejścia w chmurę natężenie turbulencji wzrasta nagle, dochodząc do 0,7÷0,8 g.

Turbulencja nad chmurami kłębiastymi. Intensywność turbulencji nad chmurami maleje wraz ze wzrostem wysokości. Na przykład jeżeli na wysokości 100 m nad chmurą Cb prawdopodobieństwo wystąpienia umiarkowanego „rzucania" wynosi 33%, to już na wysokości 200÷300 m spada ono do 17%. Stopień rozwoju turbulencji na górnej granicy chmur oraz nad chmurą zależy od stadium rozwoju chmury. Nad rozwijającymi się chmurami strefa turbulencji obejmuje stosunkowo grubą warstwę powietrza, a intensywność turbulencji osiąga swe maksymalne natężenie. W stadium pełnego rozwoju chmury oraz w stadium jej rozpadu grubość warstwy turbulencyjnej nad chmurą maleje. Tym samym więc silniejszej turbulencji można oczekiwać nad chmurami Cb calv, a najsłabszej — nad Cb inc z płaskim kowadłem.

Turbulencja wewnątrz chmury kłębiastej. Najintensywniejszą turbulencję w chmurze notuje się w stadium jej rozwoju. W stadium jej rozpadu natężenie turbulencji spada, a przeciążenia dochodzą do 0,5 g, czyli efektywne prędkości porywów dochodzą do 4÷5 m/s. Z przeprowadzonych badań wynika, że porywy turbulencyjne występują najczęściej nieco powyżej podstawy chmur, gdzie obok uporządkowanych prądów wstępujących istnieją już także dobrze wykształcone prądy opadające. Prędkość tych porywów rośnie wraz ze wzrostem prędkości prądów pionowych. Najintensywniejszą turbulencję notuje się zwykle w pobliżu centralnej części chmury, gdzie, jak wiemy, występują najsilniejsze prądy wstępujące. Prądy turbulencyjne będą więc sięgały tak wysoko, jak wysoko będą sięgały prądy wstępujące, to znaczy aż do górnych partii chmury.

Występowanie turbulencji w atmosferze stanowi zawsze niebezpieczeństwo dla lotnictwa, a zwłaszcza dla szybownictwa. Wytrzymałość konstrukcji szybowca, w przypadku szybkiej zmiany prądów wstępujących i zstępujących, poddana jest działaniu znacznych sił. Jak już wiemy, przeciążenie działające na samolot i szybowiec zależy od prędkości lotu i intensywności prądów pionowych. Szybki wzrost przeciążenia może więc nastąpić między innymi wtedy, gdy szybowiec, lecąc z dużą szybkością, przetnie bardzo silny prąd pionowy, w którym prędkości pionowe jednego znaku („+") szybko zmieniają się na prędkości pionowe innego znaku („−", rys. 3-10). Z takim zjawiskiem możemy się spotkać w atmosferze wówczas, gdy w bezpośrednim ze sobą sąsiedztwie występują prądy wstępujące i zstępujące. Zdarza się to bardzo często podczas pogody, w której dochodzi do silnego rozwoju chmur konwekcyjnych.

Poniżej podstaw tych chmur można napotkać całe układy wzajemnie zmieniających się prądów wstępujących i zstępujących. Przelatując na dużej prędkości pod takimi chmurami szybowiec poddany jest znacznym przeciążeniom o różnym znaku. Niebezpieczna dla szybowca turbulencja występuje także wewnątrz silnie wypiętrzonych chmur kłębiastych (Cu cong, Cb).

3.3.5. Rzucanie w górnych warstwach troposfery

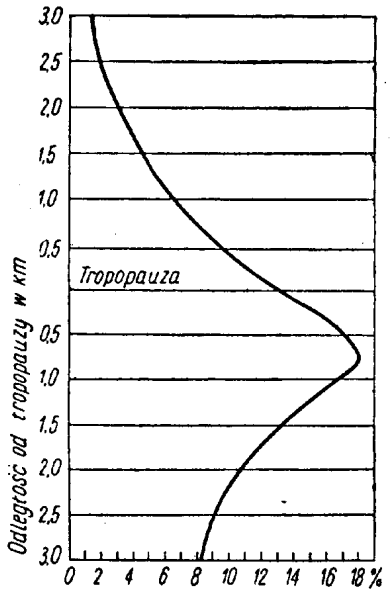
Rzucanie w pobliżu tropopauzy. Tropopauza, jako wyraźna warstwa hamująca, odgraniczająca troposferę od stratosfery, odgrywa istotną rolę w rozwoju

znajdź więcej na
nakolannik.pl
baza wiedzy pilota

turbulencji atmosferycznej, która powoduje „rzucanie" samolotem.

Najczęściej zjawisko to występuje w warstwie leżącej 0,5÷1,0 km poniżej tropopauzy (rys. 3-10). Powyżej i poniżej tej warstwy częstość rzucania szybko maleje, przy czym szybciej maleje ono w obszarze położonym powyżej tej warstwy.

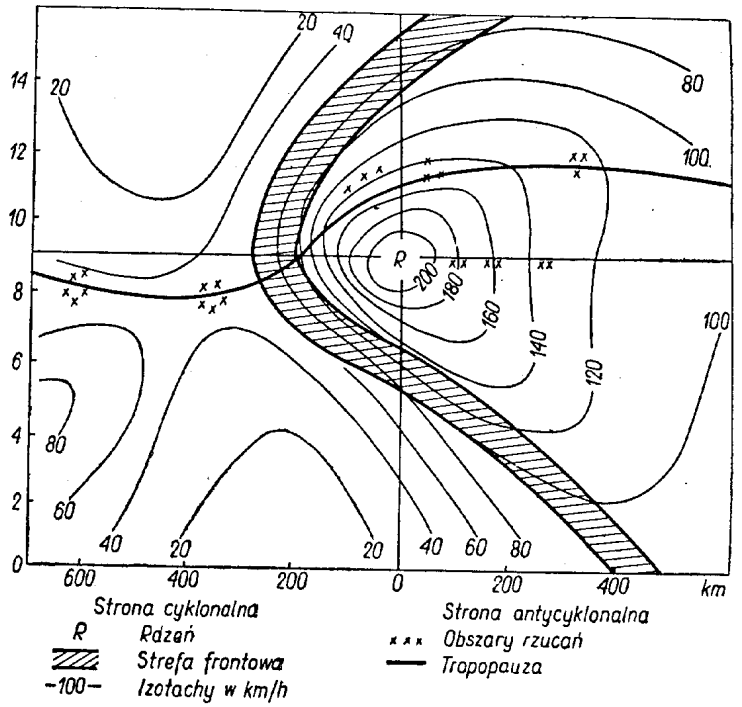
Podczas przelatywania przez tropopauzę najczęściej spotyka się słabą lub umiarkowaną turbulencję. Prawdopodobieństwo zetknięcia się z turbulencją wzrasta w pobliżu tych obszarów, w których pochylenie tropopauzy jest znaczne, lub tam, gdzie jest ona nieciągła.



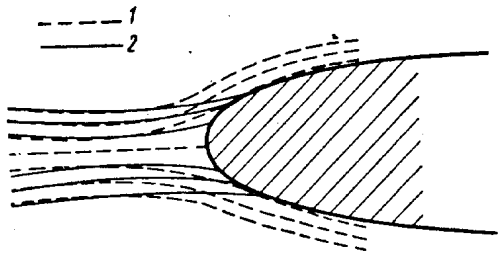
Rys. 3-9. Częstość występowania rzucań w pobliżu tropopauzy

Rzucanie w strefie prądów strumieniowych. Większość przypadków umiarkowanego i silnego rzucania obserwuje się w strefie prądu strumieniowego (jet-streamu). Jak poprzednio stwierdzono, prądy te charakteryzują duże poziome i pionowe gradienty wiatru. Z reguły gradienty te są większe po stronie cyklonicznej niż po stronie antycyklonicznej. Rzucanie spotyka się najczęściej (w 70% przypadków) po cyklonicznej stronie prądu strumieniowego — przede wszystkim zaś poniżej osi tego prądu (46% przypadków). W obszarze tym gradienty wiatru i temperatury osiągają wartości maksymalne.

Rozkład obszarów największej częstości rzucania przedstawiono schematycznie na rys. 3-10. Krzyżykami oznaczono na rysunku obszary najbardziej intensywnego rzucania. W ciepłym powietrzu główne obszary rzucań występują w pobliżu oraz wewnątrz strefy frontu, gdzie obserwuje się najsilniejsze nachylenie tropopauzy oraz maksymalne poziome gradienty temperatury i wiatru.



Rys. 3-10. Rozkład obszarów rzucań w strefie jet-streamu



Rys. 3-11. Schemat opływu płata

1 — tor przemieszczania się cząstek powietrza, *2* — tor przemieszczania się kropelek wody

znajdź więcej na
nakolannik.pl
baza wiedzy pilota

Natężenie rzucania zależy od wartości poziomego gradientu prędkości wiatru na brzegach prądu strumieniowego. W przypadku gdy wartość tego gradientu wynosi 40 km/h na 100 km, można oczekiwać, że wystąpi rzucanie o umiarkowanej i silnej intensywności. O intensywności rzucania można sądzić na podstawie prędkości wiatru na osi prądu: im jest ona większa, tym intensywniejszego rzucania można oczekiwać. Z przeprowadzonych badań wynika, że gdy prędkość wiatru na osi prądu strumieniowego wynosi 180÷220 km/h lub więcej, rzucanie po stronie cyklonicznej prądu jest silne, różnokierunkowe i chaotyczne; przeciążenia wynoszą przy tym 0,6÷1,0 g. Lot w strefie rzucania odbywa się w danym przypadku najczęściej przy bezchmurnym niebie.

Rzucanie w przypadku znacznych wartości gradientów poziomych wiatru (50 km/h na 100 km) objawia się jako wstrząsy samolotu lub wyraźnie odczuwalne znaczne wznoszenie i opadanie samolotu.

W płaszczyźnie poziomej rzucanie zaznacza się zwykle w odległości 100÷300 km od osi prądu strumieniowego, a czasami nawet w odległości 400÷500 km.

W pobliżu prądów strumieniowych najkorzystniej jest wykonywać loty wzdłuż osi prądu, gdzie nie występuje rzucanie, lub od strony antycyklonu osi prądu, gdzie rzucanie jest słabsze.

W przypadku niespodziewanego zetknięcia się ze strefą silnego rzucania należy ustalić prędkość lotu oraz wyjść z takiej strefy, obniżając lot o około 500 m. Wykonując przy tym zakręt, należy pamiętać o tym, że przechylenie nie powinno być większe niż 15°.

3.4. OBLODZENIE

3.4.1. Uwagi ogólne

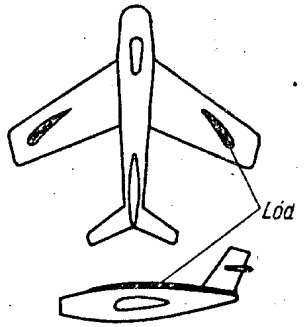
Oblodzeniem nazywane jest tworzenie się powłoki lodowej na powierzchni samolotu lub szybowca. Oblodzeniu podlegają wszystkie aparaty latające, poruszające się z prędkością mniejszą niż 1000 km/h. Podczas lotów z prędkościami większymi kinetyczne nagrzewanie się samolotu jest tak znaczne, że zmniejsza prawdopodobieństwo oblodzenia.

Zależnie od stanu fazowego wody w atmosferze i warunków pogodowych, a więc od warunków lotu, na powierzchni samolotu lub szybowca tworzy się powłoka lodowa. Przyczyną tworzenia się powłoki jest:

— bezpośrednie osiadanie kryształków lodu lub śniegu,
— zamarzanie kropelek chmury lub deszczu przy zetknięciu się ich z samolotem (szybowcem),
— sublimacja pary wodnej na powierzchni samolotu.

Wynika z tego, że aby powierzchnia samolotu pokryła się powłoką lodową, w powietrzu musi znajdować się duża ilość skondensowanej wody albo pary wodnej, przy czym temperatura powietrza powinna znajdować się w pobliżu 0°C. Drobne krople wody w chmurze mogą jeszcze istnieć w temperaturach znacznie niższych od 0°C. Krople takie, zwane kroplami przechłodzonymi, utrzymują się w stanie ciekłym nawet w temperaturach od −15 do −20°C. W niższych temperaturach chmury zbudowane są już prawie wyłącznie z kryształków lodu. Czasami jednak zdarza się, że przechłodzone krople istnieją jeszcze w temperaturze −40°C.

Z procesem oblodzenia można się spotkać w ciągu całego roku z tą tylko różnicą, że latem na wyższym pułapie, a zimą na niższym. Główną przyczyną oblodzenia jest zamarzanie kropel przechłodzonych, które po zderzeniu się z samolotem zamarzają, tworząc powłokę lodową. Nie obojętna jest przy tym wielkość kropel. Gdy przechłodzone krople są małe, wówczas bywają jakby unoszone prądami, jakie powstają na przykład w pobliżu płata lecącego samolotu i opływają płat, nie tworząc osadu lodowego (rys. 3-12). Inaczej rzecz się ma, gdy w powietrzu znajdują się duże krople przechłodzone. Dzięki większej masie i większej energii ruchu nie są one już unoszone liniami prądu i nie mogąc opłynąć płata, zderzają się z nim, rozlewają i zamarzają. Oczywiście, intensywność oblodzenia jest tym



Rys. 3-12. Jeden z możliwych rodzajów oblodzenia szybkich samolotów

znajdź więcej na
nakolannik.pl
baza wiedzy pilota

większe, im więcej wody znajduje się w powietrzu i im większe są rozmiary kropel.

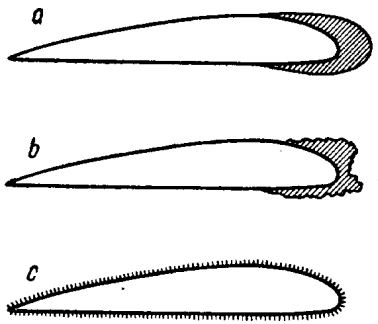
Z oblodzeniem można się spotkać tak w chmurach, jak i przy bezchmurnym niebie.

W przypadku bezchmurnego nieba z oblodzeniem można spotkać się wówczas, gdy temperatura powierzchni samolotu jest niższa od temperatury powietrza otaczającego. Warunki takie można spotkać podczas nagłego schodzenia z wysokiego pułapu na niższy, czyli podczas przechodzenia z warstw o niskiej temperaturze do warstw o wyższej temperaturze. Obserwuje się wówczas proces sublimacji pary wodnej zawartej w powietrzu; powierzchnia samolotu pokrywa się wtedy cienką, równomierną warstwą lodu, przypominająca nieco szron. Tego rodzaju oblodzenie nie jest zbyt groźne, lecz warstwa osiadająca na kabinie utrudnia obserwację na zewnątrz.

Znacznie bardziej niebezpieczne jest oblodzenie, jakie można spotkać w chmurach rozwijających się tak w jednorodnej masie powietrza, jak i w chmurach powstałych w obszarze frontów.

3.4.2. Klasyfikacja osadów lodowych

Z uwagi na kształt osadzającego się na powierzchniach nośnych lodu wyróżnia się dwa zasadnicze rodzaje oblodzenia: oblodzenie profilowe i oblodzenie bryłowate (rys. 3-13). Oblodzenie profilowe tworzy się w niskiej temperaturze (poniżej −20°C) i przy niezbyt dużej wodności chmur. W takich warunkach wszystkie krople, które zderzają się z powierzchnią samolotu, szybko zamarzają i nie zmieniają profilu części płatowca. Lód zwykle osiada najpierw na krawędziach natarcia oraz na zastrzałach. Wyglądem swym osadzający się lód przypomina gołoledź i nie ulega wykruszeniu. Zasięg oblodzenia (patrząc w kierunku od krawędzi natarcia do krawędzi spływu) zależy od wielkości znajdujących się w powietrzu przechłodzonych kropel wody. Jeżeli krople są małe, oblodzenie ogranicza się jedynie do najbliższych partii krawędzi natarcia. Jeżeli zaś krople są duże, po zderzeniu się z samolotem rozlewają się na dużym obszarze i łączą się z innymi kroplami, tworząc pokrywę lodową sięgającą daleko w głąb płata. Narastanie tego rodzaju lodu jest najbardziej niebezpiecznym oblodzeniem.



Rys. 3-13
Formy oblodzenia
a — profilowe, b — bryłowate, c — szron

Oblodzenie bryłowate tworzy się zwykle wówczas, gdy kropelki wody nie zdążą szybko zamarznąć na krawędzi natarcia. Wówczas są one zdmuchiwane w głąb płata i tam zamarzają. Z tym rodzajem oblodzenia można się spotkać podczas lotu na małych prędkościach w chmurach o dużej wodności, w temperaturze od −5° do −7°C. Dzięki temu, że krople wody zamarzają zanim zdążą się połączyć ze sobą, pomiędzy poszczególnymi grudkami lodu pozostają pęcherzyki powietrza, a powłoka lodowa przypomina szadź. Szadź ta jest bardzo krucha i pod wpływem wibracji samolotu łatwo kruszy się i odpada. Jak wykazały obserwacje, szadź narasta głównie na krawędziach natarcia w postaci nieregularnych nawarstwień z zagłębieniem w środkowej części.

Ze względu na strukturę lodu, jaki osadza się na samolotach, lód dzieli się na lód przezroczysty, lód matowy, szadź i szron.

Lód przezroczysty tworzy się podczas lotu w chmurach charakteryzujących się dużą wodnością i zbudowanych z przechładzanych kropel, o temperaturze od 0 do −10°C.

Lód matowy tworzy się w czasie lotu w chmurach zbudowanych z przechłodzonych kropel wody i kryształków lodowych. Powstaje on zwykle w temperaturze niższej niż −10°C i ma budowę krystaliczną i szorstką powierzchnię.

Szadź osadza się podczas lotu w chmurach zbudowanych z drobnych przechłodzonych kropelek i kryształków lodu, w temperaturze poniżej −10°C. Ma ona strukturę krystaliczną i nierówną, włóknistą powierzchnię.

Szron powstaje wskutek sublimacji pary wodnej podczas lotu przy bezchmurnym niebie. Grubość powłoki szronu na samolocie jest zazwyczaj niewielka, jednak szron jest niebezpieczny z tego względu, że osadzając się na szybach kabiny uniemożliwia obserwację.

znajdź więcej na
nakolannik.pl
baza wiedzy pilota

3.4.3. Oblodzenie w chmurach jednorodnych mas powietrza

Oblodzenie w chmurach warstwowych (Stratus) i warstwowo-kłębiastych (Stratocumulus). Z oblodzeniem w tych chmurach można się spotkać zwykle tylko w chłodnej porze roku, kiedy to chmury te zbudowane są w przeważającej części z przechłodzonych kropeł. W okresie zimy prawdopodobieństwo oblodzenia w tych chmurach jest bardzo duże — dochodzi do 90%. W naszych szerokościach geograficznych szczególnie duże prawdopodobieństwo wystąpienia oblodzenia notuje się podczas napływu względnie ciepłych i wilgotnych mas powietrza polarno-morskiego znad Atlantyku (zimą). Intensywność oblodzenia zależy od tego, czy z chmur tych wydziela się opad, czy nie. Jeżeli opad nie występuje, oblodzenie jest małe lub brak go zupełnie. Wzmaga się ono jednak w miarę zbliżania się do górnej granicy tych chmur. Na tym poziomie oblodzenie może być już znaczne, to znaczy, że pokrywa lodowa będzie grubiała z prędkością 0,6÷1,0 mm/min. W przypadku zaś gdy z wspomnianych chmur będzie się wydzielał opad, wówczas intensywność oblodzenia będzie bardzo silna, a pokrywa lodowa może narastać z prędkością 2 mm/min.

Górna granica tych chmur może sięgać do 1200 m, toteż najbezpieczniej jest kontynuować lot ponad chmurami, co umożliwia uniknięcie oblodzenia.

Oblodzenie w chmurach kłębiastych (Cumulus) i kłębiasto-deszczowych (Cumulonimbus). Chmury typu Cumulus i Cumulonimbus są chmurami okresu letniego. Najczęściej i najintensywniej rozwijają się one po przejściu frontu chłodnego, to znaczy podczas adwekcji chłodnych mas powietrza polarno-morskiego. Masę tę charakteryzuje początkowo równowaga stała. Po wejściu na ląd masa ogrzewa się w swych dolnych warstwach od podłoża i przyjmuje równowagę chwiejną, która jest podstawowym warunkiem rozwoju prądów konwekcyjnych w atmosferze. Prądami tymi, razem z ogrzanym powietrzem, do wyższych warstw atmosfery unoszona jest także i para wodna, przyczyniając się do wzbogacenia tych warstw w wilgoć. Po osiągnięciu przez prąd wstępujący poziomu kondensacji para wodna zawarta w powietrzu ulega skropleniu, dając początek rozwojowi chmur kłębiastych, których wierzchołki mogą sięgać do górnych warstw troposfery, gdzie temperatury spadają do −20, −30°C. Dzięki temu chmury te mogą mieć strukturę mieszaną, to znaczy mogą się składać tak z kropelek wody, jak i z kropelek przechłodzonych i kryształków lodu. Oblodzenie, z jakim można się spotkać w tych chmurach, będzie więc bardzo silne. Najintensywniej zaznacza się ono w górnej połowie tych chmur, gdzie temperatura jest zwykle niższa niż −10°C. Powłoka lodowa narasta z prędkością 0,6÷1,0 mm/min w dolnych partiach chmury, a na poziomie 3 km z prędkością około 2 mm/min, a czasami nawet 3÷6 mm/min.

3.4.4. Oblodzenie w chmurach stref frontowych

Oblodzenie w strefie frontu ciepłego. W strefie wyraźnie zaznaczonego frontu ciepłego z układem chmur Ns—As, z których wypada w okresie lata silny opad ciągły, oblodzenie jest zwykle co najwyżej słabe, zimą zaś jest bardzo intensywne, zwłaszcza wtedy, gdy lot odbywa się na niewielkiej wysokości, gdzie temperatura wynosi od −8 do −10°C. Na wyższych wysokościach, gdzie panuje temperatura znacznie niższa niż −10°C, oblodzenie jest nieznaczne. Jednak gdy lot odbywa się przez dłuższy czas w chmurach frontowych, wówczas całkowita grubość powłoki lodowej może osiągnąć dosyć pokaźną grubość i stać się bardzo niebezpieczna. W takich przypadkach najbezpieczniej jest kontynuować lot ponad chmurami.

Bardzo niebezpieczne może być przelatywanie przez chmury Ns o stosunkowo niedużym zasięgu pionowym, w takich bowiem przypadkach chmura nie osiąga poziomu krystalizacji, a cała wilgoć skoncentrowana jest w niezbyt grubej warstwie powietrza. Tym samym więc wodność tych chmur jest bardzo duża, a oblodzenie w postaci gołoledzi narasta nadzwyczaj intensywnie, z prędkością 1÷3 mm/min. Przelatywanie przez takie chmury jest zawsze niebezpieczne — szczególnie zaś, gdy lot odbywa się na wysokości 2÷3 km. Pamiętać należy także i o tym, że w strefie frontu ciepłego opad może się wydzielać także w postaci deszczu przechłodzonego, który tworzy na powierzchni ziemi gołoledź.

Przelatywanie przez strefę takiego opadu jest bardzo niebezpieczne, zwłaszcza gdy strefę tę trzeba przelecieć w czasie startu. Jeśli pada przechłodzony deszcz, a na lotnisku powstaje gołoledź, oznacza to, że na wysokości 500÷600 m panuje temperatura dodatnia, a pułap chmur nie sięga wyżej niż 2500 m.

Oblodzenie w strefie frontu chłodnego. Gdy na froncie chłodnym występują chmury Ns, dające opad ciągły, wówczas oblodzenie jest niewielkie. Bardziej niebezpieczne, ze względu na oblodzenie, są chmury Cb, rozwijające się na

znajdź więcej na
nakolannik.pl
baza wiedzy pilota

linii frontu. Warunki oblodzenia w tych chmurach zostały omówione poprzednio w punkcie dotyczącym oblodzenia w chmurach kłębiastych i kłębiasto-deszczowych. Tu wspomnimy tylko jeszcze o tym, że czasami w strefie frontu chłodnego może wypadać także deszcz przechłodzony i że w takim przypadku w dolnych warstwach atmosfery tworzy się bardzo niebezpieczna strefa oblodzenia.

3.4.5. Wpływ dużych prędkości lotu na oblodzenie

Osadzanie się lodu na krawędziach natarcia skrzydeł samolotu i usterzenia oraz na śmigłach zmienia ich profil, zwiększając tym samym opór. Wskutek tego siła nośna i siła ciągu maleją. Poza tym oblodzenie prowadzi do zaburzenia pracy gaźnika, wlotów powietrza, czujnika ciśnienia statycznego, prędkościomierza itp. W wyniku oblodzenia anteny może dojść do przerw w łączności radiowej. Oblodzenie zaś szyb kabiny pilotów prowadzi do bardzo niebezpiecznego zmniejszenia widzialności.

W samolotach odrzutowych najbardziej podatne na oblodzenie są ich urządzenia wlotowe. W czasie oblodzenia kanałów wlotowych i części silników turbinowych ulegają zmianie ich charakterystyki masy.

W przypadku samolotów latających z dużymi prędkościami obserwuje się nagrzewanie się ich powierzchni, zwłaszcza zaś krawędzi natarcia (tabl. 3-7). Spowodowane jest to adiabatycznym sprężeniem i tarciem powietrza. W lotach z dużymi prędkościami zjawisko to może zapobiegać oblodzeniu.

Wartość kinetycznego nagrzania się powierzchni samolotu (ΔT) w pobliżu krawędzi natarcia skrzydła, lecącego w ośrodku bezchmurnym, można określić ze wzoru

$$\Delta T = \frac{v^2}{2000} = 5\left(\frac{v}{100}\right)^2$$

gdzie v — prędkość wiatru (m/s).

W pewnych przypadkach to nagrzanie może przewyższyć ujemne temperatury powietrza, występujące w dolnej połowie troposfery.

Aby określić rzeczywiste warunki oblodzenie samolotów o dużych prędkościach lotu, należy uwzględnić także inne czynniki, a mianowicie:

— w czasie lotu w chmurach nagrzanie kinetyczne jest mniejsze niż w czasie lotu w powietrzu pozbawionym chmur, w chmurach bowiem następują pewne straty ciepła w wyniku parowania kropelek wody, osiadających na samolocie,

— w przypadku lotu z dużą prędkością rozkład temperatury na powierzchni samolotu nie jest jednorodny; najwyższe temperatury notuje się na nosku skrzydła, a w miarę oddalania się od niego w kierunku krawędzi spływu temperatura maleje; w wyniku tego może się wytworzyć taka sytuacja, że na nosku skrzydła będzie temperatura dodatnia, a na krawędzi spływu — temperatury ujemne. W takim przypadku woda płynąca od krawędzi natarcia w kierunku krawędzi spływu zamarza, co powoduje bardzo groźne oblodzenie.

Tablica 3-7

Kinetyczne grzanie się powierzchni samolotu podczas lotu z różnymi prędkościami

Prędkość lotu w km/h	100	200	300	400	500	600	700	800	900	1000
T °C	0,4	1,5	3,5	6,2	2,6	13,9	19,0	24,6	31,2	38,7

3.4.6. Wpływ oblodzenia na osiągi samolotu

Oblodzenie gaźnika — zassane powietrze podlega rozprężeniu, czemu towarzyszy obniżenie się jego temperatury o kilka stopni. Benzyna, aby móc parować, zużywa pewną ilość ciepła — ciepło to pobierane jest z powietrza; następuje dalsze obniżanie się temperatury, nieraz aż o 30°C.

Gdy wilgotne powietrze dostanie się do gaźnika, może ulec znacznemu ochłodzeniu — nieraz poniżej temperatury sublimacji pary wodnej. Spełnione są wtedy warunki potrzebne do powstania szadzi. Szadź osadza się na ścianach otworu dopływu powietrza. Powoduje to zwężenie przekroju otworu, przez który zasysane jest powietrze, a nieraz nawet zatkanie przepustnicy; dochodzi wówczas do stopniowego zmniejszania się mocy silnika. Dlatego też, gdy termometr wskazuje, że temperatura powietrza w gaźniku zbliża się do 0°C, należy włączyć podgrzewacz gaźnika. Jeżeli na samolocie nie ma termometru, poleca się włączyć co jakiś czas podgrzewacz gaźnika, obserwując przy tym,

znajdź więcej na nakolannik.pl meteorologia baza wiedzy pilota

czy nie zmniejsza się prędkość obrotowa. Za późne włączenie podgrzewacza może pociągnąć za sobą katastrofalne skutki.

Oblodzenie silników odrzutowych i turbinowych. W tych silnikach najczęściej oblodzeniu ulegają otwory wlotowe powietrza oraz niektóre części sprężarek. Ograniczony zostaje przez to przepływ powietrza, co powoduje zmniejszenie mocy silnika i podwyższenie się temperatury. Oblodzeniu silników zapobiega się przez nadmuch ciepłego powietrza lub przez elektryczne ogrzewanie.

Oblodzenie skrzydeł prowadzi do zmiany profilu płatów oraz do zwiększenia się oporu i obciążenia. W przypadku samolotów o dużym obciążeniu jednostkowym zmiany profilu mogą pociągnąć za sobą poważne konsekwencje. Zmniejszenie współczynnika maksymalnej siły nośnej powoduje, że samolot staje się bardzo czuły na utratę prędkości lotu, która w tym przypadku może nastąpić przy prędkościach znacznie większych od prędkości lotu ślizgowego.

Na samolocie, który nie jest wyposażony w urządzenie przeciwoblodzeniowe, należy podchodzić do lądowania na zwiększonej prędkości, a prędkość obrotowa silnika zmniejsza się w ostatnim momencie.

Oblodzenie śmigła prowadzi do zmniejszenia jego profilu i sprawności. Powoduje to znaczne straty mocy, które można pokonać poprzez zwiększenie mocy silnika. Z uwagi na to, że lód osadza się nierównomiernie na łopatach śmigła, prowadzi to do jego wibracji, która wpływa bardzo ujemnie na śmigło oraz na silnik i konstrukcję skrzydła.

Oblodzenie układów sterowania. Najczęściej oblodzeniu ulegają zawiasy. Aby je usunąć, najlepiej w przypadku gdy istnieją warunki sprzyjające oblodzeniu poruszać lekko sterami, aby ewentualny osad lodu skruszyć.

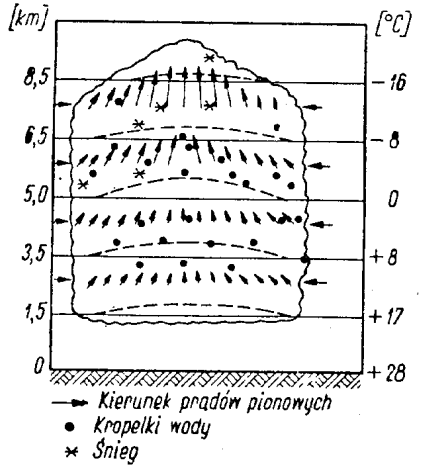
Oblodzenie rurek Pitota i Venturi — rurki te służą do napędzania takich przyrządów pokładowych, jak prędkościomierze, wysokościomierze oraz przyrządów opartych na zasadzie giroskopu (sztuczny horyzont, zakrętomierz itp.).

W przypadku gdy lód tworzy się na rurce Pitota, otrzymujemy fałszywe wskazania prędkościomierza, a gdy rurka zostanie całkowicie zatkana lodem — wówczas wskazówka wskazuje zero. Jeżeli lód zatka rurkę Venturi, przestają funkcjonować takie przyrządy, jak sztuczny horyzont, busola, zakrętomierz. By zapobiec oblodzeniu rurki Venturie i Pitota, instaluje się specjalne elektryczne urządzenia podgrzewające.

3.5. BURZE

3.5.1. Rozwój burzy

Burzą nazywa się złożone zjawisko meteorologiczne, którego zasadniczym elementem jest wyładowanie elektryczne (błyskawica) oraz grzmot. Wyładowanie elektryczne może występować albo między chmurami, albo między chmurą a ziemią. Każda burza związana jest z rozwojem silnie wypiętrzonych chmur Cumulonimbus. Cechą charakterystyczną burz jest występowanie szkwałów, silnych opadów przelotnych i czasami opadów gradu.



Rys. 3-14. Chmura burzowa w stadium rozwoju

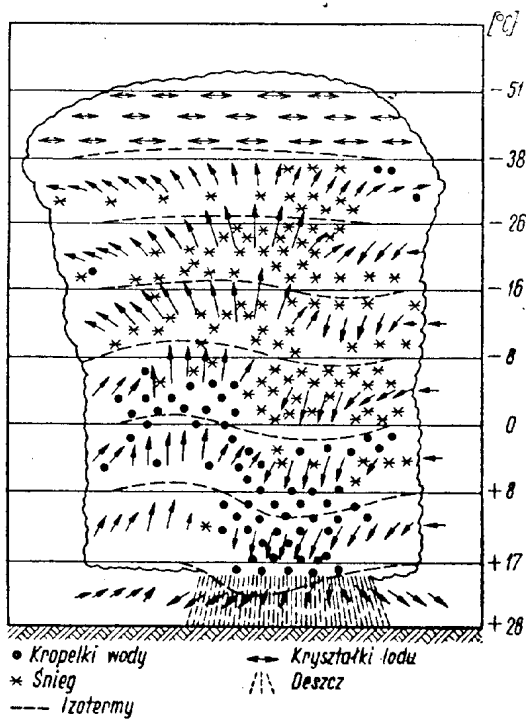
Burza jest stosunkowo krótkotrwałym zjawiskiem. W jej cyklu rozwojowym wyróżnia się trzy stadia:

a) stadium rozwoju,
b) stadium dojrzałości,
c) stadium rozpadu (zaniku).

W stadium rozwoju (rys. 3-14) powietrze wewnątrz chmury ma wyższą temperaturę niż otoczenie i dlatego unosi się do góry (równowaga chwiejna!). W wyniku ciągłego wypiętrzania się, chmura osiąga wysokość, na której panują już temperatury ujemne, i zmienia swą strukturę. Początkowo chmura zbudowana była jedynie z drobnych kropel wody, a po wzniesieniu się chmury w obszar temperatur ujemnych, chmurę tworzą krople przechłodzone i drobne płatki śniegu. Prędkość prądów wstępujących dochodzi do 10 m/s.

znajdź więcej na
nakolannik.pl
baza wiedzy pilota

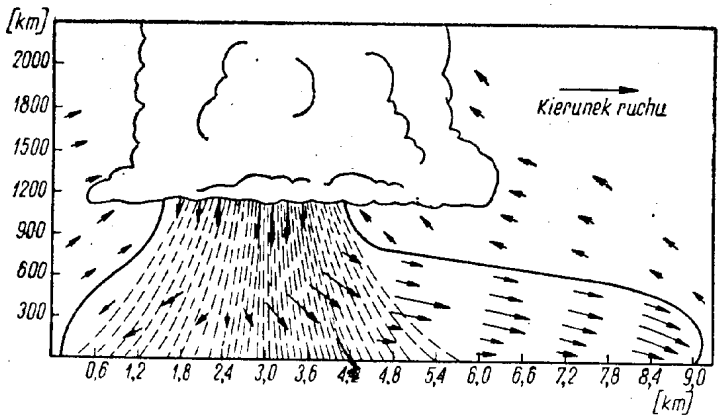
Stadium rozwoju trwa przeciętnie 10÷15 min; w tym czasie chmura zwiększa swoją średnicę z 1÷3 km do 10 km, a wierzchołki chmury osiągają wysokość 6÷8 km. Chmura wzbogaca się w tym czasie w wodę — tak w stanie płynnym, jak i stałym; silne prądy wstępujące utrzymują wodę w chmurze, uniemożliwiając jej wypadanie w postaci deszczu.



Rys. 3-15. Chmura burzowa w stadium dojrzałości

Rysunek 3-15 przedstawia schematycznie stadium dojrzałości chmury burzowej. W tym stadium krople wody oraz kryształki lodowe rozrastają się do tego stopnia, że prądy wstępujące nie są już w stanie ich utrzymać w chmurze, wskutek czego grawitacyjnie opadają one na ziemię. Zaczyna padać deszcz (a nieraz i grad). Wydzielanie się opadu świadczy o tym, że chmura osiągnęła szczyt swego rozwoju i że należy oczekiwać powolnego jej rozpadu.

W stadium dojrzałości chmura objęta jest prądami wstępującymi (na rysunku strzałki skierowane ku górze) i ma bardzo skomplikowaną strukturę (kropelki wody, kropelki wody przechłodzonej, igiełki lodowe, krupa, grad). W przedniej części chmury zaczynają dochodzić do głosu prądy opadające. Prądy te występują w bezpośrednim sąsiedztwie z prądami wstępującymi. Podczas przelotu przez chmurę znajdującą się w tym stadium można się zetknąć z nagłymi podmuchami skierowanymi ku górze lub ku dołowi — czyli z turbulencją o silnej intensywności. Oprócz turbulencji w chmurze Cb można się zetknąć także z bardzo intensywnym oblodzeniem.



Rys. 3-16. Rozpływanie się prądu opadającego pod chmurą

Prądy zstępujące rozpływają się przy powierzchni ziemi w postaci wilgotnych i zimnych strug powietrza (rys. 3-16). Prąd zstępujący dociera do ziemi nagle i zaznacza się silnymi porywami, szkwałami.

Stadium dojrzałości trwa około 0,5 godziny i w okresie tym prądy opadające zaczynają obejmować stopniowo całą chmurę; chmura zaczyna powoli osiągać stadium rozpadu.

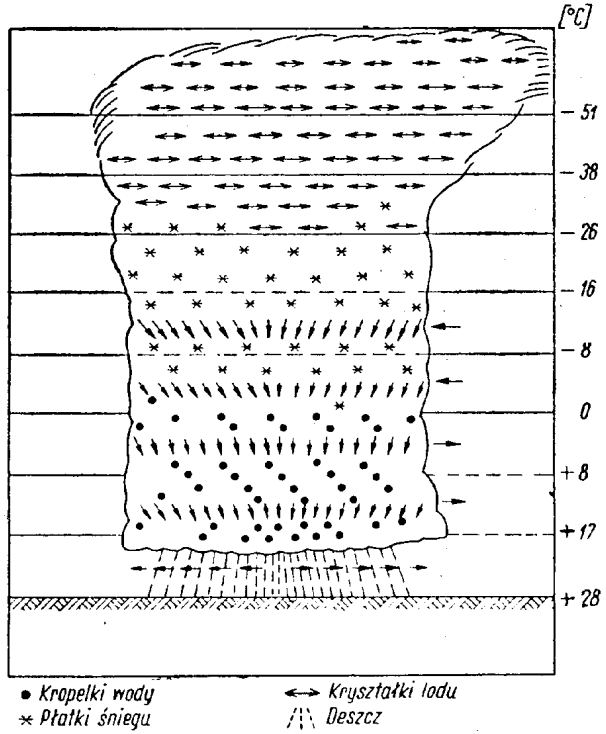
W stadium rozpadu obraz prądów pionowych w chmurze Cb ulega całkowitemu przeobrażeniu — przeważają prądy opadające (rys. 3-17). W tym okresie maleje intensywność opadów, a temperatura powietrza w chmurze zbliża się stopniowo do temperatury powietrza otaczającego.

Podany opis dotyczy przypadku idealnego, gdy chmura burzowa składa się z jednej komórki, najczęściej zaś chmura burzowa złożona jest z kilku takich komórek jak przedstawiono na rys. 3-18. W każdej komórce mogą występować prądy tak wstępujące, jak i opadające. Obszar objęty prądami wstępującymi czy opadającymi zależy od wieku komórki — im komórka jest młodsza, tym większy obszar objęty jest prądami wstępującymi, im zaś komórka jest

znajdź więcej na
nakolannik.pl
baza wiedzy pilota

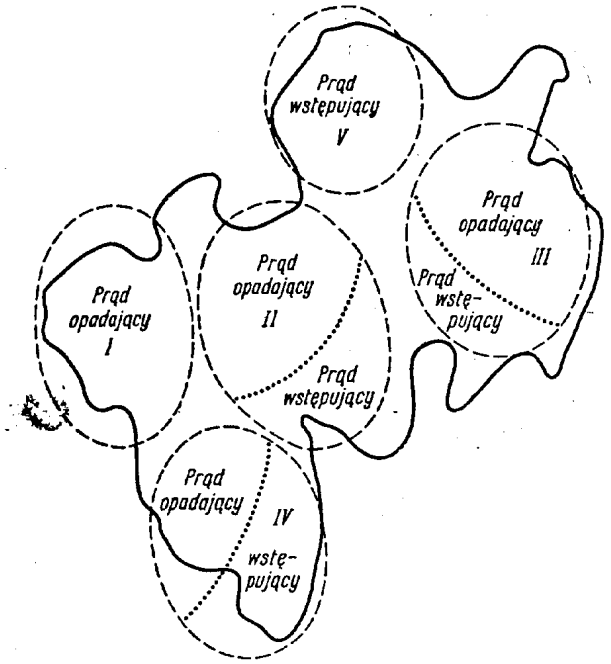
starsza, tym większy obszar objęty jest ruchami zstępującymi. Na podanym rysunku komórka I jest najstarsza, a komórka V — najmłodsza.

Ciekawym zjawiskiem mającym miejsce w chmurze Cb jest jej elektryzacja. Proces elektryzacji nie jest do tej pory całkowicie poznany. Wszystkie jednak teorie zakładają, że każda kropla opadu ma pewien ładunek elektryczny.



Rys. 3-17. Chmura burzowa w stadium rozpadu

Jego znak zależy zaś od wielkości kropli — małe krople mają ładunek dodatni, a duże — ujemny. Z uwagi na to, że krople różnią się między sobą także ciężarem, dlatego w chmurze Cb dochodzi do ich segregacji. Segregacja odbywa się za pomocą prądów wstępujących. Małe kropelki unoszone są do górnych partii chmury, a duże pozostają w jej dolnej i środkowej części. Dzięki temu procesowi w chmurze powstają obszary o różnoimiennych ładunkach przestrzennych. Znaczne napięcia, jakie powstają w chmurze Cb oraz między tymi chmurami i ziemią powodują, że większość ładunków przestrzennych przepływa w formie



Rys. 3-18. Poziomy przekrój przez skupisko chmur burzowych

wyładowań iskrowych (błyskawic). Schematycznie rozmieszczenie ładunków elektrycznych w chmurze burzowej przedstawiono na rys. 3-18.

3.5.2. Klasyfikacja burz

Burze dzieli się na dwa podstawowe rodzaje: wewnątrzmasowe i frontowe. Zaliczenie chmury do odpowiedniego rodzaju zależy od tego, czy chmury Cb rozwijają się w jednorodnych masach, czy na frontach atmosferycznych.

Burze wewnątrzmasowe występują nad lądem głównie w ciepłej porze roku w godzinach południowych i popołudniowych. W zależności od procesów prowadzących do ich rozwoju, dzieli się je na konwekcyjne i adwekcyjne.

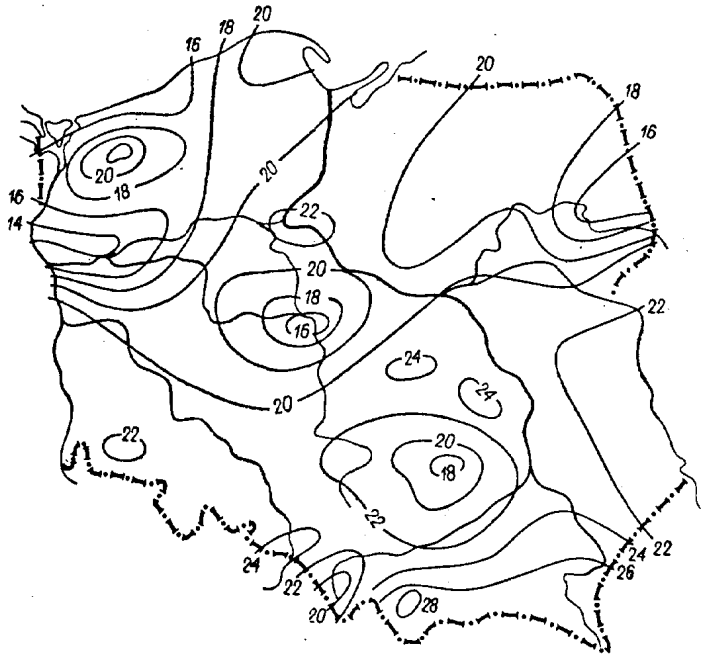
Burze frontowe towarzyszą głównie frontom chłodnym i okluzjom chłodnym, a czasami mogą towarzyszyć także frontom ciepłym. W Polsce prawie 70% burz frontowych związanych jest z frontami chłodnymi i okluzjami chłodnymi. Około 30% to burze frontu ciepłego.

Częstość występowania burz maleje w miarę wzrostu szerokości geograficznej.

znajdź więcej na
nakolannik.pl
baza wiedzy pilota

Nad oceanami działalność burzowa jest słabiej wyrażona niż nad lądami. Nad lądami burze rozwijają się latem w godzinach popołudniowych, a nad oceanami — w godzinach nocnych.

Na obszarze Polski burze występują głównie w okresie lata, sporadycznie notuje się je także w okresie zimy. Częstość występowania burz na obszarze Polski (średnio rocznie) przedstawiono na rys. 3-19.



Rys. 3-19. Częstość występowania burz w Polsce

3.5.3. Burze frontowe

Burze frontu chłodnego najczęściej powstają na czole frontu szybko przemieszczającego się. Na jego czole powietrze ciepłe jest intensywnie wypychane ku górze. Gdy powietrze jest wilgotne, wówczas dochodzi do rozwoju silnie wypiętrzonych chmur Cb, którym towarzyszą wyładowania, grzmoty i opady typu przelotnego. Cechą charakterystyczną tych burz jest to, że występują w postaci pasma o długości dochodzącej do kilkuset kilometrów.

W naszych szerokościach geograficznych chłodnymi masami w okresie letnim są masy PPm, napływające za frontem chłodnym; wyciskają one ku górze ciepłe i wilgotne masy zalegające wcześniej nad terenem, nad który teraz one same napływają. Efektem tego procesu są chmury Cb.

Burze te związane są zwykle z ośrodkiem niżowym i nie wykazują większej zależności od pory dnia i charakteru podłoża; występują wąską, 40÷50-kilometrową strefą. Przed frontem przemieszczają się zwykle chmury Cs.

Wiatry dolne przed wystąpieniem burzy wieją przeważnie równolegle do frontu, bądź też w kierunku frontu; w czasie burzy stają się one porywiste i często przechodzą w szkwały, wiejące od frontu.

Chmura burzowa sięga często aż do tropopauzy, a nieraz przebija ją.

Burze frontu ciepłego występują znacznie rzadziej niż frontu chłodnego, gdyż wślizgiwanie się powietrza ciepłego ku górze odbywa się znacznie wolniej niż na froncie chłodnym — z prędkością kilku centymetrów na sekundę.

Gdy wślizgujące się powietrze ma równowagę chwiejną, wówczas ruchy pionowe przyjmują charakter turbulencyjny i wśród układu chmur As—Ns wbudowane mogą być chmury Cb.

Charakterystyczną cechą burz jest to, że najbardziej aktywne są one w godzinach wieczornych i nocnych. W ciągu dnia obecność tych chmur jest trudna do stwierdzenia, jeżeli nie towarzyszą im burze czy opady przelotne.

Burze okluzji chłodnej w zasadzie nie różnią się niczym od burz frontu ciepłego. Fronty okluzji jak wiadomo powstają z chwilą zetknięcia się ze sobą frontu chłodnego i ciepłego. W takim przypadku ciepłe powietrze wyciśnięte zostaje ku górze i jego granica z powietrzem chłodnym (front) znajduje się nad powierzchnią ziemi. Podczas tego procesu kontrast termiczny w dolnych warstwach powietrza zanika, lecz w wyższych warstwach jest on nadal duży, co sprzyja rozwojowi silnej chwiejności i tym samym rozwojowi chmur Cb.

3.5.4. Burze wewnątrzmasowe

Burze adwekcyjne rozwijają się w chłodnej masie powietrza, napływającej za frontem chłodnym. Powietrze to, ogrzewając się od cieplejszego podłoża, przyjmuje równowagę wilgotno-chwiejną, która sprzyja powstawaniu chmur Cb. Burze adwekcyjne od burz frontu chłodnego łatwo odróżnić, gdyż występują one w postaci odizolowanych

znajdź więcej na
nakolannik.pl
baza wiedzy pilota

chmur, a nie w postaci pasma; mogą one natomiast występować nad dużymi obszarami. Działalność burzowa zawsze jest tym intensywniejsza, im większy jest kontrast termiczny między napływającą masą powietrza a podłożem.

Burze konwekcyjne (termiczne) występują zwykle w okresie, w którym temperatura osiąga swe maksimum. Powstają one podczas pięknej upalnej pogody i mają wybitnie lokalny charakter. Zasadniczą przyczyną ich powstawania jest wyraźnie zaznaczona równowaga wilgotno-chwiejna. Chmury burz konwekcyjnych występują zazwyczaj w dużych od siebie odległościach, przemieszczają się powoli (~15 km/h) i szybko zanikają. Są one zwykle bardzo intensywne — towarzyszą im liczne wyładowania oraz obfite opady deszczu i gradu.

3.5.5. Warunki lotu w strefie burz

Lot w strefie burz jest niebezpieczny dlatego, że w chmurze burzowej można się zetknąć zawsze z silną turbulencją, oblodzeniem oraz z wyładowaniami elektrycznymi.

Intensywna turbulencja występująca w chmurach Cb może spowodować przeciążenie samolotu, dochodzące do ± 2 g. Pod wpływem tak intensywnych prądów (> 30 m/s) samolot może być podrzucany do góry lub w dół o 1700 m. Mimo że przeciążenia te są jeszcze mniejsze od dopuszczalnych (eksploatacyjnych), to jednak mogą one być bardzo niebezpieczne, jeśli nałożą się na przeciążenia spowodowane manewrowaniem sterami. Sumując się, mogą one doprowadzić do takich wartości przeciążeń, którym nie oprze się już konstrukcja samolotu. Szczególnie niebezpieczne jest wejście samolotu w strefę silnych ruchów pionowych w górnej części chmury burzowej, gdzie różnica między maksymalną i minimalną prędkością lotu i dopuszczalnym przeciążeniem jest mniejsza niż w dolnej połowie troposfery.

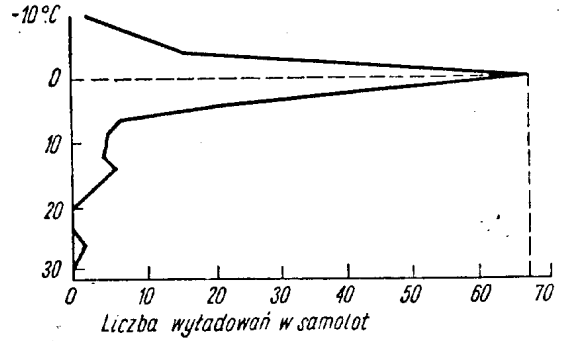
Na pułapie lotu dopuszczalne przeciążenie jest znacznie mniejsze i dlatego przy silnym rzucaniu istnieje niebezpieczeństwo przekroczenia krytycznego kąta natarcia, przerwanie pracy silników i utraty sterowności samolotu.

Dużym niebezpieczeństwem jest także wystąpienie oblodzenia w chmurze burzowej. Z uwagi na dużą wodność i mieszaną strukturę chmury może ono być bardzo intensywne.

Bardzo wielkim niebezpieczeństwem są także wyładowania elektryczne, zwłaszcza dla samolotów odrzutowych.

Jak wykazały badania, wyładowania elektryczne w samolot mają miejsce w pobliżu izotermy 0°, a więc w obszarze, w którym następuje zmiana faz wody. Im większa jest prędkość lotu samolotu, tym większe jest prawdopodobieństwo porażenia przez piorun, bowiem podczas lotu z dużą prędkością samolot elektryzuje się szybciej niż w locie z małą prędkością. Proces elektryzacji spowodowany jest tarciem kropelek chmury o powierzchnię samolotu. Pole elektryczne otaczającej przestrzeni może mieć duży potencjał i naelektryzowany samolot może być tym bodźcem, który może spowodować wyładowania elektryczne.

Częstość wyładowań w zależności od temperatury przedstawiono na rys. 3-20.



Rys. 3-20. Częstość wyładowań elektrycznych w samolot zależnie od temperatury

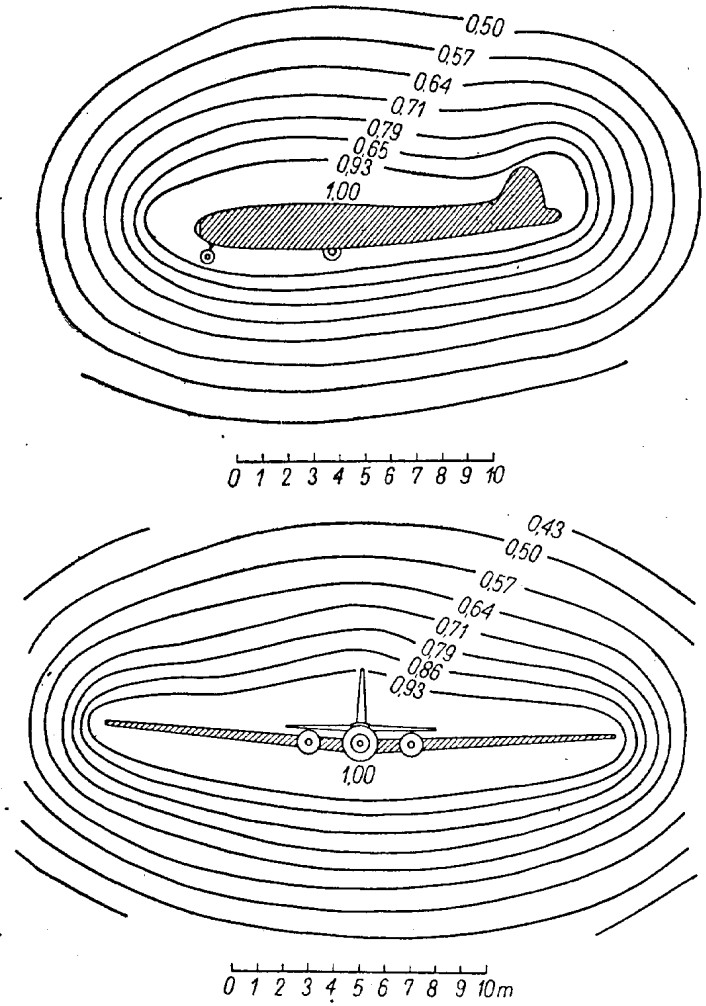
Dane statystyczne (z USA) odnośnie miejsc, które są najczęściej porażane przez wyładowanie elektryczne wykazują, że 27% wyładowań skierowanych było w antenę, 22% — w skrzydła, 21% — w usterzenie ogonowe, 15% — w kadłub, 7% — w śmigła, 6% — w otwory kontrolne, 2% — w antenę radiokompasu.

Częstość uderzeń piorunów w samolot zależy od rozkładu potencjału elektrycznego, jaki wytwarza się w różnych miejscach na powierzchni samolotu, i od rozkładu potencjału w powietrzu otaczającym. Rozkład powierzchni izopotencjalnych wokół samolotu (wzdłuż osi podłużnej i poprzecznej) przedstawiono na rys. 3-21. Wokół samolotu mającego własny ładunek elektryczny (Q) natężenie pola maleje stopniowo w miarę oddalania się od niego (potencjał samolotu przyjęto umownie za jedność). Na rysunku widać, że największe różnice potencjałów obserwuje się w miej-

znajdź więcej na
nakolannik.pl
baza wiedzy pilota

scach wystających, jak ster kierunku i krańce skrzydeł. Te miejsca są też najbardziej narażone na wyładowania elektryczne. Natężenie pola w dowolnym punkcie powierzchni samolotu i jego otoczenia, a także potencjały najbliższych punktów w atmosferze zależą od wielkości ładunku samolotu, natężenia pola atmosfery oraz konstrukcji samolotu.

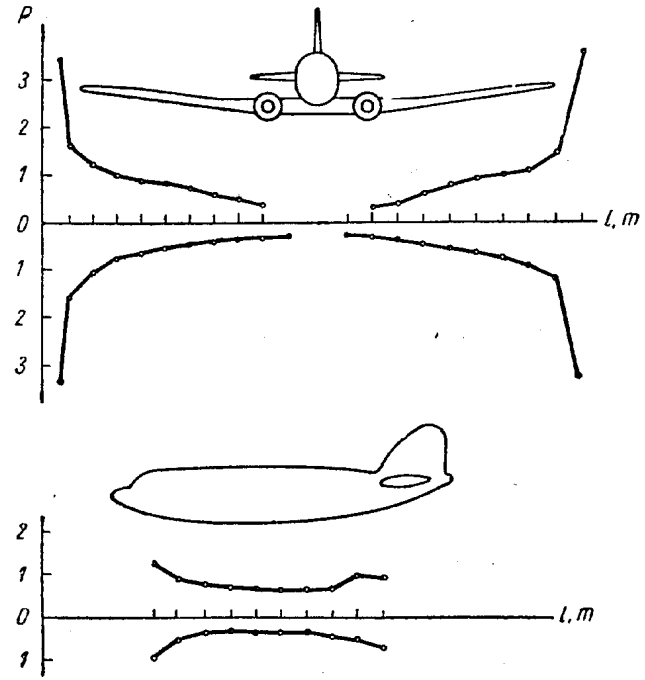
Rozkład ładunku własnego i indukowanego na powierzchni samolotu rozpatrzone zostanie na tle rozkładu współczynników natężenia pól k i p, które zależą od



Rys. 3-21. Rozkład powierzchni izopotencjalnych wokół samolotu

kształtu danego ciała (w naszym przypadku — samolotu). Współczynniki te wiążą ze sobą natężenie pola elektrycznego w poszczególnych punktach samolotu z wartością ładunku samolotu i natężenia zewnętrznego pola elektrycznego. Dla tej samej klasy samolotów współczynniki nie różnią się zbytnio od siebie.

Na rysunku 3-22 przedstawiono rozkład wartości współczynników p dla samolotu Li-2 wzdłuż skrzydeł i kadłuba. Górna część rysunku wskazuje rozkład wartości p na górnej powierzchni skrzydeł i kadłuba, a dolny —



Rys. 3-22. Rozkład ładunku własnego na powierzchni samolotu Li-2

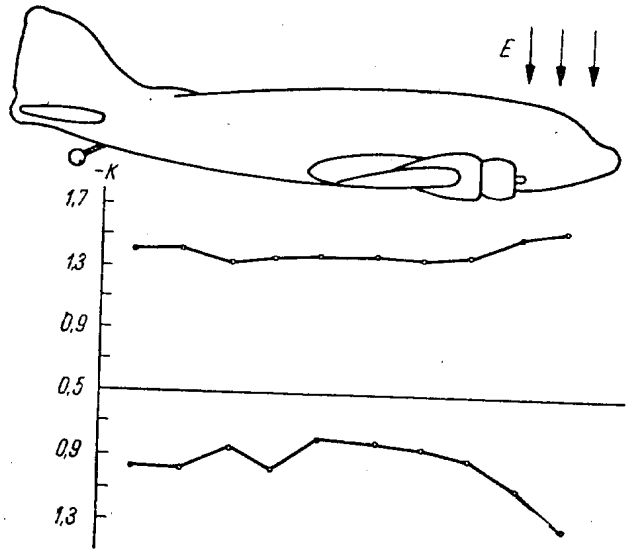
na dolnej powierzchni skrzydeł i kadłuba. Kółeczkami zaznaczono miejsca, w których gęstość ładunku jest szczególnie duża. Z rysunku tego widać, że wartości współczynnika p w poszczególnych punktach mogą się różnić między sobą znacznie (np. gęstość ładunku na powierzchni samolotu na końcach skrzydeł może przewyższać 20-krotnie gęstość ładunku w miejscu schodzenia się skrzydła z kadłubem).

znajdź więcej na
nakolannik.pl
baza wiedzy pilota

Na rysunku 3-23 przedstawiono rozkład ładunku indukowanego na powierzchni samolotu znajdującego się w pionowym polu elektrycznym. Krzywa górna odnosi się do górnej powierzchni kadłuba, a krzywa dolna — do dolnej powierzchni. W poszczególnych punktach powierzchni samolotu (wystających) może zachodzić znaczne wzmożenie pola.

Na końcach skrzydeł natężenie pola jest 56 razy silniejsze od pola atmosfery. Na przodzie kadłuba natężenie pola przekracza 14,5 raza składową pola zewnętrznego, zorientowanego wzdłuż kadłuba.

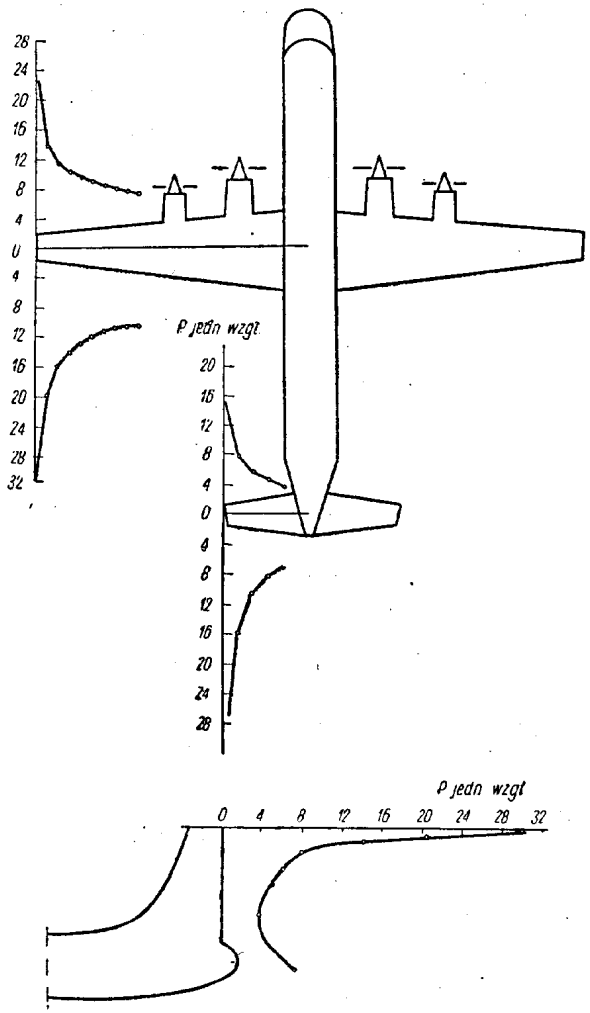
Na rysunku 3-24 przedstawiono rozkład ładunku elek-



Rys. 3-23. Rozkład ładunku indukowanego na powierzchni samolotu Li-2 w pionowym polu elektrycznym

trycznego na powierzchni samolotu Il-18. Wartość p podana jest przy tym w jednostkach względnych. Jak widać, ogólny obraz rozkładu ładunku elektrycznego na samolocie Il-18 niewiele różni się od rozkładu na samolocie Li-2. Najistotniejsze zmiany stwierdza się tylko na punktach krańcowych skrzydeł i usterzenia.

Przy porównywaniu ładunku elektrycznego samolotów różnego typu należy pamiętać o tym, że stosunek potencjałów dwóch samolotów obdarzonych jednakowym ładunkiem i mających podobne kształty jest odwrotnie proporcjonalny do ich liniowych rozmiarów, zaś stosunek gęstości ładunków w tych samych punktach jest odwrotnie proporcjonalny do powierzchni samolotów.



Rys. 3-24. Rozkład ładunku własnego na powierzchni samolotu Il-18

3.5.6. Zalecenia dla załogi samolotu w razie napotkania burzy

Z uwagi na to, że burza jest tak groźnym zjawiskiem meteorologicznym, konieczne jest podczas lotu w warunkach sprzyjających powstawaniu burz prowadzenie z po-

znajdź więcej na
nakolannik.pl
baza wiedzy pilota

kładu samolotu obserwacji warunków pogodowych. W tym celu bardzo pomocny jest radar pokładowy, za pomocą którego można śledzić ogniska burzowe i kierunek przemieszczania się chmur burzowych. W razie zaobserwowania oznak burzy, należy:

— jeżeli jest to możliwe, z daleka omijać ogniska burzowe, a gdy pozwala na to pułap samolotu, najlepiej przelatywać nad wierzchołkiem chmur Cb,
— jeżeli jest się zmuszonym przelatywać przez strefę burz poniżej podstawy chmur, to należy dokonywać tego w tych miejscach, gdzie intensywność opadu jest najmniejsza,
— w razie niespodziewanego zetknięcia się z chmurą Cb, należy:
  — zwinąć antenę i wyłączyć urządzenie radiowe,
  — włączyć oświetlenie kabiny,
  — włączyć urządzenie ogrzewające dysz pomiarowych, sprawdzić działanie urządzeń przeciwoblodzeniowych,
— lot kontynuować powyżej lub poniżej izotermy 0° w celu uniknięcia uderzenia wyładowania elektrycznego,
— uniknąć kontynuowania lotu w kierunku, gdzie często przebiegają błyskawice oraz w kierunku, w którym wzmagają się trzaski radiowe,
— zmniejszyć prędkość lotu w bezpiecznym dla danego samolotu zakresie.

W przypadku gdy samolot dostanie się w chmurę z silną turbulencją, należy:

— zmniejszyć prędkość samolotu w dopuszczalnym zakresie, bowiem im większa będzie prędkość lotu, tym gwałtowniejsze będzie rzucanie i tym większym przeciążeniom będą poddane poszczególne części samolotu,
— unikać gwałtownych ruchów sterami, starać się utrzymać lot poziomy i stałą prędkość, nie „kontrować" każdego rzucania, nie wykonywać głębokich skrętów, sterami działać tylko wtedy, gdy samolot sam nie wraca do normalnego położenia,
— gdy wykonuje się lot w strefie turbulencji w chmurach na małej wysokości lub też poniżej ich podstaw, szczególną uwagę należy zwrócić na utrzymanie prędkości i wysokości lotu,
— przy zetknięciu się z rzucaniem w chmurze, nie zmniejszać gwałtownie wysokości, by opuścić tę strefę; wyprowadzany bowiem samolot z lotu „nurkowego" do lotu poziomego może być poddany silnym przeciążeniom; gdy w takiej sytuacji samolot dostanie się w stre-

Tablica 3-8

Warunki porażenia samolotu przez wyładowania elektryczne

Zmierzony element i warunki	Wyładowanie		
	1	2	3
Składowe natężenie pola elektrycznego atmosfery wzdłuż skrzydeł E_x [A]			
— do chwili wyładowania	+3000	0	−4000
— po wyładowaniu	100	+200	+2500
wzdłuż kadłuba E_y			
— do chwili wyładowania	−1500	0	0
— po wyładowaniu	0	0	+4000
wzdłuż osi pionowej E_z			
— do chwili wyładowania	−16 000	−4000	−27 000
— po wyładowaniu	−5000	+7500	+23 000
Całkowite natężenie pola przed wyładowaniem $E = E_x^2+E_y^2+E_z^2$	16 500	4000	27 200
Wysokość lotu n.p.m. [m]	4870	4870	5340
Temperatura powietrza [°C]	0	0	−2
Przekrój komórki burzowej, [km]	7	7	12
Wysokość wierzchołków [m]	9000	9000	14 800
Wysokość samolotu nad podstawą chmury	1200	1200	1800
Opady	słaby deszcz, krupa	opad przelotny, krupa	opad przelotny, krupa
Turbulencja	słaba	silna	umiarkowana
Uszkodzenie samolotu	nieduży otwór w przyrządzie pomiarowym przy wejściu w małą chmurę Cb	nieduży otwór w przyrządzie pomiarowym w silnym opadającym prądzie	uszkodzona antena

znajdź więcej na nakolannik.pl baza wiedzy pilota Meteorologia

fę prądu opadającego, wówczas może dojść do dużej utraty wysokości; wyprowadzenie samolotu z tego położenia może być bardzo trudne,

— przy silnym rzucaniu w chmurze Cb mogą zaistnieć trudności w odczytywaniu wskazań niektórych przyrządów; dotyczy to głównie zakrętomierza i wariometru — wskazówki ich wahają się w szerokim przedziale — stąd też należy śledzić średnie ich wychylenie i kontrolować je, obserwując zachowanie się sztucznego horyzontu, wysokościomierza i szybkościomierza.

Na zakończenie tego rozdziału podajemy tablicę 3-8, w której zestawiono warunki, w jakich doszło do wyładowania elektrycznego w samolot (wg Cobba i Holitza). Badania te prowadzono na specjalnie do tego celu przygotowanym samolocie DC-6.

Wyładowania *1* i *2* miały miejsca w jednej komórce burzowej, a wyładowania *3* — w innej chmurze. Pomiary prowadzono w 9 burzach. Warunki w obu chmurach były podobne — chmury znajdowały się w stadium rozpadu. Wyładowania miały miejsce w pobliżu izotermy 0°C. Jedno z wyładowań nastąpiło przy słabej turbulencji, a drugie — przy umiarkowanej, a natężenie w chmurze nie było zbyt silne.

3.5.7. Zakłócenia radioodbioru wywołane polem elektrycznym atmosfery

Pod wpływem ładunku elektrycznego samolotu, a tym samym i prądu przepływającego po jego powierzchni, powstają liczne zjawiska odbijające się na radioodbiorze oraz na dokładności wskazań przyrządów radionawigacyjnych. Do zjawisk tych zalicza się:

1) zakłócenia w radioodbiorze wywołane procesami, w wyniku których samolot przyjmuje ładunek elektryczny; zazwyczaj zaburzenia te występują podczas mikrowyładowań między naelektryzowanymi częściami samolotu a cząsteczkami chmury i opadów znajdujących się w bezpośredniej bliskości samolotu;
2) zakłócenia wywołane jonizacją ośrodka pod wpływem naelektryzowanego samolotu lub też gwałtownej jonizacji, jaka ma miejsce przy dużych prędkościach ruchu, co prowadzi do zaburzeń warunków rozchodzenia się fal radiowych;
3) zakłócenia spowodowane rozkładem ładunku indukcyjnego na powierzchni samolotu w wyniku zmian warunków zewnętrznych lub też warunków tracenia tegoż ładunku przez samolot. Ten rodzaj zaburzeń szczególnie wyraźnie uwidocznia się na nieprzewodzących częściach samolotu i to głównie podczas zwiększenia prędkości samolotu lub też podczas lotu w niejednorodnych warunkach rozkładu pola elektrycznego atmosfery;
4) zakłócenia powstające podczas wyładowań koronowych (np. ognie Św. Elma) z wystających części samolotu przy osiągnięciu określonej gęstości ładunku elektrycznego; następuje wówczas spływanie ładunków z samolotu do powietrza.

3.6. METEOROLOGICZNA OSŁONA LOTNICZA

3.6.1. Organizacja meteorologicznej osłony lotniczej

Meteorologiczna osłona lotnictwa stanowi z jednej strony obszerny dział pracy badawczo-naukowej, z drugiej zaś strony obszerny dział pracy usługowej. Dział pracy usługowej dzieli się na komórki wykonujące ściśle określoną pracę. Cała ta organizacja stanowi część składową Instytutu Meteorologii i Gospodarki Wodnej (IMiGW).

Na mocy ustawy, IMiGW zapewnia w Polsce meteorologiczną osłonę lotnictwa w całym kraju. Poszczególne działy tej organizacji zlokalizowane są na każdym lotnisku komunikacyjnym. Współpracują z nimi analogiczne co do jakości komórki meteorologiczne rozmieszczone poza lotniskami i usytuowane wzdłuż korytarzy powietrznych.

W zakresie meteorologicznego zabezpieczenia lotów komórki te mają jednakowe zadanie. W zakresie zaś ustalania aktualnych stanów atmosfery, a następnie ich naukowego opracowania, w wyniku którego uzyskuje się prognozę pogody, zadania zależą od organizacyjnego charakteru danej komórki. Wyróżnić można wśród nich następujące komórki:

a) lotniskowa stacja meteorologiczna (LSM),
b) lotniskowe biuro informacji meteorologiczenj (LBI),
c) lotniskowe biuro prognoz pogody (LBP).

Zadania poszczególnych komórek przedstawiają się następująco.

LSM ustala aktualny stan pogody na podstawie pomiarów i obserwacji wizualnych. Informacji dla potrzeb osłony lotnictwa udziela na podstawie materiałów dostarczo-

znajdź więcej na
nakolannik.pl
baza wiedzy pilota

nych przez LBP. Jest to terenowa jednostka służby meteorologicznej, która działa na lotnisku z ramienia służby meteorologicznej, upoważnionej przez państwo do wykonywania osłony meteorologicznej lotnictwa. Do zakresu jej działalności należy dokonywanie w ciągu całej doby obserwacji meteorologicznych, szczególnie zaś zwraca ona uwagę na zjawiska niebezpieczne dla lotnictwa. Dostarcza ona lokalnemu organowi cywilnej służby ruchu lotniczego oraz załogom samolotów prognozy pogody na trasę lotu, na lądowanie na lotnisku docelowym oraz dla lotnisk zapasowych, udziela informacji załogom samolotów lądujących (wysokość podstawy chmur, ciśnienie atmosferyczne na poziomie lotniska, kierunek i prędkość wiatru dolnego).

W przypadku gdy na lotnisku istnieje lotniskowa stacja meteorologiczno-aerologiczna, wówczas do zadań jej oprócz prowadzenia normalnych obserwacji meteorologicznych należy także sondowanie atmosfery, dokonywanie pomiarów górnych oraz opracowanie informacji niezbędnych miejscowej stacji meteorologicznej do potrzeb osłony lotnictwa.

LBI dla potrzeb meteorologicznego zabezpieczenia lotów posługuje się częściowo materiałem lokalnym, częściowo zaś materiałem przekazanym przez określone LBP. Stanowi ono lotniskowy organ służby meteorologicznej. Zadaniem tego organu jest dostarczanie załogom samolotów informacji dotyczących warunków pogodowych istniejących i przewidywanych w rejonie lotniska, na trasie planowanego lotu, na lotnisku docelowym i na lotniskach zapasowych. Informacji tych udziela LBI częściowo na podstawie materiałów własnych, a częściowo na podstawie materiałów przekazanych przez określone LBP. Materiały własne, jakimi dysponuje LBI, to wyniki pomiarów i obserwacji dokonywanych na miejscowej stacji meteorologicznej.

LBP w zakresie meteorologicznego zabezpieczenia lotów posługuje się materiałem lokalnym oraz materiałem zebranym z całego obszaru kraju i Europy, a nawet obszarów przyległych. Każde lotnisko komunikacyjne ma lotniskową stację meteorologiczną. Lotniska o zwiększonym ruchu mają lotniskowe biura informacji, a lotniska komunikacji międzynarodowej — lotniskowe biura prognoz. Zadaniem LBP jest opracowywanie prognoz pogody, dla lotniska i jego rejonu, na wszystkie krajowe stałe trasy lotnicze, na ich lotniska zapasowe i na trasy międzynarodowe, oraz szczegółowe prognozy dla pierwszego odcinka trasy, to jest od lotniska odlotowego do pierwszego za granicą, na którym samolot ma lądować. Lotniskowe biuro prognoz składa się z kilku działów:
— sekcji synoptycznej,
— sekcji opracowań aerologicznych,
— sekcji wnoszaczy (nanoszenie danych meteorologicznych na mapę),
— sekcji łączności meteorologicznej.

3.6.2. Zadania meteorologicznej osłony lotniczej

Głównym zadaniem meteorologicznej osłony lotnictwa jest zapewnienie bezpieczeństwa lotów, ich regularności i ekonomiczności.

Środki przeciwdziałania warunkom pogodowych na działalność lotnictwa można podzielić na dwie grupy — czynne i bierne. Do środków czynnych zalicza się te, w które został wyposażony samolot w czasie konstrukcji, a które umożliwiają mu wykonywanie lotów przy wszelkich możliwych warunkach pogodowych. Są to między innymi urządzenia radarowe, radionawigacyjne, urządzenia przeciwoblodzeniowe, przyrządy pokładowe, umożliwiające ślepy pilotaż itp. Biernymi zaś czynnikami nazywamy te, na które składają się czynności związane z przygotowaniem lotu przy określonych warunkach pogodowych. Celem ich jest maksymalnie możliwe ograniczenie szkodliwych i niesprzyjających wpływów warunków pogodowych na lot oraz wskazania pilotowi ewentualnych sprzyjających warunków na trasie lotu.

Środkami biernymi mogą być:
— wstrzymanie lotów do czasu poprawienia się warunków pogodowych,
— zmiana wysokości lotu.

Decyzja odnośnie wykonania lotu lub jego zawieszenia zostaje podjęta dopiero wtedy, gdy pilot dokładnie zostanie zapoznany z warunkami pogodowymi panującymi na trasie lotu. W tym celu pilot powinien być dokładnie poinformowany o pionowym rozkładzie poszczególnych elementów meteorologicznych, o występujących groźnych dla lotnictwa zjawiskach meteorologicznych na poszczególnych odcinkach trasy.

Powinny być także znane przyszłe warunki pogodowe, z jakimi można będzie się spotkać w czasie wykonywania lotu, czyli warunki prognozowane. Dopiero po dokładnej analizie tych wszystkich danych można podjąć odpowiednią decyzję co do wykonania lotu lub jego zawieszenia.

znajdź więcej na
nakolannik.pl
baza wiedzy pilota

W tym celu osłona meteorologiczna powinna dostarczyć wszelkich danych, jakie potrzebne są do stosowania biernej metody przeciwdziałania niesprzyjającym warunkom pogodowym oraz danych dotyczących ewentualnych sprzyjających warunków na trasie lotu. Wynika z tego, że zabezpieczenie lotów od strony meteorologicznej sprowadza się do opracowania szczegółowej prognozy na czas trwania lotu nad obszarem, nad którym przebiega korytarz lotniczy. Dane te otrzymuje załoga przed startem, najpóźniej na 15 min przed rozpoczęciem lotu.

3.6.3. Informacje meteorologiczne

Informacja meteorologiczna prowadzona przez osłonę lotnicwa polega na dostarczaniu załogom samolotów i organom kontrolno-operacyjnym wyników obserwacji meteorologicznych prowadzonych na sieci stacji meteorologicznych. Informacje te podzielić można na trzy rodzaje:
— informacje przed startem,
— informacje przekazywane w czasie trwania lotu,
— informacje terminowe.

Informacja przed startem polega na doręczeniu załodze samolotu komunikatu meteorologicznego na piśmie zawierającego dane odnośnie warunków pogodowych panujących wzdłuż trasy lotniczej.

Informacja w czasie trwania lotu polega na dostarczaniu załodze samolotu drogą radiową najważniejszych wiadomości o warunkach pogodowych, wiadomości o stanie pogody nad określoną miejscowością czy nad określonym odcinkiem trasy. Informacja ta zawiera wiadomości dotyczące rozkładu poszczególnych elementów meteorologicznych. Przekazywana bywa ona drogą radiową na specjalne żądanie pilota. Informacja ta może także zawierać ostrzeżenia o wystąpieniu groźnych dla lotnictwa zjawisk meteorologicznych. Najistotniejsze znaczenie mają tu dane dotyczące warunków pogodowych panujących na lotnisku docelowym.

Zadaniem informacji terminowych jest przekazywanie załogom samolotów oraz kierownictwu ruchu w portach lotniczych danych meteorologicznych w z góry ustalonych odstępach czasu (drogą radiową — szyfrem lub tekstem otwartym). Informacje te zawierają wyniki obserwacji meteorologicznych z krajowej sieci meteorologicznej oraz prognozy pogody na przeloty i lądowanie.

Wymiana tego rodzaju informacji istnieje również między regionalnymi biurami pogody. Dzięki tej wymianie już w niedługim czasie po dokonaniu obserwacji meteorologicznych wszystkie te biura dysponują informacjami o warunkach pogodowych na obszarze całego kraju. Wymiana ta odbywa się za pośrednictwem sieci dalekopisowej; coraz częściej przekazywane bywają także całe mapy za pomocą specjalnej aparatury, tzw. faksymile.

3.6.4. Prognozy pogody dla potrzeb lotnictwa

Dla potrzeb osłony meteorologicznej lotnictwa w lotniskowych biurach pogody opracowuje się następujące prognozy:
— prognozy lotnicze na określone trasy z ważnością na 6 godzin; w przypadku obniżenia się podstawy chmur poniżej 200 m i zmniejszenia się widzialności poziomej poniżej 2000 m opracowuje się prognozy na każdą następną godzinę,
— prognozy pogody na okres 8 godzin dla głównych tras z podziałem na dwa okresy 4-godzinne,
— prognozy pogody na następną dobę dla obszaru lotniska z podziałem na dwa okresy 12-godzinne (6—18 i 18—6) czasu lokalnego,
— prognozy wiatrów górnych z ważnością na 8 godzin dla głównych tras lotniczych,
— korekty prognoz wcześniej opracowanych.

Oprócz tego dyżurny synoptyk w przypadkach koniecznych opracowuje ostrzeżenie o niebezpiecznych zjawiskach meteorologicznych, które przekazywane są kontroli ruchu oraz na pokład samolotu. Ważną czynnością lotniskowego biura prognoz jest konsultowanie załóg latających i kontroli ruchu o faktycznych i przewidywanych warunkach pogodowych na własnym lotnisku, na lotniskach docelowych, wzdłuż trasy i na lotniskach zapasowych.

Odprawę (konsultację) meteorologiczną prowadzi dyżurny synoptyk — może to być konsultacja ustna wraz z omówieniem mapy pogody (dolnej i górnej), mapy prognostycznej, pionowych przekrojów atmosfery wzdłuż trasy, diagramów aerologicznych itp. Konsultacja może się odbywać także telefonicznie, drogą radiową czy poprzez telewizję, może ona mieć także charakter dokumentu pisanego. Niezależnie od formy, każda z tych konsultacji powinna być aktualna, poglądowa i logiczna. Dyżurny synoptyk powinien przy tym drobiazgowo scharakteryzować procesy synoptyczne kształtujące pogodę w określonym punkcie

znajdź więcej na
nakolannik.pl
baza wiedzy pilota

i odcinku trasy lotniczej, a następnie ostrzec przed oczekiwanymi zmianami pogody.

Konsultacja prowadzona przez dyżurnego synoptyka ma na celu zmniejszenie lub wyłączenie szkodliwych następstw spowodowanych warunkami pogodowymi. W przypadku napotkania nieprzewidzianych w prognozie warunków pogodowych pilot zmuszony jest praktycznie do samodzielnego podejmowania decyzji na podstawie własnych spostrzeżeń i wyciągnięcia odpowiednich wniosków. Dlatego podczas konsultacji meteorologicznej synoptyk powinien dać pilotowi wytyczne oraz wskazówki, jak powinien się zachować, gdyby warunki pogodowe nie były całkowicie zgodne z tymi, jakie podaje prognoza. Pilot, posiadając dane o warunkach pogodowych, na podstawie dostrzeżonych zjawisk może określić, jakie zmiany w opisanej przed startem sytuacji pogodowej spowodowały niezgodność prognozy z pogodą rzeczywistą i podjąć właściwą decyzję, odpowiednią do aktualnej sytuacji.

W przypadkach lotów operacyjnych zadania konsultacji meteorologicznej są jeszcze bardziej złożone i trudniejsze niż w przypadku lotów komunikacyjnych, które odbywają się zwykle wzdłuż korytarzy powietrznych, a więc w stosunkowo ograniczonym co do szerokości pasie. Prognoza pogody dla lotów operacyjnych ma znacznie większy zasięg tak w odniesieniu do odległości, jak i czasu (lot operacyjny może być z określonych powodów znacznie dłuższy niż przewidywano). Z tego też powodu konieczna jest w tym przypadku bardziej wszechstronna i bardziej szczegółowa konsultacja. Powinna ona dać pilotowi synoptyczne uzasadnienie samej prognozy pogody, zwrócić jego uwagę na możliwość odchyleń warunków pogody rzeczywistej od prognozowanej itp.

Przy omawianiu synoptycznego uzasadnienia prognozy pogody objaśnia się:

— ogólną sytuację synoptyczną na podstawie ostatniej i poprzedniej mapy pogody; zwraca się przy tym uwagę pilota na te elementy sytuacji synoptycznej, które mogą wywrzeć istotny wpływ na warunki pogodowe wzdłuż trasy lotu i całej przestrzeni lotnej; do tych elementów zalicza się ośrodki baryczne, fronty atmosferyczne i zjawiska meteorologiczne;
— przebieg warunków meteorologicznych w ciągu ubiegłych kilku godzin; za podstawę informacji przyjmuje się obserwacje dokonywane na sieci stacji meteorologicznych;

— możliwość pewnych odchyleń rzeczywistych warunków pogodowych od prognozowanych w czasie trwania lotu.

Wskazania te podaje się według schematu:

— podkreślenie tych danych obserwacyjnych, które pozornie przeczą sobie, lecz zostały uwzględnione podczas opracowywania prognozy pogody,
— zwrócenie uwagi na pewne braki w materiale pochodzącym z obserwacji naziemnych, co może mieć wpływ na treść prognozy pogody opracowywanej dla określonego miejsca czy rejonu.

Niedociągnięcia w opracowaniu pogody mogą wyniknąć z dwóch przyczyn:

1) z błędnego określenia kierunku i prędkości przemieszczania się ośrodków barycznych lub
2) z błędnych przewidywań zmian warunków pogodowych związanych z przemieszczaniem się ośrodków barycznych i frontów atmosferycznych.

Nieprecyzyjne określenie przemieszczania się ośrodków barycznych i frontów może spowodować, iż przewidywane zmiany pogody mogą nastąpić wcześniej lub później niż to przewidywała prognoza. Jeżeli z taką sytuacją pilot spotka się w czasie trwania lotu, to na podstawie wiadomości, jakie zostały mu przekazane w trakcie konsultacji meteorologicznych, może on:

— powziąć decyzję zawrócenia z trasy,
— ominąć strefy złej pogody, zwiększając np. pułap lotu,
— odejść w bok od przyjętego kursu,
— kontynuować lot bez zmiany kursu,
— lądować na najbliższym lotnisku.

Każdy lot zostaje objęty zawsze jedną z form konsultacji meteorologicznej, umożliwiającej załodze samolotu zorientowanie się w panujących i oczekiwanych warunkach pogodowych. Osłona meteorologiczna dostarcza załodze samolotu na ziemi informacje meteorologiczne bezpośrednio przed startem oraz przekazuje je również na pokład samolotu znajdującego się w powietrzu. Oprócz tego dostarcza ona ciągle informacji o pogodzie pracownikom kontroli ruchu na danym lotnisku. Podczas odprawy meteorologicznej (konsultacji) załodze samolotu wręcza się komplet dokumentów meteorologicznych. W skład tego kompletu wchodzą:

— prognostyczna mapa pogody (*Significant Weather Map*),
— prognostyczne mapy topografii barycznej powierzchni 500 i 300 mb,
— prognozę dla poszczególnych lotnisk (TAF).

Ważność prognostycznych map pogody obliczona jest na

znajdź więcej na
nakolannik.pl
baza wiedzy pilota

12 godzin. Przedstawia się na niej oczekiwane warunki meteorologiczne.

Na mapach prognostycznych topografii barycznej wykreśla się izohipsy, a strzałkami zaznacza się kierunek wiatru. Na blankiecie zaś zawierającym dane o wietrze i o temperaturze podaje się ich wartości na poszczególnych lotniskach.

Taki komplet dokumentacji meteorologicznej umożliwia pilotowi przygotowanie pod względem meteorologicznym warunków lotu. Jednak dla bardziej dokładnej oceny warunków meteorologicznych dyżurny synoptyk wręczając dokumenty zwraca pilotowi uwagę na faktyczne warunki pogodowe i na te, z którymi należy liczyć się w czasie lotu. W przypadku trudnych warunków pogodowych na blankiecie zawierającym prognozę na przelot podaje się także dane odnośnie warunków pogodowych panujących na lotniskach zapasowych.

Dla lotnictwa sportowego, sanitarnego oraz dla lotnictwa świadczącego usługi gospodarcze sporządza się tzw. prognozy pogody dla określonego rejonu. Opracowywane są one w regionalnych biurach prognoz (RBP) i przekazywane są do użytkowników telefonicznie. Zawierają one następujące informacje: datę ,ważności, po czym w sposób opisowy podana jest sytuacja meteorologiczna, a dalej informacja odnośnie wiatru dolnego i górnego (prędkość i kierunek), opis pogody, zachmurzenia — wielkość i rodzaj, wysokość podstawy chmur i wysokość ich wierzchołków n.p.m. Po grupie chmurowej podana jest widzialność pozioma, wysokość położenia izotermy 0°C n.p.m., dane o oblodzeniu i turbulencji, ciśnienie na poziomie lotniska.

3.6.5. Wymiana danych meteorologicznych w skali ogólnoświatowej

Gwałtowny rozwój lotnictwa w ciągu ostatnich 20 lat pociągnął za sobą znaczny wzrost liczby startów i lądowań na poszczególnych lotniskach komunikacyjnych. Pociągnęło to za sobą zwiększenie liczby żądań stawianych przez lotnictwo przed meteorologią, szczególnie zaś przed meteorologiczną osłoną lotnictwa. Aby sprostać tym wszystkim zapotrzebowaniom, meteorolodzy musieli mieć możność szybkiego otrzymywania danych nie tylko z najbliższych krajów, lecz z poszczególnych kontynentów.

Istniejąca w obecnej chwili wymiana informacji meteorologicznych daleka jest jeszcze od doskonałości, zwłaszcza z uwagi na szybkość ich przekazywania. Z tego też powodu wielu uczonych na całym świecie pracuje nad udoskonaleniem aparatury, mającej służyć szybkiemu przekazywaniu informacji meteorologicznych.

Loty międzykontynentalne nie mogą być obecnie już zabezpieczane wyłącznie siłami służby meteorologicznej jednego kraju — konieczna jest tu daleko idąca współpraca między wieloma służbami meteorologicznymi. Koordynacją, planowaniem i regulacją meteorologicznego zabezpieczenia tego rodzaju lotów zajmuje się Międzynarodowa Organizacja Meteorologiczna (*World Meteorological Organisation* — WMO).

O wielkości strumienia informacji meteorologicznych w skali globu świadczą liczby: w roku 1956 codziennie przekazywało swe informacje 7800 stacji meteorologicznych, 3000 samolotów, 2400 statków, wysyłając wspólnie 100 000 obserwacji naziemnych i 10 000 obserwacji dotyczących górnych warstw atmosfery. Drogą 1200 programów nadawczych dane te w ciągu całego dnia były rozpowszechniane na całym świecie, głównie dla potrzeb meteorologii synoptycznej i osłony lotnictwa. Pod koniec zaś 1972 r. liczba stacji naziemnych wzrosła do 8500 obserwacje meteorologiczne prowadziło 5500 statków, kilkanaście statków meteorologicznych, wiele samolotów, satelity meteorologiczne oraz pływające stacje meteorologiczne (boje). Spowodowało to, że liczba obserwacji znacznie wzrosła w porównaniu z rokiem 1956. Liczba obecnie napływających informacji nie rozwiązuje jeszcze zagadnienia ciągłego zabezpieczenia portów lotniczych i załóg samolotów w potrzebne dane o pogodzie. Trudności wynikają przede wszystkim z szybkości ich przekazywania i opracowywania tak ogromnego materiału obserwacyjnego oraz z konieczności organizacji zabezpieczenia meteorologicznego lotów międzykontynentalnych.

Dla wymiany informacji meteorologicznych między poszczególnymi kontynentami została zorganizowana sieć tzw. centrów meteorologicznych (rys. 3-25). Oprócz wymiany danych drogą radiową między poszczególnymi centrami zorganizowano również wymianę za pomocą łączności przewodowej z rejestracją automatyczną (dalekopis faksymile). Przekazywanie danych za pomocą faksymile opracowanych już danych (mapy pogody) stało się obecnie bardzo powszechne.

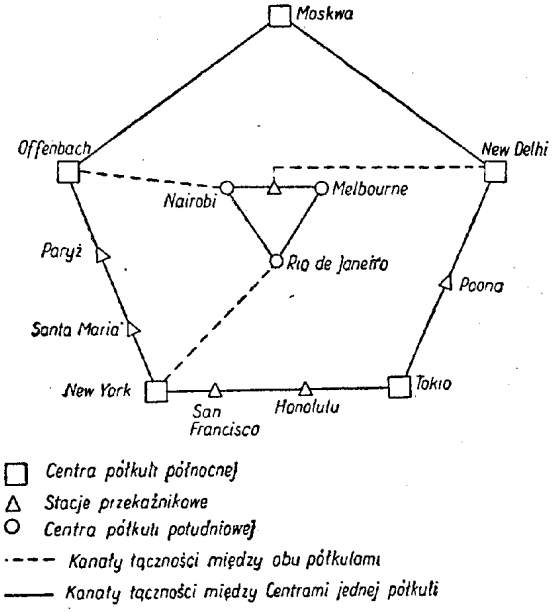
Na obszarze Europy została w tym celu zorganizowana w 1960 r. tzw. europejska operacyjna sieć telekomunikacyjna, nazwana skrótowo MOTNE. (*Meteorological Oper*

znajdź więcej na nakolannik.pl baza wiedzy pilota

tional Telecomunication Network in Europe, rys. 3.26). Przy wykorzystaniu tej sieci prowadzi się wymianę informacji meteorologicznych między portami lotniczymi. Drogą tą przekazuje się:

— informacje o warunkach pogodowych w danym porcie lotniczym, uzupełnione prognozą na lądowanie z ważnością na dwie godziny — nadawane co pół godziny,

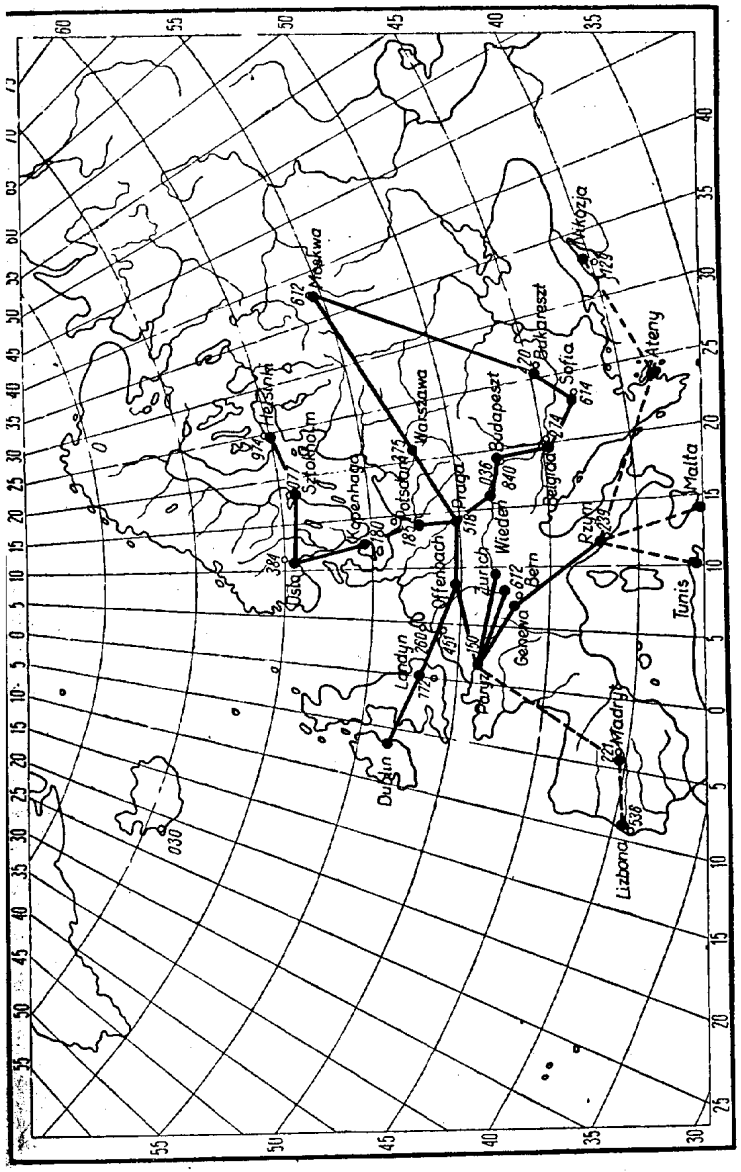
— prognozy na przelot z ważnością na 9 godzin — nadawane co trzy godziny.



Rys. 3-25. Schemat wymiany informacji meteorologicznych między centrami półkuli północnej i południowej

Terytorium, na którym działa ten system łączności podzielony jest na okręgi, których zasięg wyznaczają granice państwowe. W każdym takim okręgu istnieje centrum meteorologii lotniczej, które przekazuje swe dane do jednego z trzech centrów meteorologicznych: Offenbach n. Menem, Paryż, Wiedeń. Centra te przekazują następnie otrzymane dane do innych ośrodków krajowych.

Wiosną 1961 r. na obszarze półkuli północnej została uruchomiona wymiana danych meteorologicznych pomiędzy pięcioma centrami meteorologicznymi za pomoca łącz-



znajdź więcej na
nakolannik.pl
baza wiedzy pilota

ności przewodowej i drogą radiową: Moskwa — Nowy Jork — New Delhi — Offenbach — Tokio. Każde z tych centrów jest odpowiedzialne za zbieranie danych meteorologicznych z podporządkowanego mu rejonu i przekazywanie ich następnie do sąsiednich centrów krajowych.

W 1964 r. została uruchomiona bezpośrednia i regularna wymiana danych meteorologicznych między Moskwą i Nowym Jorkiem. W ten sposób doszło do powstania dwóch pierwszych Światowych Centrów Meteorologicznych. Trzecim centrum wybrano Melbourne.

Wymiana danych między Moskwą i Nowym Jorkiem odbywa się za pomocą specjalnego kabla, biegnącego przez Warszawę, Berlin, Frankfurt n. Menem, Londyn, a dalej kablem transatlantyckim. Tą drogą bywają przekazywane przede wszystkim mapy prognostyczne zestawione według danych obliczonych przez maszyny cyfrowe oraz dane meteorologiczne zebrane z regionalnych centrów meteorologicznych. Ze Światowego Centrum w Moskwie przekazywane są do Światowego Centrum w Nowym Jorku dane z obszaru Związku Radzieckiego, Europy, Południowej Azji i południowej części Oceanu Spokojnego. Z Nowego Jorku zaś przekazywane są do Centrum w Moskwie mapy prognostyczne oraz dane z obszaru Ameryki Północnej i Środkowej oraz północnych części Oceanu Atlantyckiego i Oceanu Spokojnego.

Na półkuli południowej wytypowano trzy światowe centra — Melbourne, Brasilia i Nairobi. Melbourne prowadzi wymianę z New Delhi poprzez stację przekaźnikową w Singapurze, Brasilia z Nowym Jorkiem, a Nairobi z Offenbach. Centrum w Melbourne zbiera także dane z obszaru Antarktydy. Schemat wymiany informacji meteorologicznych między obu półkulami przedstawiono na rys. 3.25.

3.6.6. Klucze do szyfrowania depesz meteorologicznych dla potrzeb lotnictwa

Do szybkiego przekazywania danych meteorologicznych do potrzeb lotnictwa stosuje się międzynarodowe klucze, za pomocą których szyfruje się ściśle określone informacje meteorologiczne, np. informacje dotyczące warunków pogodowych panujących nad danym lotniskiem na trasie lotu itp.

W rozdziale niniejszym przedstawiono w formie ogólnej, bez szczegółowego wchodzenia w sposób szyfrowania, tylko niektóre klucze, inne zaś przedstawiono w sposób opisowy.

A. Depesza METAR

Jest to depesza przekazująca wyniki obserwacji meteorologicznych do potrzeb lotnictwa. Ogólna postać tej depeszy wygląda następująco:

METAR GGgg CCCC ddd ff/$f_{max}f_{max}$
VVVV ($RV_RV_RV_R/D_RD_R$) *w'w'* ($N_SCCh_Sh_S$)
lub *CAVOK*
($T'T/T'_dT'd$) ($P_HP_HP_HP_H$)

Wskaźnik słowny METAR oznacza, że dana depesza zawiera wyniki dolnych obserwacji meteorologicznych,

GGgg — czas dokonania obserwacji w godzinach (*GG*) i minutach (*gg*) wg czasu GMT,
CCCC — Międzynarodowy czteroliterowy wskaźnik lotniskowych stacji meteorologicznych (np. EPPO — Poznań, EPWA — Warszawa, EPGD — Gdańsk),
ddd — kierunek wiatru dolnego w dziesiątkach stopni (np. 090 — wschód, 180 — południe, 270 — zachód, 360 — północ),
ff — prędkość wiatru dolnego w m/s,
$f_{max}f_{max}$ — maksymalna prędkość wiatru dolnego w m/s,
VVVV — widzialność pozioma w metrach do 9000 m (podaje się co 100 m do odległości 5 km, a następnie co jeden kilometr),
R — wskaźnik literowy grupy widzialności na drogach startowych,
$V_RV_RV_RV_R$ — zasięg widzialności na drogach startowych w metrach,
D_RD_R — numer drogi startowej, dla której podana jest widzialność pod „$V_RV_RV_RV_R$"; zasięg widzialności na drogach startowych szyfruje się w metrach: do 500 m co 50 m, 500÷÷1000 m co 100 m, powyżej 1000 m — co 200 m,
w'w' — zaobserwowane zjawiska pogody w czasie obserwacji lub w czasie ostatniej godziny zwykle podaje się je skrótami literowymi
N_S — wielkość zachmurzenia przez rodzaj chmur podany pod „*CC*",
CC — rodzaj chmur — podaje się skrótami łacińskimi, np. Ci, Ns, Cu, Cb,
h_Sh_S — wysokość podstawy chmur nad poziom stacji, których rodzaj podano pod „*CC*",

znajdź więcej na nakolannik.pl baza wiedzy pilota

CAVOK — określenie to podaje się w depeszy zamiast grup *VVVV*, *R,V_RV_RV_RV_R/D_RD_R*, *w'w'*, *N_SCCh_Sh_S*, w przypadku gdy na stacji w czasie obserwacji wystąpią jednocześnie następujące warunki:
a) widzialność 10 km lub powyżej,
b) wielkość zachmurzenia 4/8 lub mniej o podstawie 300 m lub powyżej i brak chmur Cb,
c) brak opadów, brak chmur,

T'T' — temperatura powietrza w całych °C,

T'_dT'_d — temperatura punktu rosy w całych °C (gdy temperatura jest ujemna, przed wartością temperatury dopisuje się znak M),

P_HP_HP_HP_H — wartość QNH w całych mb.

B. Depesza SPECI

Jest to depesza służąca do przekazywania dodatkowych specjalnie wybranych obserwacji meteorologicznych dla lotnictwa.

Ogólna postać depeszy:

SPECI GGgg CCCC dddff/f_mf_m
VVVV (RV_RV_RV_RV_R/D_RD_R) w'w' (N_SCCh_Sh_S)
lub *CAVOK*

Wskaźnik słowny SPECI oznacza, że depesza ta zawiera dodatkowe, specjalnie wybrane obserwacje meteorologiczne o szczególnym znaczeniu dla lotnictwa. Przy szyfrowaniu tej depeszy obowiązują te same zasady, co i przy szyfrowaniu depeszy METAR (oznaczenia literowe odpowiadają tym samym obserwowanym elementom meteorologicznym). Przekazuje się je w następujących okolicznościach:

— gdy obserwuje się znaczne obniżenie się podstaw chmur;
— gdy zmienia się wielkość pokrycia nieba, np. z 4/8 lub mniej do więcej niż 4/8, lub też gdy zmienia się z więcej niż 4/8 do 4/8 lub mniej;
— gdy ulega zmianie widzialność pozioma — zwiększa się lub zmniejsza do wartości 800, 1600, 5000 m;
— gdy widzialność na drogach startowych z punktu odległego o 300 m pogarsza się lub polepsza do 200, 400, 800 m;
— średni kierunek wiatru dolnego zmienił się o 30° lub więcej od czasu ostatniej obserwacji, a prędkość wiatru przekroczyła 8 m/s;
— kiedy występują następujące zjawiska meteorologiczne: trąba powietrzna, burza, grad, śnieg z deszczem, opad marznący, zamieć śnieżna, wichura pyłowa lub piaskowa, nawałnica.

C. Depesza TAF

Jest to depesza do przekazywania prognozy dla lotniska Ogólna postać depeszy ma postać:

TAF G_1G_1G_2G_2 (CCCC) dddff/f_maxf_max
VVVV w'w' (N_SCCh_Sh_S)
lub *CAVOK*
(OG_FG_FT_FT_F) (6 J_ch_ih_it_L) (5 Bh_Bh_Bt_L)

W praktyce poszczególne grupy zamknięte w nawiasach kwadratowych mogą być powtarzane w depeszy zgodnie ze szczegółowymi przepisami odnośnie ich użycia. Poszczególne zaś grupy mające liczbę wskaźnikową mogą być opuszczone w przypadku gdy nie jest przewidywane wystąpienie zjawisk określonych przez te grupy lub gdy nie są one żądane.

Oznaczenia:

G_1G_1 — czas rozpoczęcia okresu ważności prognozy w całych godzinach wg czasu GMT,

G_2G_2 — czas zakończenia okresu ważności prognozy w całych godzinach, wg czasu GMT,

CCCC — międzynarodowy czteroliterowy wskaźnik lotniska,

ddd — kierunek wiatru dolnego w dziesiątkach stopni w skali 10° do 360°; gdy panuje cisza w miejsce *ddd* wstawia się zera „000", przy zmiennych kierunkach wiatru stawia się „999",

ff — prędkość wiatru dolnego w m/s,

f_maxf_max — maksymalna prędkość wiatru dolnego w m/s,

VVVV — przewidywana widzialność pozioma w metrach do 9000 m,

w'w' — przewidywane zjawisko pogody,

N_S — przewidywana wielkość zachmurzenia przez rodzaj chmur podanych pod „*CC*",

CC — przewidywany rodzaj chmur,

h_Sh_S — przewidywana wysokość podstawy chmur ponad oficjalny poziom lotniska, których rodzaj podano pod „*CC*",

G_FG_F — podobnie jak w depeszy *METAR*,

CAVOK — wskaźnik liczbowy grupy,

O — czas w pełnych godzinach wg GMT, na który podano temperaturę przewidywaną pod „T_FT_F",

znajdź więcej na
nakolannik.pl
baza wiedzy pilota

T_FT_F — temperatura przewidywana w całych °C (cała ta grupa może być kilkakrotnie powtarzana),
6 — cyfra wskaźnikowa grupy,
J_c — symbol ten wskazuje, że podane jest oblodzenie narastające na zewnętrznych częściach samolotu,
h_ih_i — wysokość najniższego poziomu oblodzenia, liczona od oficjalnej wysokości lotniska,
t_L — grubość warstwy powietrza, w której występuje oblodzenie,
5 — cyfra wskaźnikowa grupy,
B — wskaźnik informujący, że dane dotyczą turbulencji,
h_Bh_B — wysokość najniższego poziomu turbulencji, liczona od oficjalnej wysokości lotniska,
t_L — grubość warstwy turbulencyjnej.

D. Prognoza na lądowanie typu TREND

Prognoza ta dołączona do depeszy obserwacji dolnych dla lotniska wskazuje na mogące nastąpić zmiany poszczególnych elementów meteorologicznych podanych w tej depeszy. Okres ważności prognozy typu TREND wynosi 2 godziny od czasu obserwacji, do której została dołączona.

Jeżeli nie przewiduje się żadnych istotnych zmian warunków podanych w depeszy obserwacji dolnych dla lotnictwa, to na końcu tej depeszy umieszczony jest wskaźnik słowny NOSIG. Jeśli zaś przewidywane są jakiekolwiek zmiany, to zależnie od rodzaju tych zmian, na końcu depeszy załącza się jeden z następujących wskaźników słownych: GRADU, RAPID, INTER, TEMPO, TEND, po czym następuje charakterystyka przewidywanej zmiany.

Prognozę tę opracowuje się, gdy:
— widzialność podana w depeszy jest mniejsza niż 5 km lub gdy przewiduje się pogorszenie się widzialności do poniżej 5 km. Depesza typu TREND wskazuje przewidywane istotne zmiany widzialności, tzn. gdy widzialność przekroczy lub osiągnie 200, 400, 600, 800, 1600, 3000, 5000 m;
— wysokość podstawy chmur w depeszy jest poniżej 450 m lub gdy przewiduje się, że wysokość podstawy chmur obniży się poniżej 450 m; wówczas prognoza typu TREND wskaże przewidywane istotne zmiany w wysokości podstawy chmur i wielkość pokrycia nieba lub tylko w pokryciu nieba. Za istotne zmiany widzialności uważa się takie, gdy widzialność osiągnie 30, 60, 150, 300 i 450 m. Istotne zmiany w wielkości pokrycia nieba przez te chmury są wówczas, gdy w kość pokrycia jest 4/8 lub mniej i wzrasta do wi niż 4/8 lub gdy pokrycie nieba wynosi więcej niż i maleje do 4/8 lub mniej;
— przewiduje się, że wiatr dolny zmieni się o następu wartości:
— zmiana kierunku wiatru wynosi co najmniej 30° i ł się z prędkością wiatru przekraczającą 10 m/s,
— zmiana średniej prędkości wiatru o co najmniej 5 gdy średnia prędkość przed i po lub tylko po zmi prędkości przekracza 15 m/s;
— przewidywane jest wystąpienie burzy lub marzną deszczu.

Wskaźniki zmian mogą być użyte w prognozach TREND zgodnie z następującymi wskaźnikami:
GRADU — gdy przewidywana zmiana będzie następ stopniowo przez okres ważności prognozy w określonym czasie,
RAPID — gdy przewidywana zmiana będzie trwać cej niż pół godziny,
TEMPO — gdy przewidywana zmiana (zmiany) b trwała krócej niż 1 godzinę, zmiany wa ków pogodowych nie będą wstępowały b często — będą przeważały warunki wys jące pomiędzy zmianami,
INTER — przewidywane zmiany będą występowały sto, lecz tylko w krótkich okresach z niewielkimi tylko przerwami,
TEND — gdy nie można zastosować żadnego z pop nich wskaźników zmian.

Gdy w prognozie typu TREND użyty jest jedc wskaźników zmian, wówczas musi być zachowana pująca kolejność czynników meteorologicznych:
— zmiana wiatru,
— zmiana widzialności,
— zmiana pogody,
— zmiany dotyczące chmur.

E. Depesza ostrzegawczo-informacyjna SIGMET

Depeszę tę opracowuje się, gdy wystąpiło lub jest widywane wystąpienie jednego lub więcej z następuj zjawisk:
— obszar aktywnych burz,
— cyklon tropikalny,
— silna linia nawałnicowa,
— silny grad,

znajdź więcej na
nakolannik.pl
baza wiedzy pilota

— silna turbulencja,
— silne oblodzenie,
— fala orograficzna,
— obszar burz piaskowych lub pyłowych.

W depeszy SIGMET zachowuje się zawsze następującą kolejność przekazywanych informacji:
— wskaźnik przekazywanej informacji (SIGMET),
— okres ważności,
— zjawisko,
— opis zjawiska,
— rodzaj informacji (czy zjawisko jest zaobserwowane, czy też przewidywane),
— lokalizacja (miejsce gdzie dane zjawisko wystąpi),
— przemieszczanie się zjawiska lub przewidywany kierunek przemieszczania się zjawiska,
— przewidywany rozwój (intensywność, natężenie).

Okres ważności depeszy SIGMET wynosi około 3÷4 godzin, nie może być dłuższy niż 6 godzin. Depeszę tę opracowuje się przy użyciu obowiązujących skrótów międzynarodowych (angielskich). Dla obszaru Polski depesze tego typu opracowuje i przekazuje do wymiany międzynarodowej Sekcja Prognoz Lotniczych na lotnisku Warszawa—Okęcie. Zależnie od potrzeby może ona być opracowana dla całego obszaru Polski lub tylko dla pewnej jej części.

F. Prognoza na trasę dla lotnictwa ROFOR

Nazwa depeszy ROFOR wskazuje, że jest to zaszyfrowana prognoza lotnicza, opracowana na trasę między dwoma określonymi lotniskami. Nazwa ROFOR jest zawsze umieszczana przed depeszą jako wskaźnik. Przewidywane warunki na trasie mogą być podane w dwojaki sposób:
— przez podzielenie trasy na odcinki i podanie szczegółowych warunków przewidywanych w odpowiednim okresie czasu na każdym z tych odcinków,
— przez wybranie serii punktów wzdłuż trasy i prognozowanie warunków pogody dla tych punktów; w tym przypadku liczba wybranych punktów musi być tak dobrana, aby punkty te odzwierciedlały przewidywane na trasie wiatry i warunki pogody.

Trasa, dla której opracowana jest prognoza zaczyna się od lotniska startu i kończy się na lotnisku, na którym samolot ma lądować (podane skrótem czteroliterowym *CCCC*).

Ogólna postać depeszy ROFOR:
ROFOR $G_1G_1G_2G_2$
CCCC $(QL_aL_aL_oL_o)$ *CCCC* Oi_2zzz
(VVVV) $(w_1w_1w_1w_1)$ $(N_sCCh_sh_s)$ $7h_fh_fh_fh_f$ $6J_ch_ih_it_L$
$5Bh_Bh_Bt_L$ $(4h_xh_xT_hT_h\ d_hd_hf_hf_hf_h)$ $(2h_p'h_p'T_pT_p)$
$(11111\ QL_aL_aL_oL_o\ h'_jh'_jf_jf_jf_j)$
$(22222\ h'_mh'_mf'_wf_wf_w\ d_md_mvv)$

Oznaczenia:

G_1G_1	— czas rozpoczęcia okresu ważności prognozy w całych godzinach, wg czasu GMT,
G_2G_2	— czas zakończenia okresu ważności prognozy w całych godzinach, wg czasu GMT,
CCCC	— międzynarodowy wskaźnik czteroliterowy danego lotniska,
Q	— oktant globu,
L_aL_a	— szerokość geograficzna w całych stopniach,
L_oL_o	— długość geograficzna w całych stopniach,
O	— cyfra wskaźnikowa grupy,
i_2	— wskaźnik rodzaju podziału trasy,
zzz	— określenie stref,
VVVV	— przewidywana widzialność w metrach do 9000 m,
$w_1w_1w_1$	— pogoda przewidywana,
N_s	— przewidywana wielkość zachmurzenia w oktanach przez rodzaj chmur podany pod *CC*,
CC	— przewidywany rodzaj chmur,
h_sh_s	— przewidywana wysokość podstawy chmur, których rodzaj podano pod *CC*,
7	— cyfra wskaźnikowa grupy,
h_fh_f	— wysokość wierzchołków chmur, których rodzaj podano pod *CC* i podstawę pod h_sh_s (powyżej średniego poziomu morza),
h_fh_f	— wysokość izotermy 0°C (powyżej średniego poziomu morza),
6	— cyfra wskaźnikowa grupy,
J_c	— rodzaj oblodzenia,
h_ih_i	— wysokość najniższego poziomu oblodzenia (n.p.m.),
t_L	— grubość warstwy,
5	— cyfra wskaźnikowa grupy,
B	— turbulencja,
h_Bh_B	— wysokość najniższego poziomu turbulencji (n.p.m.),
t_L	— grubość warstwy turbulencyjnej,
4	— cyfra wskaźnikowa grupy,
h_xh_x	— wysokość, dla której podano prognozę tempe-

znajdź więcej na nakolannik.pl baza wiedzy pilota

ratury i wiatru (powyżej średniego poziomu morza),

T_hT_h — przewidywana temperatura powietrza w całych °C, na wysokości podanej pod h_xh_x,

d_hd_h — kierunek, z którego wieje wiatr, w dziesiątkach stopni, na wysokości podanej pod h_xh_x,

$f_hf_hf_h$ — prędkość wiatru w węzłach, na wysokości podanej pod h_xh_x,

2 — cyfra wskaźnikowa grupy,

$h'_ph'_p$ — wysokość tropopauzy,

T_pT_p — przewidywana temperatura powietrza w całych °C, na wysokości podanej pod h_ph_p,

11111 — grupa wskazująca, że są podane informacje odnośnie pozycji jet-streamu i wiatrów, jakie będą spotykane w środku jet-streamu,

Q — oktant globu,

L_aL_a — szerokość geograficzna w całych stopniach,

L_oL_o — długość geograficzna w całych stopniach,

$h'_jh'_j$ — wysokość poziomu środka jet-streamu,

$f_jf_jf_j$ — prędkość wiatru w węzłach na wysokości podanej pod h_jh_j,

22222 — grupa wskazująca, że po niej podane są przewidywane wiatry maksymalne lub przewidywany pionowy przyrost prędkości wiatru,

$h'_mh'_m$ — wysokość poziomu wiatru maksymalnego,

$f_wf_wf_w$ — prędkość wiatru w węzłach na wysokości podanej pod $h'_wh'_w$,

d_md_m — przewidywany kierunek, z którego będzie wiał wiatr maksymalny w dziesiątkach stopni, na wysokości podanej pod h_wh_w,

vv — pionowy przyrost prędkości wiatru z wysokością w węzłach co 300 m.

G. Prognoza na przelot dla lotnictwa FIFOR

Depesza do przekazywania prognoz na przeloty FIFOR różni się od depeszy do przekazywania prognoz na trasy ROFOR tylko grupą czasową. Podaje ona czas odlotu w czasie GMT oraz przypuszczalny czas przylotu (w czasie GMT). Pozostała treść depeszy jest identyczna jak w depeszy ROFOR, zawiera wiadomości o elementach i zjawiskach meteorologicznych, jak prognoza na trasę.

H. Prognoza na trasę dla lotnictwa PRORO

(wszystkie wysokości podane są w tej depeszy w jednostkach ciśnienia).

Nazwa depeszy PRORO wskazuje, że jest to zaszyfrowana prognoza lotnicza ze wszystkimi wysokościami podanymi w jednostkach ciśnienia. Nazwa PRORO musi być zawsze umieszczona przed depeszą jako wskaźnik. Ta forma depeszy jest używana do przekazywania informacji meteorologicznych dla lotnisk, na których nie ma biur prognoz. Przewidywane warunki na trasę mogą być podane w jednym z dwóch następujących sposobów:

— przez podzielenie trasy na odcinki i podanie szczegółowych warunków przewidywanych w odpowiednim okresie czasu na każdym z tych odcinków, strefy 5° mogą być łączone, jeżeli warunki pogody są wystarczająco jednolite;

— przez wybranie punktów wzdłuż trasy i prognozowanie warunków pogody dla tych punktów; w tym przypadku musi być wybrana odpowiednia liczba tych punktów, aby odzwierciedlały przewidywane na trasie warunki pogody i wiatry.

Prognoza jest uważana za ważną dla każdego z punktów na trasie lub dla każdego odcinka w czasie podanym w grupie czasowej.

I. Prognoza na przelot dla lotnictwa PROFI

Depesza do przekazywania prognoz na przeloty (PROFI) różni się od depeszy do przekazywania prognoz na trasy PRORO tylko pierwszą grupą czasową, podającą przypuszczalny czas odlotu w czasie GMT oraz przypuszczalny czas przylotu w czasie GMT. Pozostała treść depeszy jest identyczna jak w depeszy PRORO; zawiera wiadomości o elementach i zjawiskach meteorologicznych, tak jak prognoza na trasę, podająca wszystkie wysokości w jednostkach ciśnienia.

W przypadku dwóch ostatnich depesz w jednostkach ciśnienia podaje się: ciśnienie na wysokości podstaw chmur, których rodzaj podano w depeszy, ciśnienie na wysokości wierzchołków chmur, których rodzaj podano w depeszy, ciśnienie na wysokości izotermy 0°C, ciśnienie na wysokości najniższego poziomu oblodzenia; następnie depesza zawiera dane odnośnie rodzaju układu ciśnienia (układ niżów, niż, niż wtórny, zatoka, fala, wyż, obszar jednorodnego ciśnienia, klin, siodło, cyklon tropikalny). Po tych informacjach depesza podaje ciśnienie na najniższym poziomie turbulencji, ciśnienie, do którego odnosi się podana temperatura i wiatr, ciśnienie na wysokości tropopauzy,

znajdź więcej na
nakolannik.pl
baza wiedzy pilota

ciśnienie na wysokości środka jet-streamu, ciśnienie na wysokości wiatru maksymalnego.

Wartości ciśnienia podawane są w dziesiątkach miliba-rów. Wszystkie pozostałe symbole i grupy w obu tych de-peszach szyfruje się identycznie jak w depeszy ROFOR czy PRORO.

LITERATURA

Баранов А. М., Мазурин В. С. — Авиационная метеорология. Гидрометеорогическое издательство, Ленинград 1966

Berth W., Keller W., Scharnow U. — Wetterkunde. Transpress, Berlin 1969

Дубинский Г., Гуральник И., Мамиконова С. — Метеорология. Гидрометеорологическое изд., Ленинград 1965

Eichenberger W. — Flugwetterkunde. Schweizer Druck- und Verlagshaus A. G., Zurich 1958

George J. J. — Weather forecasting for aeronautics. Academic Press, New York and London 1960

Имянитов И. М. — Электризация самолетов в облаках и осад-ках. Гидрометеорологическое изд., Ленинград 1970

Parczewski Wł. — Meteorologia lotnicza. Czytelnik, Warszawa 1953

Пчелко И. Г. — Авиационная метеорология. Гидрометеороло-гическое изд. Ленинград 1963

Пчелко И. Г., Ретренко Н., Булдовский Г. — Метеорологиче-ские условия полетов сверхзвуковых самолетов. Гидроме-теорологическое изд., Ленинград 1970

Schmidt M. — Meteorologia lotnicza. WKŁ, Warszawa 1967 Seria „Szkolenie Szybowcowe"

Schmidt M. — Meteorologia. WKŁ, Warszawa 1969. Seria „Wyczynowe Szkolenie Szybowcowe"

Szczeciński Cz. — Meteorologia na usługach lotnictwa.WK Warszawa 1952

Шталь В. А. — Проблемы авиационной метеорологии. Гидро-метеорологическое изд., Ленинград 1966

Wallington C. E. — Meteorology for glider pilots. John Mur-ray Ltd. London 1961

Зверев А. С. — Синоптическая метеорология. Гидрометеор-логическое изд., Ленинград 1968

Prace zbiorowe

Руководство по краткосрочным прогнозам. Гидрометеороло-гическое изд., Ленинград 1965

Авиационный справочник (для летчика и штурмана). Воени-дат, Москва 1964

Справочник пилота и штурмана гражданской авиации „Транспорт", Москва 1967

PIHM. Klucze do szyfrowania depesz meteorologicznych d potrzeb lotnictwa. Warszawa 1967

znajdź więcej na
nakolannik.pl
baza wiedzy pilota